



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ESTUDIO GEOLÓGICO Y GEOTÉCNICO DEL DESLIZAMIENTO  
"ZAPOTITLÁN DE MÉNDEZ", UBICADO EN LA SIERRA NORTE  
DEL ESTADO DE PUEBLA.**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**I N G E N I E R O G E Ó L O G O**

**P R E S E N T A**

**ZOILA HERNÁNDEZ MENA**

**FACULTAD DE  
INGENIERIA**



**U N A M**

**DIRECTOR DE TESIS:**

**ING. SERGIO R. HERRERA CASTAÑEDA**

**MÉXICO, D.F.**

**2002**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-1504

**SRITA. ZOILA HERNANDEZ MENA**  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Sergio R. Herrera Castañeda y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**ESTUDIO GEOLOGICO Y GEOTECNICO DEL DESLIZAMIENTO "ZAPOTITLAN DE MENDEZ", UBICADO EN LA SIERRA NORTE DEL ESTADO DE PUEBLA**

- I INTRODUCCION**
- II GENERALIDADES**
- III GEOLOGIA**
- IV FACTORES INFLUYENTES EN LA ESTABILIDAD DE LAS LADERAS**
- V HISTORIA Y SITUACION HIDROCLIMATOLOGICA**
- VI MORFOLOGIA Y TOPOGRAFIA DEL AREA DEL DESLIZAMIENTO**
- VII CARACTERISTICAS Y DESCRIPCION DEL DESLIZAMIENTO**
- VIII ANALISIS DE ESTABILIDAD**
- IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- BIBLIOGRAFIA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

**"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"**

Cd. Universitaria, D. F., a 21 de noviembre de 2001

EL DIRECTOR

  
**ING. GERARDO FERRANDO BRAVO**

GFB\*RLLR\*gtg

P

## DEDICADO A:

### MIS PADRES:

DEDICO CON ESPECIAL CARIÑO Y ADMIRACIÓN LA CULMINACIÓN DE ESTE LOGRO A LOS DOS SERES MAS IMPORTANTES DE MI VIDA FORMACIONAL, SU AMOR, DESAMOR, VALORACIÓN, PACIENCIA Y COMPRENSIÓN AYUDARON EN CADA INSTANTE QUE TUVE QUE PASAR PARA LOGRAR HOY ESTE OBJETIVO.

GRACIAS MAMÁ POR ENSEÑARME LO DIFÍCIL QUE ES LA VIDA CON TÚ EJEMPLO.

GRACIAS PAPÁ POR AYUDARME A VERME A MI MISMA EN LA SOLEDAD, PERO MÁS, POR AYUDARME A VOLVER A TI.

### MI ESPOSO:

POR SER MI MEJOR COMPAÑERO DE BANCA, MI AMIGO, MI MAESTRO Y, SOBRE TODO, POR TODO LO QUE PARA MÍ REPRESENTA SU ESPECIAL PERSONA.

### MIS HERMANOS:

OSWALDO, POR NO DEJARME CAER Y RENUNCIAR EN LOS INICIOS DE MI CARRERA DESPUÉS DE MI PRIMER EXÁMEN DEPARTAMENTAL.

LEONEL, POR EL APOYO INCONDICIONAL QUE SIEMPRE ME HA DEMOSTRADO, POR SU GRAN CARIÑO Y BUEN EJEMPLO.

IZAÚ, POR EL GRAN CORAZÓN Y LA PREOCUPACIÓN QUE SIEMPRE  
HA TENIDO PARA CONMIGO, A PESAR DE LOS BELLOS REGALOS  
QUE LA VIDA LE HA DADO, DIEGO Y MARTHA.

NADIA, POR LOS BUENOS Y MALOS MOMENTOS QUE HEMOS  
PASADO COMO HERMANAS.

MIS AMIGOS:

Alejandro Lara, Candelaria Venado, Carlos Obregón, Daniel Jacinto, Edgar  
Ángeles, Elsa Zavala, Juan Manuel Crisóstomo, Laura Rosales, Ernestina  
Orozco, Ricardo Álvarez(†), Salvador Sánchez. POR LOS BUENOS  
MOMENTOS QUE PASAMOS EN LA FACULTAD Y EN LOS MAS BELLOS  
LUGARES DE NUESTRO PAIS.

# AGRADECIMIENTOS:

A LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.

A LA FACULTAD DE INGENIERÍA.

A LA DIRECCIÓN GENERAL DE SERVICIOS TÉCNICOS DE LA SCT.

A LA COMINSIÓN NACIONAL DEL AGUA.

AL SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL.

AL SISMOLÓGICO NACIONAL.

A LOS HABITANTES DE ZAPOTITLÁN DE MÉNDEZ PUE.

## AGRADECIMIENTO ESPECIAL:

AL ING. SERGIO RAÚL HERRERA CASTAÑEDA, POR LA DIRECCIÓN DE ESTE TRABAJO, POR SU ENSTUSIASMO EN EL TEMA Y POR DARMER LOS MEJORES CONOCIMIENTOS DE LA MECÁNICA DE ROCAS.

AL ING. JUAN MANUEL OROZCO Y OROZCO, POR LA AYUDA PROFESIONAL Y PERSONAL QUE MANIFESTO A LO LARGO DE TODO EL DESARROLLO DE ESTE TRABAJO.

A LA ING. CLAUDIA CRISTINA MENDOZA ROSALES, POR LAS FACILIDADES Y APOYO OTORGADO EN LA REALIZACIÓN DE ESTA TESIS.

AL ING. BENJAMÍN MARQUÉZ, POR SUS COMENTARIOS Y CONSEJOS, PERO, SOBRE TODO, POR SU INCOMPARABLE FORMA DE VER LA VIDA.

A LOS INGENIEROS; ROLANDO DE LA LLATA ROMERO, JORGE NIETO OBREGÓN Y HÉCTOR MACIAS. POR EL TIEMPO Y LA ATENCIÓN QUE TUVIERON EN LA REVISIÓN DE ESTE TRABAJO.

A TODOS MIS PROFESORES

# Í N D I C E

## RESUMEN.

### C a p í t u l o 1

#### INTRODUCCIÓN.

- 1.1. Objetivo del trabajo.  
1.2. Tipo y método de trabajo.

1  
1  
1

### C a p í t u l o 2

#### GENERALIDADES.

- 2.1. Localización.  
2.2. Vías de comunicación.  
2.3. Población y cultura.  
2.4. Clima y vegetación.  
2.5. Fisiografía.  
2.5.1. Orografía.  
2.5.2. Hidrología.

3  
3  
3  
5  
6  
6  
6

### C a p í t u l o 3

#### GEOLOGÍA.

- 3.1. GEOLOGÍA GENERAL.  
3.2. GEOLOGÍA DEL SITIO.

##### 3.2.1. Estratigrafía.

- 3.2.1.1. Formación Huayacocotla.  
3.2.1.2. Formación Cahuwasas.  
3.2.1.3. Formación Tepexic.  
3.2.1.4. Formación Santiago.  
3.2.1.5. Formación Tamán.  
3.2.1.6. Formación Pimienta.  
3.2.1.7. Formación Tamaulipas Inferior.  
3.2.1.8. Formación Tamaulipas Superior.  
3.2.1.9. Formación Agua Nueva.  
3.2.1.10. Rocas Ígneas Extrusivas.  
3.2.1.11. Rocas Ígneas Intrusivas.

##### 3.2.2. Geología estructural.

##### 3.2.3. Agua subterránea.

##### 3.2.4. Sismicidad.

9  
9  
11  
11  
11  
12  
14  
15  
16  
17  
18  
20  
21  
21  
22  
23  
26  
26

### C a p í t u l o 4

#### FACTORES INFLUYENTES EN EL COMPORTAMIENTO DE LAS LADERAS.

- 4.1. Clasificación de los factores influyentes.  
4.2. Factores condicionantes para la ladera en estudio.  
4.3. Factores desencadenantes para la ladera en estudio.

31  
31  
32  
32



## C a p í t u l o   5

<b>HISTORIA Y SITUACIÓN HIDROCLIMATOLÓGICA.</b>	<b>35</b>
5.1. Historia e impacto de los cambios climáticos.	35
5.2. Descripción, formación y etapas de evolución de los ciclones tropicales.	36
5.3. Fenómenos meteorológicos o factores desencadenantes involucrados.	38
5.4. Registros Pluviométricos de 1999.	39

## C a p í t u l o   6

<b>MORFOLOGÍA Y TOPOGRAFÍA DEL ÁREA DEL DESLIZAMIENTO.</b>	<b>41</b>
6.1. Aspectos generales de las laderas.	41
6.2. Aspectos generales de los deslizamientos.	41
6.3. Descripción geomorfológica de la zona del movimiento.	43
6.4. Descripción topográfica de la zona del deslizamiento.	45
6.5. Aproximación del volumen de la masa en movimiento.	47

## C a p í t u l o   7

<b>CARACTERÍSTICAS Y DESCRIPCIÓN DEL DESLIZAMIENTO.</b>	<b>49</b>
7.1. Descripción de la falla.	49
7.2. Dimensiones del deslizamiento.	50
7.3. Caracterización del movimiento.	51
7.4. Geología del deslizamiento.	52
7.4.1. Estratigrafía.	52
7.4.2. Geología estructural.	54
7.4.3. Agua subterránea.	55
7.5. Sondeos geotécnicos.	57
7.5.1. Registro geofísico.	57
7.5.2. Registro mecánico.	59
7.6. Propiedades mecánicas del terreno.	62
7.6.1. Descripción del lado derecho del deslizamiento.	62
7.6.2. Descripción del lado izquierdo del deslizamiento.	67
7.7. Reconstrucción fotogeológica de la zona.	69

## C a p í t u l o   8

<b>ANÁLISIS DE ESTABILIDAD.</b>	<b>73</b>
8.1. Mecanismo de falla.	73
8.2. Determinación de la resistencia al corte.	78
8.2.1. Resistencia al corte del plano derecho.	82
8.2.2. Resistencia al corte del plano izquierdo.	82
8.3. Retro-análisis.	86
8.3.1. Obtención del factor de seguridad.	88
8.3.2. Sensibilidad de la ladera.	93
8.4. Métodos de estabilización.	94

C a p í t u l o 9

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

95

BIBLIOGRAFÍA.

## RESUMEN

En los últimos años, la variedad de amenazas naturales tales como, sismos, erupciones volcánicas, inundaciones, fenómenos atmosféricos y deslizamientos han incrementado su presencia, ocasionando pérdidas en cultivos, viviendas, vías de comunicación y vidas humanas. En nuestro país, la situación climática, la ubicación tectónica y la vulnerabilidad de nuestro territorio, representan los principales factores desencadenantes. La ocurrencia de deslizamientos está sujeta al comportamiento de muchos factores, el agua es el que más comúnmente se asocia a la falla de los taludes. Durante el año de 1999 las intensas lluvias ocurridas en la Sierra Norte del estado de Puebla, como consecuencia de la Depresión tropical No. 11, ocasionaron una precipitación promedio anual muy por encima de las precipitaciones normales, la lluvia que cae en promedio en un año, cayó en solo tres días presentando entre otras cosas fenómenos de inestabilidad. Uno de esos fenómenos es el deslizamiento denominado en este trabajo, Zapotitlán de Méndez, ocurrido en el km  $64 \pm 200$  de la carretera estatal Zacatlán - Zacapoaxtla, con un volumen movido de casi 5 millones de metros cúbicos en una longitud total de 1.3 km, con pendientes superiores a los 45°, en formaciones de rocas sedimentarias e ígneas que van respectivamente desde el Jurásico hasta el Reciente. El deslizamiento es identificado como un deslizamiento de tipo "Mixto" o "Complejo", en donde, el movimiento de masa principal es efectuado por la combinación de dos o más mecanismos, una falla circular muy cerca de la base de la ladera y dos fallas planas que coinciden con dos discontinuidades importantes del macizo rocoso. La diferencia mecánica del terreno y el aumento histórico de las condiciones pluviales, fueron las principales causas del deslizamiento. El retro-análisis del evento se realizó mediante la reconstrucción fotogeológica de la zona y con la modelación del fenómeno en un software para fallas circulares, teniendo como fin específico, el incremento hidráulico que ocasionó la ruptura del terreno. El control del agua subterránea es el sistemas mas efectivo para la estabilización de este deslizamiento, una serie de drenes en las actuales caras de la ladera y en los flacos del deslizamiento (drenaje transversal), combinado con cunetas y contracunetas, mantienen en aparente equilibrio a la ladera.

## 1. INTRODUCCIÓN.

### 1.1. Objetivo del trabajo.

El objetivo de este trabajo es el de evaluar las condiciones y factores geológicos participantes dentro del deslizamiento ocurrido en la región norte de la Sierra de Puebla, con base en el levantamiento geológico a detalle del área involucrada, y a semidetalle en las zonas próximas. La zona estudiada cubre una superficie de 875 km<sup>2</sup> de manera regional y 100 km<sup>2</sup> de forma local, comprendida en la parte SE de la hoja Filomeno Mata (F14-D84).

Los objetivos específicos para este trabajo son:

- Determinar los principales factores involucrados en el deslizamiento.
- Identificar las condiciones climatológicas al momento del desastre, resaltando los fenómenos meteorológicos, los valores de precipitaciones ocurridos durante esos días y los ocurridos en años anteriores; para determinar el incremento hidráulico en el macizo rocoso, el cual se cree fue la causa principal del movimiento.
- Reconstruir y determinar los movimientos ocurridos como producto del deslizamiento. Para lograr este objetivo se emplearon fotografías aéreas de la zona de vuelos antes y después del movimiento, verificaciones de campo, y hasta confirmaciones con la gente que habita el municipio.
- Establecer el mecanismo de falla y el análisis de estabilidad, con base en los datos recabados y en la modelación del fenómeno en un software de estabilidad.
- Cuestionar con las visitas hechas al lugar los métodos de estabilidad empleados hasta la fecha, aportando nuevas alternativas de solución.

### 1.2. Tipo y método de trabajo.

Básicamente el trabajo realizado a lo largo de este estudio fue de tres tipos:

1. Trabajo de investigación. Consistió en recabar información geológica, climatológica y geotécnica del área, para lograr este trabajo se contó fundamentalmente con el apoyo de la Dirección General de Servicios Técnicos de la SCT, con las publicaciones de la CNA y con el acervo bibliográfico de instituciones como la UNAM y el IMP.
2. Trabajo de campo. El desarrollo de este trabajo tuvo como fin específico identificar la columna geológica participante, los detalles estructurales, el mecanismo de falla y el comportamiento de los distintos métodos de estabilización que han sido empleados en el área.
3. Trabajo de gabinete. Durante este trabajo se realizó el análisis de la información, la construcción de los mapas geológicos, topográficos y la reconstrucción, por medio de las fotografías aéreas, de los movimientos ocurridos durante el deslizamiento. La discusión sobre el mecanismo de falla y el retro análisis de estabilidad.

Para lograr los objetivos se empleó el siguiente plan de trabajo:

1. Una primera visita al lugar de estudio, para conocer el área de manera regional, la magnitud del deslizamiento y para saber la opinión de los especialistas que nos acompañaron durante este reconocimiento. Estos especialistas tuvieron la oportunidad de visitar el lugar durante los desastres de ese año. Se recorrió de manera general toda la carretera estatal No. 108 Zacatlán-Zacapoaxtla.
2. Un estudio y planeación de la información obtenida durante la etapa de investigación, para determinar los alcances del trabajo en las siguientes visitas.
3. Una segunda visita, que tuvo como objetivo principal la identificación local de las formaciones geológicas participantes y la toma de datos geológicos dentro del deslizamiento, para saber el comportamiento general de la ladera y su mecanismo de falla. La información obtenida durante esta segunda visita no fue suficiente como para determinar por completo el comportamiento de los materiales debido a que las condiciones climatológicas no lo permitieron.
4. Posterior a la visita se procedió a realizar un análisis de los datos obtenidos en campo y de datos recabados durante la investigación, este análisis sirvió para valorar la magnitud del problema y para tener una idea más general de los objetivos, que en un principio consistían solamente en modelar la estabilidad actual de la ladera.
5. Dentro de la tercera visita al lugar del movimiento, se pudo identificar de manera regional a las formaciones geológicas participantes, se dejó claro cuales eran las formaciones locales involucradas, fue posible obtener una buena cantidad de parámetros para determinar las condiciones del macizo rocoso, se tuvo la oportunidad de obtener datos estructurales del deslizamiento y de sus bordes, pero, lo más importante es que se identificó el mecanismo de falla.
6. Para llevar a cabo la conclusión de los objetivos se realizaron dos visitas más en diferentes épocas de del año, una de ellas se realizó durante la temporada de lluvia máxima y sirvió para valorar las obras de tratamiento que en la actualidad tiene el deslizamiento.

## 2. GENERALIDADES.

### 2.1. Localización.

#### Geográfica.

La zona de estudio se encuentra situada en la porción norte del estado de Puebla, aproximadamente entre los paralelos 20° 00' y 20° 02' de latitud Norte y entre los meridianos 97° 45' y 97° 40' de longitud Este. Fig. 2.1.

#### Fisiográfica.

Según Morán-Zenteno, 1982., el área de estudio se encuentra ubicada dentro de la provincia fisiográfica conocida como Sierra Madre Oriental, casi en los límites con el Eje Neovolcánico.

#### Geológica.

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la Provincia Geológica denominada Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas; esta provincia corresponde con una provincia de edad Mesozoica, de origen sedimentario y ambiente geotectónico de orógeno.

### 2.2. Vías de comunicación.

El área de estudio se encuentra bien comunicada hasta los poblados de mayor importancia; se puede acceder a ella básicamente por dos lugares, ya sea por Zacatlán o por Zacapoaxtla. Para llegar a la zona de estudio desde el Distrito Federal, existen dos alternativas viables; la primera es salir por el norte de la ciudad rumbo a Tulancingo, Hgo. en donde inicia la carretera federal No. 130 (Tulancingo-Poza Rica-Huauchinango) una vez accedida a esta carretera es posible tomar la desviación hacia Zacatlán, a partir de esta población, debe seguirse hacia el noreste por una carretera estatal (Zacatlán- Zacapoaxtla) hacia el poblado de Zapotitlán de Méndez, que es el poblado mas próximo a la zona de estudio. La segunda opción es salir por el oriente del Distrito Federal rumbo a la ciudad de Puebla por la carretera federal No. 150 (México-Puebla), ya sea para tomar la carretera federal No. 119 que une a los poblados de Apizaco – Zacatlán o para tomar la carretera federal No. 125 Libres- Zacapoaxtla, llegando a este último poblado el acceso es por la carretera estatal Zacapoaxtla- Zacatlán.

### 2.3. Población y cultura.

Existen numerosas rancherías de pequeña población ampliamente diseminadas por las diferentes serranías, comunicándose una con otra mediante una extensa red de veredas o caminos de terracería, el poblado más cercano al deslizamiento es Zapotitlán de Méndez con aproximadamente 2700 habitantes, la mayoría de sus habitantes son indígenas que conservan sus propios lenguajes de comunicación y que hacen de la agricultura una fuente importante de sostenimiento económico; aún cuando la escasez de suelos cómodamente laborables es evidente en la región es increíble observar la gran adaptabilidad que la gente ha tenido para lograr la agricultura. En la actualidad es posible observar que existen otras fuentes de ingreso en la comunidad, como por ejemplo, el comercio con los pueblos cercanos y la migración de gente a los Estados Unidos de América. La población escolar dentro de este municipio es baja pues solamente existen unas cuantas escuelas que resultan insuficientes.

## ÁREA DE ESTUDIO

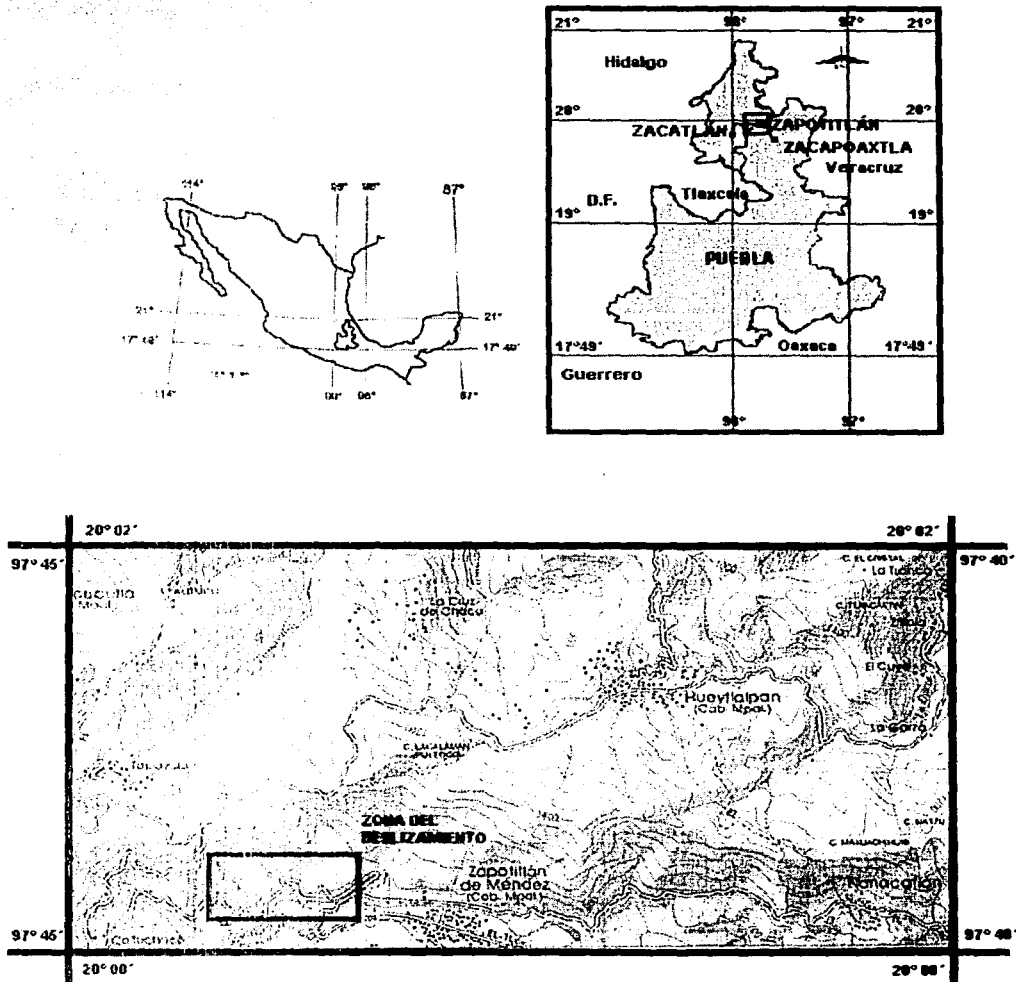


Figura 2.1 Mapa de localización del deslizamiento Zapotitlán de Méndez.



Figura 2.2. Tipos de climas.

#### 2.4. Clima y vegetación.

Según el Anuario Estadístico del Estado de Puebla publicado por INEGI (1999), el área de estudio está regida básicamente por dos climas: el clima semicálido húmedo con lluvias todo el año (ACf) que es el dominante en casi toda el área, y el clima templado húmedo con lluvias todo el año (Cf). El poblado de Zapotitlán de Méndez cuenta con una estación meteorológica (No. 21-108) ubicada a 20° 00' 00" latitud Norte y 97° 43' 00" longitud Oeste, con altitud de 780 msnm en la que se ha registrado una temperatura media anual 21.6 C° y una precipitación media anual de 1021.1 milímetros (de 1961-1989). Fig.2.2. La zona se encuentra básicamente sobre vegetación típica de selva: palo mulato (*Bursera simaruba*), chote (*Parmentiera edulis*), guacima (*Guazuma ulmifolia*) entre otras. Aunque en muchos lugares ha sido sustituida por cafetales existen áreas en las que aún es posible apreciar selva; en áreas dispersas se observan pastizales cultivados e inducidos y en las partes más altas es posible apreciar bosques principalmente de pino (*Pinus*), encino (*Quercus oleoides*) y ocote (*Pinus pseudostrobus*).





Figura 2.3. Provincias fisiográficas de México.

## 2.5. Fisiografía.

La zona del deslizamiento queda ubicada dentro de la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre Oriental (Morán-Zenteno, 1982). Fig. 2.3., se trata de un sistema montañoso de rocas mesozoicas plegadas. En el flanco oriental de esta provincia se encuentra el área de estudio, se trata de un conjunto montañoso orientado al noroeste unos 600 km a partir del extremo oriental del Eje Neovolcánico Transmexicano, con una anchura promedio de 50-80 km. La altitud media es de 2000 m, con valores máximos de 3000 m (Lugo-Hubp, 1990). El paisaje da una imagen de altas montañas por los cortes profundos de hasta 1000 m, escarpes de cientos de metros y por el cambio brusco de pendientes. Los cambios litológicos, climáticos y estructurales (fallas, pliegues, rumbo e inclinación de las capas) son los que moldean el relieve en esta zona.

### 2.5.1. Orografía.

Los rasgos orográficos del área son los típicos del sistema montañoso que forma la Sierra Norte del estado de Puebla, conjuntos montañosos contrastantes separados por valles principales del tipo de cañones y valle en V, con laderas escalonadas estrechándose hacia la parte más profunda. La orientación principal de estos cordones serranos es noroeste; sus rasgos se ven interrumpidos por la presencia de materiales ígneos extrusivos. Adicionalmente, las sierras se encuentran disectadas por corrientes fluviales con rumbo general noreste.

### 2.5.2. Hidrología.

El sistema fluvial incluye numerosas corrientes intermitentes y perennes localizadas dentro de la región Tuxpan-Nautla RH27 (Anuario Estadístico INEGI, 1999), en lo que se conoce como Cuenca del Río Tecolutla que se inicia en la Sierra Madre Oriental teniendo como corriente principal al Tecolutla, que nace en la Sierra

de Puebla, en la frontera norte de ese estado, con Hidalgo y se forma por los ríos: Necaxa, Tenango, Laxaxalpan, Tecantepec o Zempoala, Joloapan, Apulco y Chichicatzipa; atraviesa el norte de Veracruz para desembocar en el Golfo de México en el poblado que lleva su nombre. El área se subdivide en subcuencas, de las cuales la subcuenca del Río Zempoala es la de mayor importancia para este estudio. La subcuenca se observa en el sector sudeste de la Hoja Filomeno Mata (F14-D84) y en el sector central de la Hoja Cuetzalan (F14-D85), en donde recibe las aguas del Río Tehuancate, su afluente principal (Informe Geológico Coxquihui, 1996). Fig. 2.4.

El drenaje de la zona es particularmente de tipo dentrítico de paralelo a subparalelo con ligeras modificaciones debidas a las manifestaciones volcánicas recientes. El sistema fluvial se encuentra en una etapa de disección como lo atestiguan sus angostos y profundos valles, con profundidades que varían de 900 a 1200 m. Es reconocido en la zona un drenaje subterráneo importante, el cual se manifiesta por manantiales que afloran muchas veces en forma de cascadas y por la abundancia de vegetación.

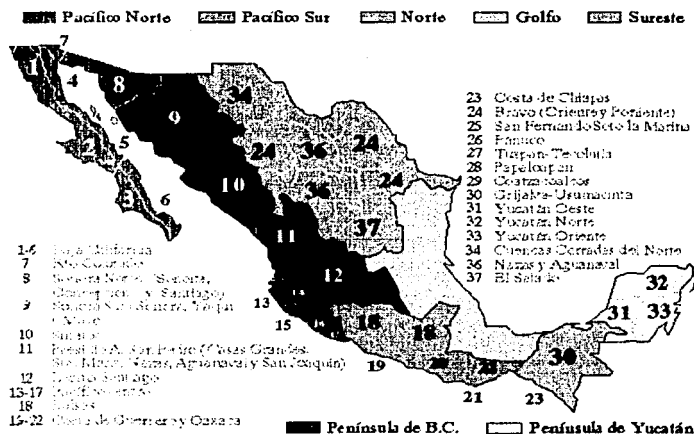
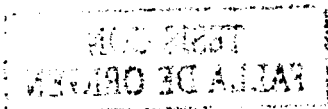


Figura 2.4. Regiones Hidrológicas de la República Mexicana.

**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**



### 3. GEOLOGÍA.

#### 3.1. GEOLOGÍA GENERAL.

El área de estudio se encuentra dentro de una de las provincias geológicas más estudiadas por su valor económico y por la importancia dentro de la historia geológica de nuestro país. Esa provincia geológica recibe el nombre de Sierra Madre Oriental, la cual, consiste en una cadena montañosa que se extiende por más de 800 km de longitud con amplitud promedio de 80 km y con altitudes que van de los 2000 a los 3000 m (Lopez-Ramos, 1979). Representa a un cinturón de pliegues y cabalgaduras que va desde el noroeste de Torreón, Coah., se dirige hacia Monterrey, N.L. (W-E), y prosigue hacia el sureste de Teziutlán, Pue. (NW-SE); para desaparecer bajo el manto de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), es por eso que tiene una influencia volcánica hacia el sureste. A lo largo de esta cadena de sierras se distinguen varios sectores debido a sus variantes en cuanto a su estilo y orientación de deformación, el Sector San Pedro El Gallo como un conjunto individualizado al noroeste de Torreón, el Sector Transversal y la Saliente de Monterrey como una unidad al norte, el Sector de Peregrina y Valle como la unidad central y el Sector Huayacocotla como la unidad meridional, justo a este sector corresponde el área de estudio. La provincia de la SMO esta constituida por un basamento heterogéneo, y una secuencia sedimentaria plegada que va desde el Paleozoico al Eoceno Superior afectada por actividad ígnea intrusiva y extrusiva, contemporánea y no contemporánea.



Figura 3.1. Panorama de la región en la Sierra Norte del estado de Puebla, foto tomada desde el lado izquierdo del deslizamiento. El poblado que se observa es Zapotitlán de Méndez, Pue.

La evolución geológica regional está atestiguada por una secuencia sedimentaria muy variada, rica en rasgos estratigráficos y estructurales. Durante el Triásico Tardío cuando la región en estudio formaba parte de la vertiente occidental del super continente Pangea, se inicio un proceso de rift, en un marco tectónico extensivo, modelando el relieve a partir de estructuras horts y grabens, este proceso se extendió hasta el Jurásico Medio. Para el Jurásico Tardío (Oxfordiano), se inician una serie de nuevas transgresiones marinas en la SMO que tienen que ver con la apertura del Golfo de México, el máximo evento transgresivo se da durante el Albiano-Cenomaniano. Para el Turoniano-Santoniano la región recibe aporte importante de material clástico proveniente de los terrenos volcánicos situados al occidente producto del cambio de relación entre las placas tectónicas Farallón y Norte Americana. Es hasta el Campaniano-Maastrichtiano cuando se da la retirada de los mares, para este lapso se interpreta que ocurrió una continua subsidencia regional con abundante aporte de clastos finos de origen volcánico procedentes del occidente, de tal manera, que se generalizó un ambiente turbidítico. El cambio de sedimentación durante el Maastrichtiano, se asocia con la dinámica de placas. Hace aproximadamente 75 m.a. existió un reacomodo entre las placas Norte Americana y Farallón aumentando la velocidad de convergencia, como consecuencia la dorsal se acercó más rápido a la zona de subducción hasta que quedo por debajo de la placa Norte Americana, es decir, la placa Farallón quedó debajo de la placa Norte Americana y el limite entre placas actualmente es entre Norte Americana y Pacífico (Sedlock-Ortega-Spedd, 1993). El ajuste de placas, trajo como consecuencia un levantamiento en el occidente, que sumado a la presencia de evaporitas en la base de la secuencia sedimentaria facilitaron el desplazamiento de la columna sedimentaria, originando que se iniciara hacia el poniente la deformación compresiva que generó pliegues y cabalgaduras, proceso orogénico que edifico montañas y que se le conoce como Orogenia Laramide. Todo este proceso se realizó en diferentes estadios de tiempo hasta culminar a finales del Eoceno. Para el Eoceno Superior-Oligoceno Medio, ocurre una sedimentación marina en el marco general de una regresión. En el Plioceno-Pleistoceno la región evoluciona bajo condiciones continentales, siendo escenario de intensa actividad volcánica asociada a la edificación de la Faja Volcánica Mexicana, posteriormente, durante el Reciente las corrientes fluviales han desarrollado un drenaje de mediana intensidad, con depósitos fluviales de escaso espesor que ponen en evidencia la juventud de la región. Fig. 3.1.

## 3.2. GEOLOGÍA DEL SITIO.

### 3.2.1. ESTRATIGRAFIA.

La zona de estudio presenta una secuencia aflorante constituida por rocas continentales y marinas, las cuales están cubiertas en algunas partes, por derrames de basaltos y depósitos piroclásticos. La edad de la secuencia es Mesozoica, específicamente, abarca un lapso desde el Jurásico hasta el Cretácico, complementándose con los eventos ígneos Recientes.

#### 3.2.1.1. Formación Huayacocotla.

##### Definición.

Imlay et.al. (1948) define a la Formación Huayacocotla como una secuencia constituida principalmente de lutitas oscuras con algunas intercalaciones de areniscas, conglomerados y pocos lentes de caliza; expuesta a lo largo del Río Viñazco, entre el Rancho Calera y el vado Hacia Batdá, en la región limítrofe de Veracruz-Puebla e Hidalgo.

##### Distribución.

Aflora en la esquina sudeste de la hoja Filomeno Mata (F14-D84), al sur de la zona de estudio; en los alrededores del poblado de Zapotitlán de Méndez, Pue.

##### Litología y espesor.

Consiste de una secuencia de lutitas fisiles con intercalaciones de areniscas muy competentes, las lutitas son de color gris oscuro y negro, de aspecto verdoso, ambos colores intemperizan en tonos amarillos y rojizos; los estratos van de 2 a 10 cm de espesor. Las areniscas son de grano fino a medio, presentan un color gris claro, en estratos de 5 a 25 cm, de la muestra de mano puede observarse que la composición principal consta de cuarzo, feldespatos y líticos, cementados con sílice y en ocasiones por material calcáreo. Las areniscas pueden ser clasificadas según Folk (1974) como grauvacas líticas con un alto contenido de cuarzo. Los clastos varían de subangulosos a subredondeados, mal seleccionados, con clasificación regular y una madurez textural submadura. Los paquetes de areniscas pueden ser observados con mayor precisión hacia la cima de la formación y en ocasiones estos paquetes pueden observarse en forma de nódulos.

##### Relaciones estratigráficas.

Dentro de la zona de estudio no es posible observar la relación que guarda con la formación con la que sobreyace, pero, cerca de Santa María Tlaola, Pue., sobreyace paraconformemente a la Formación Huizachal. En el lecho del Río Zempoala, exactamente a la altura del valle de Zapotitlán de Méndez, la formación subyace discordantemente con la Formación Cahuasas. Fig. 3.2.

##### Edad y correlación.

La formación que se describe es especialmente notable por los fósiles que contiene, consistentes en numerosas amonitas: Coroníceras, Arietites, Oxynoticeras, Echioceras, Microderoceras. En la región se colectaron dos ejemplares que corresponden con los géneros Coroníceras; por lo que se le asigna a esta formación una edad Sinemuriano-Pleinsbaquiano.

La unidad se correlaciona con el Grupo Tecocoyunca del área de Tezoatlán, Oax. ; también, se correlaciona con las secuencias del Grupo Barranca expuestas en Sonora.

**Ambiente de depósito.**

Debido a las características litológicas que presenta, se interpreta que ocurrió en un ambiente marino, en el que se depositaron terrígenos provenientes de altos topográficos. Schmidt-Effing (1980), asocia a la Formación Huayacocotla con el desarrollo de un aulacógeno.

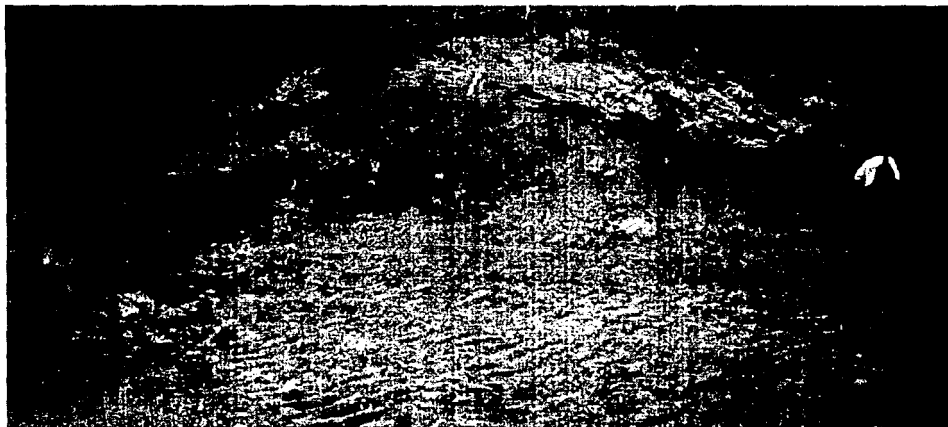


Figura 3.2. Contacto entre las Formaciones Huayacocotla y Cahuwasas sobre el lecho del Río Zempoala, justo en el entronque entre la carretera estatal No. 208 y el camino de terracería a Ixtepec, Pue.

**3.2.1.2. Formación Cahuwasas.****Definición.**

Carrillo-Bravo (1956) designa como Formación Cahuwasas a una secuencia de areniscas, conglomerados y limolitas de color rojo, que afloran en la porción central de la Sierra Madre Oriental; con un espesor que llega a ser de más de 1000 m. Como localidad tipo se propone a las rocas que afloran en el Rancho Cahuwasas, sobre el Río Amajac, al Sureste de Chapulhuacán, Hgo.

**Distribución.**

Dentro del área de trabajo esta secuencia aflora al NW de Zapotitlán de Méndez y al NE de Tepango de Rodríguez, puede observarse aflorando en el tramo de la carretera estatal No. 108 de Tapayula a Zapotitlán de Méndez. El deslizamiento en estudio se encuentra ubicado en parte del espacio en el cual aflora la Formación Cahuwasas, convirtiendo a esta formación en la más importante para el estudio.

**Litología y espesor.**

Para la zona de estudio la Formación Cahuwasas esta constituida por una alternancia de lutitas de color gris verdoso, limolitas café rojizo y areniscas de color gris claro y gris verdoso, las cuales intemperizan a café rojizo y amarillo. En la cima de esta secuencia aún es posible encontrar estratos de conglomerados con clastos de andesitas que se encuentran intercalados con grandes espesores de limolitas y lutitas. Los espesores de las lutitas y limolitas son variables, los estratos pueden ir de 5 cm hasta grandes espesores de casi 1m, dando un aspecto masivo y poco resistente. Mucho de lo que fueron esos grandes espesores de conglomerado ha sido erosionado y removido por los factores de estabilidad natural que presentan este tipo de laderas, en el lecho del Río Zempoala es posible encontrar grandes bloques de conglomerados que atestiguan esos movimientos. Fig. 3.3.

Las areniscas presentan laminación y sus estratos van de 5 a 40 cm y en la parte alta del deslizamiento se observa que pueden sobrepasar los 2 m. Los clastos son subangulosos, con buena selección, una mala clasificación y una madurez textural submadura.

Los conglomerados presentan espesores que van de 30 cm a 1 m y en el lecho del Río Zempoala, cerca de Zapotitlán de Méndez existen bloques de conglomerados con espesores mayores a 1m. El conglomerado es de tipo polimigítico, constituido principalmente por fragmentos de cuarzo, areniscas y andesitas.

#### Relaciones estratigráficas.

Sobreyace discordantemente a la Formación Huayacocotla , tal como se observa aproximadamente a lo largo del km 62 de la carretera estatal No. 108 y al NW de Zapotitlán de Méndez. Subyace, también, discordantemente a la Formación Tepéxic en los flancos del Anticlinorio de Villa Juárez, muy cerca del poblado de Tapayula y al NE de Camocuautla.

#### Edad y correlación.

Con base en las relaciones estratigráficas obtenidas, y en vista de que en trabajos previos no se ha colectado material fosilífero determinativo, se le asigna una edad Jurásico Medio (Bajociano-Bathoniano?).

Se correlaciona con la formación Nazas de Durango y con la Formación Tenexcate en Puebla.

#### Ambiente de depósito.

La secuencia antes mencionada se acumuló en un ambiente continental fluvial de abanicos aluviales y planicies de inundación, acompañados de no tan marcados derrames igneos y depósitos piroclásticos.



Figura 3.3. Estratos de arenisca de la Formación Cahuasas sobre la carretera estatal No. 208 Zacatlán-Zacapoaxtla, la foto muestra la orientación y el espesor de los estratos del lado derecho del deslizamiento.



### 3.2.1.3. Formación Tepéxic.

#### Definición.

Erben (1956) define como calcarenita Tepéxic a una "calcarenita o caliza con tendencia a calcarenita de color gris a gris oscuro, de estratificación delgada, frecuentemente con abundantes pelecípodos, en la parte basal y areniscas calcáreas de grano medio a grueso de color gris oscuro a negro". La localidad tipo se encuentra en Tepéxic próxima a Necaxa, Pue.

#### Distribución.

Dentro de la hoja Filomeno Mata (F14-D84) esta formación aflora en franjas angostas con orientación NW-SE. Se encuentra dentro de la zona al NE de Tapayula y al NW de Zapotitlán de Méndez. Cerca de Camocuautla es posible observar a esta secuencia.

#### Litología y espesor.

La secuencia de la Formación Tepéxic esta constituida por una arenisca calcárea de color gris en estratos de 10 a 25 cm, compuesta por cuarzo, líticos y feldespatos en una matriz arcillosa calcárea. Hacia la cima la caliza pasa a ser más arcillosa y adquiere un color más oscuro, sus estratos van de 30 a 40 cm de espesor; presenta intercalaciones de lutitas calcáreas carbonosas en estratos de 3 a 6 cm, de color negro, con gran fisilidad. Contiene algunos horizontes de limolitas de 50 cm de espesor que al igual que en la Formación Cahuwasas dan un aspecto masivo. Fig. 3.4.

#### Relaciones estratigráficas.

Sobreyace discordantemente a la Formación Huayacocotla como se observa al este de Zapotitlán de Méndez, Pue. También, sobreyace discordantemente a la Formación Cahuwasas al S de Tapayula, Pue. Por otra parte, el contacto superior es concordante y transicional con la Formación Santiago.

#### Edad y correlación.

Con base en sus relaciones estratigráficas y por el contenido fosilífero reportado por Balam y Canché (1992), Gryphaea sp. , se le asigna una edad Calloviano.

Se correlaciona con las formaciones Minas Viejas de Nuevo León y con la Formación Huehuetepc de la Cuenca Tampico-Misantla.

#### Ambiente de Depósito.

La acumulación se dio en un ambiente de plataforma en condiciones de mediana a alta energía. Con esta formación se inicia la transgresión del Jurásico Tardío, al inicio de la cual, se depositaron terrígenos asociados a zonas continentales próximas.

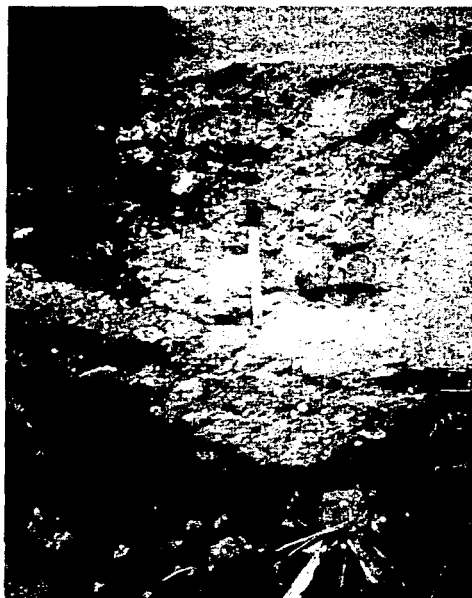


Figura 3.4. Detalle del conglomerado de la Formación Tepexic en el camino de terracería a Hueytlalpan, Pue.

#### 3.2.1.4. Formación Santiago.

##### Definición.

Cantú-Chapa (1969), describe a esta formación como una secuencia sedimentaria compuesta por limolitas de color café grisáceo y gris, que gradúan hacia la parte superior a lutitas calcáreas gris oscuro y negras. Su localidad tipo se encuentra en el Arroyo de Santiago cerca de Tamán, S.L.P.

##### Distribución.

Esta formación aflora en dos franjas angostas orientadas NW-SE, al NE y NW de Zapotitlán de Méndez, Pue.

##### Litología y espesor.

Dentro de la región, la secuencia consta de una intercalación de calizas arcillosa de color blanco al intemperie y gris oscuro al fresco, de espesores delgados que van de 5 a 15 cm, y lutitas carbonosas fisiles con tonos que varían de pardos a rojos oscuros. Los espesores de las lutitas carbonosas van de 2 a 18 cm. Fig. 3.5.

##### Relaciones estratigráficas.

Sobreyace en forma concordante a la Formación Tepexic y subyace de manera similar a la Formación Tamán.

##### Edad y correlación.

Dentro del área no fue posible encontrar ninguna especie de vida pasada, por lo que, de acuerdo a los géneros reportados dentro de Facultad de Ingeniería (1996), Reineckeia, Macrocephalites y Stephanoceras colectados al sur de Xicotepec de Juárez, lo que permite asignarle una edad Calloviano Superior-Oxfordiano. Se correlaciona con la Formación Zuloaga al norte de México.

**Ambiente de depósito.**

La formación se acumuló en un ambiente de plataforma media no restringida, de acuerdo con el contenido fosilífero de organismos neotónicos como los amonoides, Facultad de Ingeniería (1996). La plataforma tuvo que encontrarse cerca de una masa continental que aportó material arcilloso importante a la secuencia.



Figura 3.5. Estratos delgados de calizas arcillosas y lutitas físis de la Formación Santiago, en el camino Hueytlalpan, Pue. Está formación aflora al NE de deslizamiento.

**3.1.2.5. Formación Tamán.****Definición.**

Heim (1926) describe como Formación Tamán a una secuencia de calizas negras microcristalinas bien estratificadas alternando con lutitas negras carbonosas.

**Distribución.**

Aflora en una franja orientada NW-SE, al N de Zapotitlán de Méndez, Pue.

**Litología y espesor.**

Constituida por una secuencia interestratificada de calizas wackestone de color gris oscuro y lutitas calcáreas negras y rojizas. Las calizas presentan espesores delgados pero bien definidos que van de 7 a 12 cm, la roca es muy competente y al golpe del martillo despiden un olor a hidrocarburo. Las lutitas, por el contrario, se encuentran en estratos que van de 3 a 25 cm, presenta pirita diseminada y vetillas irregulares de calcita. Fig. 3.6.

**Relaciones estratigráficas.**

Sobreyace concordantemente y transicional a la Formación Santiago y subyace de la misma manera a la Formación Pimienta.

**Edad y correlación.**

De acuerdo con los ejemplares mencionados en Facultad de Ingeniería (1996), recolectados al norte de Tepatlán, Pue., *Idoceras* sp. y *Aspidoceras* sp., se le asigna una edad Kimmeridgiano Temprano-Tithoniano Temprano. La Formación Tamán se correlaciona con parte de la Formación Las Trancas en Zimapán, Hgo., y con la Formación San Andrés expuesta en Cuetzalan, Pue

**Ambiente de depósito.**

Esta secuencia se depositó en un ambiente de plataforma media, poco oxigenada, sin barreras que impidieran la entrada de amonoides.



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Figura 3.6. Aspecto de la Formación Tamán, en la foto puede apreciarse estratos delgados de caliza con algunas intercalaciones de lutitas, esta formación aflora al NE y NW del deslizamiento.

**3.2.1.6. Formación Pimienta.****Definición.**

Heim (1926) define a esta formación como una secuencia calcárea que aflora en el Rancho Pimienta, en el Valle del Río Moctezuma. La describe como calizas densas de color negro, café claro y gris oscuro, en estratos delgados con abundantes horizontes de pedernal negro.

**Distribución.**

Aflora en una franja con orientación NW-SE, al norte de Zapotitlán de Méndez.

**Litología y espesor.**

La unidad está constituida por una caliza arcillosa de color gris oscuro y negro al fresco con tonos cremas al intemperismo, en estratos que van de 15 a 40 cm, es un wackestone con pellets en una matriz de micrita; se encuentra interestratificada con lutitas carbonosas de color negro al fresco y tonos pardos al intemperismo, de aspecto laminar en estratos de 10 a 20 cm; además, se presentan lentes delgados y bandas de pedernal negro. Al golpe del martillo la caliza presenta un fuerte olor a hidrocarburo, lo que representa su alto contenido de materia orgánica. Fig. 3.7.

**Relaciones estratigráficas.**

Sobreyace en forma transicional con la Formación Tamán y subyace concordantemente con la Formación Tamaulipas Inferior.

**Edad y correlación.**

Con base en los fósiles recolectados en Facultad de Ingeniería (1996), *Spiticeras* sp., *Olcostephanus* sp., *Suarites velardense*, *Inoceramus bassei*, entre otros, se le puede asignar una edad que va del Tithoniano Temprano-Berriasiense.

La unidad es correlacionable con la parte alta de la Formación Las Trancas y la Formación Santuario, ambas del área de Zimapán, Hgo. ; además de las formaciones La Caja y La Casita del norte de México.

Ambiente de depósito.

El ambiente de depósito desarrollado para dar origen a esta secuencia fue de plataforma con condiciones al mar abierto y aporte de terrígenos finos.



Figura 3.7. Estratos bien definidos de la Formación Pimienta que presenta gran competencia dentro de la secuencia sedimentaria de la región. La foto fue tomada desde la parte mas alta del camino a Hueytlalpan, Pue.

#### 3.2.1.7. Formación Tamaulipas Inferior.

Definición.

Muir (1936) describe como Formación Tamaulipas Inferior, a una secuencia de calizas densas de grano fino, de color crema amarillento en estratos ondulados, con espesores de 20 a 25 cm hasta mas de 50 cm, con nódulos esferoidales y elongados de pedernal amarillo. La localidad tipo se encuentra en el Cañón de la Borrega de la Sierra de Tamaulipas, con espesor de 400 m.

Distribución.

Aflora en la hoja Filomeno Mata (F14-D84) en una amplia franja de orientación NW-SE, al norte del poblado en estudio.

Litología y espesor.

Dentro del área de estudio es posible observar a las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior, como calizas de color gris claro con tonos amarillos en estratos de 15 a 40 cm, con una textura que va de mudstone a wackestone. Contiene nódulos y algunas bandas pedernal de color negro a gris, es posible observar

algunas estilolitas, así como, fracturas rellenas de calcita. Pueden observarse algunos horizontes de bentonita de color verde pistache con espesores pequeños de 2 a 4 cm. Fig. 3.8.

#### Relaciones estratigráficas.

Sobreyace concordantemente a la Formación Pimienta. El contacto superior es difícil de reconocer en esta zona y de acuerdo con la Facultad de Ingeniería (1996) se considera al contacto paraconforme con la Formación Tamaulipas Superior.

#### Edad y correlación.

Con base en las relaciones estratigráficas y con el contenido fosilífero que diversos autores han reportado se le asigna a la Formación Tamaulipas Inferior una edad correspondiente al Valanginiano- Aptiano.

Es posible correlacionar a esta formación con las formaciones Cupido del Golfo de Sabinas, Taraises del noreste de México y con la Formación Paso Buques de la Cuenca Salina del Istmo.

#### Ambiente de depósito.

Las calizas de la Formación Tamaulipas inferior se depositaron en un ambiente marino profundo, de cuenca, prevaleciendo durante el depósito aporte de terrígenos e influencia volcánica.



Figura 3.8. Los estratos de mayor espesor que pueden observarse en la región corresponden a las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior, la foto fue tomada sobre el camino a Hueyllalpan, a la altura del Cerro Lacalaman, al sur del poblado La Cruz de Chaca, Pue.

### 3.2.1.8. Formación Tamaulipas Superior.

#### Definición.

Muir (1936) define a la Formación Tamaulipas Superior a una secuencia de calizas blancas con pedernal blanco intercalado con calizas arcillosas grises con pedernal negro en capas de 30 a 50 cm de espesor, que afloran en el Cañón de la Borrega en la Sierra de Tamaulipas; esta secuencia se encuentra arriba del Horizonte Otates.

#### Distribución.

Aflora ampliamente dentro de la hoja Filomeno Mata (F14-D84), en el Valle de la Cruz de Chaca y cerca de Hueytlalpan, al N de Zapotitlán de Méndez Pue.

#### Litología y espesor.

La secuencia consiste de calizas wackestone gris claro y oscuro en estratos de 20 a 30 cm con bandas de pedernal negro, estilolitas, vetillas de calcita y ocasionalmente se encuentran horizontes de calizas arcillosas que le dan un tono más oscuro a la secuencia. También es posible encontrar horizontes de lutitas calcáreas de color gris oscuro en paquetes de 5 a 10 cm. Fig. 3.9.

#### Relaciones estratigráficas.

La caliza Tamaulipas sobreyace paraconformemente a la Formación Tamaulipas Inferior y subyace en forma concordante a la Formación Agua Nueva.

#### Edad y correlación.

No se encontraron fósiles durante el recorrido, pero, de acuerdo a los microfósiles reportados en Facultad de Ingeniería (1996), *Globogerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Pithonella ovalalis*, *Rotalipora* sp., entre otros, es posible asignarle una edad correspondiente al lapso Albiano-Cenomaniano.

Las calizas Tamaulipas Superior se correlacionan con las formaciones El Abra y Tamabra del subsuelo de Poza Rica, Ver. Su cima se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura del noreste de México.

#### Ambiente de depósito.

El ambiente que generó esta secuencia fue de mar abierto.



Figura 3.9. Estratos de calizas con intercalaciones de bandas de pedernal negro intensamente plegadas en la formación Tamaulipas Superior. La foto fue tomada cerca del poblado de La Cruz de Chaca, Pue.

### 3.2.1.9. Formación Agua Nueva.

#### Definición.

Muir (1936) le asigna el nombre de formación y la divide en dos miembros, uno inferior que consiste en capas de estratificación media a gruesa, de calizas arcillosas con laminaciones de lutita. El miembro superior consiste en calizas de estratificación media y delgada.

#### Distribución.

Aflora cerca del poblado de Hueytlalpan, al NE de Zapotitlán de Méndez, Pue.

#### Litología y espesor.

Esta formación contiene horizontes de caliza tipo wackestone de color gris claro y espesores de 15 a 30 cm, inter estratificados con niveles de calizas arcillosas de 15 a 20 cm, bandas de pedernal negro y lutitas negras que intemperizan en tonos verde.

#### Relaciones estratigráficas.

Sobreyace de manera concordante a la Formación Tamaulipas Superior, y subyace en la región, de manera concordante y transicional a la Formación San Felipe cerca de Jojupango, Pue. Facultad de Ingeniería (1996).

#### Edad y correlación.

Con base en las relaciones estratigráficas y en el contenido de microfósiles que se determinaron en Facultad de Ingeniería (1996), Helvetoglobotruncana sp., Marginotruncana Sigali, Heterohelix moremani, se le asigna una edad del Turoniano.

#### Ambiente de depósito.

La acumulación se llevó a cabo en una cuenca de aguas tranquilas con profundidad moderada, en un ambiente reductor con aporte de terrígenos finos.

### 3.2.1.10. Rocas Ígneas Extrusivas.

#### Basaltos.

#### Definición.

Se describe como basaltos a las rocas volcánicas que cubren de manera discordante al NW y NE de Zapotitlán de Méndez a la secuencia sedimentaria.

#### Distribución

Dentro del área de estudio, los basaltos afloran en dos pequeñas porciones; una al NW de Zapotitlán de Méndez muy cerca del lado derecho del deslizamiento, la segunda porción aflora al NE del mismo poblado, puede observarse en el camino de terracería que lleva a Ixtepec, Pue.

#### Litología.

No se efectuaron determinaciones petrográficas de laboratorio, pero básicamente estas rocas se pueden agrupar en basaltos, andesitas y tobas andesíticas.

#### Relaciones estratigráficas.

Los basaltos se encuentran sobreyaciendo de manera discordante a la secuencia sedimentaria de la región, la porción que aflora cerca del deslizamiento sobreyace a la Formación Cahuasas, y la porción que aflora en el camino a Ixtepec, sobreyace a la Formación Huayacocotla.



**Edad.**

Por sus relaciones estratigráficas y con base a los resultados obtenidos en Facultad de Ingeniería (1996), se le asigna una edad Pliocuaternaria.

**Origen.**

Su depósito ocurrió en condiciones continentales, rellenando los valles fluviales, en una etapa de intenso volcanismo, debido a que de manera regional, la zona presenta una considerable acumulación de este tipo de material, su emplazamiento debió de estar asociado a movimiento tectónicos mayores.

**Tobas.****Definición.**

Se denomina de manera informal como Tobas, a las rocas piroclásticas que cubren discordantemente a la secuencia sedimentaria de la región.

**Distribución.**

Las rocas piroclásticas se encuentran aflorando al NW y NE de Zapotitlán de Méndez, la mayor exposición de este tipo de rocas puede observarse en la carretera estatal N0. 208, antes de llegar al poblado en estudio. Otros afloramientos se pueden ver en el camino de terracería que va a Ixtepec, Pue.

**Litología.**

Las tobas consisten en acumulaciones de tefras silíceas, con predominio de fragmentos de pómez y con líticos vítreos tipo obsidiana. La unidad es de color gris y blanco, corresponden con tobas líticas compuestas de fragmentos de pómez, cuarzo y feldespatos. El intemperismo químico que presentan es profundo, desarrollando una morfología típica caracterizada por sus numerosas escorrentías.

**Edad.**

Con base en sus relaciones estratigráficas se le asigna una edad Plioceno-Pleistoceno.

**Origen.**

El depósito de estos productos piroclásticos ocurrió en condiciones continentales, en un marco de actividad explosiva de estructuras volcánicas mayores, las tobas silíceas con abundante pómez expresan un volcanismo altamente explosivo, su fuente puede venir desde el Pico de Orizaba o de alguna otra estructura que ha sido desmantelada por los recientes procesos geológicos. El emplazamiento de este volcanismo puede asociarse a la misma margen tectónica convergente con la que se asocia la Faja Volcánica Mexicana.

**3.2.1.11. Rocas Ígneas Intrusivas.**

Las únicas rocas de este tipo que se pudieron observar corresponden con un dique estrato de diorita que se encuentra dentro de la Formación Huayacocotla, justo en el puente que permite cruzar el Río Zempoala y acceder a la entrada del pueblo. La exposición que presenta aparentemente solo es de unos cuantos metros. Fig. 3.10.



Figura 3.10. Detalle del dique estrato de diorita en el lecho del Río Zempoala.

### 3.2.2. Geología Estructural.

Los rasgos estructurales más significativos de la región corresponden con los del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas. El área de estudio se caracteriza por presentar estructuras plegadas y en lugares más alejados hasta cabalgaduras, la zona involucra una secuencia pre-Eoceno Medio, dichas estructuras presentan un rumbo general al noroeste; los pliegues mayores son asimétricos con planos axiales inclinados hacia el suroeste, las estructuras están conformadas principalmente por secuencias clásticas y calcáreas en espesores variantes; condición que favoreció el desarrollo de numerosos pliegues entre los que se pueden encontrar, disarmónicos, tipo chevrón, kink y angulares. Existen afloramientos aislados de rocas ígneas que tienen la tendencia a presentarse a manera de derrames extensos o cortos, también es posible observar rocas piroclásticas estratificadas.

Es evidente que el estilo de deformación es consecuencia directa del diferente comportamiento de las rocas, y de los fenómenos geológicos que las rigen; cuando las rocas son frágiles la deformación podrá manifestarse por los planos de rotura; es decir, se producirá fallamiento más que plegamiento, y cuando las rocas adquieren una cierta ductilidad (por efectos de presión de confinamiento y temperatura), se formarán pliegues más que fallas. Para el área de la Sierra Madre Oriental el plegamiento asimétrico se formó debido a un esfuerzo tectónico leve, pues la ausencia de un dominio de esquistosidad y la abundancia de pliegues asimétricos dentro de la secuencia sedimentaria variada lo demuestra. La Sierra Madre Oriental se desarrolló mediante el mecanismos de flexión, es decir dentro de un nivel estructural medio, es evidente también, que el paso de un mecanismo de deformación a otro es progresivo, es por ello que existen divisiones en cuanto al estilo de deformación dentro de la misma zona, pero existe siempre una deformación dominante.

El hecho de tener formaciones con propiedades mecánicas no similares, implica la existencia de diferencias entre las partes externas e internas de los pliegues, como en el caso de la Formación Huayacocotla de carácter plástico, con respecto a las formaciones Huizachal y Cahuascal de carácter frágil, que respectivamente la subyacen y la sobreyacen, y que manifiestan diferentes comportamientos en cuanto al estilo de deformación y a su resistencia.

Estructuralmente el área de estudio se encuentra en el flanco oriental de un pliegue menor de la megaestructura regional denominada Anticlinorio de Villa Juárez, descrita por Olivella-Ledezma (1986). Esta estructura tiene una longitud de aproximadamente 60 km con un ancho de 40 km como máximo. En el núcleo aflora la Formación Huizachal, en forma de una franja angosta con orientación N35°W, (Facultad de Ingeniería, 1996). El anticlinorio buza hacia el noroeste, de manera que el ancho de la estructura disminuye en esa dirección. Las rocas que afloran en el centro de la estructura corresponden a la Formación Huizachal, Huayacocotla, del Triásico y Jurásico Inferior respectivamente.

Dentro del flanco oriental del anticlinal de Zongozotla, se encuentra el poblado de Zapotitlán de Méndez. El eje de esta estructura pasa por el poblado de Zongozotla de donde toma su nombre, y tiene una longitud de 10 km y un ancho promedio de 6 km. La estructura es ligeramente asimétrica, con su plano axial inclinado hacia el Noroeste, con echados que varían en el flanco occidental de 20° a 49° y en el flanco oriental de 29° a 38° (Olivella-Ledezma, 1986). Las rocas que forman el núcleo pertenecen a la Formación Huayacocotla. Fig. 3.11.

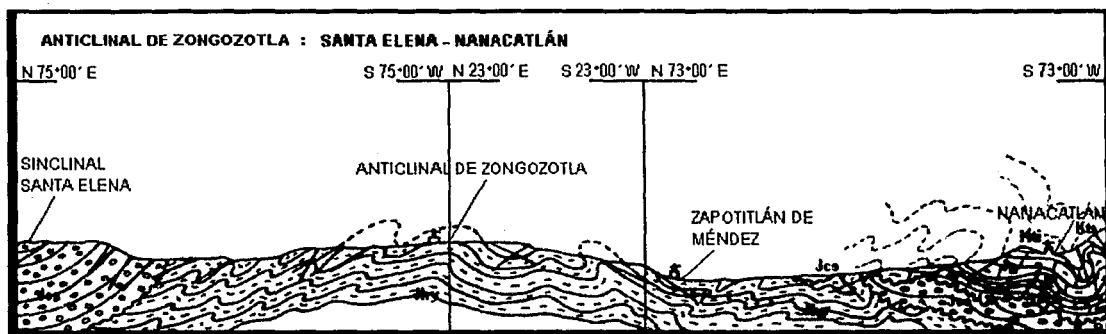


Figura 3.11. Tramo de la sección III realizado dentro del prospecto Aquixtla, 1986 para PEMEX. Observe que al noreste de Zapotitlán de Méndez es evidente la continuación del Anticlinal de Zongozotla.

Al NW del flanco oriental del Anticlinal de Zongozotla se encuentra la zona de deslizamiento, aparentemente las franjas de la secuencia sedimentaria que presentan una orientación preferencial NW-SE, pertenecen al Anticlinorio de Villa Juárez, y de manera más local, forman parte del Anticlinal de Zongozotla, es difícil determinar con exactitud la continuación de esta estructura, pues la secuencia sedimentaria se encuentra cubierta por productos ígneos recientes, pero la manera en la que se ha cartografiado la secuencia geológica puede dar evidencia de tal hecho. La secuencia Jurásica-Cretácica parece corresponder con pliegues de la parte interna del flanco noreste del Anticlinorio de Villa Juárez, en donde las principales formaciones expuestas son Tepexic, Santiago, Tamán y Pimienta. (Facultad de Ingeniería, 1996).

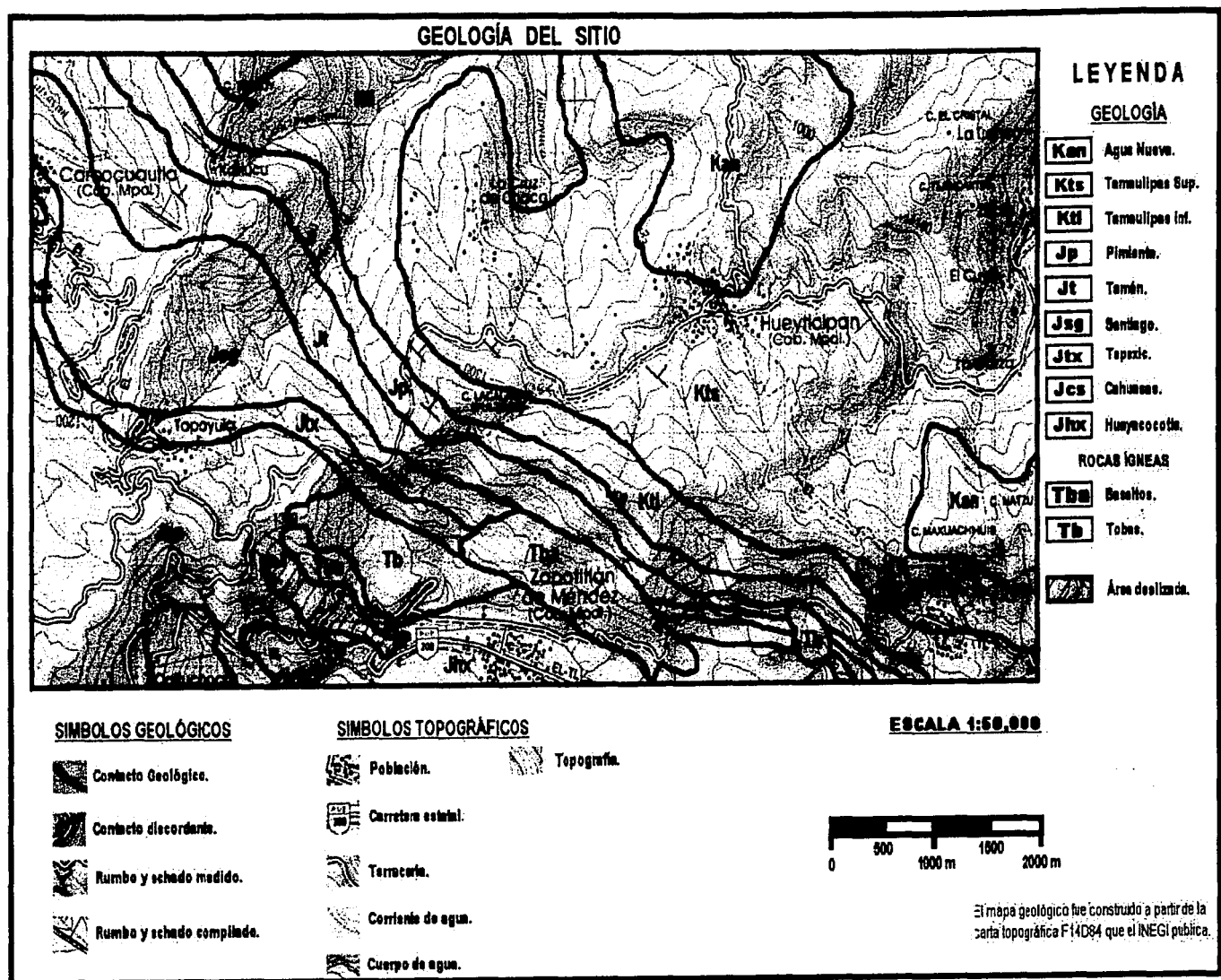


Figura 3.14 Mapa Geológico del área del deslizamiento Zapotitlán de Méndez.

**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

### 3.2.3. Agua subterránea.

Las aguas subterráneas actúan como factores desencadenantes importantes de los movimientos de laderas, las variaciones de los niveles freáticos pueden modificar la resistencia de los materiales y el estado de esfuerzos de los mismos. El régimen de este tipo de aguas se encuentra relacionado con las lluvias y con la hidrología superficial de la zona, tiene su origen principalmente en la precipitación constante producto de las favorables condiciones orográficas y climatológicas que se reúnen en el área. La Sierra Norte del estado de Puebla, es una zona en donde debido a muchos factores naturales se permite la concentración de grandes volúmenes de agua; no sólo en el subsuelo sino también en la superficie. El afluente principal de la zona de estudio corresponde con el Río Zempoala, un río que en casi los 365 días del año lleva agua, alcanzando sus máximos niveles en las temporadas de lluvias intensas (los habitantes de esta región denominan meses de intensas lluvias a los meses en que no deja de llover por días y noches, pues, en la región llueve casi todo los días del año, esos meses corresponden con los meses de Julio a Noviembre). Los niveles de aguas freáticas pueden modificarse de manera considerable sobre todo durante los meses de máximas lluvias, debido a que el agua subterránea se recarga como resultado de la precipitación sobre suelos residuales y rocas permeables. Un ejemplo del intenso movimiento de aguas subterráneas de la zona los son las Grutas Karamidas que se encuentran a un costado del Río Zempoala, frente al poblado. Aparentemente estas corrientes de agua se encuentran moldeando solamente rocas calcáreas cretácicas en aproximadamente 1.5 km, aunque la distancia que realmente recorren podría ser mayor.

### 3.2.4. Sismicidad.

Si bien no se han llevado acabo en México trabajos representativos relacionados con el papel de los terremotos como desencadenantes de inestabilidad de laderas, es importante considerar a estos fenómenos geológicos como posible factor desencadenante o condicionante. Aunque el papel de los movimientos sísmicos parece ser más importante en la generación de desprendimientos de bloques y masas rocosas que presentan condiciones muy precarias de estabilidad en el momento de ocurrir el terremoto, y en movimientos superficiales tipo flujo relacionados con procesos de licuefacción en materiales de grano fino. Antiguos deslizamientos en condiciones extremas de equilibrio pueden también ser desencadenados por sismos. Algunos ejemplos de deslizamientos relacionados a movimientos sísmicos son los recientemente ocurridos en El Salvador.

Nuestro país se encuentra en una región del planeta que desde hace tiempo se ve afectada por sismos y lo seguirá estando. México es una zona de alta sismicidad, lo anterior obedece principalmente a que las placas de Cocos y la Rivera subducen a la placa Norteamericana. En la zona de falla del pacífico se acumulan grandes cantidades de energía que al liberarse provocan los sismos que afectan a nuestro país. De ahí que el conocimiento de esta zona, es importante para determinar la sismicidad del territorio.

La República Mexicana esta dividida en cuatro zonas sísmicas. Estas zonas son un reflejo de que tan frecuentes son los sismos en una región y la máxima aceleración del suelo a esperar durante un siglo. Fig. 3.12.

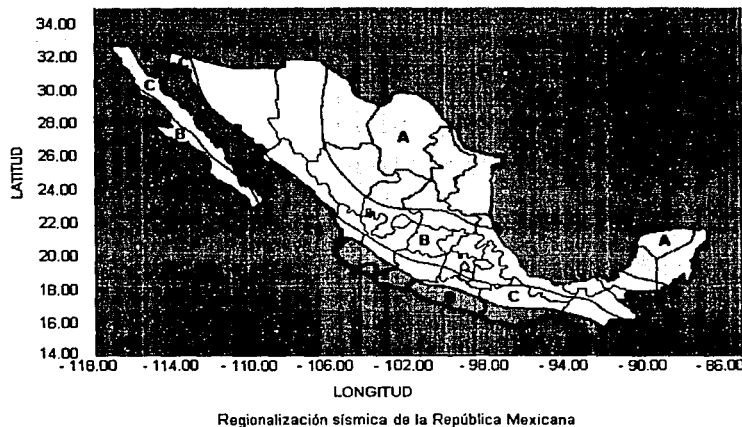


Figura 3.12. Esquema de la regionalización sísmica del país. Para realizar esta división se utilizaron los catálogos de sismos de la República Mexicana desde inicio de siglo, grandes sismos que aparecen en los registros históricos y los registros de aceleraciones de los grandes temblores que acontecieron en este siglo. Imagen tomada de la página de internet del Servicio Sismológico Nacional (<http://www.ssn.unam.mx>).

La zona A es una zona donde no se tienen registros históricos de sismos, no se han reportado sismos en los últimos 80 años y no se esperan aceleraciones del suelo mayores a un 10% de la aceleración de la gravedad a causa de temblores. La zona D es una zona donde se han reportado grandes sismos históricos, donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad. Las otras dos zonas (B y C) son zonas intermedias, donde se registran sismos no tan frecuentemente o son zonas afectadas por altas aceleraciones pero que no sobrepasan el 70% de la aceleración del suelo (SSN, 2001). Aunque la región de la Sierra Norte del estado de Puebla se encuentra dentro de la zona B, zona donde no se registran sismos tan frecuentemente, las condiciones del subsuelo pueden manifestar circunstancias no esperadas (los riesgos son aún mayores si consideramos otros factores desencadenantes como las intensas lluvias que suelen afectar esta región), tal es el caso de la Ciudad de México que al igual que la Sierra Norte de Puebla se encuentra dentro de la zona B, pero que debido a las cualidades de su subsuelo la convierten en una zona de alto riesgo sísmico. Entonces, es importante resaltar que los mapas de regionalización sísmica son importantes para darse una leve idea del comportamiento sísmico general del país, pero de ninguna manera reflejan el verdadero comportamiento de los diversos materiales de los cuales está constituida nuestra república. El comportamiento sísmico de los macizos rocosos dependerá de sus características de resistencia al momento del evento sísmico, y de los factores externos e internos que intervengan en su entorno al momento del evento, anterior a éste y en ocasiones posterior a el mismo. Por lo anterior, es relevante resaltar los eventos sísmicos más importantes que han acontecido en nuestro país, en especial los más cercanos al día del deslizamiento, todo esto se plantea con el fin de dar una idea general del posible efecto del fenómeno estudiado.

A manera de investigación a continuación se presentará una tabla en donde se resumen los eventos sísmicos de magnitud importante que afectaron a nuestro país desde 1990 hasta el año del evento. Tabla. 3.1.

AÑO	Total de sismos	MAGNITUD						
		<3	3	4	5	6	7	8
1990	792	13	246	509	23	1	0	0
1991	732	6	184	510	30	2	0	0
1992	613	5	183	398	27	0	0	0
1993	917	48	275	548	40	5	1	0
1994	622	20	192	383	24	3	0	0
1995	676	16	188	438	26	6	2	0
1996	790	9	203	543	32	3	0	0
1997	754	42	262	420	26	2	2	0
1998	707	8	270	403	23	3	0	0
1999	1097	13	540	527	11	4	2	0

Tabla 3.1. Tabla resumen en donde es posible ver los eventos sísmicos por magnitud más importantes que han afectado a nuestro país desde 1990 hasta 1999. La tabla fue tomada y construida en base a la información que el SSN proporciona en sus páginas de internet. Observe que en 1999 aumento considerablemente el número de sismos.

Como se puede apreciar en la tabla 3.1., han existido numerosos eventos sísmicos que en diferentes magnitudes han afectado diversas regiones de nuestro país, modificando no solo las construcciones realizadas por el hombre sino también los macizos rocosos sobre los cuales se edifican esas construcciones. Es curioso que aún en la actualidad, después de un evento sísmico solo se realice una evaluación sobre los daños causados a obras antrópicas y que se olvide casi por completo el daño que pudo haber sufrido la base sobre la cual se realizan esas construcciones. Se sabe que resultaría difícil y costoso evaluar a cada uno de los macizos rocosos después de un sismo, pero el fin de este apartado no es ese, el fin es el de no dejar pasar desapercibidos los eventos geológicos que pueden tener un significado importante en el comportamiento del terreno en una región dada. El reto de la geología actual, es el relacionar la infinidad de eventos para prever el número de desastres naturales.

Otro aspecto que resulta de interés para el estudio de este deslizamiento es el incremento notable que se dio en el año de 1999, en el número de sismos, con respecto al año anterior, el aumento fue de aproximadamente 390 sismos, de los cuales 5 fueron de magnitud menor a 3, 270 de magnitud 3, 124 de magnitud 4, 1 de magnitud 6 y 2 de magnitud 7. Los dos últimos sismos de magnitud igual o mayor a 7 ocurrieron en 1999, uno el 15 de Junio con epicentro al noreste de Huajuapán de León, Oax., y el otro el 30 de Septiembre con epicentro en las costas de Oaxaca (Puerto Escondido). Fig. 3.13. Ambos temblores registraron daños materiales importantes en ambas ciudades; algunos habitantes de Zapotitlán de Méndez, Pue., recuerdan el día 30 de Septiembre como un día en el que además de tener una lluvia cerrada sintieron un leve movimiento de tierra.

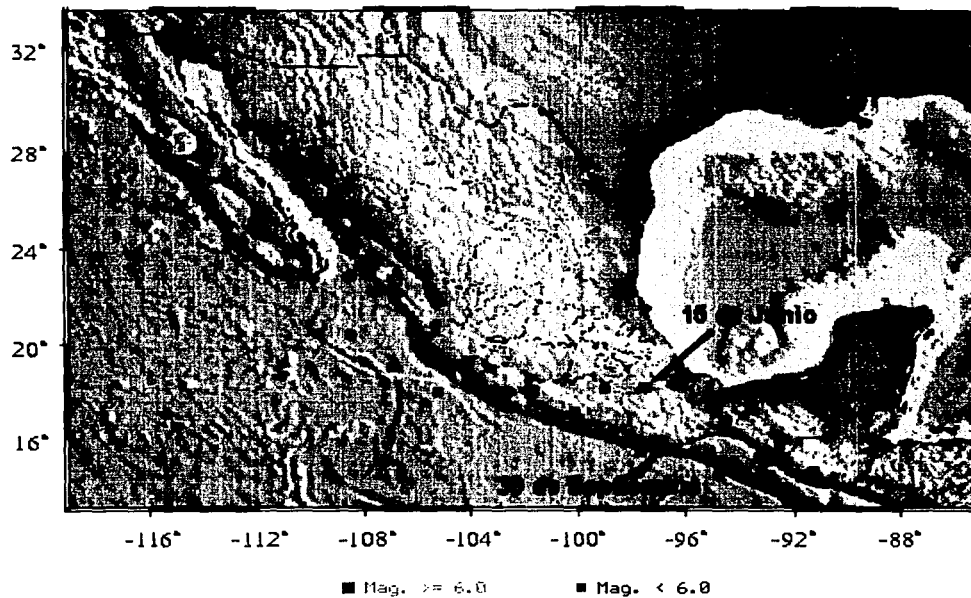


Figura 3.13. Registro de los sismos con magnitud igual o mayor a 5 de 1999- 2001, además de los sismos ocurridos en territorio nacional, también se observan los sismos que afectaron a El Salvador y Nicaragua, estos últimos sismos demuestran que es posible considerar a los temblores como factores desencadenantes de deslizamientos. Imagen tomada de la pagina principal del SSN.





## 4. FACTORES INFLUYENTES EN LA ESTABILIDAD DE LAS LADERAS.

### 4.1. Clasificación de los factores influyentes.

Los movimientos de ladera, entendidos como fenómenos naturales de evolución del relieve terrestre, constituyen uno de los procesos geológicos más frecuentes que siempre han afectado la superficie de la Tierra. Así como otros fenómenos geológicos que actúan de una forma imperceptible a la escala del tiempo humano, los movimientos de ladera si constituyen procesos a escala humana, o casi humana, lo que hace importante su estudio y, aún más, su prevención. En nuestro país existen innumerables zonas propensas a este tipo de fenómenos, que con una caracterización adecuada podrían arrojar información de importancia para su estudio y nuevamente para su prevención. A diferencia de otras manifestaciones de la dinámica de la Tierra, estos procesos geológicos pueden ser inducidos o provocados, e incluso previstos y evitados, por la actuación del hombre. De esta manera, los movimientos de ladera están controlados por una serie universal de factores que hace que no se encuentren limitados a áreas concretas, como ocurre con otro tipo de procesos geodinámicos (volcánicos o sísmicos). En una primera aproximación y siguiendo la clasificación propuesta por Ferrer (1994), los factores que originan estos fenómenos pueden quedar agrupados en "factores condicionantes" y "factores desencadenantes". Los primeros están unidos a la propia naturaleza, composición, estructura y forma del terreno, mientras que los factores desencadenantes pueden ser considerados como factores externos que al actuar sobre las laderas provocan o desencadenan condiciones de inestabilidad, al modificar las condiciones preexistentes (Ferrer, 1994). La clasificación realizada por Ferrer se cita en la Tabla 4.1.:

<b>FACTORES INFLUYENTES</b>	
<b>Factores Condicionantes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Relieve (pendientes)</li> <li>• Litología</li> <li>• Estructura geológica y estado tensional</li> <li>• Propiedades resistentes de los materiales</li> <li>• Comportamiento hidrogeológico del terreno</li> </ul>
<b>Factores Desencadenantes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Aporte de agua</li> <li>• Cambio en las condiciones hidrogeológicas</li> </ul> <p>Efecto: Incremento de las presiones intersticiales y del peso del terreno</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Aplicación de cargas estáticas o dinámicas</li> <li>• Cambio en la geometría de las laderas</li> <li>• Erosión o socavación del pie</li> </ul> <p>Efecto: Cambio en la distribución del peso de los materiales y en el estado tensional de las laderas</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Acciones climáticas (procesos hielo-deshielo, disminución del contenido de humedad del terreno por sequía, aumento del contenido de agua por lluvias)</li> </ul> <p>Efecto: Generación de grietas, planos de debilidad y disminución de las propiedades resistentes.</p>

Tabla 4.1. Factores que influyen en el comportamiento de las laderas . Tomado de Ferrer, 1994.

La distinción entre factores condicionantes y desencadenantes puede ser compleja, en ocasiones existen factores que pueden actuar con ambos papeles, como es el caso de la geometría y pendiente de la ladera. Por ejemplo, si una ladera se encuentra en equilibrio con respecto al ángulo de su pendiente, la pendiente es un factor condicionante, pero si ésta se modifica entonces la pendiente pasa a ser un factor desencadenante.

#### 4.2. Factores condicionantes para la ladera en estudio.

Con respecto al relieve y a la geología general que dominan la zona de estudio, se observa que gran parte de esta región muestra grandes unidades propensas inicialmente a los movimientos de laderas. El abrupto relieve que se presenta en la zona con pendientes aproximadamente de 30-45° juega un papel definitivo para que se produzcan movimientos gravitacionales considerables, quizá de magnitudes aún mayores al ocurrido. La litología, la estratigrafía y la geología estructural muestran variaciones considerables en lo referente a la composición, competencia, resistencia, deformabilidad, dureza, grado de alteración, fracturamiento, porosidad y permeabilidad, de los macizos rocosos que rodean la zona, determinando la posibilidad del terreno de sufrir desplazamientos bajo la actuación de determinados factores desencadenantes. El comportamiento geomecánico e hidrogeológico de los elementos está asociado a las características litológicas y estructurales de la región, pero en esta zona existe una íntima relación con las variaciones de las condiciones climáticas que se han presentado en los últimos años. En una región tan lluviosa como lo es la Sierra norte del estado de Puebla, es importante considerar los espesores de materiales alterados y los elevados niveles freáticos que influyen decisivamente en el comportamiento del terreno.

#### 4.3. Factores desencadenantes para la ladera en estudio.

La precipitación puede ser considerada como uno de los principales factores desencadenantes de los movimientos de ladera, para el caso del deslizamiento Zapotitlán, una lluvia superior al promedio anual de la región 1212.1 mm (promedio anual 1100 mm) se cree que fue el principal factor desencadenante (CNA, 1999). Dependiendo del tipo de terreno y de los diferentes comportamientos hidrogeológicos de los materiales, la presencia de agua puede generar estados de desequilibrio que pueden llegar a modificar considerablemente el relieve de una región. El efecto que provoca sobre los materiales es el incremento de presiones intersticiales, la elevación del nivel freático y el flujo de agua a través del terreno. Todo ello disminuye la resistencia al corte de los materiales, además de elevar su peso e influir en sus propiedades resistentes.

La precipitación es el agua que recibe la superficie terrestre en cualquier estado físico proveniente de la atmósfera, previo a la condensación del vapor atmosférico que generalmente sucede por enfriamiento de una parte de la atmósfera. Varios son los fenómenos meteorológicos que originan grandes precipitaciones en la Sierra Norte del Estado de Puebla, entre ellos, encontramos el factor orográfico que delimita al mismo tiempo los vientos del Pacífico y del Golfo de México, concentrando una superficie nubosa capaz de desatar enormes precipitaciones. De igual manera, sumado a esta condición orográfica, la zona presenta precipitación asociada al paso de ciclones y está asociada con las superficies frontales entre masas de aire de diferentes temperaturas y contenidos de humedad.

La precipitación frontal es originada por el levantamiento del aire caliente sobre el frío. Cuando el aire caliente se mueve sobre el frío se dice que se tiene un frente caliente y si el aire frío se mueve bajo el caliente, se tiene un frente frío. La precipitación producida por un frente caliente se distribuye sobre una zona grande siendo ligera y continua. Por otra parte, la precipitación de un frente frío es intensa y de corta duración, generalmente se distribuye cerca de la superficie frontal.

A pesar de que el deslizamiento tratado en este trabajo está enfocado a su estudio como fenómeno natural y se ha detectado a su principal factor desencadenante, es importante considerar las causas de desestabilización de laderas por parte del hombre que para esta ladera consisten básicamente en las excavaciones para vías de transporte que si bien modifican el relieve y sus propiedades, también facilitan la vida de las comunidades cercanas. Tabla 4.2.

<b>FACTORES INFLUYENTES DE LA LADERA EN ESTUDIO</b>	
<b>Factores Condicionantes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Abrupto relieve con pendientes del 35-45°</li> <li>• Presencia de por lo menos 11 formaciones geológicas diferentes dentro del sitio y 2 formaciones en el área deslizada.</li> <li>• Nivel estructural predominantemente medio (plegamientos)</li> <li>• Variaciones considerables en las propiedades geomecánicas de los elementos geológicos identificados</li> <li>• Continua variación en los niveles superficiales y subterráneos de la zona producto de las condiciones climáticas</li> </ul>
<b>Factores Desencadenantes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Una lluvia de 1212.1 mm (superior al promedio anual de 1100 mm).</li> <li>• Incremento de las presiones intersticiales y del peso del terreno</li> <li>• Concentración de pronunciados escarpes en la parte alta de la ladera que evidencian planos de debilidad antiguos</li> <li>• Generación de planos de salida debido a la acción antrópica (excavaciones para carreteras y cultivos)</li> </ul>

Tabla 4.2 Factores influyentes en la inestabilidad del deslizamiento "Zapotitlán de Méndez".



## 5. HISTORIA Y SITUACIÓN HIDROCLIMATOLÓGICA DE LA ZONA.

### 5.1. Historia e impacto de los cambios climáticos.

Los intensos cambios climáticos que en la actualidad experimenta nuestro planeta traen como consecuencia fenómenos inesperados que en muchas ocasiones terminan como desastres naturales. En los años 20's el científico inglés Sir Gilbert Walker identificó un fenómeno climatológico denominado como la "Oscilación del Sur". Esta oscilación juega un papel importante en el comportamiento de los vientos en el pacífico ecuatorial; así, cuando la presión es alta en el Pacífico oriental y baja en el Pacífico occidental, los vientos de superficie se dirigen hacia el oeste a lo largo del ecuador desde las Galápagos hacia Indonesia. A esta condición se le conoce como índice alto (fuerte gradiente). Cuando la presión oscila hacia una condición de índice bajo (débil gradiente), los vientos de superficie (alisios) se debilitan. Fue hasta la década de los 60's cuando se estableció la relación entre la Oscilación del Sur y el fenómeno de El Niño, el cual consiste en un calentamiento anómalo del agua oceánica frente a las costas occidentales sudamericanas, acompañado habitualmente de fuertes lluvias en las regiones costeras de Perú y Chile (OMM, 1999). El científico Jacob Bjerknes fue el primero en percatarse de la conexión entre el inusual calentamiento de la superficie del mar, el debilitamiento de los vientos alisios, y lluvias torrenciales que acompañan condiciones de bajo índice en el Pacífico ecuatorial. Este nuevo fenómeno que en la actualidad es conocido como FENOS (Fenómeno El Niño Oscilación del sur), modifica las condiciones climáticas del mundo. El desarrollo de estos fenómenos naturales no solamente afectan el desarrollo de la vida marina; también se considera que alteran las condiciones climáticas en una buena parte de la superficie terrestre, lo que trae como consecuencia torrenciales lluvias o intensas sequías en lugares inesperados. El efecto de esos fenómenos se ha visto reflejado en muchos países de América, en nuestro país estos fenómenos afectan la temporada de sistemas meteorológicos de origen tropical, tales como: ciclones, tormentas y ondas tropicales. Para el territorio mexicano, la temporada de 1999 de ciclones tropicales es considerada como una de las más activas dentro de los últimos años debido al impacto de seis ciclones tropicales, de los cuales cuatro se originaron en el Golfo de México, uno en el mar Caribe y uno más en el Pacífico (Tabla. 5.1). La temporada de ciclones de México coincide con las modificaciones que el FENOS realiza en centro y Sudamérica.

IMPACTO DE LOS CICLONES TROPICALES EN MÉXICO DURANTE 1999	
Nombre	Lluvia máxima en 24 horas e Inundaciones Asociadas.
DT 2	San Luis Potosí: 371 mm.
Bret	Nuevo León: 381mm.
DT 7	Tamaulipas: 248.5 mm.
Greg	Colima: 400 mm inundaciones y desbordamientos de ríos en Colima, Guerrero, Michoacán y Jalisco.
DT 11	Puebla: 420 mm inundaciones y desbordamientos de ríos en Puebla, Veracruz e Hidalgo.
Katrina	Tabasco: 146 mm.

TESIS CON  
FALSA ORIGEN

Tabla 5.1. En 1999 los seis ciclones tropicales mostrados, afectaron muchas ciudades principales dejando un gran número de daños materiales y pérdidas humanas. Los datos fueron tomados de la página principal del SMN, temporada 1999.

## 5.2. Descripción, formación y etapas de evolución de los ciclones tropicales.

Un ciclón tropical es un remolino gigantesco que cubre cientos de miles de kilómetros cuadrados y tiene lugar, primordialmente, sobre los espacios oceánicos tropicales. Cuando las condiciones oceánicas y atmosféricas propician que se genere un ciclón tropical, la evolución y desarrollo de este, puede llegar a convertirlo en huracán. El término huracán tiene su origen en el nombre que los indios mayas y caribeños daban al Dios de las tormentas.

La formación de ciclones en los océanos se ve favorecida cuando la temperatura de la capa superior del agua supera los 26°C. Aunado a la existencia de una zona de baja presión atmosférica, hacia la cual convergen vientos de todas direcciones. Los vientos en la zona circundante fluyen y aumenta el ascenso del aire caliente y húmedo que libera vapor de agua. El calor latente, ganado por la condensación del vapor de agua, es la fuente de energía del ciclón. Una vez que se inicia el movimiento del aire hacia arriba, a través de la columna central, se incrementa la entrada de aire en los niveles más bajos, con la correspondiente salida en el nivel superior del fenómeno. Por la influencia de la fuerza de rotación de la Tierra, el aire converge, gira y comienza a moverse en espiral, en sentido contrario a las manecillas del reloj, en el caso del Hemisferio Norte. Figuras 5.1. y 5.2.



Figura 5.1. La formación de los ciclones se ve favorecida cuando la capa superior del océano supera los 26 °C (aproximadamente 80°F), y existe una zona de inestabilidad atmosférica, es decir, una zona con vientos ligeros o baja presión atmosférica (perturbación tropical). Imagen tomada de la página principal del NOAA (<http://www.hurricanes.noaa.gov>).

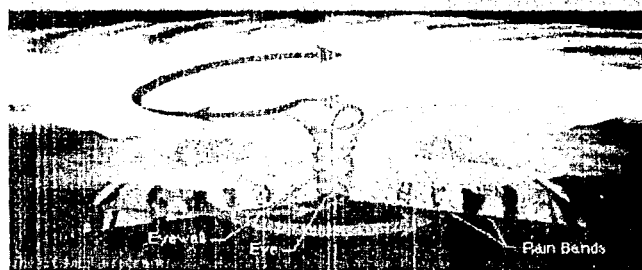


Figura 5.2. Perfil y corte de un ciclón tropical, la zona de baja presión se localiza en la parte baja del centro del huracán denominado ojo del huracán, alrededor del ojo existen capas en espiral de nubes cargadas de lluvia (vientos en remolino), el aire caliente que sube es arrastrado por nubes que están a gran altura. La imagen fue tomada de la página principal del NOAA (<http://www.hurricanes.noaa.gov>).

La evolución de un ciclón tropical puede llegar a desarrollar cuatro etapas:

1. **Perturbación tropical.** Zona de inestabilidad atmosférica asociada a la existencia de un área de baja presión, la cual propicia la generación incipiente de vientos convergentes cuya organización eventual provoca el desarrollo de una depresión tropical.
2. **Depresión tropical.** Los vientos se incrementan en la superficie, producto de la existencia de una zona de baja presión. Dichos vientos alcanzan una velocidad sostenida menor o igual a 62 km/h.
3. **Tormenta tropical.** El incremento continuo de los vientos provoca que éstos alcancen velocidades sostenidas entre los 63 y 118 km/h. Las nubes se distribuyen en forma de espiral y comienza a desarrollarse un ojo pequeño, casi siempre en forma circular. Cuando el ciclón alcanza esta intensidad, se le asigna un nombre preestablecido por la Organización Meteorológica Mundial.
4. **Huracán.** Es un ciclón tropical en el cual los vientos máximos sostenidos alcanzan o superan los 119 km/h. El área nubosa cubre una extensión entre los 500 y 900 km de diámetro produciendo lluvias intensas. El ojo del huracán alcanza normalmente un diámetro que varía entre 24 y 40 km, sin embargo, puede alcanzar cerca de 100 km. En esta etapa el ciclón se clasifica por medio de la escala Saffir-Simpson. Tabla 5.2. y Fig. 5.3.

ESCALA DE HURACANES SAFFIR-SIMPSON	
CATEGORÍA	VIENTOS EN km/h
Uno	119-153
Dos	154-177
Tres	178-209
Cuatro	210-249
Cinco	Más de 250

Tabla 5.2. Clasificación de las categorías alcanzadas por los huracanes que utiliza el Servicio Meteorológico Nacional en la emisión de boletines preventivos.





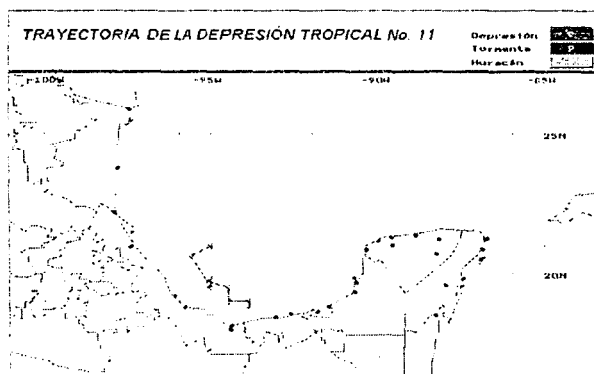
Figura 5.3. Una vez desarrollada una perturbación tropical, es importante seguir la evolución de la misma, en la imagen de satélite es posible seguir la evolución de las perturbaciones tropicales, depresión tropical - tormenta tropical - huracán. Observe la forma, el tamaño y la concentración de energía que las diferencia. (<http://www.hurricanes.noaa.gov>).

### 5.3. Fenómenos meteorológicos o factores desencadenantes involucrados.

Para el territorio mexicano, la temporada de ciclones tropicales de 1999 es considerada como muy activa, en particular la cuenca oceánica del Atlántico que registró siete ciclones más por encima de la media de 9 ciclones tropicales con nombre promedio a largo plazo de 1966 a 1999 (SMN, 1999). Debido a los efectos que generó la depresión tropical No. 11 es considerada como el evento ciclónico de mayor afectación en México y el principal factor desencadenante de muchos deslizamientos entre ellos el de Zapotitlán. De acuerdo a los reportes emitidos por el Servicio Meteorológico Nacional, la depresión tropical 11 se formó en el sur del Golfo de México durante la tarde del día 4 de Octubre a partir de una onda tropical muy activa, la No. 35. Su formación se inició a 90 km al Noreste de Coatzacoalcos, Ver., con vientos máximos sostenidos de 55 km/h y rachas de 75 km/h, permaneciendo semiestacionaria hasta la mañana siguiente. En la mañana del día 5 la depresión tropical se localizaba a 150 km al Norte de Coatzacoalcos, Ver., con vientos máximos de 55 km/h y rachas de 75 km/h, al final del día se localizó a 135 km, al Noreste de Veracruz, Ver., nuevamente como semiestacionaria y con la misma fuerza de vientos que presentó durante toda la trayectoria. Para la madrugada del día 6 la onda se mantenía con la misma fuerza y por la mañana se localizó a 115 km al Noreste de Alvarado, Ver. Por la tarde, como resultado de la interacción del frente frío No. 5, la depresión tropical se degradó a una línea de vaguada cuando se encontraba a 240 km al Noreste de Veracruz, Ver. Fig. 5.4.

La duración de este ciclón fue de 48 horas, tiempo en el que recorrió una distancia de 457 km., a una velocidad promedio de 7 km/h, cuando presentó desplazamiento (SMN, 1999).

Debido a su cercanía, desplazamiento e interacción con un sistema frontal, aunado con el factor orográfico en el oriente y centro de México se produjeron lluvias torrenciales con las consecuentes inundaciones y deslaves del terreno. Durante toda su trayectoria la depresión tropical favoreció la entrada de humedad con importantes precipitaciones hacia las costas e interior del país, con un registro de lluvia máxima puntual en 24 horas de 420 mm en Tenango, Pue. (Octubre 4), 382 mm en La Laguna, Pue. (Octubre 5), 212.2 mm en Martínez de la Torre, Ver. (Octubre 5), y 102 en la Presa La Esperanza, Hidalgo (Octubre 4). (SMN-CNA, 1999).



**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

Figura 5.4. Trayectoria de la depresión tropical No. 11. Tomado del Boletín emitido por el SMN-CNA, a través de su página principal de internet, 10 de Noviembre de 1999.

**5.4. Registros Pluviométricos de 1999.**

Los días 4, 5 y 6 de Octubre la depresión tropical descargó en el sector oriente y centro del territorio mexicano precipitaciones promedio de más de 634 mm en la zona afectada. En algunos sectores específicos, como los alrededores de la presa Tenango, la precipitación alcanzó casi los 1000 mm, en los tres días de referencia.

Uno de los muchos estados de la República Mexicana que fue afectado por estos fenómenos meteorológicos fue el estado de Puebla, específicamente en la parte norte del estado ocurrieron lluvias extraordinarias de 126 mm el día 30 de Septiembre en la presa la Soledad, y en Octubre de 70, 420 y 134 mm los días 2, 4 y 6 en la presa Tenango, de 382 mm el día 5 en la presa la Laguna. En Xicotepec de Juárez la lluvia alcanzó valores máximos de 696 mm en tres días. El registro pluviométrico de las principales ciudades afectadas del estado de Puebla se muestra en la Tabla 5.3 :

PRECIPITACIÓN EN 24 HORAS PARA LAS PRINCIPALES CIUDADES DEL ESTADO DE PUEBLA AFECTADAS POR LA DT 11				
CIUDAD	DÍAS DE OCTUBRE DE 1999			TOTAL ACUMULADO
	DÍA 4	DÍA 5	DÍA 6	
Xicotepec de Juárez	256.4	326.6	113.8	696.8
Zacapoaxtla	340.0	343.0	125.5	808.5
Nuevo Necaxa	225.0	283.0	78.4	586.4
Tenango	420.0	441.0	134.0	995.0
La Laguna	160.0	382.0	122.0	664.0
Nexapa	3.4	238.7	283.0	524.1
Huauclínango	1.5	285.0	200.0	486.5
Teziutlán	26.0	305.0	360.0	691.0
Ahuazotepec	0.0	174.0	251.8	425.8
Venustiano Carranza	1.0	146.0	275.0	422.0
El Carmen	2.0	140.0	227.0	369.0
Rancho Nuevo	26.0	200.0	320.0	546.0
	1465.3	3269.3	2496.5	7215.1

Tabla 5.3. Registro de precipitaciones de algunas ciudades de Puebla que fueron afectadas por la depresión tropical No. 11. Los valores fueron tomados de los registros que la CNA y el SMN proporcionan al público a través de sus páginas principales de internet y de algunos registros que la Dirección General de Servicios Técnicos de la SCT maneja en sus reportes.

RECIBIDO EN LA SECRETARIA DE AGUAS Y POTABILIDAD DEL ESTADO DE PUEBLA

## 6. MORFOLOGÍA Y TOPOGRAFÍA DEL ÁREA DEL DESLIZAMIENTO.

### 6.1. Aspectos generales de las laderas.

A diferencia de los taludes excavados por el hombre, las laderas son masas de tierra que tienen una conformación actual debido a procesos naturales. En su mayoría las laderas permanecen estables por muchos años, pero dentro del continuo cambio del planeta las laderas pueden fallar en forma imprevista debido principalmente a cambios en la topografía, sismicidad, en los flujos de agua subterránea, en las precipitaciones, en la resistencia al corte, meteorización o en factores de tipo antrópico. Las zonas montañosas de la Sierra Norte del estado de Puebla, se encuentran afectadas por muchos de los cambios mencionados, destacando las abundantes precipitaciones y las diferencias en los materiales en cuanto a la resistencias al corte, por consiguiente, las variaciones de los niveles freáticos constituyen uno de los principales factores desencadenantes de deslizamientos. Antes de que una ladera se vea afectada por los ajustes gravitacionales, ésta se ve conformada por una serie de elementos que a continuación se describen.

Una ladera puede definirse con los siguientes elementos; (Fig. 6.1.):

- **Altura.** Distancia entre el pie y la cabeza, resulta difícil determinar la cabeza en laderas naturales, pues la vegetación y los accidentes topográficos pueden ocultarla.
- **Pie.** Sitio de cambio brusco de pendiente en la parte inferior.
- **Cabeza o escarpe.** Sitio de cambio brusco de pendiente en la parte superior.
- **Altura del nivel freático.** Distancia del pie del talud hasta el nivel de agua medida debajo de la cabeza.
- **Pendiente.** Medida de la inclinación de la ladera. Se mide en grados o en porcentaje.

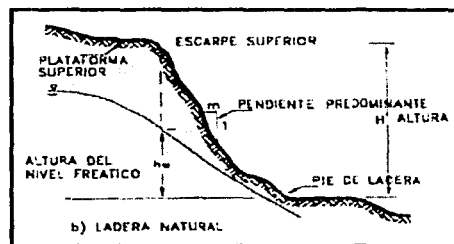


Figura 6.1. Perfil de una ladera natural. Tomado de Suárez, 1998.

### 6.2. Aspectos generales de los deslizamientos.

La dinámica de la superficie de la Tierra puede observarse debido a que cualquier terreno que no sea horizontal está sujeto a una serie de fuerzas que tienden a nivelarlo, mientras tanto, también existe otra serie de fuerzas que se oponen a ese cambio. La mayoría de las pendientes abruptas que existen en la naturaleza se han formado por diversos procesos geológicos que actúan de manera individual o conjunta, siendo la erosión en general y los fenómenos de inestabilidad los que tienden a suavizar dichas pendientes. Se distinguen dos grupos de fenómenos de inestabilidad, los "desprendimientos" y los "corrimientos". Lo que diferencia a los primeros es que en ellos la masa inestable cae. Dentro de los corrimientos se tienen a los deslizamientos, flujos de arcilla, corrimientos provocados por licuefacción y reptación. Los deslizamientos son movimientos que consisten en un desplazamiento de corte a lo largo de una o varias superficies, que pueden detectarse fácilmente o dentro de una zona relativamente delgada, Suárez (1998). Los movimientos no siguen un esquema específico, puede intervenir desde una hasta varias masas de manera progresiva o rápida, como consecuencia de uno o la combinación de varios procesos naturales. Con esto entendemos que

un movimiento ya sea desprendimiento o corrimiento, puede ser el resultado de un fenómeno distinto al original o producto de la combinación de muchos de éstos.

Dentro de los deslizamientos podemos encontrar deslizamientos rotacionales y traslacionales o planares, en los rotacionales la superficie de falla es formada por una curva cuyo centro de giro se encuentra encima del centro de gravedad del cuerpo del movimiento. Por otra parte, en los deslizamientos de traslación el movimiento de la masa la desplaza hacia fuera o hacia abajo, a lo largo de una superficie ligeramente plana. Los deslizamientos sobre discontinuidades sencillas en roca se denominan deslizamientos de bloque, cuando ocurren a lo largo de dos discontinuidades se les conoce como deslizamientos de cuña y cuando se presentan sobre varios niveles de una familia de discontinuidades se le puede denominar falla en escalera. Es importante resaltar que en la naturaleza existen muchos factores que pueden dar origen a la combinación de los movimientos mencionados anteriormente, resultando deslizamientos que a simple vista parecen ser complejos, en muchas ocasiones los movimientos verdaderos pueden verse cubiertos por movimientos aparentes; de ahí la importancia de estudiar a detalle este tipo de fenómenos. Una vez que una ladera se ve sometida a nivelaciones naturales o antrópicas, adquiere una forma en la cual es posible identificar nuevos elementos, la identificación y ubicación de estas partes sirven para clasificar e identificar el tipo de movimiento, y por consiguiente el o los factores desencadenantes.

La nomenclatura más común para el estudio de una ladera deslizada es la propuesta por Suárez, (1998); (Fig.6.2):

- **Escarpe principal.** Una superficie muy inclinada a lo largo de la periferia del área en movimiento, causado por el desplazamiento del material fuera del terreno original.
- **Escarpe secundario.** Superficie inclinada producida por desplazamientos diferenciales dentro de la masa que se mueve.
- **Cabeza.** Partes superiores del material que se mueve a lo largo del contacto entre el material perturbado y el escarpe principal.
- **Cima.** El punto más alto del contacto entre el material perturbado y el escarpe principal.
- **Corona.** El material que se encuentra en el sitio, prácticamente inalterado y adyacente a la parte más alta del escarpe principal.
- **Superficie de falla.** Área debajo del movimiento que delimita el volumen de material desplazado.
- **Pie de la superficie de falla.** Línea de intersección entre la parte inferior de la superficie de rotura y la superficie original del terreno.
- **Base.** Área cubierta por el material perturbado abajo del pie de la superficie de falla.
- **Punta o uña.** El punto de la base que se encuentra a más distancia de la cima.
- **Costado o flanco.** Un lado del movimiento.
- **Superficie original del terreno.** Superficie que existía antes de que se presentara el movimiento.
- **Derecha e izquierda.** Deben utilizarse estas palabras refiriéndose al deslizamiento observado desde la corona mirando hacia el pie.

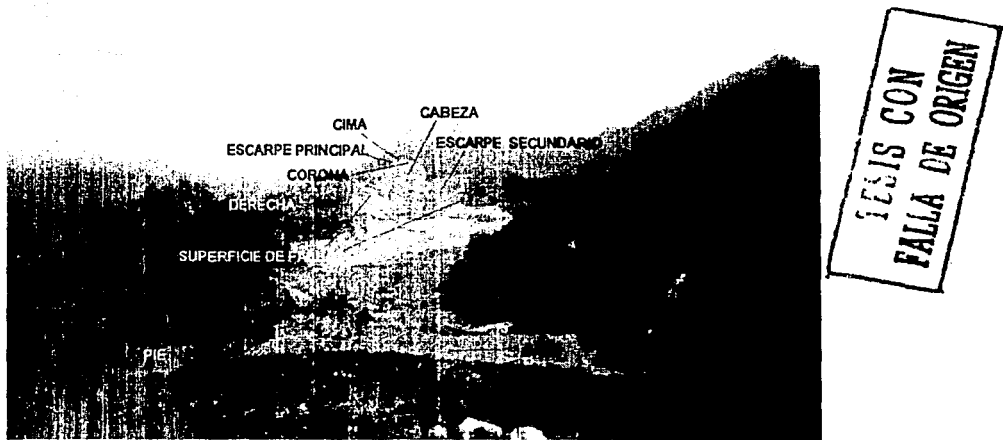


Figura 6.2. Nomenclatura del deslizamiento "Zapotitlán de Méndez" basado en el esquema propuesto por Suárez, 1998.; para identificar las partes de una ladera que ha sido sometida a ajustes gravitacionales.

### 6.3. Descripción geomorfológica de la zona del movimiento.

Dentro de la región de estudio el relieve natural es formado en mayor parte por las corrientes fluviales y por los diferentes accidentes geológicos que han sucedido en la zona, éstas a su vez dependen directamente de las condiciones climatológicas que dominan el área. La mayoría de las geoformas son modeladas a partir de estructuras plegadas desarrolladas en rocas calcáreas, calcáreo-arcillosas y clásticas, algunas formas se han modelado a partir de derrames basálticos y acumulaciones piroclásticas. El tipo de relieve que se extiende en la zona es el propio de las montañas plegadas, largos cordones serranos se muestran con tendencia general hacia el noreste. Para este sector en particular, las sierras se encuentran conformadas en su mayoría por rocas de tipo clástico y calcáreo-arcillosas, lo que hace aun más abrupto el relieve. El relieve de esta parte de la Sierra Norte del estado de Puebla, se encuentra dentro de una fase de juventud tardía, en donde, predomina la erosión profunda, los valles son estrechos con cauces con escollos, la disección se lleva a cabo en forma brusca, rápida y profunda. Las montañas se encuentran profundamente disectadas por corrientes antecedentes y subsecuentes. Las laderas muestran una erosión fluvial con pendientes mayores a 35°. Presentan una densidad y amplitud considerable en cuanto a estructuras plegadas, no solo a nivel regional, pues, dentro de toda la zona es posible reconocer evidencia de plegamientos menores.

La configuración del drenaje sigue un patrón ordenado de tipo dendrítico, la tributaria principal presenta leves meandros en el cauce, lo que puede decirse que el drenaje puede ampliar y suavizar los valles. La red fluvial del área se encuentra en una etapa de disección por lo profundo y angosto de sus valles. La profundidad de disección varía de entre 900 y 1200 m. Debido a los materiales ígneos recientes, se han creado nuevos drenajes, pues, antiguos drenajes fueron cubiertos durante esos eventos. Muchos de esos antiguos drenajes siguen teniendo actividad y su salida puede ser observada a lo largo de muchos puntos, en especial sobre el corte carretero. La hidrología de la zona puede observarse en la Fig.6.3.

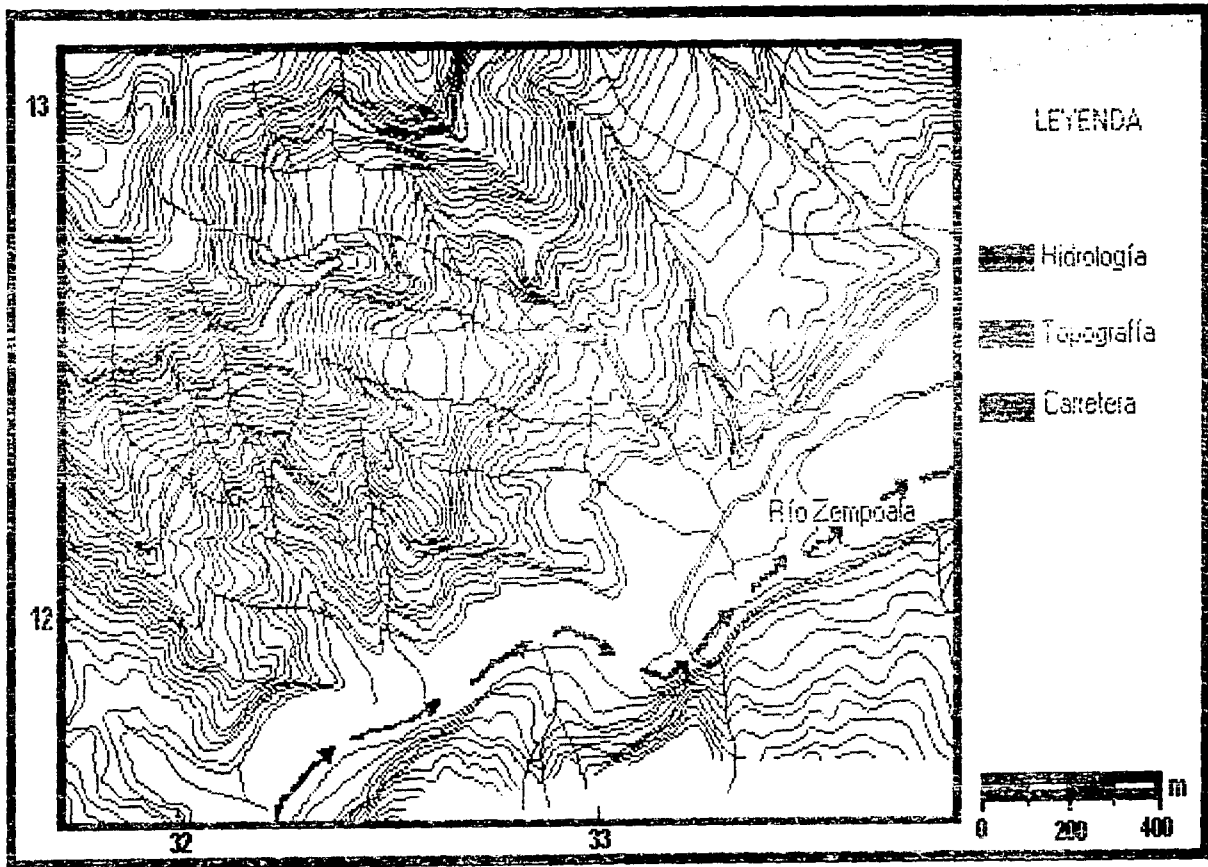


Figura 6.3 Topografía e hidrología antes del deslizamiento.

#### 6.4. Descripción topográfica de la zona del deslizamiento.

Para el área de estudio la descripción y observación topográfica de la zona antes y después del deslizamiento resulta de gran importancia, ya que, nos proporcionará información básica para el análisis de los movimientos y servirá como marco de referencia para compararse con movimientos futuros del terreno.

La zona de estudio presenta un relieve escarpado con pendientes mayores a  $45^\circ$  y desniveles topográficos de más de 1000 metros, una amplia gama de litologías deformadas moldean la zona, en particular los elementos sedimentarios del Jurásico y los depósitos recientes. La ladera presenta una orientación de  $29^\circ$  hacia el NE. Dentro de los 100 Km<sup>2</sup> que se marcan para el estudio local de este trabajo, la topografía presenta marcados desniveles con saltos que van desde los 50 hasta los 300 m, muchos de estos ajustes topográficos de la zona se deben sin duda a eventos tectónicos, erosivos recientes, y de tipo antrópico, como lo demuestran los numerosos eventos de ajuste de estabilidad que se desataron durante los días de Octubre de 1999 dentro de la Sierra Norte.

La topografía que presentaba la región antes del acontecimiento de Octubre, reflejaba por sí misma la presencia de escarpes con cambio de dirección que nos marcaba a la zona como zona de posible deslizamiento y que con la ocurrencia del fenómeno hidrológico pasó a ser una área deslizada. La concentración de escarpes alrededor de la parte deslizada pueden observarse si se relacionan las figuras 6.3 y 6.4, en las cuales se presentan los límites que presentó el deslizamiento y la topografía que existía antes del mismo.

Una vez mostrada la topografía de la región antes del deslizamiento, presentaremos la topografía actual de la zona, la cual, en ausencia de un levantamiento topográfico específico se realizó directamente sobre las fotografías aéreas recientes del área (1:15000). Este tipo de mapas topográficos reciben el nombre de ortomapas y en la actualidad son de gran utilidad práctica para resolver problemas rápidamente, su construcción depende de la calidad de las fotografías aéreas con que se cuente. Es aconsejable que si se puede realizar el levantamiento topográfico con instrumentación digital se haga para mejorar el detalle de los rasgos. La topografía actual y la zona deslizada se muestran en las siguientes figuras 6.4 y 6.5 :

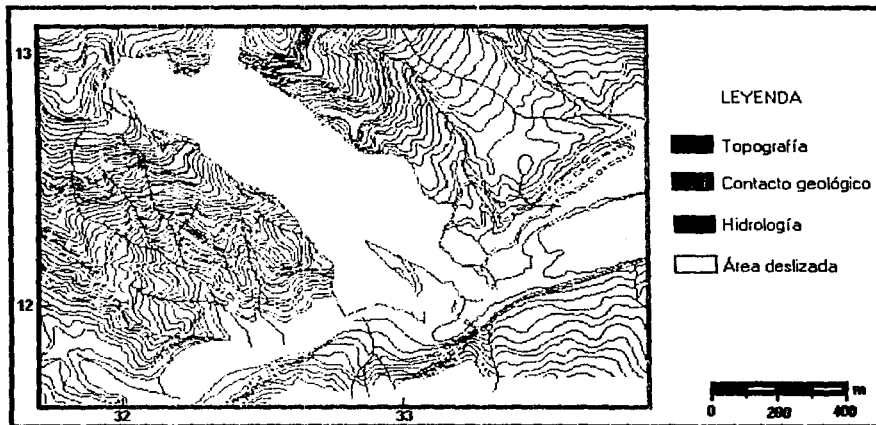


Figura 6.4 Límites del deslizamiento Zapotitlán de Méndez, en esta imagen es posible apreciar con mayor detalle la concentración de escarpes alrededor del deslizamiento y la hidrología que se genera a partir de estos mismos. Observe que el deslizamiento cortó en dos tramos importantes la carretera estatal Zacatlán-Zacapoaxtla.



FALTA DE ORIGEN  
-E-15 CON

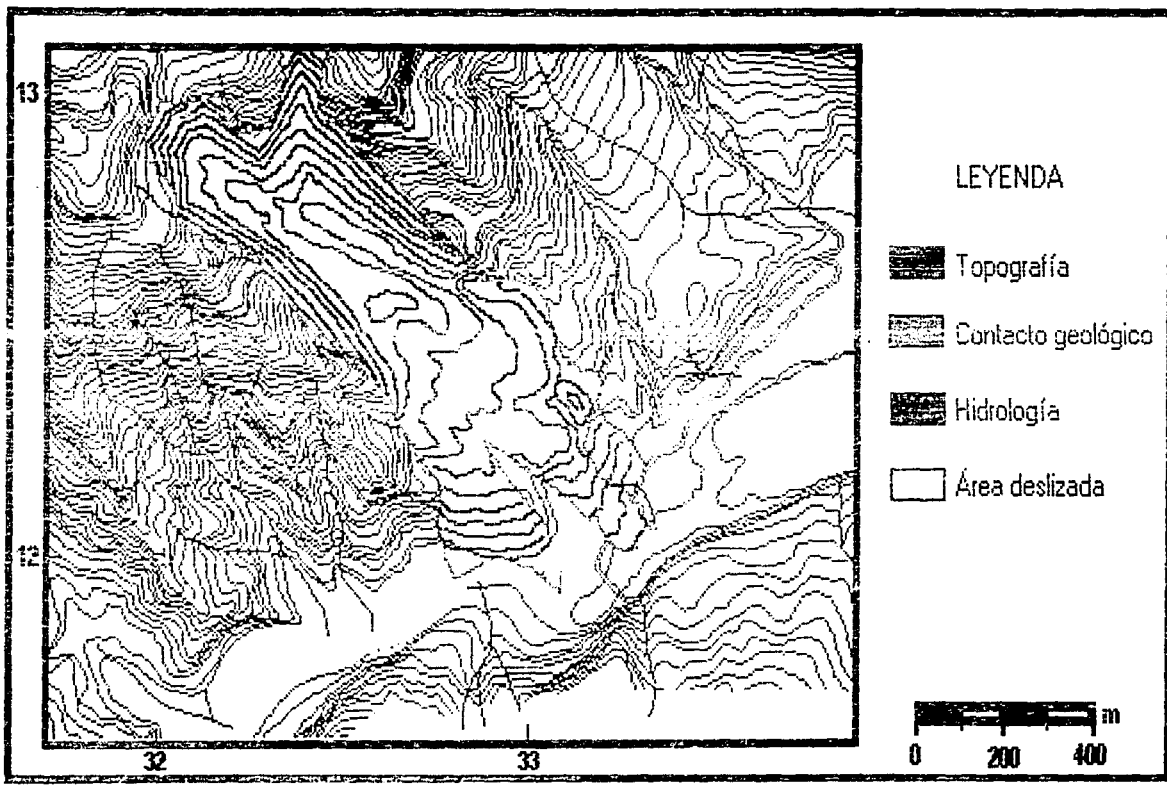


Figura 6.5 Topografía actual del deslizamiento Zapotitlán de Méndez, generada a partir de fotografías aéreas anteriores al deslizamiento. Observe que el deslizamiento corto en dos tramos importantes la carretera estatal llegando hasta el cauce del Río Zempoala, provocando un taponamiento de este, afortunadamente solo fue momentáneo.

### 6.5. Aproximación del volumen de la masa en movimiento.

Debido a que no se cuenta con un levantamiento topográfico a detalle de la zona, la obtención del volumen de masa que se movió durante el evento de Octubre se obtuvo mediante dos métodos; el primero, mostrado en este capítulo, consiste en la aproximación del volumen de masa a una figura tridimensional (tetraedro) definida principalmente por dos planos, que corresponden con los planos de deslizamiento lateral y la línea de intersección que surge entre estos dos planos. Esta aproximación se debe a el área expuesta por los planos de falla y a que durante el inicio del estudio el mecanismo de falla se creía había sido de tipo cuña. El volumen es determinado a partir de mediciones hechas en campo y de distancias obtenidas en fotografías aéreas. La idealización de lo descrito se puede ver en la Fig. 6.7:

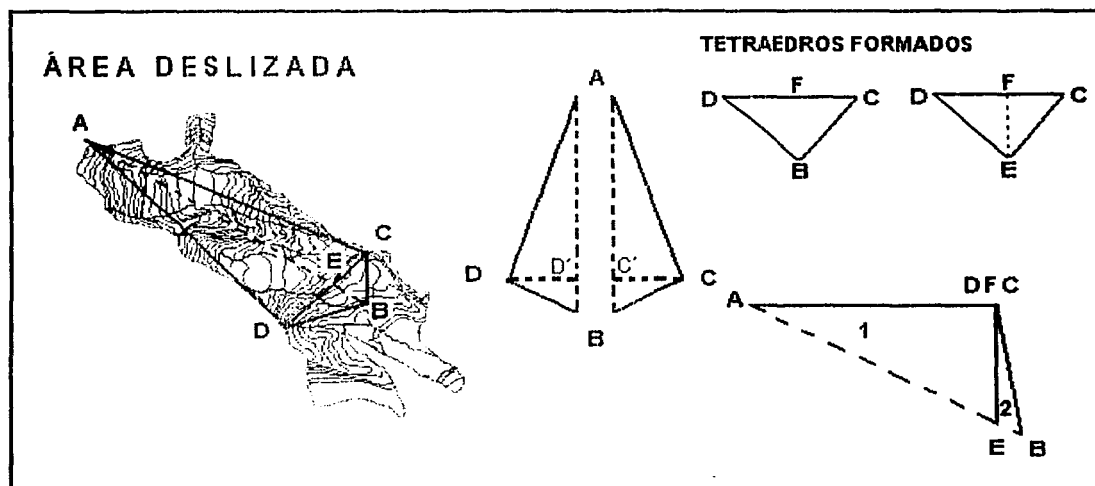


Figura 6.7 Cálculo del volumen de masa a través de la aproximación a dos figuras tridimensionales (tetraedros).

En la figura podemos ver que el volumen de la masa en movimiento está dado por los dos tetraedros rocosos que se forman al marcar las dimensiones del volumen que se cree estuvo involucrado.

De los registros topográficos y fotográficos se tiene que los valores marcados en la figura anterior son:

$AB = 1100m$	$AF = 967m$	$CC' = 550m$ (aproximadamente)
$AC = 1000m$	$AD = 1000m$	$DD' = 45m$ (aproximadamente)
$DC = 434m$	$DB = 247m$	
$CB = 247m$	$EB = 134m$	
$EF = 48 - 150m$ valor promedio obtenido con los registros geotécnicos.		

Con lo que, el volumen del tetraedro 1 (**AECD**) tiene como base el triángulo formado por **ACD** y una altura dada por **EF**, por lo que:

$$\text{área} = \frac{1}{2} DC(AF) = 209839m^2, \quad \text{y el volumen} = \frac{1}{3} \text{área}_{\text{base}} (\text{altura}) = 3,3574254m^3.$$

Por otra parte, el volumen del tetraedro 2 (CDEB) tiene como base el triángulo formado por CDE y una altura aproximada al segmento EB, por lo que:

$$\text{área} = \frac{1}{2} DC(EF) = 10416m^2, \quad \text{y el volumen} = \frac{1}{3} \text{área}_{\text{base}} (\text{altura}) = 465248m^3.$$

Sumando el volumen de ambos tetraedros obtenemos el volumen aproximado de la masa que se cree estuvo en movimiento, el volumen movido por el deslizamiento Zapotitlán es de aproximadamente **3, 822, 672 m<sup>3</sup>**.

El volumen incrementa si se considera el trazo y la amplitud de la superficie circular de falla, debido a esto, en el capítulo 8 se modela una figura tridimensional que contempla a dicha base y que arroja una mejor aproximación. El resultado es de casi 5 millones de metros cúbicos.

## 7. CARACTERÍSTICAS Y DESCRIPCIÓN DEL DESLIZAMIENTO.

### 7.1. Descripción de la falla.

El sitio de la falla se localiza en el km  $64 \pm 200$  de la carretera estatal Zacatlán - Zacapoaxtla, esta carretera fue construida hace más de 20 años, sobre ella circula un tránsito diario promedio anual del orden de 800 vehículos en ambos sentidos, consta de un solo cuerpo con ancho de corona promedio de 7 m; se desarrolla en terreno montañoso, generando secciones en balcón con alturas de corte y terraplén entre 10 y 40 m (SCT, 1999). Entre los kilómetros  $64 \pm$  y  $66 \pm$  el camino quedó cubierto por material proveniente de la cabeza o escarpe de la ladera cubriendo en dos tramos la carretera, el tramo de carretera que se vio más afectado fue el comprendido entre los kilometrajes  $64 \pm 205.01$  y  $64 \pm 579.54$ , mucho del material que deslizó pudo haber alcanzado velocidades de más de 150 km/h debido al gran contenido de agua que presentaba la ladera; existe evidencia de material que se movió desde la cabeza de la ladera hasta la base de ésta. El movimiento de aproximadamente 5 millones de metros cúbicos de material, ocurre sobre una superficie circular con centro de giro por encima del centro de gravedad de la ladera, y por dos planos con orientación NW  $66^\circ$ ,  $56^\circ$  y NE  $67^\circ$ ,  $47^\circ$ ; deslizándose hasta el pie de la ladera llegando a cubrir una buena parte del lecho del Río Zempoala. El deslizamiento es identificado como un deslizamiento de tipo "Mixto" o "Complejo", en donde, el movimiento de masa principal es efectuado por la combinación de dos o más mecanismos, una falla circular muy cerca de la base de la ladera y dos fallas planas que coinciden con dos discontinuidades importantes del macizo rocoso. La diferencia en las propiedades mecánicas del terreno y el aumento histórico de las condiciones pluviales fueron las principales causas del deslizamiento. Fig. 7.1.

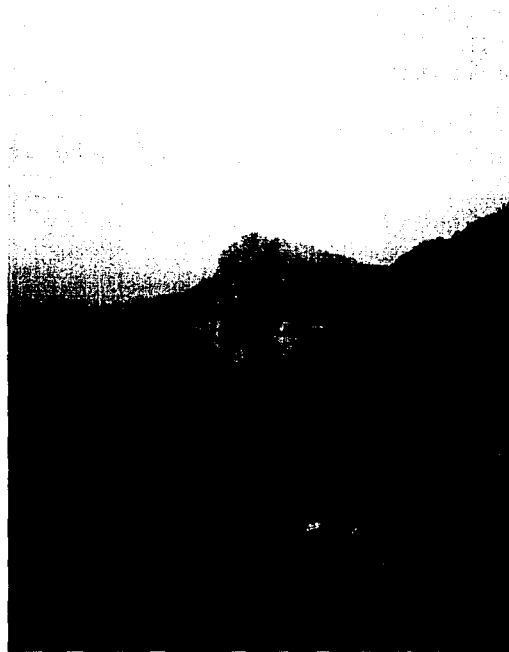


Figura 7.1 Panorámica del Deslizamiento "Zapotitlán de Méndez" desde la entrada al pueblo del mismo nombre, observe la magnitud y extensión del desastre. Un punto comparativo de escala puede ser la maquinaria que a un año del evento sigue mejorando las condiciones del camino.

## 7.2. Dimensiones del deslizamiento.

Empleando la terminología que utiliza la International Association of Engineering Geology (IAEG, 1990); las dimensiones del deslizamiento Zapotitlán de Méndez se describen e ilustran a continuación, (Fig. 7.2):

1. Ancho de la masa desplazada  $W_d = 225$  m.  
Ancho máximo perpendicular a  $L_d$ .
2. Ancho de la superficie de falla  $W_r = 210$  m.  
Ancho máximo entre los flancos del deslizamiento perpendicular a  $L_r$ .
3. Longitud de la masa desplazada  $L_d = 1275$  m.  
Distancia mínima entre la punta y la cabeza.
4. Longitud de la superficie de falla  $L_r = 900$  m.  
Distancia mínima entre el pie y la corona.
5. Profundidad de la masa desplazada  $D_d = 48$ .  
Máxima profundidad de la masa movida perpendicular al plano conformado por  $W_d$  y  $L_d$ .
6. Profundidad de la superficie de falla  $D_r = 220$  m.  
Máxima profundidad de la superficie de falla con respecto a la superficie original del terreno, medida perpendicularmente al plano conformado por  $W_r$  y  $L_r$ .
7. Longitud total  $L = 1305$  m.  
Distancia mínima desde la punta hasta la corona.
8. Longitud de la línea central  $L_{Cl} = 1065$  m.  
Distancia desde la punta hasta la corona a lo largo de puntos sobre la superficie original equidistante de los flancos.

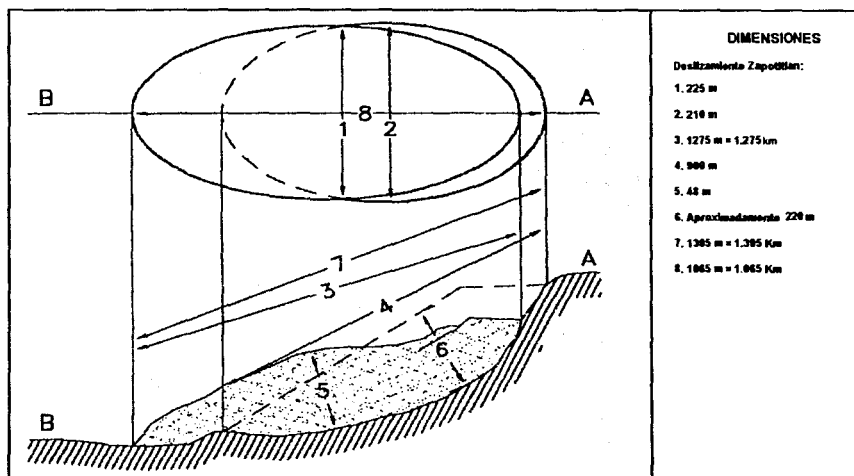


Figura 7.2 Dimensiones del deslizamiento Zapotitlán de Méndez, según la terminología utilizada por la IAEG, 1990.

### 7.3. Caracterización del movimiento.

Adicionalmente a la identificación de las dimensiones del movimiento, resulta de gran importancia determinar las características que dieron origen al fenómeno, debido a que con mucha frecuencia los movimientos incluyen una combinación de dos o mas factores. La caracterización se presenta a continuación:

#### 1. Orientación de la ladera.

La ladera se encuentra 29° hacia el NE, con una inclinación de 35 a 45° al SE.

#### 2. Dirección del movimiento.

La traslación se realiza del NW al SE.

#### 3. Tipo de material.

El volumen deslizado ocurrió en materiales de tipo sedimentario (clástico y calcáreo-arcilloso), sobre una superficie circular en la base que lateralmente esta delimitada por dos discontinuidades que por si mismas tienen salida hacia la parte baja de la ladera. Las discontinuidades son : 1) planos de estratificación para la parte derecha y 2) una falla tectónica para la parte izquierda.

#### 4. Humedad.

Las condiciones climáticas de la zona propiciaron que el movimiento se haya dado en un terreno saturado.

#### 3. Secuencia del movimiento.

Los movimientos inician casi en la parte media de la ladera, unos cuantos metros arriba del corte carretero 3 de la ladera (existen cuatro cortes carreteros en la ladera que afectan o modifican su estabilidad, ver figura 7.21). Estos movimientos siguen una secuencia PROGRESIVA debido a que las fallas se extiende en su mayoría en una misma dirección. El deslizamiento se encuentra delimitado por los dos planos de falla que marcan las márgenes laterales del movimiento. Aparentemente debajo del corte carretero 2 el movimiento circular sigue marcando el corrimiento, pero, la abundante vegetación y los escombros impiden precisar su comportamiento.

#### 4. Velocidad del movimiento.

La velocidad alcanzada por los deslizamientos refleja su poder destructivo, los deslizamientos MUY RAPIDOS como el analizado, corresponden con catástrofes que generalmente ocasionan miles de muertes, afortunadamente el pueblo mas cercano se encontraba a unos tres kilómetros. Lamentablemente las pérdidas de los cultivos de café y de las vías de comunicación fueron inevitables.

#### 5. Estilo.

La aparición de dos tipos de movimiento, falla circular en la base y falla en cuña en la parte más alta de la ladera, catalogan a este fenómeno como un deslizamiento COMPLEJO. Es posible que para la parte alta de la ladera el material haya salido por la línea de intersección que forman los dos planos que delimitan al deslizamiento, lo que reafirmaría aún más el carácter de complejo.

#### 6. Estado de actividad.

Aunque aparentemente el deslizamiento se encuentra en un estado suspendido, debido a que ha estado activo en los últimos ciclos estacionales (época de lluvias) y en la actualidad no se esta moviendo?, de manera general, es preferible caracterizarlo bajo el estado de DORMIDO, es decir, es un deslizamiento inactivo con las causas del movimiento aparentemente latentes. De acuerdo a las observaciones de campo podemos decir que los movimientos futuros en su mayoría corresponderán con movimientos de tipo suelo, aunque, en la parte mas alta de la ladera aún puede llevarse acabo un deslizamiento en roca, que por la disposición de las discontinuidades, sería del tipo cuña.

7. Estructura del macizo rocoso.

El estudio del sistema de discontinuidades que presenta la roca puede llegar a definir el mecanismo de falla del talud. El macizo en estudio presenta de manera general discontinuidades de importancia que tienen que ver con su formación y con los eventos tectónicos por los que ha atravesado. Primeramente presenta planos de ESTRATIFICACIÓN que además de representar distintos aportes clásticos, también nos indican distintas resistencias a los esfuerzos y sobre todo a los fenómenos externos conocidos como intemperismo y erosión. La estratificación resulta un problema grave de estabilidad en la ladera, los considerables espesores de lutitas débiles y fisiles comparadas con los resistentes espesores de areniscas con los cuales se intercalan, son el blanco principal de los agentes desencadenantes que en esta zona actúan. Por otra parte, además de que los materiales presentan una diferencia en cuanto a su competencia y resistencia, también se encuentran afectados por discontinuidades que se formaron por los eventos tectónicos, pliegues, fallas y diversas familias de fracturas se han identificado en la zona. La zona deslizada se encuentra dentro de una estructura geológica reconocida como el Anticlinal de Zongozotla.

7.4. Geología de la zona del deslizamiento.

7.4.1. Estratigrafía.

La secuencia involucrada dentro del deslizamiento Zapotitlán esta constituida fundamentalmente por dos formaciones de tipo sedimentario que representan etapas de gran aportación clástica a las nuevas cuencas en formación, por una parte, la Formación Huayacocotla que dentro del área se observa a grandes rasgos como una secuencia de lutitas fisiles de color negro con muy poca competencia y un alto grado de alteración, y que representan la parte baja del deslizamiento. La parte alta del deslizamiento se encuentra dentro de la Formación Cahuwasas, que para esta zona se describe como una secuencia de areniscas grises y cremas con intercalación de espesores variables de lutitas verdosas y limolitas rojizas. Estas últimas rocas representan factores condicionantes importantes en el comportamiento de la ladera, pues, sus espesores (5 cm a casi 1 m) marcan zonas de pobre competencia. Por consiguiente, estas rocas y la estructura geológica formada en el área forman una parte clave en la interpretación de los acontecimientos. En algunas partes la secuencia está cubierta por derrames andesíticos recientes.

E	P	Epoca	Edad	UNIDAD	DESCRIPCIÓN	
		Reciente			Material de depósito.	
C	T	Plioceno	Pleistoceno		Basaltos, andesitas y tobas con predominio de fillos vítreos.	
MESOZOICO	JURÁSICO	MEDIO	Calloviano	Fm. Cahuwasas		Alternancia de lutitas de color gris verdoso, limolitas café rojizo y areniscas de color gris claro y gris verdoso, las cuales intemperizan a café rojizo y amarillo. En la cima de esta secuencia aún es posible encontrar estratos de conglomerados con clastos de andesitas que se encuentran intercalados con grandes espesores de limolitas y lutitas.
			Bathoniano			
			Bajociano			
			Aleniano			
		TEMPRANO	Toarciense	Fm. Huayacocotla		Secuencia de lutitas fisiles con intercalaciones de areniscas muy competentes, las lutitas son de color gris oscuro y negro, de aspecto verdoso, ambos colores intemperizan en tonos amarillos y rojos. La zona presenta amonites.
			Pliensbachiano			
			Sinemuriense			
			Hettangiano			

Figura 7.3 Columna estratigráfica local para el área del deslizamiento Zapotitlán de Méndez.

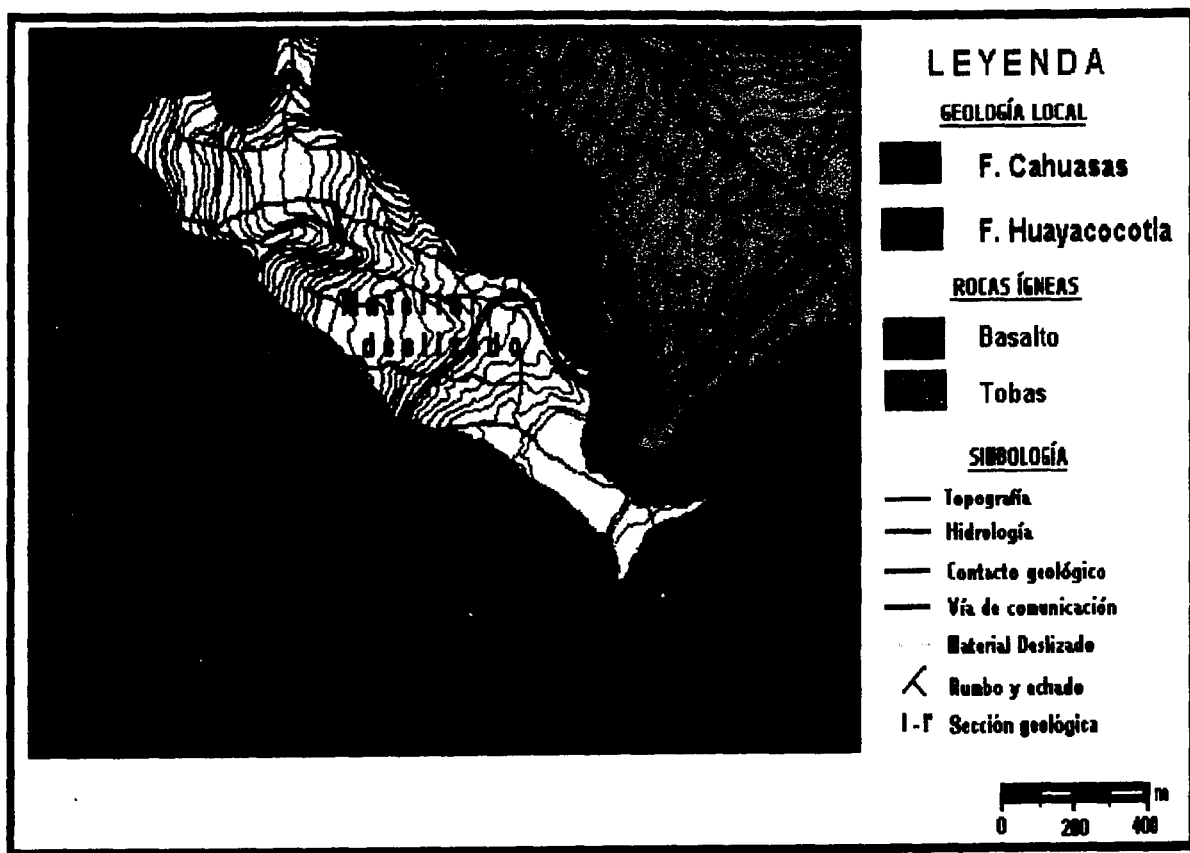


Figura 7.4 Geología local del área de Zapotitlán de Méndez, Puebla.

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN



### 7.4.2. Geología estructural.

Como se mencionó en el capítulo tres, el rasgo estructural más significativo que se pudo identificar dentro del área de estudio corresponde con la aparente continuación del flanco oriental del anticlinal Zongozotla, cuyo eje pasa por el poblado del mismo nombre. Esta estructura es ligeramente asimétrica, con el plano axial inclinado hacia el Noroeste y en cuyo centro afloran las rocas de la Formación Huayacocotla. Los datos estructurales recabados en el área, verifican la continuidad del flanco oriental del anticlinal Zongozotla en el área de estudio.

Dentro de dicho flanco se encuentra el área del deslizamiento limitada por dos grandes planos de falla por los cuales ocurrió parte del movimiento, estos planos se encuentran asociados en particular a dos rasgos estructurales de la Formación Cahuasas que corresponden con la estratificación para el plano derecho de deslizamiento y una falla tectónica para el plano izquierdo de deslizamiento, esa falla coincide en orientación con una familia importante de fracturas. La intersección espacial de estos dos planos generó una línea con salida hacia la parte baja de la ladera. Los datos estructurales de estas discontinuidades son, para la estratificación o plano derecho de deslizamiento NW 66°, 56° y para la falla izquierda NE 67°, 47°.

La disposición de todas las discontinuidades registradas dentro de el área local estudiada para este trabajo se presentan resumidas dentro de los siguientes diagramas de frecuencias (Fig. 7.5.):

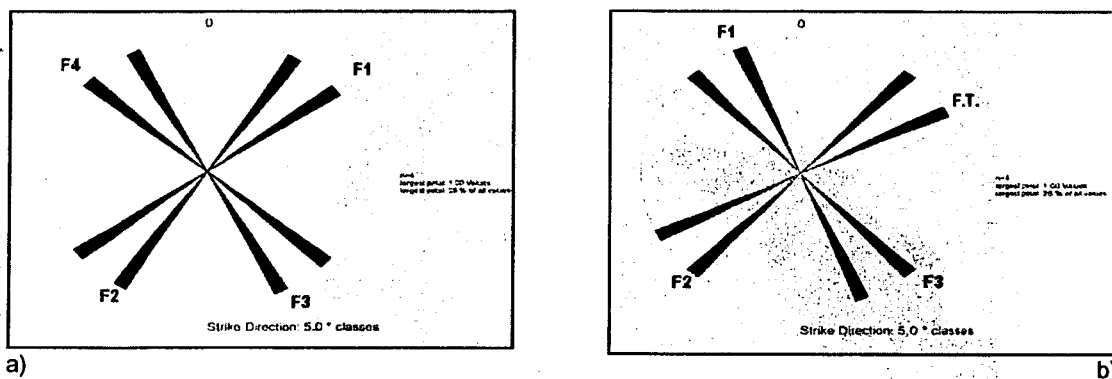


Figura 7.5. Representación del fracturamiento mediante diagramas de rosetas, la figura a) corresponde con el fracturamiento de la parte derecha y la b) con la parte izquierda. Observe que como ambos lados de la ladera pertenecen a una misma formación, el fracturamiento encontrado tiene una misma tendencia. Cuatro familias de fracturas se registran (F1= familia de fracturas, F.T.=Falla tectónica).

### 7.4.3. Agua subterránea.

Como se ha venido mencionando los cambios en el régimen de las aguas subterráneas actúan como detonadores potenciales de los movimientos de laderas relacionándose casi siempre con las lluvias y la hidrología superficial de la zona. La ocurrencia de periodos lluviosos intensos tiene como consecuencia el aumento de los niveles piezométricos y la saturación de las rocas y suelos. Las fluctuantes condiciones de los niveles freáticos con el tiempo pueden llegar a modificar la resistencia al corte de los materiales y cambiar el estado de esfuerzos que mantiene estable las laderas. Dentro de la zona deslizada los niveles freáticos se recargan principalmente por la infiltración en rocas con porosidad secundaria producto del intenso fracturamiento que presenta la Formación Cahuwasas en los estratos de arenisca. Por otra parte, la Formación Cahuwasas también presenta estratos de lutitas con diferentes grados de alteración lo que hace probable la existencia conjunta de mantos con alta permeabilidad y mantos con baja o casi nula permeabilidad que facilitan la formación de corrientes de agua que viajan paralelas a estas discontinuidades o en su defecto pueden llegar a generar niveles freáticos suspendidos que modifican los efectos que la presión de poro realiza dentro de la ladera. Fig. 7.6.

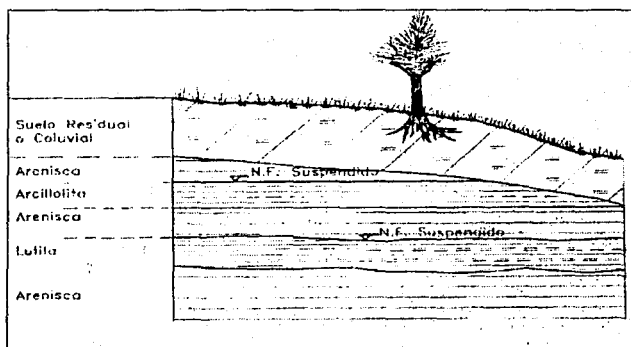


Figura 7.6. Niveles suspendidos dentro de estratificación de areniscas y lutitas. Tomado de Suárez, 1998.

La presión de poro es la presión interna del agua de saturación, es decir, es la presión que ejerce toda el agua que ocupa un espacio dentro del arreglo rocoso, esta presión depende directamente de la localización de los niveles freáticos, presiones internas de los acuíferos y de las características geológicas del sitio. Su variación depende del régimen de aguas subterráneas y su incremento puede ocurrir rápidamente en el momento de una lluvia, dependiendo de la intensidad y tasa de infiltración del área. Un incremento o una disminución de presión de poro equivale a la reducción de la resistencia al corte.

Las capas alternadas de materiales permeables y casi impermeables generan concentraciones de flujos que pueden llegar a ser planos críticos de falla, como los resultantes dentro de este deslizamiento. Para el caso de lluvias que ocurren durante varios días consecutivos o con pocos días de diferencia, el efecto de acumulación de agua resulta en muchos casos el causante principal de la desestabilización del sistema.

Es evidente que el deslizamiento en estudio es un deslizamiento que ocurrió de manera inmediata a la saturación y que su activación no dependió directamente de la cantidad total de lluvia registrada durante los tres días sino también de la duración y de la intensidad con que esta se dio. La lluvia lenta pero continua que ocurrió por más de una semana permitió que la mayoría del agua recargara y aumentara los niveles freáticos de la zona, hasta manifestar una serie de filtraciones superficiales anormales dentro del deslizamiento y en los días posteriores a este, en los límites, que evidenciaban la saturación y existencia de niveles freáticos

suspendidos que resultaron ser el factor principal desencadenantes del movimiento. La localización de las filtraciones de agua dentro de la zona deslizada, y de las corrientes principales se encuentran en el siguiente plano. Fig. 7.7.

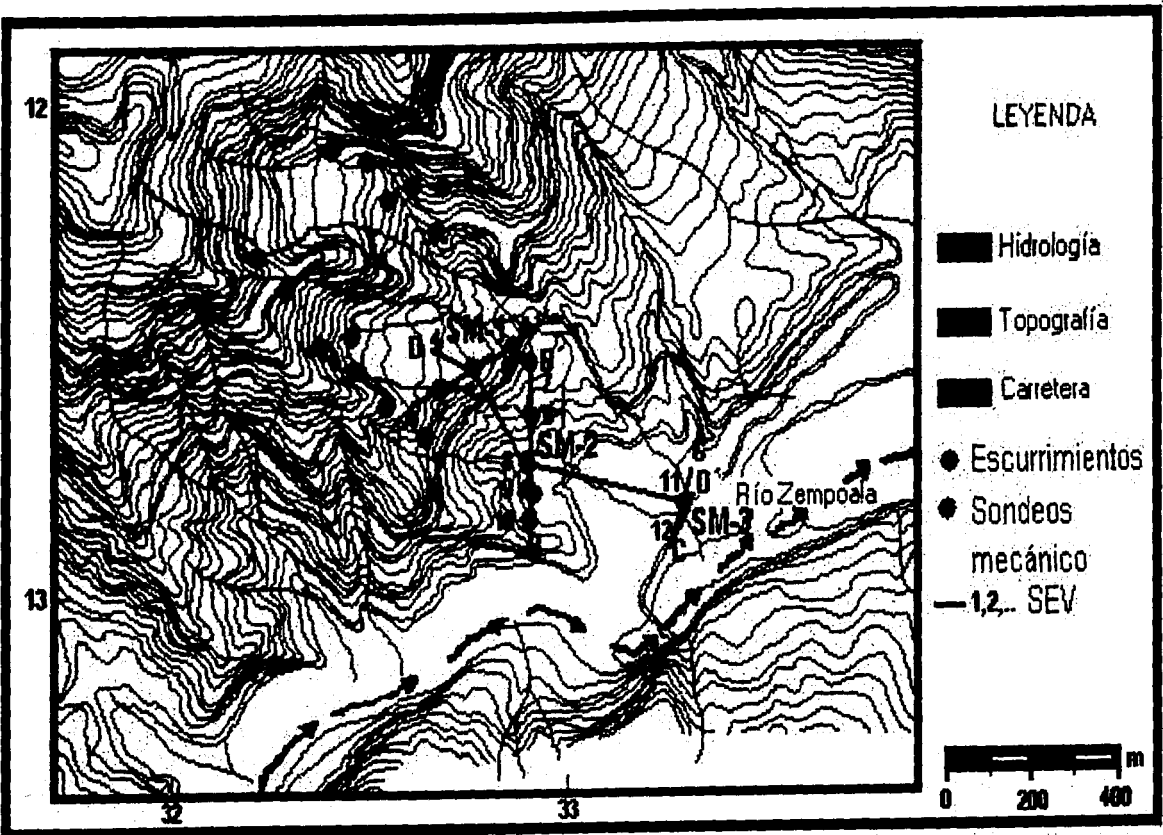


Figura 7.7. Ubicación de los puntos de escorrentía dentro de los flancos del deslizamiento, en muchos de esos puntos el escorrentía se origina a partir del fracturamiento, siendo más intenso en el fracturamiento con tendencia vertical.

## 7.5. Sondeos geotécnicos.

### 7.5.1. Registro geofísico.

Los sondeos eléctricos, miden la resistencia de la corriente eléctrica a través de los materiales. La presencia de humedad y sales dentro de los poros controlan la conductividad. La resistividad va aumentando de acuerdo con la consolidación de los materiales.

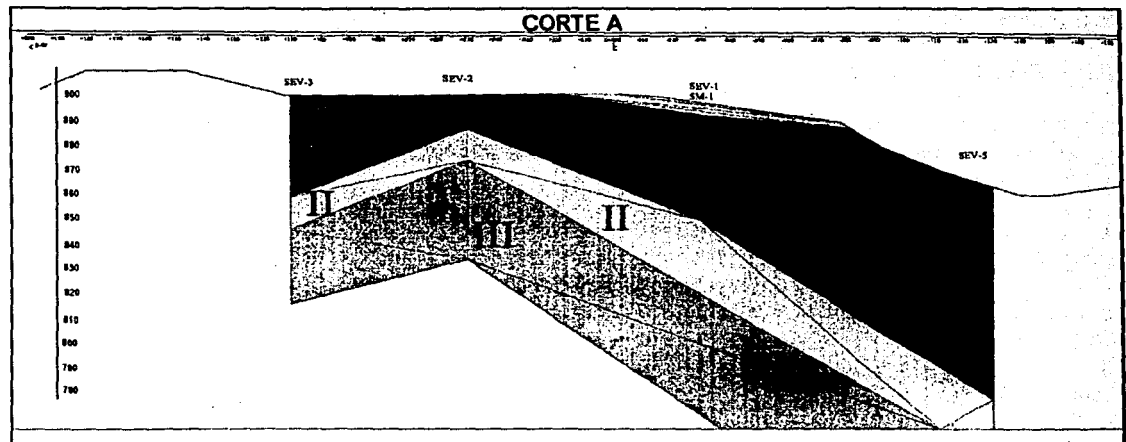
Los ensayos de resistividad se utilizan con éxito para determinar con mayor exactitud perfiles verticales y horizontales, y para mapear los límites de masas deslizadas.

Para determinar los contactos entre los diferentes estratos rocosos existentes dentro de la zona, se empleó el método geoelectrico de resistividad eléctrica en su modalidad de sondeo eléctrico vertical utilizando el dispositivo electródico tipo Schlumberger, en el cual, los electrodos de corriente tuvieron aberturas de  $AB/2 = 100$  m, con lo que se investigó una profundidad aproximada de 200 m. Se realizaron doce sondeos eléctricos verticales (SEV), distribuidos en cuatro secciones geoelectricas, A, B, C, y D, su ubicación y separación pueden verse en la Fig. 7.7, y en el detalle de cada sección geoelectrica.

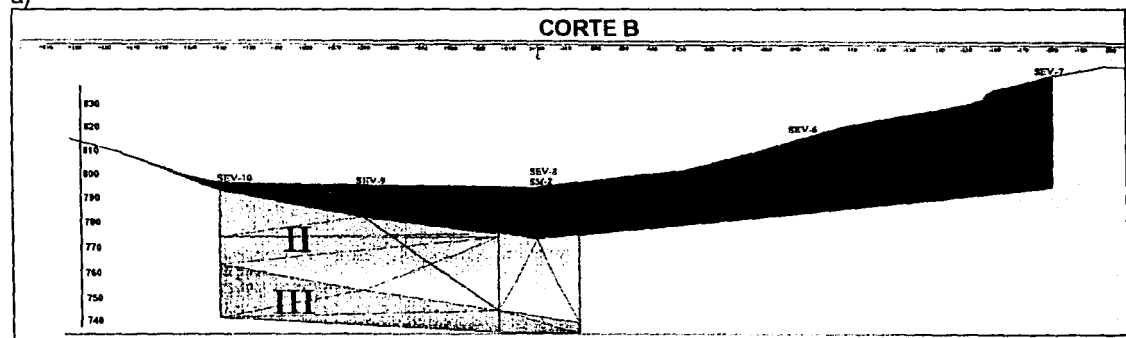
Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 7.1. y en las secciones geoelectricas (Fig. 7.8. a, b, c y d).

UNIDAD GEOELECTRICA	RESISTIVIDAD (ohms-m)	ESPESOR (m)	CORRELACIÓN GEOLÓGICA
I	30 - 300	3 - 48	Material de depósito
I'	150 - 200	7 - Indefinido	Andesita alterada
II	65 - 100	13 - Indefinido	Arenisca alterada
III	48 - 120	20 - Indefinido	Lutita alterada

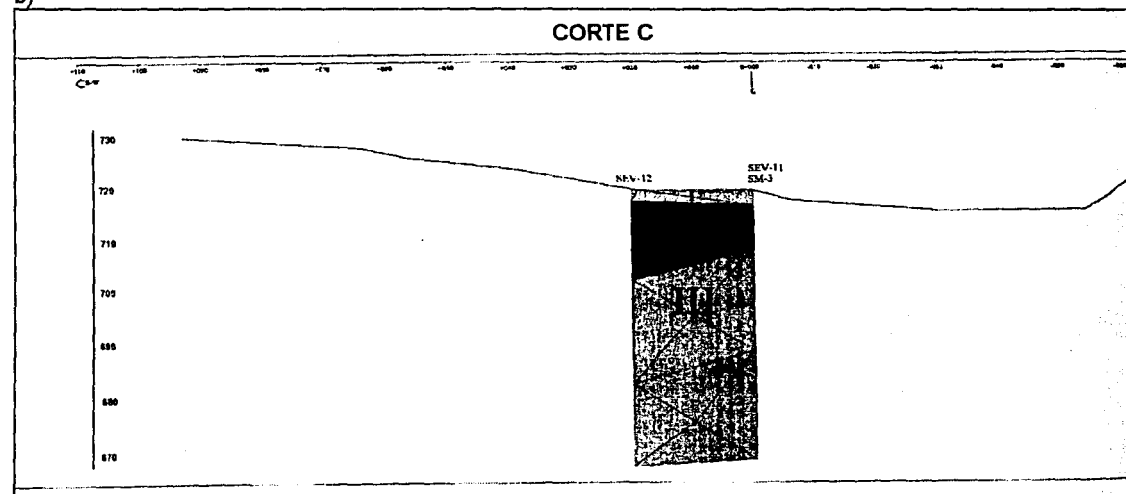
Tabla 7.1. Tabla resumen de los sondeos geoelectricos realizados dentro de la zona de deslizamiento



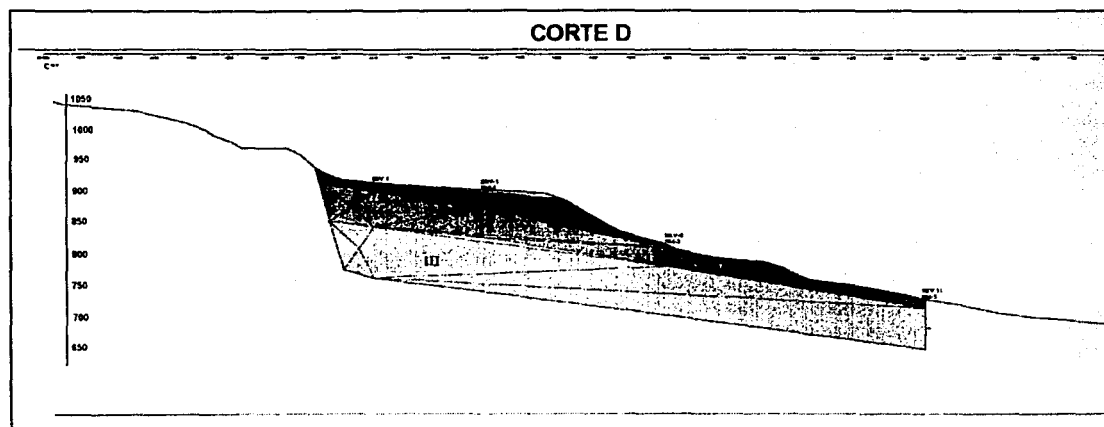
a)



b)



c)

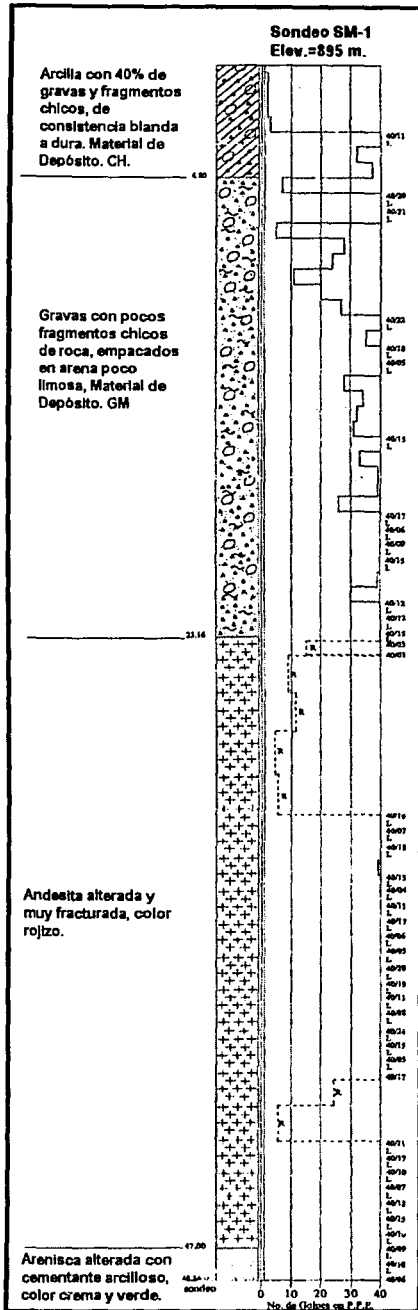


d)

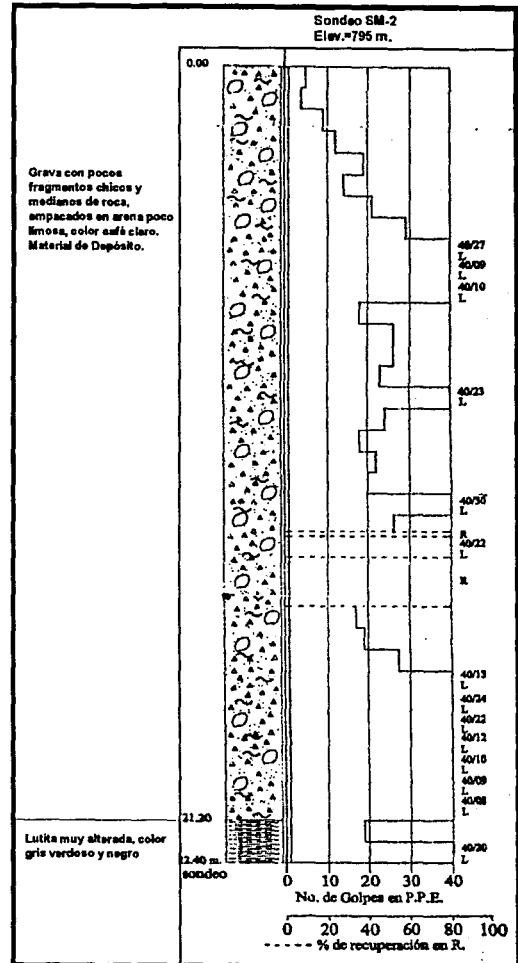
Figura 7.8. Detalle de las secciones geoelectricas realizadas después del deslizamiento dentro de la zona del deslizamiento. La ubicación de cada una de las secciones geoelectricas se muestra en la figura 7.7.

### 7.5.2. Registro mecánico.

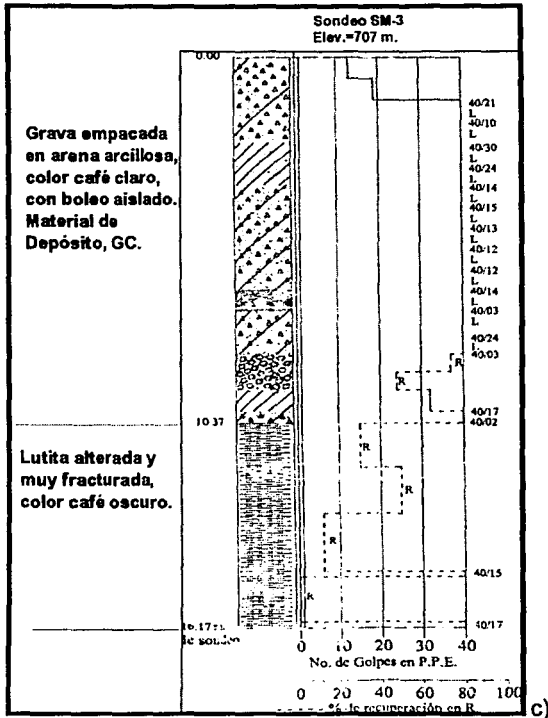
Para la exploración directa del deslizamiento se realizaron tres sondeos por el ensayo de penetración estándar con el fin de encontrar la resistencia relativa de las diferentes formaciones y para localizar la profundidad de la superficie de falla. En este método se cuenta el número de golpes necesarios para enterrar un muestreador en forma de tubo hueco vertical, y este valor de golpes (N) se correlaciona empíricamente con la resistencia del suelo. Los sondeos mecánicos SM-1, SM-2 y SM-3 se llevaron a una profundidad de 48.26, 22.40 y 16.17 m respectivamente. De los sondeos se deduce que la estratigrafía del deslizamiento esta constituida superficialmente por un depósito de talud con 40% de gravas y arcilla de alta compresibilidad de 48 m de espesor promedio, con contenidos de agua superiores al 100%, limite liquido de 53-118% e índice plástico de 24-58%, la consistencia varia de muy blanda a dura. Subyaciendo se encontró andesita de espesor variable que solo se registra en el sondeo SM-1 y que por la descripción geológica, corresponde con la continuación de flujo basáltico localizado al NE del deslizamiento. Bajo este flujo se detectaron areniscas y lutita alteradas, las areniscas encontradas estaban sujetas por cementante arcilloso y en ocasiones se encontró arenisca con alto contenido de cuarzo, estos estratos corresponden con la Formación Cahuassas del Jurásico Medio. Subyaciendo se encuentran una lutitas muy alteradas y fracturadas de color gris verdoso a negro con espesor indefinido, correspondiente con la Formación Huayacocotla del Jurásico Temprano. Los perfiles estratigráficos de los sondeos se presentan en la Fig. 7.8. a, b y c., y en la Fig. 7.10. se muestran una sección transversal del deslizamiento.



a)



b)



Figuras 7.9. Esquemas estratigráficos detallados de los sondeos, a) Sondeo SM-1, b) Sondeo SM-2, c) Sondeo SM-3. Su ubicación puede verse en la figura 7.7.

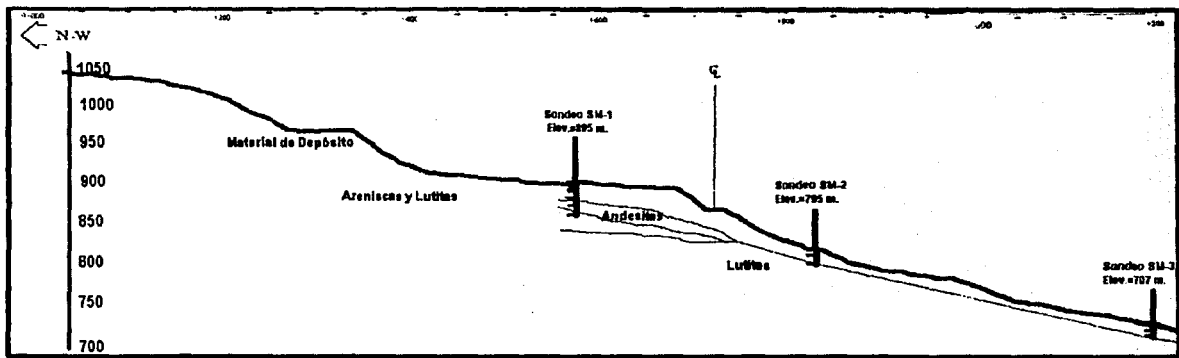


Figura 7.10. Perfil estratigráfico de los sondeos mecánicos.



## 7.6. Propiedades mecánicas del terreno.

Comúnmente el estudio de las propiedades del macizo rocoso se realiza de manera preliminar a cualquier otro estudio de carácter geotécnico, este estudio, representa la identificación y el análisis mecánico de las principales discontinuidades de importancia. Para la estabilidad de laderas la descripción cuantitativa de las propiedades puede llegar a ser de importancia significativa en los análisis preliminares de equilibrio límite. La mayoría de los análisis de estabilidad de laderas asumen el criterio de "equilibrio límite", donde el criterio de falla de Coulomb se satisface a lo largo de una superficie determinada. El criterio de equilibrio límite estudia a la ladera como un cuerpo libre en equilibrio, partiendo de las fuerzas actuantes y de las resistentes que se requieren para producir su equilibrio. Calculadas las fuerzas resistentes se compara con las fuerzas actuantes en el suelo o roca y se obtiene una indicación del Factor de Seguridad (FS). El FS puede interpretarse como un factor de amenaza o riesgo de que la ladera falle en las peores condiciones que se vea involucrada.

Para llevar a cabo la descripción de las propiedades mecánicas de los macizos rocosos la International Society for Rock Mechanics Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests, presenta una serie de parámetros que se identifican en las discontinuidades del terreno y que describen el comportamiento mecánico de los macizos rocosos: orientación, espaciamiento, persistencia, rugosidad, apertura, relleno, filtración, número de discontinuidades y tamaño de bloque. Para el análisis mecánico de la ladera en estudio la identificación de estos parámetros se llevó a cabo, específicamente en los planos que delimitan lateralmente el deslizamiento. Estos resultados nos darán una idea de las condiciones que se tenían antes del deslizamiento.

El estudio de las propiedades mecánicas se realizó en dos zonas, en la parte derecha y en la izquierda del deslizamiento, con el fin de determinar un valor promedio de ángulo de fricción de las discontinuidades

### 7.6.1 Descripción del lado derecho del deslizamiento.

El terreno derecho presenta como principales discontinuidades: los planos de estratificación de las rocas de la Formación Cahuasas, y cuatro familias de fracturas. El análisis de las propiedades mecánicas se realiza para cada una de las discontinuidades.

#### o Plano de deslizamiento derecho o plano de estratificación.

En la parte derecha de la zona de estudio el plano de estratificación de la Formación Cahuasas coincide con el plano derecho del deslizamiento, aparentemente el movimiento se da entre un importante estrato de lutitas- limolitas y estratos de areniscas y conglomerados, esta conclusión se debe a que en gran parte del plano de deslizamiento derecho presenta una costra de lutita cizallada y metamorfizada, con un espesor de 1 a 3 cm. Fig.11. Las lutitas son las rocas sedimentarias más susceptibles a deslizamientos debido a que están conformadas por capas con diferente meteorización, existiendo planos que controlan superficies de deslizamiento o trayectorias de infiltración. La diferencia de permeabilidad que presentan las lutitas puede generar niveles colgados de corrientes de agua y a su vez producir meteorización diferencial. Las secuencias de estratos permeables e impermeables como las de areniscas y lutitas son propicias para la ocurrencia de deslizamientos. Fig. 7.12.



Figura 7.11. Lado derecho del deslizamiento Zapotitlán en la que resalta la coincidencia de el plano de deslizamiento con la estratificación del macizo rocoso.

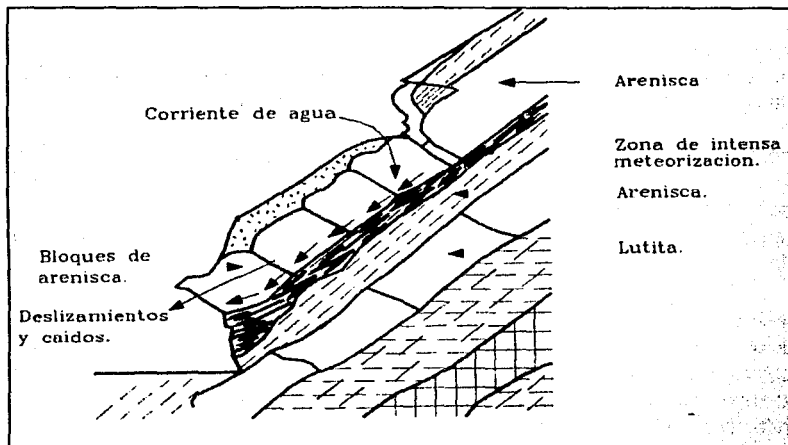


Figura 7.12 Ejemplo del efecto que puede ocasionar un deslizamiento de areniscas y lutitas en zona de intensa meteorización. Imagen tomada de Suárez, 1998.



Figura 7.13. Plano de deslizamiento derecho en el que aún se puede apreciar restos de material arcilloso cizallados por el movimiento entre estratos de areniscas y lutitas.

- **Orientación.** La discontinuidad marcada por el plano de deslizamiento y la estratificación de la parte derecha de la ladera presenta una disposición espacial de NW 66°, 56°; esto es, 294°/56°.
- **Espaciamiento.** La estratificación consta de intercalaciones de areniscas de 20 a 60 cm de espesor con lutitas de 4 a 20 cm de espesor. Sobre la misma margen derecha de la ladera pero hacia la parte alta, los espesores de lutitas aumentan llegando hasta 1 m.
- **Persistencia.** A lo largo de toda la parte alta del deslizamiento es posible observar el plano de deslizamiento y junto con él la estratificación. En la parte media puede llegar a perderse esa persistencia debido a la gran cantidad de material que cubre la zona. Para la parte derecha puede hablarse de aproximadamente 300 metros de clara exposición lo que hace que la persistencia sea muy alta.
- **Rugosidad.** La rugosidad de las superficies de deslizamiento son un componente importante en la estimación del esfuerzo cortante, la aspereza de las superficies de roca tienen un efecto significativo sobre el ángulo de fricción que puede modificarse por la apertura, relleno o por desplazamientos previos. La determinación de la resistencia al cortante de las rocas se hará siguiendo el criterio de Barton en el siguiente capítulo, por el momento, se explicará el procedimiento utilizado para determinar el valor del coeficiente de rugosidad para las superficies del deslizamiento. Primeramente cada plano fue dividido en tres partes, y en cada parte se tomaron datos de rugosidad aleatoriamente y con base en la comparación física de la superficie con el esquema de rugosidades sugerido por la ISRM (Figura 7.14) se asignaron valores a cada parte, dichos valores son el resultado de la tendencia de todos los datos registrados. Por último, el valor final de rugosidad corresponde con el valor más representativo de las partes en las que fue dividida la ladera.

Para el plano derecho, el valor de rugosidad arrojado es VII.

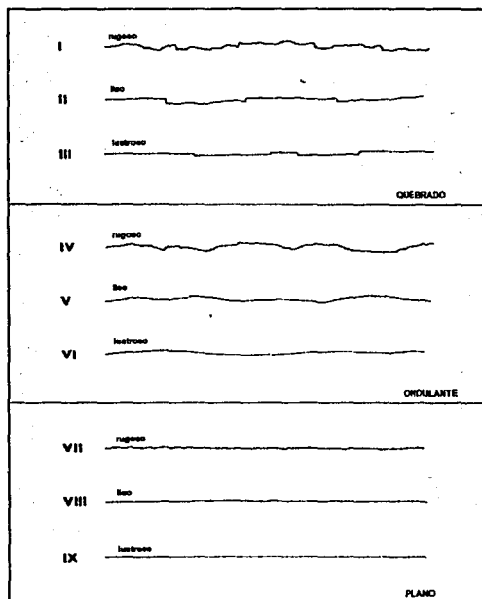


Figura 7.14 Nomenclatura sugerida por la ISRM para determinar la rugosidad de las discontinuidades de 1 a 10 metros. Tomado de Barton, 1981.

- **Apertura.** La distancia perpendicular que separa a las rocas varía para cada contacto, una estimación oscila entre 1-3 mm.
- **Relleno.** Debido a que la estratificación es el plano de falla, el relleno de esta discontinuidad estará dado por el material arcilloso alterado que comprende el estrato de lutitas intercalado entre areniscas.
- **Filtración.** La margen derecha del deslizamiento presenta ocho sitios de escurrimiento que generalmente se observan en fracturamientos y en el contacto entre el plano de falla y el material de depósito producto del movimiento. Hay que mencionar que antes de que ocurriera el movimiento, dentro del plano derecho, existía una cascada que bajaba una cantidad importante de agua y que solía ser utilizada como camino corto para llegar a Hueytlalpan. La ubicación de esos puntos de escurrimiento pueden verse en la Fig. 7.7.
- o **Familia 1 de fracturas.**  
 Orientación. NE 64°, 49°.  
 Espaciamiento. 1-2 m.  
 Persistencia. 0.2 a 1.5 m.  
 Rugosidad. III  
 Apertura. 1 mm.  
 Relleno. Material arcilloso y óxidos.  
 Filtración. Con humedad pero sin salida de agua.

**Familia 2 de fracturas.**

Orientación. SW 42°, 63°.

Espaciamiento. 0.05 a 1 m.

Persistencia. 1-2 m.

Rugosidad. II

Apertura. 2 mm.

Relleno. Óxidos y material arcilloso.

Filtración. Con humedad y salida de agua.

○ **Familia 3 de fracturas.**

Orientación. SE 38°, 20°.

Espaciamiento. 0.05 – 0.08 m.

Persistencia. 0.6 m.

Rugosidad. VIII

Apertura. 2 mm

Relleno. Material arcilloso.

Filtración. Sin humedad.

○ **Familia 4 de fracturas.**

Orientación. NW 58°, 84°.

Espaciamiento. 0.2- 1 m.

Persistencia. 0.1 – 0.2 m

Rugosidad. VIII

Apertura. 2- 3 mm.

Relleno. Material arcilloso y óxidos.

Filtración. Con humedad y con la mayor salida de agua.

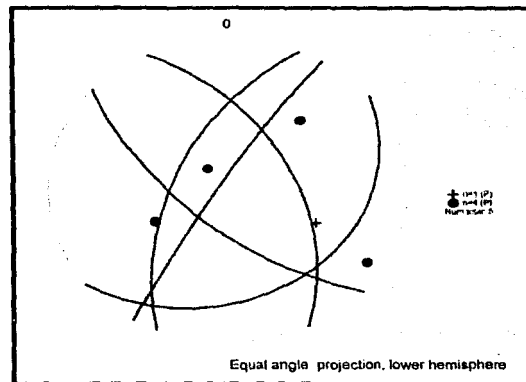


Figura 7.15. Representación polar de las discontinuidades presentes en la parte derecha del deslizamiento. 4 familias de fracturas (\*) y la estratificación(+).

### 7.6.2. Descripción del lado izquierdo del deslizamiento.

El lado izquierdo presenta como discontinuidades: una falla tectónica, planos de estratificación, y 4 familias de fracturas.

#### o Plano de deslizamiento izquierdo.

El plano que delimita la margen izquierda del deslizamiento es una falla tectónica que presenta una orientación similar a una de las familias de fracturas de esta formación. El movimiento se llevó a cabo a lo largo de la brecha de falla de la propia discontinuidad.



Figura 7.16. Panorámica de la parte izquierda del deslizamiento Zapotitlán de Méndez.

- **Orientación.** La discontinuidad marcada por el plano de deslizamiento izquierdo de la ladera presenta una disposición espacial con rumbo NE  $67^\circ, 47^\circ$ ; esto es,  $67^\circ/47^\circ$ .
- **Espaciamiento.** Esta familia de fracturas presenta una distancia entre ellas de 1 a 2.5m. .
- **Persistencia.** La exposición a lo largo de la margen izquierda de la ladera es de aproximadamente 225 m por lo que la persistencia debe considerarse como muy alta.
- **Rugosidad.** La rugosidad del plano izquierdo de la ladera es VII.
- **Apertura.** La distancia perpendicular que presenta esta familia de fractura es de 2mm.
- **Relleno.** Una brecha de falla bien consolidada.
- **Filtración.** La parte izquierda del deslizamiento presenta seis sitios de escurrimiento que generalmente se observan en fracturamientos de tipo casi vertical y en el contacto entre el plano de falla y el material de depósito producto del movimiento (ver Fig. 7.7).

#### o Estratificación.

**Orientación.** Debido a que la brecha de falla cubre la estratificación, está solo se pudo observar en la parte baja y trasera de la ladera izquierda. Su orientación es NW  $46^\circ, 48^\circ$ .

**Espaciamiento.** Intercalación de areniscas de 20- 60 cm de espesor con lutitas de 5 a 15 cm.

**Persistencia.** Alta: ya que son los planos de estratificación.

**Rugosidad.** V

**Apertura.** 2 mm.

**Relleno.** Óxidos y material arcilloso.

**Filtración.** Con escurrimientos en especial en los estratos arcillosos.

○ **Familia 1 de fracturas.**

**Orientación.** NW 28°, 62°.

**Espaciamiento.** 0.1 - 0.15 m.

**Persistencia.** 0.1- 0.3 m.

**Rugosidad.** II

**Apertura.** 2 mm.

**Relleno.** Óxidos y material arcilloso.

**Filtración.** Presenta una capa húmeda sin escurrimiento.

○ **Familia 2 de fracturas.**

**Orientación.** SW 45°, 52°.

**Espaciamiento.** 0.05 - 0.10 m.

**Persistencia.** 0.2 - 0.3 m.

**Rugosidad.** IX

**Apertura.** 1 mm.

**Relleno.** Óxidos.

**Filtración.** Sin humedad.

○ **Familia 3 de fracturas.**

**Orientación.** SE 49°, 39°.

**Espaciamiento.** 0.1 - 0.2 m.

**Persistencia.** 0.2 - 0.3 m

**Rugosidad.** VIII

**Apertura.** 1 mm.

**Relleno.** Material arcilloso.

**Filtración.** Con salida de agua.

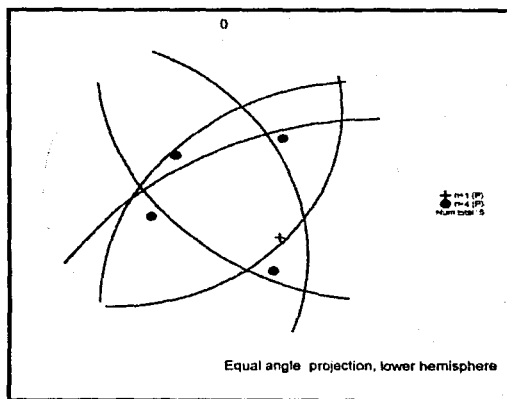


Figura 7.17 Representación polar de las discontinuidades presentes en la margen izquierda. 1 falla tectónica, 4 familias de fracturas (●) y la estratificación (+).

### 7.7. Reconstrucción fotogeológica de la zona.

El área de estudio presenta una amplia gama de accidentes topográficos, producto de los diversos factores que influyen en el comportamiento de sus laderas, uno de esos rasgos topográficos es la ladera en la cual se desarrolló el deslizamiento Zapotitlán, cuyo detalle puede verse en la siguiente imagen aérea. Fig. 7.18.

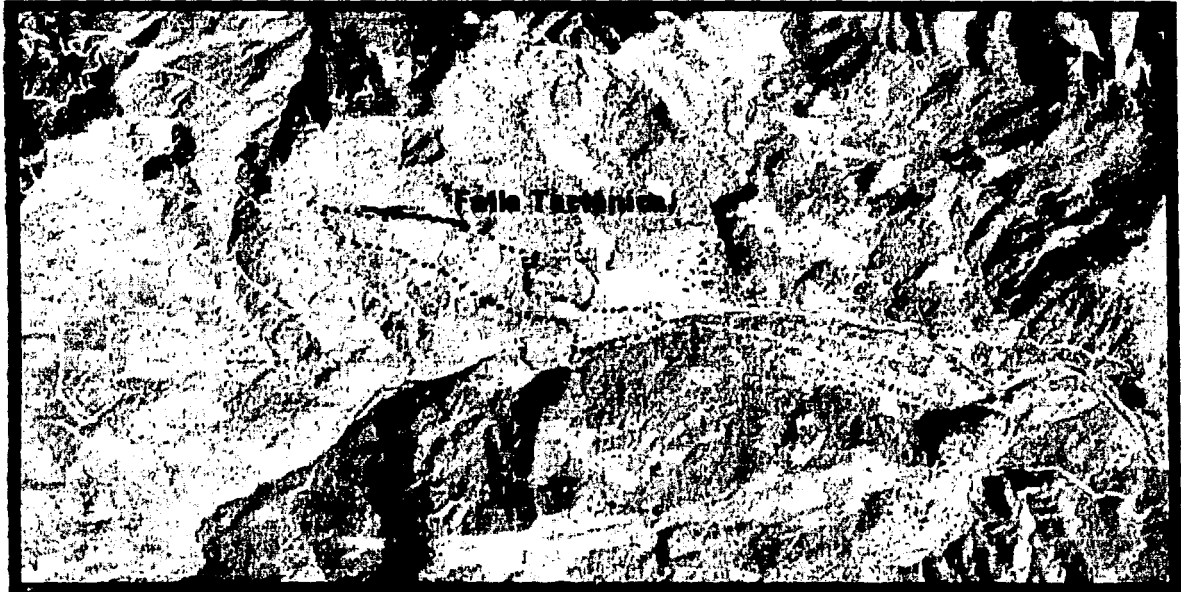


Figura 7.18. Imagen aérea de la zona de estudio antes de que ocurriera el deslizamiento. El área punteada representa la zona deslizada. Observe el rasgo que manifiesta la falla tectónica identificada para la parte izquierda de la ladera. Figura tomada a partir de una fotografía aérea escala 1:75 000. Febrero 28 de 1995. Zona E14-3. Línea 177.

Como se ve en la figura 7.18, la ladera en la que se desarrolló el deslizamiento se ve afectada por cuatro cortes carreteros, dos de esos cortes carreteros fueron cubiertos por el material deslizado. Los movimientos inician entre el corte carretero 1 y 2, aproximadamente 400 metros pendiente abajo del punto más alto de la ladera (punto máximo, Fig.7.19), siguiendo una línea de deslizamiento con orientación aproximada NW 52°, 35° SE; que, según los sondeos llega hasta el sondeo SM-2, es decir, aproximadamente 200 m pendiente abajo del corte carretero 2.



Antes de que ocurrieran los movimientos, la ladera mostraba una gran concentración de escarpes alrededor de la cañada, además de una cañada por la que bajaba en época de lluvias una gran cantidad de agua hacia el Río Zempoala.

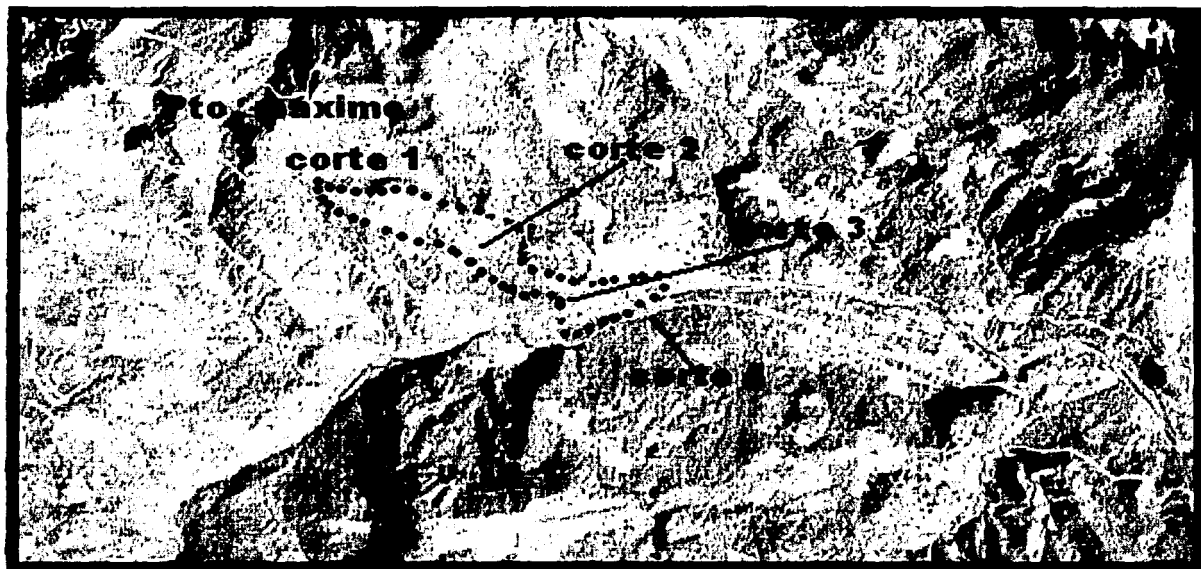


Figura 7.19. Imagen aérea de la zona de estudio antes de que ocurriera el deslizamiento, en ella es posible observar el punto más alto que presenta la ladera y su orientación, además de los cuatro cortes carreteros. Figura tomada a partir de una fotografía aérea escala 1:75 000. Febrero 28 de 1995. Zona E14-3. Línea 177.

En la margen izquierda de la cañada, es posible observar una pequeña loma con una cierta alineación en su parte baja, ese detalle puede corresponder con la orientación falla tectónica identificada, por el estado de cementación que presenta la brecha de falla encontrada en la parte izquierda podríamos suponer su aparición dentro de esta imagen.

La parte derecha de la cañada aún no presenta rasgo alguno de movimiento, lo que hace pensar que su activación se inició a partir del aumento en los niveles freáticos de la zona.

La reconstrucción fotogeológica de la zona se realizó mediante la identificación de los rasgos geomorfológicos en fotografías aéreas de la zona, antes y después del deslizamiento. Para ello, se contó básicamente con un vuelo realizado en 1995 por INEGI a escala 1:75000, y un vuelo realizado para la SCT en 1999 con escala 1:15000. Aunque no fue posible encontrar escalas similares, la observación se realizó mediante las ampliaciones y reducciones respectivas que pueden observarse en las figuras 7.20 y 7.21.

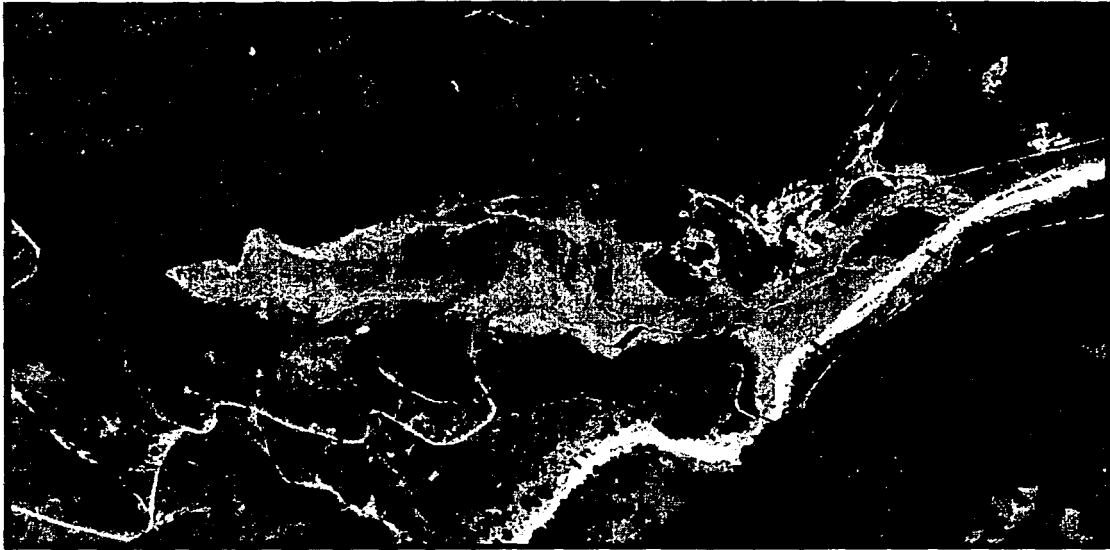


Figura 7.20. Detalle aéreo del deslizamiento Zapotitlán de Méndez. Vuelo realizado el 21 de Octubre de 1999 para observar la magnitud de los desastres ocurridos por causa de la depresión tropical No. 11, en la Sierra Norte de Puebla. Escala 1:15000.

Los movimientos se inician en la parte media de la ladera (4), lo que facilita el desplazamiento de los elementos 5, 6 y 7. Posteriormente los elementos 8, 9 y 10 se deslizan adoptando una orientación similar a la de la línea de salida del talud. Los elementos 5, 6 y 7 son desprendimientos de la parte izquierda de la ladera y su identificación puede hacerse con base en la vegetación y a la dirección que adoptaron. El elemento 3 quizá fue el último fragmento en desprenderse, pues su movimiento se debe al flujo de lodos que bajó por ese lado de la ladera. El elemento 4 es la masa con mayor volumen en movimiento, es sin duda la más importante, pues, su tipo de falla circular es la principal desestabilizadora de la ladera. Por otro lado, aunque el flujo llega hasta el cauce del Río Zempola, los elementos 1 y 2 no sufrieron movimiento, la loma 1 da el aspecto de ser la base del deslizamiento, pero, con las fotografías anteriores al evento y con los reconocimientos de campo podemos afirmar que su posición sigue siendo la misma. El detalle de los movimientos puede verse en la figura 7.21.



Figura 7.21. Reconstrucción fotogeológica de la ladera Zapotitlán, mediante la comparación fotográfica. Todos los puntos con excepción del 2 y 1 sufrieron movimiento.

## 8. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD.

### 8.1. Mecanismo de falla.

La disposición de las diversas discontinuidades que afectan los macizos rocosos y el estado de estas mismas determinarán el comportamiento de los mecanismos de falla, de ahí que, el estudio y el modelado de estas discontinuidades sea la manera más efectiva de determinar de que manera fallará una ladera, con ello, la manera en que será posible su estabilización. Generalmente, los principales movimientos en masa se identifican como desprendimientos y corrimientos, a su vez, estos movimientos presentan diferentes variaciones. Tabla 8.1.

Movimientos de masas	Mecanismo de falla	Descripción.
Desprendimientos	Caído	Desprendimiento de una masa de un talud fuerte aparentemente sin desplazamiento de corte, desciende por caída libre, saltando o rodando.
	Inclinación o volteo.	Falla por volteo Rotación hacia delante de unidades rocosas con centro de giro por debajo del centro de gravedad las mismas. Ocurre en columnas de gran buzamiento, con rumbo casi paralelo al talud.
Corrimientos	Reptación.	Movimientos muy lentos de suelos subsuperficiales sin superficie de falla definida.
	Deslizamiento rotacional	Falla circular La superficie de falla se forma por una curva cuyo centro de giro se encuentra por encima del centro de gravedad del cuerpo en movimiento.
	Deslizamiento de traslación	Falla plana Falla en cuña Falla en escalera El movimiento de la masa se desplaza hacia fuera o hacia abajo, a lo largo de una o varias superficies mas o menos planas. Estos movimientos son controlados por las superficies de debilidad y el estado en el cual se encuentren.
	Esparcimiento lateral.	Falla circular Falla plana Falla en escalera El movimiento dominante es la extensión lateral acomodada por fracturas de corte y tensión.
	Flujo.	Movimientos relativos de partículas o bloques pequeños dentro de una masa que se mueve o desliza por una superficie de falla.
	Avalanchas.	Flujos de roca, suelo y agua, con comportamiento líquido viscoso que puede alcanzar grandes velocidades. Flujo turbulento de granos.
Movimientos mixtos o complejos.	Falla plana Falla en cuña Falla en escalera Falla circular Combinación de dos o más movimientos principales que requieren de un estudio detallado para su identificación.	

Tabla 8.1. Tabla resumen de los movimientos de masa y los mecanismos que los producen.

Para el deslizamiento de "Zapotitlán de Méndez", el movimiento de masa se da básicamente por dos mecanismos de falla, un **mecanismo circular** que actúa en la base que desencadena a la mayoría de los movimientos subsecuentes, y el **mecanismo de falla plana** que ocurre a lo largo de dos discontinuidades importantes dentro del macizo rocoso, estratificación para el lado derecho y falla tectónica para el lado

izquierdo. Este último mecanismo, además de delimitar lateralmente el área deslizada genera dos planos que se intersectan en una línea que tiene salida hacia la parte baja de la ladera. Es posible que hacia la cabeza del deslizamiento el mecanismo de falla actuante corresponda con un mecanismo de cuña. De todo lo anterior, podemos decir que, el deslizamiento ocurre al vencerse la resistencia al corte en la base y en ambos lados de la ladera, debido principalmente al incremento hidráulico provocado por las intensas precipitaciones que se desarrollaron durante tres días en Octubre de 1999 y a los factores geológicos condicionantes que presenta la Sierra Norte de Puebla.

De manera general, los deslizamientos tipo falla circular se encuentran más asociados a materiales no consolidados de tipo suelo, pero, también se pueden identificar dentro de masas rocosas que están muy fracturadas e intemperizadas, es decir, este mecanismo de falla puede actuar en materiales que presenten muy baja resistencia al corte o que estén propensos a una baja en la misma.

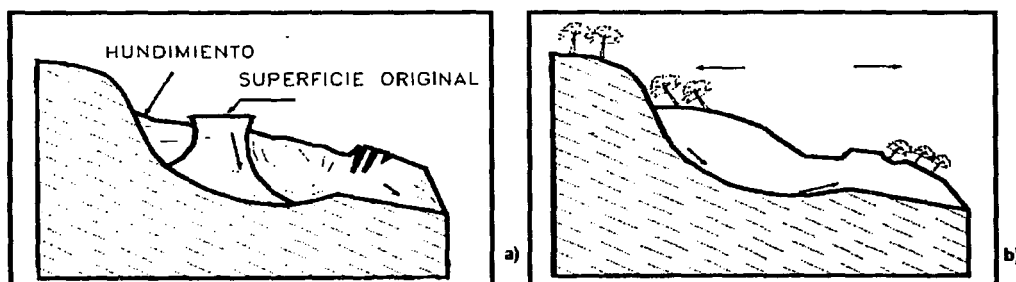


Figura 8.1. Esquemas generales de un deslizamiento rotacional típico, a) conservando superficies originales y b) mostrando la orientación que adopta la vegetación. Tomados de Suárez, 1998.

En los deslizamientos rotacionales, la superficie de falla es formada por una curva cuyo centro de giro se encuentra por encima del centro de gravedad del cuerpo en movimiento, produciéndose un área superior de hundimiento y otra inferior de deslizamiento, Fig. 8.1. Dentro del deslizamiento en estudio no fue posible apreciar una superficie cóncava típica, debido a las dos discontinuidades que delimitan el movimiento. En la cabeza el movimiento es aparentemente semi-vertical con muy poca rotación.

Dentro de este tipo de deslizamientos pueden ocurrir otros deslizamientos curvos que formarán escarpes secundarios y que son producto de la activación del deslizamiento mayor. Frecuentemente la forma y localización de la superficie de falla está influenciada por las discontinuidades que presenta el macizo rocoso como en este estudio. El efecto de estas discontinuidades debe tenerse en cuenta al momento de realizar los análisis de estabilidad. Un ejemplo de los efectos de la estructura en este tipo de deslizamientos puede verse en la figura 8.2.

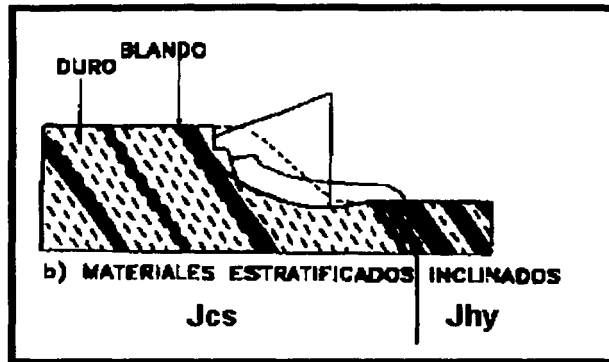


Figura 8.2. Deslizamiento rotacional en alternancia de materiales duros y blandos. Observe la forma de la corona y el perfil resultante.

La identificación del mecanismo de falla de la ladera en estudio se llevó a cabo en varias etapas, en la primera etapa la identificación de uno de los mecanismos de falla se dió por la presencia evidente de los dos planos laterales de falla. En la etapa posterior, los recorridos de campo por el deslizamiento fueron mostrando los diversos factores condicionantes y desencadenantes del sistema y el deslizamiento circular en la base de la ladera se identificó con la dirección que adoptó el movimiento y con los perfiles transversales realizados en la zona.

En ambos planos laterales, el efecto que el agua produjo fue significativo para el movimiento, quizá en la parte derecha del deslizamiento el efecto del agua haya sido mas importante que para la parte izquierda, esto es debido a que la discontinuidad sobre la que se aloja el plano de deslizamiento corresponde con la parte alta de un estrato de lutitas y la parte baja de estratos de areniscas con intercalación de lutitas (coincide con la estratificación). El efecto del agua en ese relleno arcilloso, sin duda alguna, facilitó en mucho dicho movimiento. La evidencia principal de esta falla se tiene en la presencia de material arcilloso cizallado sobre la superficie de deslizamiento y en algunos fragmentos encontrados dentro del material deslizado. Fig. 8.3.

Por otra parte, la forma de falla del lado izquierdo del deslizamiento se dió por vencimiento al esfuerzo cortante de la falla con orientación hacia el NE. En este lado la brecha de falla encontrada tiene fragmentos triturados de areniscas perfectamente bien cementados. Fig. 8.4.

Evidencias de la forma en que fallaron ambos flancos de la ladera se muestran en las siguientes figuras:

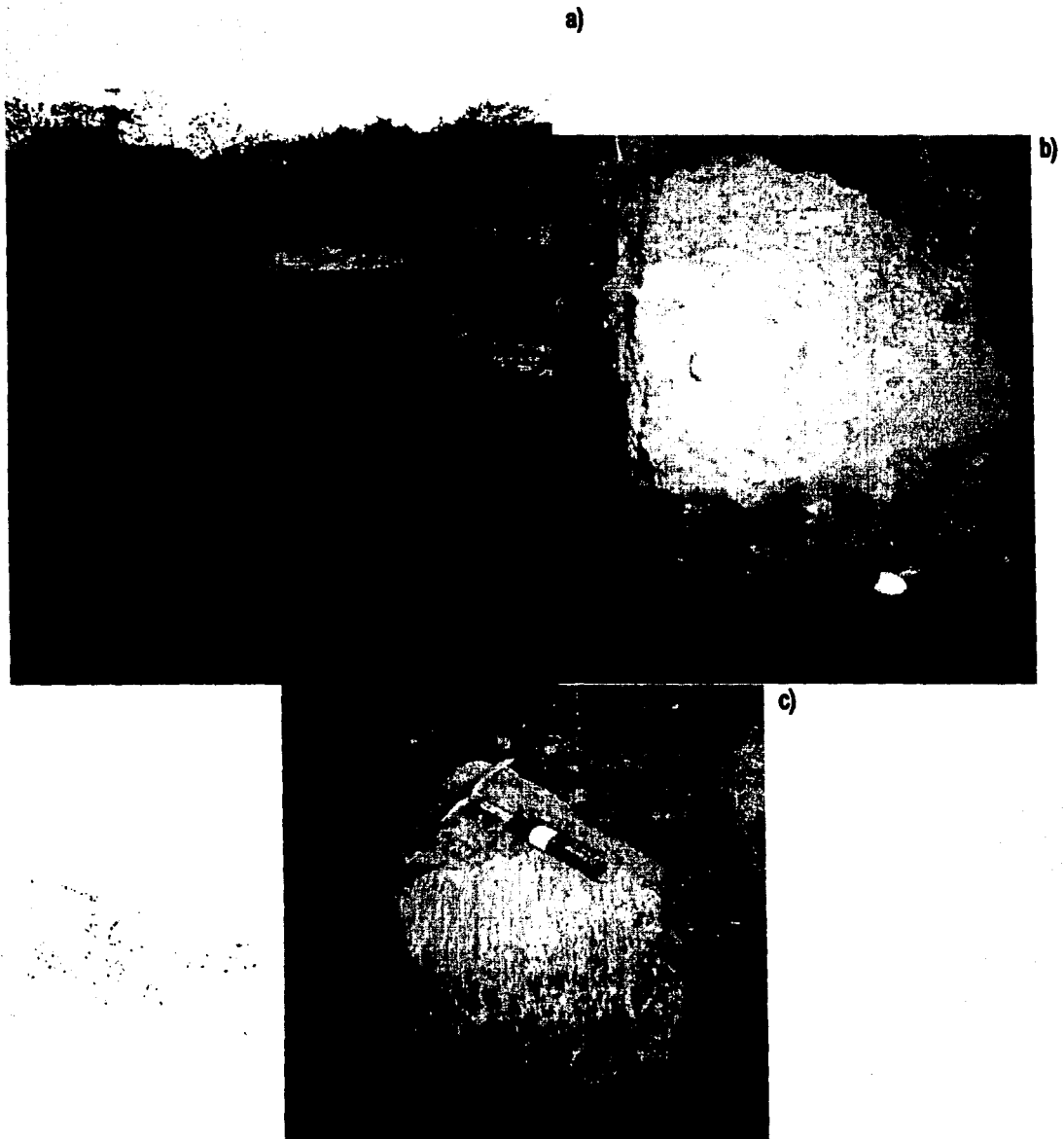


Figura 8.3. Detalle del lado derecho del deslizamiento. La figura a) muestra evidencias de material arcilloso cizallado con una costra de lo que fue el espejo de falla, a casi más de dos años aún es posible encontrar leves rastros del espejo, pues, las continuas lluvias han lavado la superficie. Por otra parte, las figuras b) y c) muestran dos imágenes de un fragmento de aproximadamente 20x30x40 cm que presenta las condiciones en el límite de falla derecho: estrato considerable de material arcilloso- arenisca o conglomerado competente.

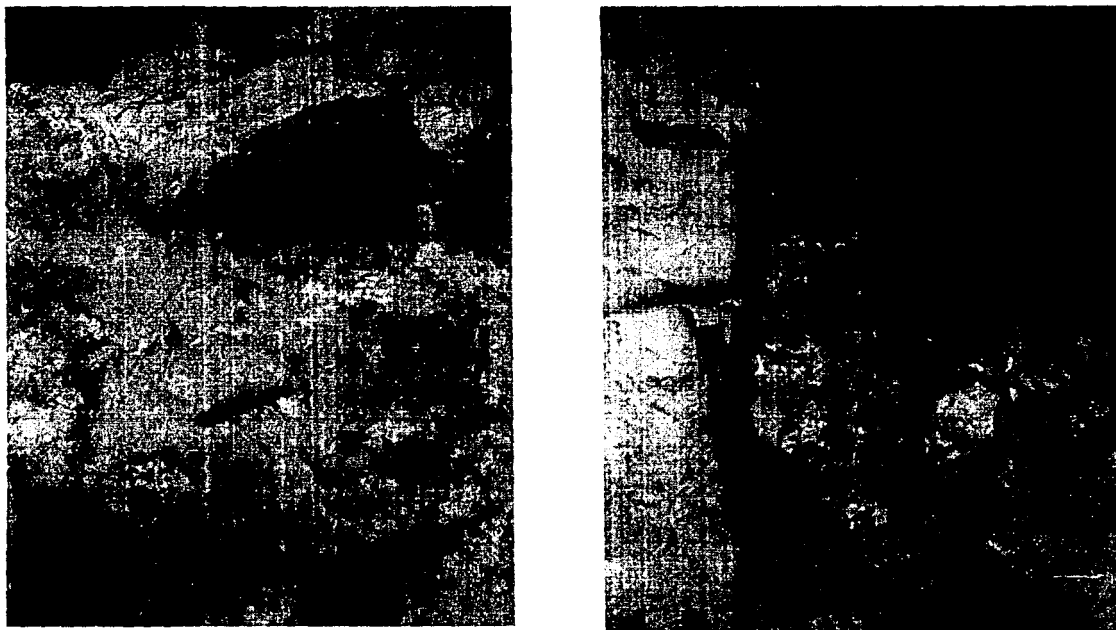


Figura 8.4. Detalles de la brecha de falla de la margen izquierda, observe que el material triturado corresponde con fragmentos de roca perfectamente cementados lo que hace pensar que el límite en el cual se desarrolla la falla corresponde con un límite entre rocas competentes.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



## 8.2. Determinación de la resistencia al corte.

La resistencia al esfuerzo de los macizos rocosos está condicionada por las diversas discontinuidades que éste presenta, la disposición espacial y condición física determinaran el comportamiento mecánico. De ahí que, para todo análisis de estabilidad sea fundamental su descripción.

Un análisis de estabilidad representativo, es aquel que maneja las condiciones lo más reales posibles.

Para este tipo de mecanismo de falla, la resistencia al corte de las discontinuidades se comporta según la ecuación Mohr-Coulomb:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi. \quad (8.1)$$

Donde:

$\tau$  es el esfuerzo de resistencia al corte

$\sigma_n$  es el esfuerzo normal

$\phi$  es el ángulo de fricción interna del material

$c$  es la cohesión.

La **resistencia al esfuerzo cortante** de una discontinuidad es la oposición al movimiento (falla) que el volumen de roca manifiesta debido a la aplicación de los esfuerzos presentes. La oposición o respuesta dependerá de las condiciones que las discontinuidades muestren (rugosidad, relleno, orientación, separación, persistencia, presencia de agua, etc.).

El **esfuerzo normal** es una fuerza aplicada perpendicularmente sobre el área del plano de deslizamiento.

El **ángulo de fricción** es la representación matemática del coeficiente de rozamiento, el cual es un concepto básico de física, pero que sin duda depende de la rugosidad o espereza de la superficie de deslizamiento.

La **cohesión** es la medida de cementación o adherencia entre las partículas de las cuales se conforma la discontinuidad.

Al considerar la rugosidad interna de las discontinuidades, Patton, (1966) muestra la influencia que ésta ejerce sobre la resistencia al cortante y adapta la ecuación (8.1) en la siguiente:

$$\tau = \sigma_n \tan(\phi_b + i). \quad (8.2)$$

Donde:

$\phi_b$  es el ángulo de fricción básico de la superficie

$i$  es el ángulo de los dientes de la superficie.

Por otro lado, después de numerosos estudios Barton y colaboradores facilitan la estimación del esfuerzo cortante mediante la descripción y comparación de la rugosidad de las paredes de las discontinuidades, modificando la ecuación (8.2) en la siguiente:

$$\tau = \sigma_n \tan \left( \phi_b + JRC \log_{10} \left( \frac{JCS}{\sigma_n} \right) \right) \quad (8.3)$$

Donde:

*JRC* es el coeficiente de rugosidad de las discontinuidades

*JCS* es un esfuerzo de compresión aplicado en las paredes de las discontinuidades.

El coeficiente JRC es un número que puede ser estimado mediante la comparación de la superficie de las discontinuidades con esquemas de perfiles de rugosidades desarrollados por Barton y otros autores, para este estudio utilizaremos la tabla publicada por Barton (1987), que puede apreciarse en la figura 8.5 y los valores de rugosidad obtenidos en el capítulo anterior.

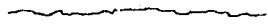
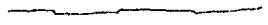
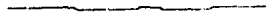

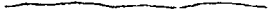
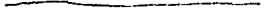
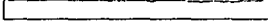


DESCRIPCIÓN	PERFIL	$J_r$	$JRC$ 200mm	$JRC$ 1 m
Rugoso		4	20	11
Liso		3	14	9
Lustroso		2	11	8
	Quebrado	2	11	8
Rugoso		3	14	9
Liso		2	11	8
Lustroso		1.5	7	6
	Ondulante	1.5	7	6
Rugoso		1.5	2.5	2.3
Liso		1.0	1.5	0.9
Lustroso		0.5	0.5	0.4
	Plano	0.5	0.5	0.4

Figura 8.5. Perfiles de rugosidad y sus valores correspondientes de JRC. El valor marcado de JRC corresponde con el valor calculado para la margen izquierda del deslizamiento. Tomado de Hoek, 1981.

Por otra parte, para la determinación del esfuerzo compresivo JCS se utilizaron valores estimados en campo de acuerdo a la descripción del material que tenemos. Fig. 8.6.

Grado *	Término	Esfuerzo compresivo uniaxial (MPa)	Carga puntal índice (MPa)	Estimación del esfuerzo en el campo	Ejemplos
R6	Extremadamente resistente	> 250	> 10	La muestra solo se astilla con el martillo de geólogo	Basalto fresco, pedernal, diabasa, gneiss, granito, cuarzita
R5	Muy resistente	100-250	4-10	La muestra requiere muchos golpes con el martillo para fracturarse	Anfibolita, arenisca, basalto, gabro, gneiss, granodiorita, caliza, marga, riolita, tobas
R4	Resistente	50-100	2-4	La muestra requiere mas de un golpe con el martillo de geólogo para fracturarse	Caliza, marga, filita, arenisca, esquisto, lutita
R3	Medio débil	25-50	1-2	No puede obtenerse un fragmento con una navaja de bolsillo, la muestra puede ser fracturada con un solo golpe del martillo	Arcillolita, carbón, concreto, esquisto, lutita, limolita
R2	Débil	5-25	<sup>b</sup>	Puede obtenerse sin dificultad un fragmento con una navaja de bolsillo, puede dejarse una marca poco profunda con un golpe firme de la punta del martillo de geólogo	Sal de roca
R1	Muy débil	1-5	<sup>b</sup>	Se desmorona bajo un golpe firme con la punta del martillo de geólogo, puede arrancarse un fragmento con la navaja de bolsillo	Roca alterada
R0	Extremadamente débil	0.25-1	<sup>b</sup>	Puede rallarse con la uña del pulgar	

\* Grado según Brown (1981)  
<sup>b</sup> Las pruebas de carga puntal en rocas con esfuerzo uniaxial por debajo de 25 MPa presentaron resultados ambiguos.

Figura 8.6. Estimación de esfuerzos compresivos uniaxiales en piezas de roca intacta. El valor marcado de JCS corresponde con el valor calculado para la margen izquierda del deslizamiento. Tomado de Barton, 1981.

La estimación del esfuerzo cortante descrita anteriormente es válida solamente cuando los límites de falla corresponden con límites rocosos, es decir, sin material de relleno. El esfuerzo cortante puede reducir drásticamente cuando las superficies no están íntimamente en contacto, debido a que están cubiertas por un material deteriorado. Para determinar el esfuerzo cortante de discontinuidades rellenas, Barton (1974) presenta una tabla con valores de discontinuidades con relleno calculados con macizos rocosos típicos. Fig. 8.7.

Roca	Descripción	Máximo $c'$ (MPa)	Máximo $\phi^*$	Residual $c'$ (MPa)	Residual $\phi^*$
Basalto	Brecha basáltica arcillosa, con variación en el contenido de arcilla a basalto	0.24	42		
Bentonita	Bentonita en juntas Capas delgadas Pruebas triaxiales	0.015 0.09-0.12 0.06-0.1	7.5 12-17 9-13		
Lutita bentonítica	Pruebas triaxiales Pruebas de corte directo	0-0.27	8.5-29	0.03	8.5
Arcillas	Sobreconsolidadas, cortantes menores en juntas	0-0.18	12-18.5	0-0.003	10.5-16
Lutita arcillosa	Pruebas triaxiales superficies estratificadas	6.06	32	0	19-25
Rocas con carbón	Milonita arcillosa con filones de 10 a 25 mm	0.012	16	0	11-11.5
Dolomita	Bandas de lutita alterada de 150 mm	0.94	14.5	0.02	17
Diorita, granodiorita, y pórfidos	Arcilla=2%, Pl=17%	0	26.5		
Granito	Fallas rellenadas de arcilla Fallas con relleno arenoso Zona de esfuerzos tectónicos, esquistosidad y granitos fracturados	0-0.1 0.05 0.24	24-45 40 42		
Grauvaca	Planos recostados en arcilla de 1 a 2 mm			0	21
Caliza	Capas de arcilla de 6 mm Rellenos arcillosos de 10-20 mm Rellenos arcillosos menores a 1 mm	0.1 0.05-0.2	13-14 17-21	0	13
Caliza, margas lignito	Capas de lignito intercaladas Contacto lignito-marga	0.08 0.1	38 10		
Caliza	Juntas margosas con 20 mm de espesor	0	25	0	15-24
Lignito	Capas entre lignito y arcilla	0.014-.03	15-17.5		
Montmorillonita arcilla bentonítica	Arcilla bentonítica de 80 mm	0.36 0.016-.02	14 7.5-11.5	0.08	11
Esquistos, cuarzitas y esquistos silíceos	Rellenos arcillosos de 100-15 mm Estratificación con arcillas delgadas Estratificación con arcillas gruesas	0.03-0.08 0.61-0.74 0.38	32 41 31		
Pizarras	Laminación fina y alterada	0.05	33		
Cuarzo, Caolín, Pirofilita	Prueba triaxial	0.042-.69	36-38		

Figura 8.7. Esfuerzo cortante para discontinuidades rellenas y materiales de relleno. Hoek, 2000. Los valores marcados corresponden con el valor de esfuerzo cortante calculado para la margen derecha del deslizamiento.

Para lograr el objetivo del retro-análisis, el cual consistió básicamente en obtener el factor hidráulico que desencadenó el deslizamiento, no fue necesario presentar un valor numérico de la resistencia al corte. Lo importante, era estimar el valor aproximado del ángulo de fricción actuante al momento de la falla. Para esto, a manera de aproximación, se obtuvieron los rangos de ángulos de fricción de cada uno de los lados del deslizamiento, considerando que el bloque se movió a través de la línea de intersección de los dos planos que delimitan el deslizamiento. Esta consideración se empleó para involucrar el efecto que las discontinuidades laterales pudieron haber tenido dentro del movimiento general, debido a que todo el deslizamiento se encuentra dentro de una misma formación geológica, y también, porque los límites laterales involucran la interacción de los diferentes materiales que conforman a la formación. Dentro de la modelación se evaluó el efecto producido por el rango de ángulos de fricción, producto de ambos planos. En los siguientes apartados se presentan esos ángulos y se explica el mecanismo utilizado para su obtención.

### 8.2.1. Resistencia al corte del plano derecho.

El plano de deslizamiento del flanco derecho se identifica como una discontinuidad rellena debido al considerable espesor de lutita que se encontraba entre los estratos de areniscas de la Formación Cahuasas. Los valores para el cálculo del esfuerzo cortante son tomados de la figura 8.6 y corresponde con los valores que más describen al material de relleno.

De la figura 8.7, tenemos que:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi.$$

El ángulo de fricción  $\phi_{derecho}$  del material presenta un rango de **19-25°**.

El valor del esfuerzo normal para el plano derecho es de  $3.21 [MPa]$ . (Ver su obtención en el siguiente apartado).

### 8.2.2. Resistencia al corte del plano izquierdo.

La discontinuidad del flanco izquierdo es identificada como una discontinuidad con límites rocosos, por lo que el cálculo de su esfuerzo cortante se realizará con base en la rugosidad que presentó dicha margen y con los esquemas propuestos por Barton, en las figuras 8.5 y 8.6.

El valor de JRC está en función de la **rugosidad tipo VII** de la figura 8.5 tenemos que el valor del coeficiente de rugosidad JRC es de 2.3.

Como la discontinuidad analizada está contenida dentro de estratos de areniscas de considerable competencia el valor del **esfuerzo compresivo (JCS)** tomado de la figura 8.6 es del rango de **50 a 100 MPa**.

El cálculo del esfuerzo normal se plantea mediante los siguientes diagramas:

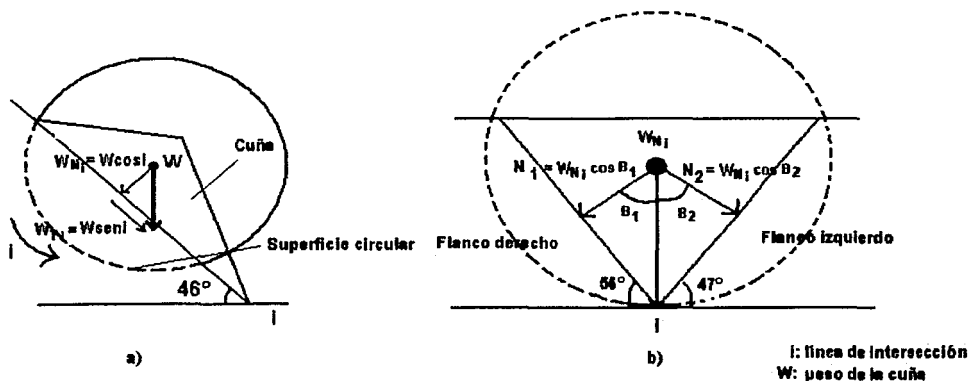


Figura 8.8. Diagramas con la descomposición de las fuerzas actuantes por el peso de una cuña con superficie de falla circular. La figura a) descompone las fuerzas del peso con respecto a la línea de salida de la ladera y la b) da las normales actuante para cada parte de la ladera.

El peso de la masa deslizada ( $W$ ) es calculado a partir del volumen deslizado según la ecuación:

$$\rho = \frac{m}{v} = \frac{W}{gv}$$

Teniendo que :

$$W = \rho gv ,$$

donde:

Densidad de la roca:  $\rho = 2500 \text{ Kg/m}^3$ .

Aceleración:  $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ .

Volumen deslizado  $v = 3\ 822\ 672 \text{ m}^3$ .

Por lo que: 
$$W = (2500)(9.81)(3822672) = 93,751,030,800 \left[ \text{Kg} \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \right].$$

Una vez obtenido el valor del peso podemos obtener el valor de el esfuerzo normal y tangencial que la cuña ejerce a través de la línea de intersección de los dos planos, según el esquema a) de la figura 8.8, tenemos que:

$$W_{N_i} = W \cos i = W \cos 46^\circ = 65124938284.4 [N]$$

$$W_{T_i} = W \text{sen} i = W \text{sen} 46^\circ = 67438847777.2 [N]$$

Para obtener los **esfuerzos normales** que actúan en cada flanco de la ladera se necesitó obtener los ángulos que las normales tienen con respecto a la normal  $W_{N_i}$ , la obtención de esos ángulos se realizó mediante técnicas estereográficas, obteniendo  $2^\circ$  para la normal  $N_1$  y para la normal  $N_2$ ,  $46^\circ$ . Fig. 8.9.

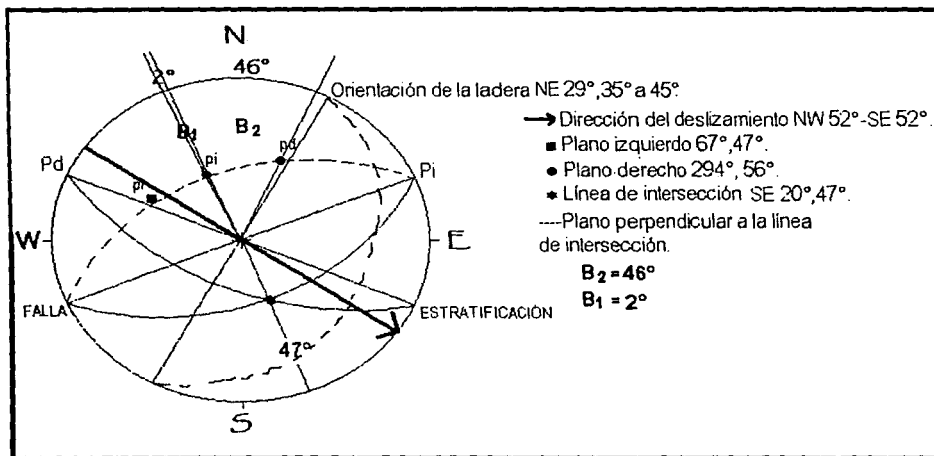


Figura 8.9. Diagrama estereográfico del deslizamiento Zapotitlán de Méndez con el detalle de los polos de cada plano, la línea de intersección y con los ángulos que existen entre la normal  $W_{N_i}$  y las caras del deslizamiento. La salida del talud corresponde con la dirección en la que ocurrió el deslizamiento. La línea del movimiento de masa no corresponde con la línea de intersección de los flancos del deslizamiento.

Con la obtención de los ángulos  $B_1$  y  $B_2$  tenemos que:

$$N_1 = W_{N_1} \cos B_1 = W_{N_1} \cos 2^\circ = 65,085,265,931.6[N].$$

$$N_2 = W_{N_2} \cos B_2 = W_{N_2} \cos 46^\circ = 45,239,583,504.9[N].$$

Para obtener los esfuerzos normales actuantes sobre cada plano del deslizamiento se dividen las fuerzas  $N_1$  y  $N_2$  entre el área de los planos sobre la cual actúan. El área de cada plano del deslizamiento se calcula en función del tetraedro desarrollado en el capítulo 6, teniendo para el lado izquierdo el triángulo **ABC** con área de **302500 m<sup>2</sup>** y para el lado derecho el triángulo **ABD** con área de **20250 m<sup>2</sup>**. Con lo que, finalmente los esfuerzos normales quedan de la siguiente manera:

$$\sigma_{n_{izquierda}} = \frac{N_2}{\text{área}} = \frac{45239583504.9}{302500} = 149,552.34 \left[ \frac{N}{m^2} \right] = 0.149[MPa].$$

$$\sigma_{n_{derecho}} = \frac{N_1}{\text{área}} = \frac{65085265931.6}{20250} = 3,214,087.20 \left[ \frac{N}{m^2} \right] = 3.21[MPa].$$

El ángulo de fricción básico  $\phi_b$  para el plano izquierdo del deslizamiento se obtiene a partir la tabla mostrada en la figura 8.10 que presenta valores de ángulos de fricción de superficies de roca típicas. El rango del ángulo de fricción en superficies mojadas para las areniscas es de **25°-34°**.

Tipo de roca	Condiciones de humedad	Fricción básica $\phi$ tan $\phi$		Referencia
Arenisca	Seco	26-35	0.49-0.70	Patton 1966
Arenisca	Mojado	25-33	0.47-0.65	Patton 1966
Arenisca	Mojado	29	0.55	Ripley and Lee 1962
Arenisca	Seco	31-33	0.60-0.65	Krmanovic 1967
Arenisca	Seco	32-34	0.62-0.67	Coulson 1972
Arenisca	Mojado	31-34	0.60-0.67	Coulson 1972
Arenisca	Mojado	33	0.65	Richards 1973
Lutita	Mojado	27	0.51	Ripley and Lee 1963
Limoilita	Mojado	31	0.60	Ripley and Lee 1963
Limoilita	Seco	31-33	0.60-0.65	Coulson 1972
Limoilita	Mojado	27-31	0.51-0.60	Coulson 1972
Conglomerado	Seco	35	0.70	Krmanovic 1967
Craza	Mojado	30	0.58	Hutchinson 1972
Caliza	Seco	31-37	0.60-0.75	Coulson 1972
Caliza	Mojado	27-35	0.51-0.70	Coulson 1972
Basalto	Seco	35-38	0.70-0.78	Coulson 1972
Basalto	Mojado	31-36	0.60-0.73	Coulson 1972
Granito grano fino	Seco	31-35	0.60-0.70	Coulson 1972
Granito grano fino	Mojado	29-31	0.55-0.60	Coulson 1972
Granito grano grueso	Seco	31-35	0.60-0.70	Coulson 1972
Granito grano grueso	Mojado	31-33	0.60-0.65	Coulson 1972
Pórfido	Seco	31	0.60	Barton 1971
Pórfido	Mojado	31	0.60	Barton 1971
Dolerita	Seco	36	0.72	Richards 1973
Dolerita	Mojado	32	0.62	Richards 1973
Andolita	Seco	32	0.62	Wallace et al 1970
Gneis	Seco	26-29	0.48-0.55	Coulson 1972
Gneis	Mojado	23-26	0.42-0.49	Coulson 1972
Pizarra	Seco	25-30	0.47-0.58	Barton 1971
Pizarra	Seco	30	0.58	Richards 1973
Pizarra	Mojado	21	0.37	Richards 1973

Figura 8.10. Tabla de ángulos de fricción básicos calculados por diversos autores. Datos basados en el artículo original de Barton, 1974.

De la ecuación 8.3 tenemos que el ángulo de fricción del plano izquierdo es:

$$\phi_{\text{izquierdo}} = \phi_b + JRC \log_{10} \left( \frac{JCS}{\sigma_n} \right) = (25^\circ, a, 34^\circ) + 2.3 \log_{10} \left( \frac{50, a, 100 [MPa]}{.14955234 [MPa]} \right) = 30^\circ \text{ a } 41^\circ.$$



### 8.3. Retro-análisis.

Se realizó la modelación del deslizamiento mediante los programas de computo SWEDGE y SLIDE que analizan problemas de estabilidad para fallas tipo cuña y circulares respectivamente. Los programas analizan la estabilidad utilizando la técnica de equilibrio límite. El equilibrio límite supone que cuando las fuerzas actuantes y resistentes son iguales a lo largo de la superficie de falla el factor de seguridad es igual a 1.

$$FS = \frac{Fr}{Fa} \quad (8.4)$$

donde:

$FS$  = Factor de Seguridad.

$Fr$  = Fuerzas resistentes.

$Fa$  = Fuerzas actuantes.

Es de importancia tener siempre en mente que al analizar la estabilidad de una ladera hay que tomar en cuenta que el cálculo obtenido a partir de estos programas es un resultado cualitativo del grado de influencia de los diferentes factores que afectan la estabilidad, es decir, nos permiten tener una idea del comportamiento, pero, en ningún caso garantizan exactitud absoluta, debido a la naturaleza compleja de los macizos rocosos. Sin embargo, en la actualidad el uso de este tipo de programas facilita y amplía la visión del comportamiento general de las laderas debido a la conjunción y manipulación de los diferentes factores que generalmente afectan su estabilización. Una buena caracterización de los elementos involucrados en la estabilización de una ladera, sin duda, arrojarán un factor de seguridad más apegado a la realidad.

**SWEDGE** es un software interactivo tridimensional que evalúa la estabilidad de cuñas en laderas rocosas, definidas por la intersección de dos discontinuidades, la superficie de la ladera y opcionalmente una fractura de tensión; se basa en el análisis que Hoek y Bray, han desarrollado para el modo de falla en cuña.

Este programa tiene la facilidad y ventaja de poder incluir en el análisis además de la orientación, geometría y condiciones cinemáticas, las condiciones de otros factores como son: la presión de agua, fuerzas sísmicas y fuerzas externas al sistema.

La simulación con este programa consistió en construir el modelo tridimensional con los datos estructurales para luego aplicarle presiones de agua hasta una saturación total. Las cargas de agua obtenidas nunca representaron el volumen movido y el esquema inicial de falla tuvo que ser corregido.

**SLIDE**, es un software interactivo bidimensional que evalúa la estabilidad de taludes en roca y suelo, calcula el factor de seguridad mediante dos conocidos métodos, Bishop simplificado y Janbú simplificado. Ambos métodos dividen el área de falla en tajadas verticales (dovelas), obtiene las fuerzas actuantes y resultantes para cada dovela y con la sumatoria de fuerzas obtienen el factor de seguridad. El método de estabilidad de Bishop satisface el equilibrio de momentos y es aplicable en superficies de fallas circulares, asume que todas las fuerzas de cortante entre dovelas son cero, con lo que, simplifica el número de incógnitas. En el método de Janbú también se anula el esfuerzo cortante entre dovelas, con la diferencia de que se agrega un factor de corrección  $F_0$ , que permite satisfacer con mayor precisión las condiciones de equilibrio de fuerzas. Los métodos utilizados por este programa se encuentran desarrollados en el capítulo 9 del libro Rock Slope Engineering. Hoek, 1981.

Este programa tiene la facilidad y ventaja de poder incluir en el análisis además de la geometría, propiedades de los materiales y condiciones cinemáticas, las condiciones de otros factores como son: la presión de agua, fuerzas sísmicas y fuerzas externas al sistema.

La identificación de la carga de agua que intervino en el deslizamiento Zapotitlán y que trajo como consecuencia el corrimiento de la ladera, fue el objetivo fundamental de esta simulación.

Para crear el modelo dimensional del deslizamiento que el programa genera, es necesario ingresar los datos topográficos que definen la geometría de la ladera, las propiedades de las formaciones geológicas, que para este caso, correspondieron con las de la Formación Cahuascal, y las condiciones cinemáticas (ángulos de fricción). En la figura 8.11 puede observarse el perfil principal del movimiento con el perfil que existía antes de que ocurriera el movimiento, su ubicación se encuentra en el mapa geológico de la zona deslizada (capítulo 7).

Una vez definida la geometría y sus propiedades, se procede a buscar la superficie de falla que mejor modela el evento, en este caso el perfil obtenido con la topografía actual facilitó el trazado de dicha superficie.

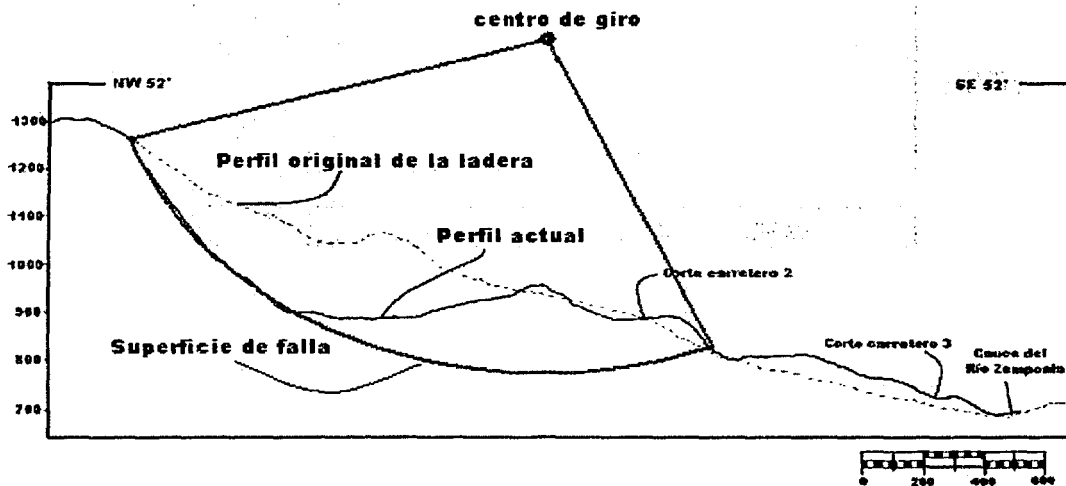
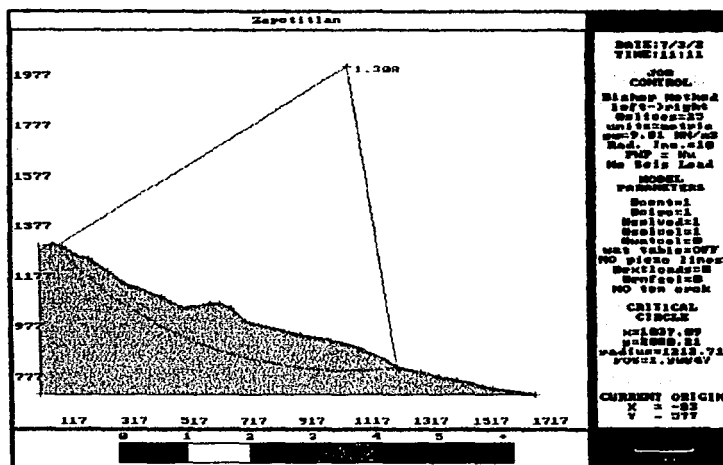


Figura 8.11. Perfil actual y anterior al deslizamiento de la ladera en estudio.

### 8.3.1. Obtención del factor de seguridad.

La simulación se realizó con un ángulo de fricción de  $23^\circ$  debido al tipo y características de las rocas que la Formación Cahuasas presenta.

El resultado del análisis que da el programa, **sin efecto de carga de agua** en la ladera, es el siguiente (Fig. 8.12):



8.12.  $h_1$ . Modelo 2-D de la ladera Zapotitlán de Méndez realizado en **SLIDE** que muestra la superficie de falla, el centro de giro de esa superficie y el valor de factor de seguridad que para ella se obtiene. La simulación fue realizada sin efecto de carga de agua.

El resultado del análisis de la ladera bajo las condiciones de presión de agua = 0, es estable, con factor de seguridad de **1.308**. Sin embargo, como se menciona en capítulos anteriores, la presencia de agua dentro del sistema fue la causante principal de su desestabilización, por lo que, debido a la facilidad que presenta este programa en la manipulación de los efectos de la presión de agua, al variar el nivel freático de la zona, identificaremos el valor del efecto hidráulico que desencadenó el deslizamiento. Antes de presentar los datos obtenidos, debido a las variaciones en los valores de  $\gamma_w$ , explicaremos la forma en la que el programa maneja esas variaciones.

**SLIDE** maneja el efecto que el agua ejerce sobre una ladera de varias formas, puede analizarla por celdas de agua en sitios determinados, como niveles freáticos, superficies piezométricas y como presión de poro. Para los fines de esta simulación se utilizó el análisis por niveles freáticos.

Las figuras 8.13 a 8.17 muestran el **efecto del agua** en la estabilidad del talud:

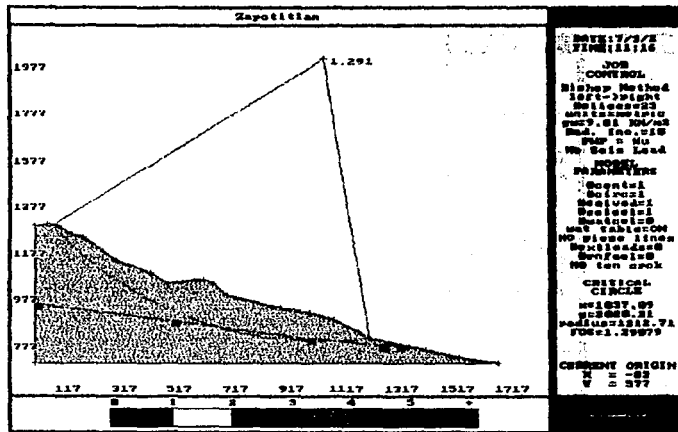


Figura 8.13.

Modelo con  $FS = 1.291$ , para un nivel freático bajo, que apenas y cruza la superficie de falla.

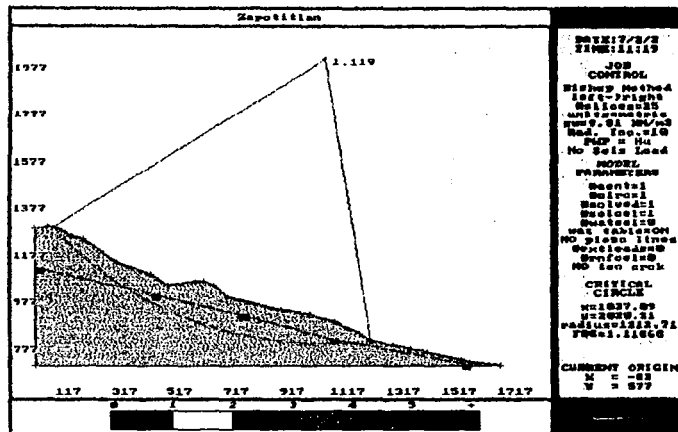


Figura 8.14.

Modelo con  $FS = 1.119$ , para un nivel freático mayor con inclinación aproximada a la de la ladera, esta superficie freática cubre una buena parte de la superficie de falla.

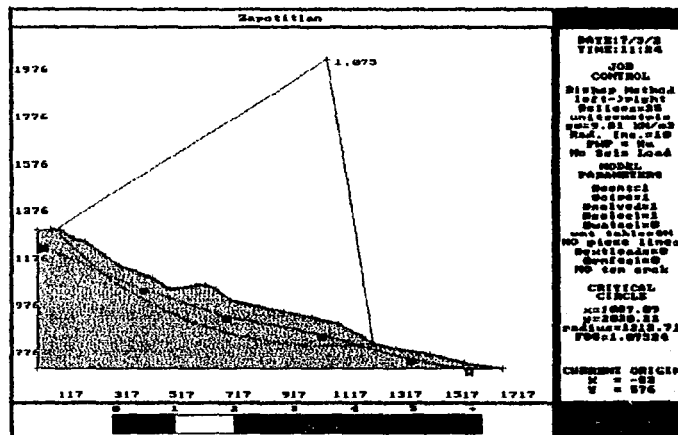


Figura 8.15.

Modelo con  $FS = 1.075$ , para un nivel freático mayor casi paralelo a la superficie original de la ladera. Teóricamente este es el punto donde todas las fuerzas actuantes y resistentes de la ladera se encuentran en equilibrio.

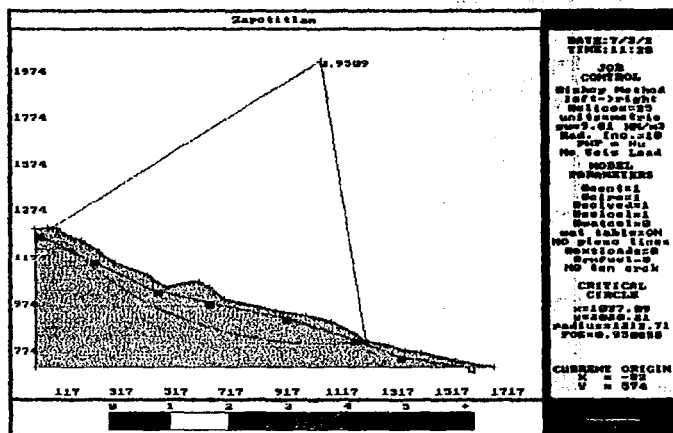


Figura 8.16.

Modelo con  $FS = 0.950$ , para un nivel freático mayor que sigue la forma de la ladera. Teóricamente es en este punto cuando puede haberse desatado el movimiento de masas, pues, el factor de seguridad es ligeramente menor a uno, lo que indica, que las condiciones cinemáticas han dejado de estar en equilibrio.

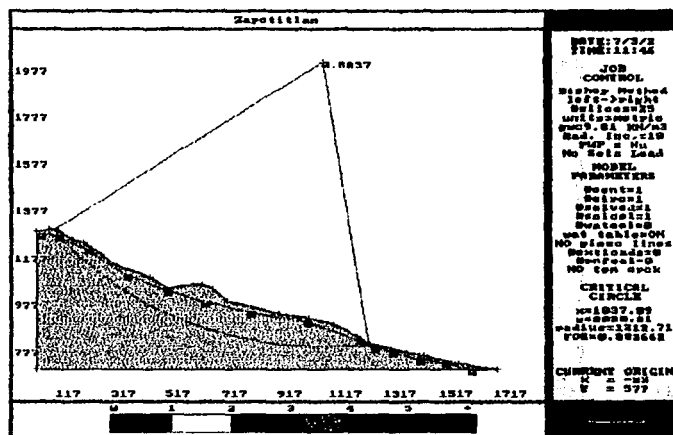


Figura 8.17.

h3. Modelo con  $FS = 0.883$ , para un nivel freático máximo, que representa la saturación completa de la ladera. Esta simulación presenta el factor de seguridad obtenido para las condiciones del nivel freático más desfavorables.

Debido a que se desconoce el nivel freático que se tenía antes del deslizamiento se puede suponer que el nivel freático representativo de la zona es el presentado en la figura 8.14., debido a que, dentro de la región se registran lluvias casi todo el año. Aparentemente una carga de más de 170 m (medida a partir de la superficie de falla) fue la causa del deslizamiento, (comparar figuras 8.14 y 8.16).

El comportamiento de este tipo de resultados puede observarse desde que se realiza la modelación sin efecto de agua, debido al factor de seguridad tan bajo que se obtiene, y que representa la sensibilidad a la que estaba expuesta la ladera. El obtener un factor de seguridad cercano a la unidad durante una modelación sin efectos de agua u de otro tipo, nos indica el alto grado de susceptibilidad que esta presenta.

Al sumergir un cuerpo cualquiera en un fluido, por ejemplo en un líquido, éste actúa sobre dicho cuerpo, oponiéndose a la acción de su peso, que, siendo también vertical, está dirigido hacia abajo. Resultando que el empuje que recibe cualquier cuerpo sumergido será igual al volumen del cuerpo sumergido, multiplicado por el peso específico del fluido de que se trate. Es posible hacer esta comparación debido a que, el programa contempla que las paredes que delimitan a la masa movida, son impermeables y que de alguna u otra manera la masa deslizada se encuentra dentro de un gao recipiente con agua.

Para calcular el empuje hidrostático que el agua ejerció sobre la masa sumergida y que hemos interpretado como el causante principal del deslizamiento, se obtuvo el volumen de roca sumergido modelando el NAF de la figura 8.16 en AUTOCAD.

Inicialmente se construye una esfera con los datos obtenidos en la simulación, centro de giro en (1037.09, 2020.21) y radio de 1212.71 m. Después, se identifican los dos puntos de la esfera que cortan el perfil de la ladera y que delimitan la superficie de falla del deslizamiento. Posteriormente se traza un plano de A a B que representara la cara de la ladera. Finalmente, se agregan los dos planos que lateralmente delimitan al deslizamiento, y los planos que de la parte alta, plano derecho NW 66°, 56° y plano izquierdo NE67°, 47°.

La figura 8.18 representa el volumen de roca que se movió durante el evento. El volumen sumergido es el delimitado por la superficie de falla, dos planos laterales, los planos de falla superiores y por un plano inferior a la cara de la ladera que representa el nivel freático obtenido para el FS=0.95, Fig. 8.16. El volumen sumergido encontrado es de **3 989 456.45 m<sup>3</sup>**, por lo que el empuje hidrostático es:

$$E = \gamma_w V.$$

donde:

$$E = \text{Empuje. [ton]}.$$

$$\gamma_w = \text{Peso específico. } \left[ \frac{\text{ton}}{\text{m}^3} \right].$$

$$V = \text{Volumen sumergido. [m}^3 \text{]}.$$

$$E = 3\ 989\ 456.45 \text{ [ton]}.$$

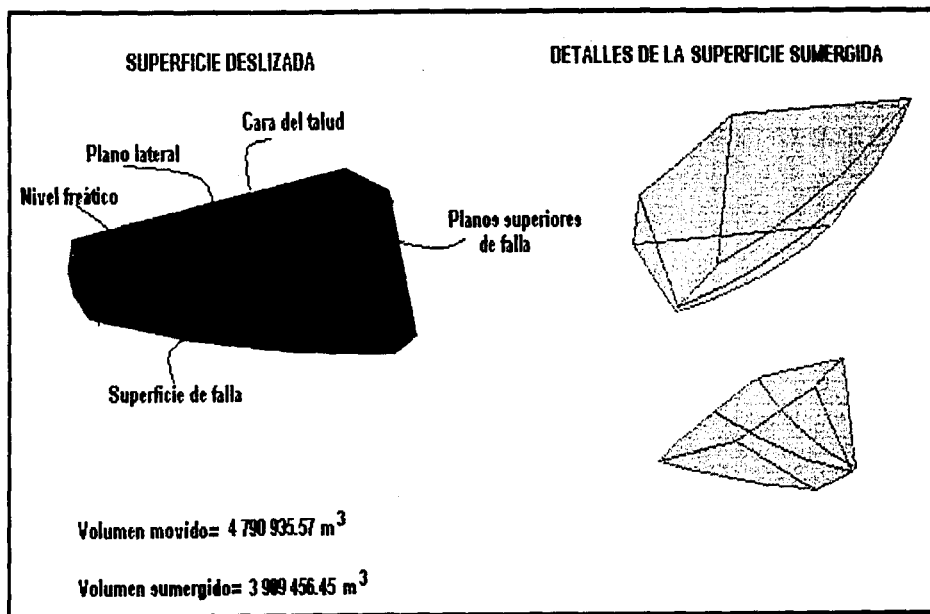


Figura 8.18. Diseño tridimensional del volumen de roca movido durante el deslizamiento.

### 8.3.1. Sensibilidad de la ladera.

Otro de los parámetros de importancia que interviene en la falla, es el ángulo de fricción. La simulación mostrada anteriormente se realizó para un ángulo de fricción de  $23^\circ$  por considerarse el más apropiado para el tipo y la condición del material rocoso. Para dar una idea de la influencia del  $\phi$  en la estabilidad, se realizó una segunda simulación en la que se fue variando el valor del ángulo de fricción. Para esta simulación se fijaron tres niveles freáticos representativos:  $h_1$ = seco,  $h_2$ = nivel medio, y  $h_3$ = saturación total. Esto niveles, representan condiciones de, sequía, niveles medios y lluvias intensas respectivamente.

Los resultados de esta segunda simulación se encuentran en la siguiente tabla (Tabla. 8.2):

$\phi$	F.S.		
	$h_1$	$h_2$	$h_3$
20	1.122	1.036	0.758
23	1.308	1.208	0.883
25	1.438	1.327	0.971
30	1.780	1.643	1.201
35	2.159	1.993	1.457
40	2.587	2.388	1.746
45	3.083	2.847	2.080
50	3.674	3.392	2.482

Tabla 8.2. Resultados de la segunda simulación realizada para observar el comportamiento del ángulo de fricción dentro del macizo rocoso,  $h_3$ = saturación total (Fig. 8.17),  $h_2$ = nivel medio., y  $h_1$ = seco (Fig. 8.12).

De la Tabla 8.2., se observa que para la condición más crítica ( $h_3$ ) el factor de seguridad para 1 puede estar dado por un  $\phi$  de  $25^\circ$  aproximadamente (Fig. 8.19), lo que permite establecer que el valor de  $\phi$  es del orden del propuesto para las lutitas alteradas.

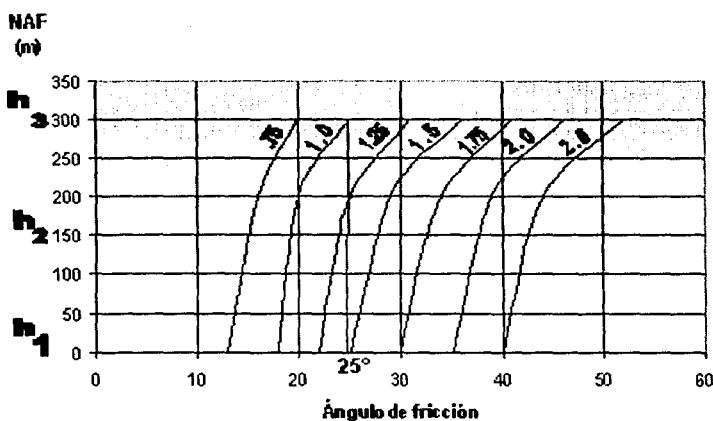


Figura 8.19. Comportamiento del Factor de Seguridad de la ladera Zapotitlán, debido a la variación del NAF y del ángulo de fricción.



#### 8.4. Métodos de estabilización.

Para reparar el camino se diseñó un sistema de estabilización local en la ladera. Se basa en el control y manejo del agua superficial y subterránea. El objetivo fundamental del drenaje superficial es el de mejorar la estabilidad reduciendo la infiltración del agua al material del deslizamiento y evitar la erosión superficial. Para lograr esto se construyó un sistema de recolección de agua que capta la escorrentía de manera natural, los drenes, zanjas interceptoras y canales colectores fueron construidos y diseñados siguiendo las cañadas naturales, sobre todo las formadas en los costados del deslizamiento; de esta manera el agua captada llega hasta el cauce del Río Zempoala. Por otro lado, se perforaron una serie de drenes horizontales en los actuales taludes del camino con lo cual se busca abatir y controlar el nivel freático local. Los drenes son de PVC de 2" de diámetro y 10 m de longitud perforados en la parte inferior a cada 10 cm con perforación de  $\frac{1}{4}$ " de diámetro.

## 9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

### Conclusiones:

- Los principales factores que influyeron en el deslizamiento fueron:
  - La variación de los niveles freáticos en la zona, producto de la Depresión Tropical No. 11 que ocasionó una lluvia intensa equivalente aproximadamente al promedio mensual que registra la región.
  - Las bajas propiedades geomecánicas de las areniscas y lutitas de la Formación Cahuassas, en las cuales se produjo el movimiento.
  
- El volumen movilizado fue de aproximadamente 5 millones de metros cúbicos abarcando una longitud total de 1.3 Km.
  
- El deslizamiento es identificado como de tipo "Complejo", en donde el mecanismo de falla principal es de tipo circular en su base delimitado lateralmente por dos discontinuidades importantes del macizo rocoso, la estratificación en la parte derecha y una falla tectónica en la izquierda.
  
- De acuerdo con los análisis realizados, la ladera presentaba un factor de seguridad cercano a 1.3 antes del deslizamiento (considerando presión hidrostática nula), este factor se reduce gradualmente conforme aumenta el nivel freático, alcanzando un factor de seguridad igual a 1 para un incremento de aproximadamente 170 m sobre la superficie de falla.
  
- El empuje hidráulico que provocó el deslizamiento se calcula fue del orden de 4 millones de toneladas actuando sobre las superficies de falla.

### Recomendaciones para mantener en función continua y dar mayor seguridad al camino actual:

- Mantener desazolvados los elementos para el drenaje superficial construidos arriba y al pie del talud, así como la alcantarilla derecha que conduce el agua hacia la zona baja.
  
- Vigilar el funcionamiento de los drenes localizados en el talud que fueron perforados en el material producto del deslizamiento.
  
- Debido a que la corona del deslizamiento se localiza muy cerca del camino en la parte superior de la ladera, se recomienda realizar un estudio detallado de la estabilidad de esa zona.
  
- Diseñar un sistema de drenes a los lados del deslizamiento, debido al riesgo potencial que estas partes de la ladera presenta.

## BIBLIOGRAFÍA.

Barton, N. 1974. Review of a new Shear-strength criterion for rock joints. Eng. Geol. Norw. Geotech. Inst., Oslo., pp 287-332.

Barton, N. 1981. Rock Characterization Testing and Monitoring. ISRM Suggested Methods. Published for the Commission on Testing Methods, International Society for Rock Mechanics. Ed. Pergamon Press. New York. pp. 3-52.

Balam y Canché, J.L., 1992. Informe Geológico Final. Estudio San Carlos. IGRP-004. Petróleos Mexicanos. Inédito.

Cantú-Chapa, A., 1969. Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Ver. (Área Soledad-Miquetla). Revista del Inst. Mex. del Petróleo. Vol. 1, No. 1., pp. 3-9.

CNA, 1999. Situación hidroclimatológica en la zona norte de los estados de Hidalgo, Puebla y Veracruz, los primeros días de Octubre, 1999. Subdirección Técnica.

Carrillo - Bravo, J., 1958. Medición de secciones geológicas en el frente este de la Sierra Madre Oriental (Región de Tamazunchale). Informe Geológico de Petróleos Mexicanos. (inédito).

Erben, H.K., 1956. El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. Publicación del XX Congreso Geológico Internacional, México. 393 p.

Facultad de Ingeniería, UNAM, 1996. Estudio Geológico Coxquihui. IGRVER-96/4-1. Petróleos Mexicanos. 258 p.

Félix, Estrada, A., et.al. 1987. Lecciones de Física. Editorial Continental, CECSA. Vigésima impresión. México D.F. 541 p.

Heim, A., 1926. Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). Ed. Geol. Helvetiae. Vol. 20, pp. 84-89.

Hoek, E. y Bray, J.W., 1981. Rock Slope Engineering. Institution of Mining and Metallurgy. London., pp. 226-256.

Hoek, Evert., 2000. Rock Engineering. Course notes 2000. //www. rocscience.com. 299 p.

IAEG, 1990. Suggested nomenclature for landslides. Bulletin of the International Association of Engineering Geology. No. 41. pp. 13-16.

Imlay, R., Cepeda, E., Alvarez, M. Jr y Díaz, T., 1948. Stratigraphic Relations of certain Jurassic Formations in eastern Mexico. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 32, pp. 1750-1761.

INEGI, 1999. Anuario Estadístico del Estado de Puebla. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. México 1999. 764 p.

López - Ramos, E., 1979. Geología de México. 2ª edición. Edición Escolar; 3 volúmenes. México D.F.

Lugo-Hubp, J. 1990. El Relieve de la República Mexicana. Revista del instituto de Geología. UNAM. Vol.9 núm.1., pp. 82-111.

Morán- Zenteno, D. 1984. Geología de la República Mexicana. México D.F. Secretaria de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 82 p.

Muir, J., 1936. Geology of the Tampico Región, México. Amer. Asoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 20. 280 p.

Olivella-Ledezma, M., 1986. Informe Geológico Final del Prospecto Aquixtla. IGPR-252. Petróleos Mexicanos. Inédito. 92 p.

OMM, 1999. Organización Meteorológica Mundial. Vocabulario meteorológico mundial. VMO/OMM7BMO-No.182.

Schmidt-Effing, R., 1980. The Huayacocotla Aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf the Mexico. Proceeding of a Simposium. The origin of the Gulf of Mexico in the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean. pp. 79-86.

Sedlock, R.L.; Ortega-Gutierrez, F.; y Speed, R.C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological of America Special Paper 278, 153p.

Sellés, Martínez J. 1988. La proyección estereográfica principios y aplicaciones en geología estructural. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires. 115 p.

SMN-CNA, 1999. Resumen de los ciclones que afectaron al territorio nacional. Temporada 1999. Página principal de internet (<http://www.cna.org.mx>).

Suárez, Díaz J. 1998. Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos. Ediciones UIS. Colombia. 548 p.