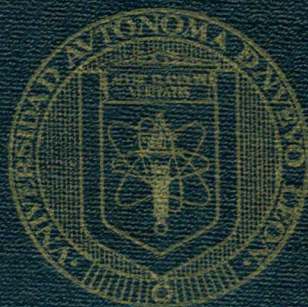


UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



MOVIMIENTOS EN MASA, ORIGEN Y CONSECUENCIAS
EN EL
AREA DE TURBIDE N. L., SIERRA MADRE ORIENTAL
MEXICO

POR

TIRIEL MARTIN PEDRAZA RODRIGUEZ

Como requisito parcial para obtener el Grado de
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

1997



1020120335

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

MOVIMIENTOS EN MASA, ORIGEN Y CONSECUENCIAS
EN EL
AREA DE ITURBIDE, N.L., SIERRA MADRE ORIENTAL,
MEXICO

POR

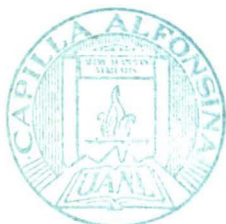
URIEL MARTIN PEDRAZA RODRIGUEZ

Como requisito parcial para obtener el Grado de
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

1997

TM
25818
.E3
FCT
1997
P4

0125-49860



FONDO TESIS

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS
Como requisito parcial para obtener el Grado de

1997



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La tesis

**MOVIMIENTOS EN MASA, ORIGEN Y CONSECUENCIAS EN
EL ÁREA DE ITURBIDE, N.L., SIERRA MADRE ORIENTAL,
MÉXICO**

elaborada por

URIEL MARTÍN PEDRAZA RODRÍGUEZ

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

COMITÉ DICTAMINADOR DE LA TESIS


Dr. José Rosbel Chapa Guerrero


Dr. Héctor de León Gómez


Dr. Francisco Medina Barrera


Dr. José Guadalupe López Oliva


Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel

Vo.Bo.


Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández
Jefe de la División de Estudios de Postgrado

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a Maestros y Personal en general, alumnos y compañeros de la Facultad de Ciencias de la Tierra, por contribuir a mi formación profesional y humana, así como por las facilidades brindadas durante mi estancia en la institución.

Del mismo modo, mi profundo agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por el apoyo económico brindado durante mis estudios, y a la Universidad Autónoma de Nuevo León, por hacerme merecedor de su apoyo, mediante el estímulo económico que me permitió llevar a buen término esta investigación.

Mi sincero agradecimiento al Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, por el entusiasmo con que me introdujo al estudio de este tema y su cooperación durante la asesoría de este trabajo; al Dr. Jörg Werner por introducirme al estudio de la Geología Cuaternaria, y junto al Dr. Miguel Angel Ruiz Martínez, por la oportunidad de participar dentro de su amplio proyecto de investigación, dentro del cual, mi granito de arena tuvo cabida.

De manera particular, al Sr. Gerardo Peña y Don Moisés Rodríguez, por las molestias causadas durante la realización de la campaña y estancia en Iturbide. Al Ing. Alberto de León, por sus amenos comentarios sobre mi desempeño en campo y por compartir la inquietud por estudiar esta gran región de la Sierra Madre Oriental. Al Ing. Ignacio Navarro por sus consejos y orientación brindada en la parte digital del trabajo, así como de su camaradería durante este tiempo y a toda la tercera generación del Postgrado: Alejandra, Alberto y Efraín.

A todos los que me apoyaron en su momento.

A mi abuelo Uriel Pedraza Candanoza,
conocido en su pueblo como "El Maestro Uriel", título bien ganado
por tantos años de trabajo en carpintería,
y a su esposa Evangelina Franco de Pedraza.

A mi incondicional compañera,
de aquí hasta que el cuerpo aguante, si Dios nos da licencia:
Sandra Luz.

A mis Padres y Hermanos.
Especialmente a mi ahijado Maurilio Alejandro.

RESUMEN

El estudio de los Movimientos en masa en todo el mundo, se ha desarrollado hacia la seguridad y salvaguarda de las obras civiles. La comprensión de las causas que les dan origen se despliega en un amplio espectro, que varía de acuerdo al punto de vista del investigador.

El movimiento en masa estudiado, aunque de pequeña magnitud (780 m^2) y volumen de material desplazado ($26 \times 10^6 \text{ m}^3$) en comparación con otros anteriormente reportados en la Sierra Madre Oriental, causó el bloqueo temporal del cauce del arroyo Santa Rosa, creando una pequeña cuenca intramontana, la cual dejó un depósito de más de 50 metros de altura, de limos y arcillas finamente estratificados. El movimiento en masa fue regido principalmente por mecanismos de deformación de laderas, evidenciado por el estudio tectónico practicado, el cual ha revelado la existencia de dos eventos, ambos condicionados a la conjunción del diaclasamiento y la posición de los estratos. Estas condiciones, aunadas a la posición de la zona de desprendimiento, localizada a una diferencia de altura entre 350 y 400 metros, le da al material depositado características granulométricas muy heterogéneas, que varían desde arenas finas hasta gravas gruesas, incluyendo estratos plegados de roca, embebidos dentro de una matriz de roca molida y bloques con gran angulosidad de sus cantos. De acuerdo a la literatura consultada, los fenómenos de deformación de pendientes observados corresponden a los de tipo bidimensional, y en menor medida a eventos de "rodilla".

Por lo que respecta a su clasificación, en el estudio practicado se aplica una metodología de acuerdo con NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991) que caracteriza de la movilidad de estos fenómenos de pendiente, ayudando a comprender la capacidad de movimiento que una masa deslizada puede poseer. Con esta metodología, se obtiene una clasificación del movimiento en masa estudiado, además de la estimación de sus características morfológicas, de un movimiento del tipo de baja movilidad.

Se comparan los resultados morfológicos obtenidos para el área en estudio con otras áreas anteriormente estudiadas en la Sierra Madre Oriental, con el fin de evaluar su aplicación en la determinación de Riesgos Geológicos y su futura aplicación en zonas urbanas.

Se practicaron determinaciones de permeabilidad del material deslizado, mediante análisis granulométricos, que arrojaron un resultado de buena permeabilidad del material del dique natural en su conjunto, aunque con notable heterogeneidad en el tamaño de partículas, lo que sugiere un colapso hidráulico causado por la percolación y el lavado del material intragranular más fino del dique natural. Los resultados obtenidos en conjunción con lo establecido por BRANDENBURG (1995) indican que la cuenca intramontana creada sufrió un paulatino abatimiento de su nivel medio de agua, así como períodos intermitentes de alta evaporación y humedad.

Capítulo 2

2. HISTORIA GEOLOGICA DE MONICA

2.1 Geología Regional

2.2 Paleogeografía

2.3 Tectónica

2.3.1 Evolución Tectónica

2.3.2 Características del pagamiento en la

Serra Madre Oriental

2.4 Geología del área

2.4.1 Formación Capón

2.4.2 Formación La Pata

2.4.3 Formación Atoyac

2.4.4 Formación Cerro del Cuero

2.4.5 Formación Agua Nueva

2.4.6 Formación San Felipe

2.4.7 Formación Alvarado

2.5 Cuaternario

2.5.1 Depósitos del movimiento en masa

2.5.2 Terrazas Fluviales

2.5.3 Subfrentes Llaneros

Capítulo 3

DESCRIPCION DEL MOVIMIENTO EN MASA "EL CALABOZO"

3.1 Introducción

3.2 Tectónica del área de estudio

3.2.1 Perfil de inclinamiento

3.2.2 Relación tectónica con Redes de Schmidt

3.3 Morfología del área

INDICE

	Página
Capítulo 1	
GENERALIDADES	1
1.1 Objetivos y Metodología	1
1.2 Localización del área de estudio	2
1.2.1 Fisiografía	2
1.2.2 Hidrología	4
1.2.3 Clima actual	4
1.2.4 Vegetación	5
1.3 Trabajos previos	6
1.4 Definición de un movimiento en masa	7
1.4.1 Clasificación y tipos de movimientos en masa	8
1.4.2 Causas de movimientos en masa	10
Capítulo 2	
SOBREVISTA GEOLOGICO TECTONICA	12
2.1 Geología Regional	12
2.2 Paleogeografía	12
2.3 Tectónica	18
2.3.1 Desarrollo Tectónico	20
2.3.2 Características del plegamiento en la Sierra Madre Oriental	21
2.4 Geología del área	22
2.4.1 Formación Cupido	22
2.4.2 Formación La Peña	24
2.4.3 Formación Aurora	25
2.4.4 Formación Cuesta del Cura	27
2.4.5 Formación Agua Nueva	30
2.4.6 Formación San Felipe	32
2.4.7 Formación Méndez	34
2.5 Cuaternario	35
2.5.1 Depósitos del Movimiento en Masa	35
2.5.2 Terrazas Fluviales	37
2.5.3 Sedimentos Lacustres	37
Capítulo 3	
DESCRIPCION DEL MOVIMIENTO EN MASA "EL CALABOZO"	39
3.1 Introducción	39
3.2 Tectónica del área de estudio	40
3.2.1 Patrón de fracturamiento	41
3.2.2 Análisis tectónico con Redes de Schmidt	42
3.3 Morfología del área	48

	III
3.4 Depósitos del dique natural	53
3.4.1 Descripción del material del Evento 1	53
3.4.2 Descripción del material del Evento 2	56
3.5 Análisis granulométrico de los depósitos del movimiento en masa	61
3.5.1 Estimación de la permeabilidad en base a la granulometría	65
Capítulo 4	
CARACTERIZACION DEL MOVIMIENTO EN MASA	68
4.1 Introducción	68
4.2 Geometría del movimiento en masa	69
4.2.1 Dimensiones del movimiento en masa	71
4.2.2 Cálculo del volumen de material deslizado	73
4.3 Caracterización del movimiento en masa en base a la geometría	74
4.4 Caracterización de otros movimientos en masa en la Sierra Madre Oriental	75
Capítulo 5	
DISCUSION DE RESULTADOS	79
5.1 Movimientos en masa	79
5.2 Tectónica	82
5.3 Estimación de la permeabilidad	84
5.4 Comentarios generales	85
Capítulo 6	
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	87
6.1 Conclusiones	87
6.2 Recomendaciones	89
BIBLIOGRAFIA	91
LISTA DE TABLAS	III
LISTA DE FIGURAS	IV

LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
1. Espesores reportados para la Formación Cupido en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana	24
2. Espesores reportados para la Formación La Peña en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana	25
3. Espesores reportados para la Formación Aurora en diversos puntos de la S.M.O. + Rayones, ** Galeana	26
4. Espesores reportados para la Formación Cuesta del Cura en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana	30
5. Espesores reportados para la Formación Agua Nueva en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana	30
6. Espesores reportados para la Formación San Felipe en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana	33
7. Espesores reportados para la Formación Méndez en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana	35
8. Tabla de valores obtenidos de Uniformidad (U) y Permeabilidad (K) para cada muestra recolectada	67
9. Areas calculadas para los depósitos del material desplazado	73
10. Tabla de valores geomorfológicos determinados para los otros Movimientos en Masa reportados en la S.M.O	75

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1. Localización del municipio de Iturbide en el Estado de Nuevo León. El recuadro en el mapa estatal indica la zona que comprende la sobrevista regional del mapa en la Figura 9. El recuadro en el mapa topográfico indica la zona cartografiada que comprende este estudio.	3
2. Principales tipos de colapso de talud con sus respectivas proyecciones estereográficas, de acuerdo con HOEK & BRAY (1977).	8
3. Columna estratigráfica general de la S.M.O. Modificada de GÖTTE (1990).14	
4. Distribución paleogeográfica de los depósitos de Lechos Rojos del Triásico Tardío-Jurásico Medio en el Noreste de México (PADILLA y SANCHEZ, 1986)	15
5. Distribución paleogeográfica del Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano Temprano en el Noreste de México. Tomado de PADILLA y SANCHEZ (1986) . .	16
6. Distribución paleogeográfica del Neocomiano Tardío en el Noreste de México (PADILLA y SANCHEZ, 1986)	17
7. Distribución paleogeográfica del Campaniano-Maastrichtiano en el Noreste de México (PADILLA y SANCHEZ, 1986)	19
8. Perfil Geológico Regional del área entre Linares y Galeana que muestra la vergencia general de las estructuras. La flecha indica la localización aproximada del área de estudio. Modificado de PADILLA y SANCHEZ (1978)	21
9. Mapa Geológico Regional del área comprendida entre Linares e Iturbide. Recuadro indica zona cartografiada. Modificado de PADILLA y SANCHEZ (1978)	23
10. Impresiones de ammonites en la Formación La Peña. Afloramiento localizado en la Cañada El Calabozo	26
11. Afloramiento de la Formación Cuesta del Cura en la Cañada El Calabozo. Escala 1 metro	28
12. Plegamiento en zig zag de la Formación Cuesta del Cura. Afloramiento observado en el lecho del arroyo Santa Rosa, flanco Suroeste del Cerro El Fuste. Escala 1 metro	29

13. Detalle de la intercalación de las capas de caliza laminada con calizas medianas y lutitas carbonosas de la Formación Agua Nueva. Afloramiento localizado sobre el talud Sur de la Carretera Linares-San Roberto, a la altura del Cerro El Fuste. Escala 20 centímetros 32
14. Fallamiento localizado en el lecho del Arroyo Santa Rosa (cabeceo), aguas abajo de El Chopo, que afecta a la Formación Agua Nueva 33
15. Icnofauna en la Formación Méndez. Afloramiento localizado en el lecho del arroyo Santa Rosa 36
16. Rosa de rumbo preferencial de fracturamiento dentro del área cartografiada 41
17. Rosa de rumbo preferencial de fracturamiento en el flanco Suroeste del Cerro El Fuste 42
18. Representación en la Red de Schmidt de la posición de los elementos estructurales con respecto a la posición del talud natural o artificial (HEITFELD *et al.*, 1982) 43
19. Proyecciones estereográficas de diversos puntos dentro del área cartografiada. A,C y D.- Formación Cuesta del Cura; B.- Formación Aurora. Para la localización de los afloramientos ver Anexo 4. La línea punteada indica el corte del talud natural; SS.- estratificación; kl.- diaclasamiento.. . . . 45
20. Proyecciones estereográficas de diversos puntos del área cartografiada. Todas representan a la Formación Cuesta del Cura. Para localización de afloramientos ver Anexo 4. La línea punteada indica el corte del talud natural; SS.- estratificación; kl.- diaclasamiento 46
21. Panorámica de la posición de los estratos en el Flanco Suroeste del Cerro El Fuste, que muestra la primera evidencia de una deformación por plegamiento 47
22. Mapa topográfico del área cartografiada. Se aprecia la forma de la topografía de tipo cuchara 49
23. Perfil geológico A-A' del flanco Occidental del área cartografiada. Se muestra la distribución estimada de los depósitos del material desplazado. Para localización del perfil ver Anexo 4 50
24. Perfil geológico A'-A'' del flanco Oriental del área cartografiada. Se muestra la distribución estimada de los depósitos del material desplazado. Para localización del perfil ver Anexo 4. 50

25. Perfil B-B' del flanco Norte del área cartografiada. Se indica la distribución estimada del material desplazado. Para localización del perfil ver Anexo 4. 51
26. Vista del flanco Occidental del circo, en donde se aprecia el buzamiento de las capas en sentido del Arroyo Santa Rosa 52
27. Estratos plegados embebidos en la masa desplazada, también se puede observar coloraciones rojizas. Talud Norte del arroyo Santa Rosa, localizado a la altura del arroyo Los Cuervos 54
28. Foto de reactivación o relleno de diaclasas en rocas del material desplazado. Localización punto de muestreo B1-3, Anexo 4 55
29. Capa ondulada de gravas presente en el relicto de sedimentos lacustres. Lecho del arroyo Santa Rosa, aguas abajo del Chopo. Escala 1 metro 56
30. Depósitos con inclinación hacia el arroyo localizados frente al Chopo. Vista del talud Norte del arroyo Santa Rosa, frente al Chopo 58
31. Detalle del material depositado en El Chopo. Localización al pie del Chopo, lecho del arroyo Santa Rosa, punto de muestreo Ch-2, Anexo 4 59
32. Terraza localizada en el lecho del arroyo Santa Rosa, base de El Chopo, flanco Suroeste 60
33. Curva granulométrica para las muestras aguas abajo de El Chopo, marcadas en el mapa de documentación como Lc y LCa 63
34. Curva granulométrica para las muestras marcadas como B2 en el mapa de documentación. Las muestras corresponden aguas abajo de El Chopo . . . 63
35. Curva granulométrica para las muestras de Barranca 1, aguas arriba de El Chopo 64
36. Curva granulométrica para las muestras de El Chopo 64
37. Los tres tipos de configuraciones que una masa deslizada puede tomar como resultado del control morfológico local. A) deslizamiento de alta movilidad; B) deslizamiento de movilidad intermedia; C) deslizamiento de baja movilidad. Considerando la disipación de la energía generada por el deslizamiento corresponde a disipación de baja energía, moderada energía y elevada energía respectivamente. Tomado de NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991) . 70

38. Perfil esquemático longitudinal de un movimiento en masa. Tomado de BRANDT (1981) 71
39. Diagrama empleado por HSÜ (1975) para la diferenciación del tipo de movilidad de las masas derrumbadas. Línea con mayor gradiente (II) indica eventos de mayor movilidad, menor gradiente (I) indica menor movilidad. Los símbolos representan cada uno de los deslizamientos anteriormente reportados en la S.M.O: * El Calabozo; + Rayones; x Chipinque 76
40. Diagramas obtenidos del arreglo de los parámetros de movilidad como función del volumen de la masa. Los campos indican el dominio de cada tipo de control morfológico: I.- Avalanchas de alta movilidad; II.- Avalanchas de movilidad intermedia; III.- Avalanchas de baja movilidad. De acuerdo con NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991). Los símbolos representan cada uno de los deslizamientos anteriormente reportados en la S.M.O; * El Calabozo; + Rayones; x Chipinque 78
41. Clasificación de presas por deslizamiento. Se indica el proceso más probable que puede formar cada tipo de presa. Tomado de COSTA & SHUSTER (1988) 81

CAPITULO 1

GENERALIDADES

1.1 OBJETIVOS Y METODOLOGIA

En los últimos años, se ha desarrollado la investigación y cuantificación de movimientos en masa recientes dentro de la provincia de la Sierra Madre Oriental, con la aportación de importantes medidas preventivas para disminuir los riesgos geológicos aumentando la seguridad de las obras civiles, haciendo una distribución más apropiada de los asentamientos humanos.

En el presente trabajo se presenta una aportación más dentro al cúmulo de investigaciones sobre el tema de movimientos en masa en la región. Este fenómeno en particular, constituye un pequeño laboratorio donde se efectúa la investigación desde un punto de vista diferente al que se había practicado con anterioridad, ya que éste no representa un riesgo geológico para las obras civiles o asentamientos humanos, pero provocó la obstrucción del arroyo Santa Rosa, creando una pequeña cuenca intramontana, hace más de 6,000 años (DE LEON GUTIERREZ, en preparación).

Con este trabajo se pretende cubrir los siguientes objetivos:

- Caracterizar morfológicamente el movimiento en masa, mediante la aplicación de parámetros morfológicos.
- Aplicación de estos parámetros morfológicos en otros movimientos en masa reportados en la Sierra Madre Oriental.
- Determinar el tipo de movimiento en masa y la dirección de desprendimiento, que tuvo como consecuencia la obstrucción del cauce del Arroyo Santa Rosa, creando así un dique natural.
- Descripción general de los depósitos del dique natural y una estimación de su volumen.

Para cumplir con estos objetivos se desarrolló la siguiente metodología:

- Una cartografía geológica de aproximadamente 7 Km² a escala 1:5000 , para el reconocimiento general y delimitación del área de depósito del movimiento en masa, a partir de la cual se obtendrán los parámetros morfológicos y mediante el trazado de perfiles, el volumen del depósito.
- Levantamiento tectónico y análisis por redes estereográficas de Schmidt.
- Dentro de la descripción general de los depósitos, se desarrolló una caracterización granulométrica, a partir de la cual se determina la permeabilidad y de manera complementaria, se realiza una determinación del peso del dique natural y de la cuenca, que sirven como argumentos en la discusión de la longevidad del lago intramontano.

1.2 LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

El área en estudio se localiza a 2 kilómetros al Este de la población de Iturbide, y a 43 kilómetros hacia el Suroeste de Linares, en el Estado de Nuevo León, entre las coordenadas 24°44' y 25°46' de Latitud Norte y 99°52' y 99°53' de Longitud Oeste (Figura 1). Cuenta como única vía de acceso con la carretera Nacional No. 58, la cual comunica a las poblaciones de Linares y San Roberto, conectándose posteriormente con la Carretera Nacional México-Laredo en esa población. En su trayecto, la carretera 58 cruza por la población de San Pedro de Iturbide, la cual funcionó como base de pernoctación durante la campaña de cartografía del área.

Geologicamente el área de estudio se encuentra dentro de la Provincia de la Sierra Madre Oriental (S.M.O. en este trabajo), gran estructura plegada que domina gran parte de la fisiografía del centro y sur del Estado, además es una estructura geológica muy sobresaliente en el Noreste de México.

1.2.1 Fisiografía

En general las cumbres de la S.M.O. sobrepasan los 2,000 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) y llegan a los 3,700 m.s.n.m. en el Cerro del Potosí (Municipio de Galeana).

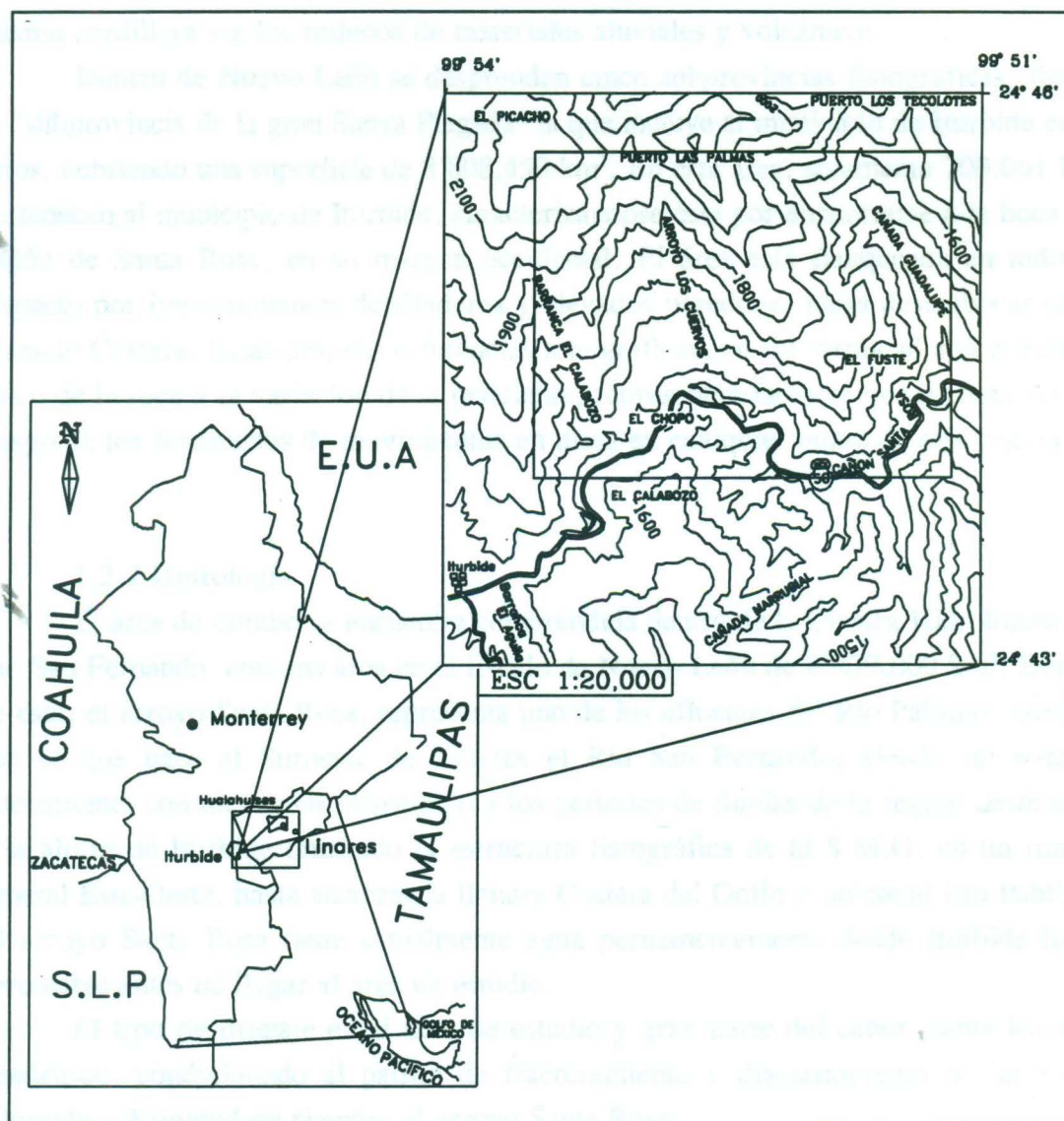


Figura 1. Localización del municipio de Iturbide en el Estado de Nuevo León. El recuadro en el mapa estatal indica la zona que comprende la sobrevista regional del mapa en la Figura 9. El recuadro en el mapa topográfico indica la zona cartografiada que comprende este estudio.

La cordillera de la S.M.O. representa un importante escarpe sobre la llanura Costera del Golfo Norte, pero su transición hacia la Mesa Central al Oeste y el Cinturón Volcánico Mexicano al Sur, es menos abrupta debido, en parte, a la altitud media de la

misma cordillera y a los rellenos de materiales aluviales y volcánicos.

Dentro de Nuevo León se desprenden cinco subprovincias fisiográficas, siendo la "subprovincia de la gran Sierra Plegada" la que incluye al municipio de Iturbide entre otros, cubriendo una superficie de 8'808,450 km². En esta área, solamente 700,061 km² pertenecen al municipio de Iturbide, caracterizándose éste por encontrarse a la boca del cañón de Santa Rosa, en su margen occidental. El área está flanqueada en todo su trayecto por impresionantes desfiladeros y elevados paredones hasta desembocar en la Planicie Costera. Estas grandes diferencias topográficas, en conformidad con el Estado físico de la roca y la variación de la pendiente, representan factores que incrementan el riesgo de los fenómenos de movimientos en masa en cualquier punto de esta región.

1.2.2 Hidrología

El área de estudio se encuentra comprendida dentro de la Cuenca Hidrológica del Río San Fernando, con una área en el Estado de Nuevo León de 8'839,000 km². Dentro de ésta, el arroyo Santa Rosa, representa uno de los afluentes del Río Pablillo, nombre con el que nace al Suroeste de Linares el Río San Fernando, siendo un sistema intermitente con un caudal restringido a los períodos de lluvias de la región. Este nace a la altura de Iturbide cruzando la estructura fisiográfica de la S.M.O. en un rumbo general Este-Oeste, hasta alcanzar la llanura Costera del Golfo y unirse al Río Pablillo. El arroyo Santa Rosa tiene actualmente agua permanentemente desde Iturbide hasta percolarse antes de llegar al área de estudio.

El tipo de drenaje en el área de estudio y gran parte del cañón Santa Rosa es dendrítico, condicionado al patrón de fracturamiento y diaclasamiento de las rocas aflorantes, dirigiéndose siempre al arroyo Santa Rosa.

1.2.3 Clima actual

De acuerdo con el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI, 1986), en el Estado de Nuevo León se observa un clima templado en las partes altas de la sierra, en donde se localiza el municipio de Iturbide, distribuidas en una franja Norte-Sur que corresponde a la transición entre las llanuras occidentales y la S.M.O. El clima templado presenta en el Estado algunas variantes, siendo el "Templado subhúmedo con lluvias en verano" el más predominante a lo largo de la S.M.O., pero el clima

"Templado subhúmedo con índice de humedad bajo" (con lluvia invernal de 5-12 mm, INEGI, 1986) se presenta en pequeñas porciones de los municipios de Aramberri, Galeana e Iturbide, teniendo una precipitación media anual entre 600 y 700 mm y una temperatura media anual entre 14 y 18°C.

En las partes altas de la S.M.O., donde los climas son templados, se presentan heladas con frecuencia, con una duración entre 20 a 60 días, en los meses de Diciembre, Enero y Febrero (INEGI, 1986).

De manera particular, el área de estudio presentó durante la temporada en que se efectuó la cartografía (Septiembre a Noviembre de 1995) un clima fresco por las mañanas con un incremento paulatino de la temperatura conforme avanza el día hasta ser caluroso y seco, con ligeras precipitaciones al acercarse el otoño.

1.2.4 Vegetación

En términos generales, puede decirse que hay dos formas fundamentales de paisaje vegetal en la S.M.O.: Los bosques y los matorrales, condicionados ambos a la diferencia de elevación con respecto al nivel del mar y por ende a la diferencia del clima. En los bosques dominan los pinos, en tanto que entre las zonas de matorral se cuentan los matorrales desérticos rosetófilos y submontano, así como el chaparral. En las partes más altas de la S.M.O se pueden encontrar encinos (*Quercus polimorfa*, *Quercus leceyi*, *Quercus rugosa*), pino (*Pinus pseudostrobus*), pino piñonero (*Pinus cembroides*) e incluso hasta huisaches (*Acacia* sp) que dominan la parte media entre las cumbres y las partes bajas de la región.

Entre la variedad de especies vegetales presentes en el área cartografiada se pueden contar con nopales (*Opuntia* sp), lechuguillas, magueyes (*Agave* spp), guajillo (*Acacia* sp) y cantidad de arbustos, chaparros; particularmente pinos y encinos localizados en la parte central de la gran estructura sinclinal que conforma el área de estudio.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

En el contexto de la geología, el estudio de la S.M.O. se remonta al inicio de este siglo, encontrándose trabajos muy sobresalientes como los publicados por BURROWS (1910), IMLAY (1936, 1937), MUIR (1936), GUZMAN & DE CSERNA (1963), DE CSERNA (1989), PADILLA Y SANCHEZ (1978, 1982, 1986), LONGORIA (1985), CARLSEN (1987), SUTER (1987), MICHALZIK (1988), SEIBERTZ (1988) y GÖTTE (1989).

En lo que respecta al estudio de los movimientos en masa, HEIM (1882, 1932; en HSÜ, 1975) marcó el inicio del desarrollo de investigaciones de estos fenómenos, representando su trabajo un clásico dentro de la literatura sobre este tema. A nivel mundial TERZAGHI (1950) marcó un importante precedente en la comprensión de las causas que originaban estos fenómenos. A partir de él, gran número de investigadores se han abocado al estudio de las causas que dan origen a estos fenómenos, tanto en la experiencia de campo (ZARUBA & MENCL, 1969; ALEXANDER & FORMICHI, 1993; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994) como las experiencias obtenidas bajo condiciones de laboratorio (AYDAN *et al.*, 1989; AYDAN & KAWAMOTO, 1992; entre otros); y así también con respecto a su clasificación (FLEMING & VARNES, 1991; MULDER & COCHONAT, 1996; HSÜ, 1975), dentro de la cual, prevalecen aún algunas preguntas abiertas. Así mismo se reportan algunos esfuerzos por clasificar estos fenómenos tomando en cuenta los depósitos producidos por ellos (NICOLETTI & SORRISO-VALVO, 1991) o por las consecuencias de los mismos (COSTA & SCHUSTER, 1988).

Dentro de la S.M.O., el estudio de estos fenómenos ha comenzado sólo recientemente. Trabajos importantes han sido desarrollados en esta provincia geológica, como consecuencia del riesgo geológico que una región montañosa como la S.M.O. representa para la población. Así tenemos los trabajos desarrollados por MEDINA BARRERA (1989) en la población de Rayones, y CHAPA GUERRERO (1993) en el área metropolitana de Monterrey, en el Estado de Nuevo León.

De manera particular, en el área de El Calabozo, se desarrolló una cartografía geológica del Cuaternario y un modelado paleohidrológico por BRANDENBURG (1995),

estudio que comprendió sólo de manera parcial a los depósitos del movimiento en masa y su origen.

1.4 DEFINICION DE UN MOVIMIENTO EN MASA

En la literatura se puede encontrar un variado vocabulario que describe la gran diversidad de los fenómenos relacionados con las pendientes: *landslide* ("Deslizamiento de tierra"), *slumps* ("Desplomes"), *mudflows* ("Flujos de lodo"), *rock falls* ("Caídos de rocas"), *rock avalanches* ("Avalanchas rocosas"), etc; pero desde un punto de vista general, se puede definir a un movimiento en masa como la avenida de material o la pérdida de equilibrio de un talud, en donde una gran masa de material se desprende producto de la gravedad. Esto es debido a la alta energía que se acumula al existir un gran desnivel topográfico del talud.

En la región de la S.M.O. los movimientos en masa se presentan de manera conjunta con los denominados "Riesgos Geológicos" (MEDINA BARRERA, 1989; CHAPA GUERRERO, 1993, 1994). Este término constituye la forma más amplia e idónea para indicar el peligro latente que representan estos fenómenos para la vida humana al realizar construcciones en la montaña.

De acuerdo con TERZAGHI (1950), un deslizamiento de tierra ("*landslide*") se refiere a una masa de roca, suelos residuales o sedimentos adyacentes a una pendiente, la cual posee un rápido desplazamiento, en el cual el centro de gravedad de la masa en movimiento se desplaza en una dirección "abajo y hacia afuera" de la pendiente, siendo producidos por la fuerza de gravedad dentro de un corto período de tiempo, representando así eventos catastróficos y de alta energía. ZARUBA & MENCL (1969) agregan al concepto de deslizamiento, la presencia de una superficie definida entre la masa deslizada y la roca firme.

1.4.1 Clasificación y tipos de movimiento en masa

Considerando que las diferencias topográficas de una región representan el principal condicionante de los fenómenos de movimiento en masa, hacer una clasificación adecuada de éstos resulta difícil de acuerdo, en primer lugar, a los diferentes criterios del investigador (TERZAGHI, 1950), y en segundo, a los diferentes criterios según la literatura. Sin embargo, en los últimos años se ha hecho un gran esfuerzo en todo el mundo por establecer una clasificación adecuada de ellos.

HOEK & BRAY (1977), tomando en cuenta el mecanismo de falla del macizo rocoso, establecen cinco tipos principales de ruptura o deslizamientos de pendiente, la interpretación de ruptura para estos, será explicado dentro del subcapítulo 3.2.2. Fundamentados en la posición de los estratos con respecto al corte del talud, y apoyando sus observaciones de campo con redes estereográficas, definen (Figura 2):






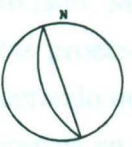




	1	2	3	4	5
Principio					
Arreglo Estereográfico					

Figura 2. Principales tipos de colapso de talud con sus respectivas proyecciones estereográficas, de acuerdo con HOEK & BRAY (1977).

- 1.- Deslizamiento circular o rotacional: presente en suelos sobrecargados y en roca muy alterada o fuertemente fracturada, que no posee un patrón estructural definido.
- 2.- Deslizamiento planar o bidimensional: observado en rocas con estructura altamente ordenada, como en las lutitas, donde el deslizamiento ocurre a través de la discontinuidad. También son conocidos como de translación.

- 3.- Deslizamiento de cuña o tridimensional: presente sobre dos discontinuidades intersectadas.
- 4.- Deslizamiento por cabeceo: ocurre en rocas duras, las cuales pueden formar estructuras columnares separadas por discontinuidades con gran buzamiento, ya sea vertical o inverso al corte del talud.
- 5.- Colapso de "rodilla": similar al colapso bidimensional, pero en este caso el echado de las estructuras es paralelo al talud, la ruptura se produce por la fuerza de la gravedad que se encuentra actuando sobre la pendiente, la cual pierde su equilibrio debido a procesos de erosión al pie del talud.

Tomando en cuenta el tipo de mecanismo (Deslizamiento, derribo, caído, etc) y el material involucrado (suelo, bloques de roca, detritos de roca, etc), FLEMING & VARNES (1991) han establecido una clasificación basada en estas condiciones. Por ejemplo, si se presenta un deslizamiento de bloques de roca suelta, se clasificaría como "deslizamiento de rocas"; si se tratara de suelos sería entonces "deslizamiento de suelos" o "flujo de suelos". De acuerdo con estos mismos autores, los términos de "*landslide*" y "*mass wasting*" son empleados como sinónimos de "*slope movements*" (movimientos de pendiente).

Por otro lado, MULDER & COCHONAT (1996) proponen otra clasificación que incluye aquellos procesos desarrollados sobre los taludes continentales. Estos mismos autores, considerando que los fenómenos son desarrollados por la fuerza de la gravedad, hacen una diferencia en tres categorías principales: (1) cuando el transporte es generado solamente por la gravedad (como son los deslizamientos y derribos), (2) el transporte es debido a un fluido pero el movimiento es laminar y (3) si el movimiento es turbulento (corrientes de turbidez). Las categorías dos y tres no son de interés para los objetivos de este trabajo.

De acuerdo con SHANMUGAN (1996), una masa o bloque que se desplaza con la pendiente sobre un plano de deslizamiento y no muestra una deformación interna, es denominado "*slide*" o deslizamiento, en cambio que un "*slump*" o derribo, representa un bloque que se desplaza sobre un plano de deslizamiento cóncavo y sufre de movimientos rotacionales causando deformaciones internas. Por lo que concluye que los deslizamientos

representan movimientos de tipo translacional y los derribos son de tipo rotacional, a lo largo de superficies de cizallamiento.

Por otra parte, el reconocimiento de los tipos de movimientos en masa ("*mass-movement*") propiamente dichos, que no pueden ser referidos a los mecanismos conocidos de deslizamiento de tierra ("*landslide*"), ha motivado una nueva categoría y estudio por separado de lo que DRAMIS & SORRISO-VALVO (1994) definen como deformaciones gravitacionales de pendiente profundamente asentados ("*Deep-seated gravitational slope deformations*"). Este grupo de fenómenos se caracteriza por:

- 1.- La masa deformada puede o no ser limitada por una superficie.
- 2.- El volumen es del orden de varios cientos de miles de metros cúbicos o más.
- 3.- El factor escalar puede influenciar en las propiedades de la roca y, por consecuencia, en los mecanismos de deformación.
- 4.- El desplazamiento total es pequeño en comparación con la magnitud de la masa involucrada (DRAMIS & SORRISO-VALVO, op. cit.).

1.4.2 Causas de movimientos en masa

La causa general para que se presente un movimiento en masa es el cambio del equilibrio en un talud originado por dos factores principales: a) carga externa adicional y b) disminución de la resistencia al corte del suelo y/o roca.

Uno de los estudios más importante sobre este tópico ha sido el realizado por TERZAGHI (1950), al establecer entre otros parámetros el denominado "factor de seguridad" G_s . Este factor es definido por el equilibrio entre las fuerzas actuantes y las resistentes presentes en el macizo rocoso ($G_s = FR/FA$), obteniéndose valores > 1 cuando las fuerzas resultantes son mayores a las actuantes y viceversa, teniendo que en tanto el factor de seguridad se acerque a la unidad existen condiciones de equilibrio.

Entre los parámetros ha establecido una división en dos categorías:

- 1.- los externos, que incluye aquellos que producen un incremento en los esfuerzos de cizalla sobre la resistencia del material,
- 2.- los internos, que guían a un deslizamiento sin ningún cambio en las condiciones de

superficie y sin la asistencia de un shock por terremoto.

Entre los factores externos se pueden contar con el corte al pie del talud y/o la depositación de materiales ajenos en la parte superior del mismo, caso común dentro de las obras ingenieriles en general. Otro factor importante es la incidencia de lluvias fuertes o de prolongada precipitación y los cambios estructurales que sufre el paisaje a consecuencia de estas, mediante la remoción de materiales deleznable, causando el debilitamiento de los taludes.

Por otro lado, causantes de la inestabilidad de las pendientes también resultan ser la incidencia de terremotos (KEEFER, 1974), y el arreglo de los lineamientos estructurales (ALEXANDER & FORMICHI, 1993).

CAPITULO 2

SOBREVISTA GEOLOGICO TECTONICA

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

La estructura geológica más grande en el Noreste de México está representada por la Sierra Madre Oriental (S.M.O), la cual está constituida por grandes espesores de calizas y lutitas de edad Mesozoica, fuertemente plegadas y deformadas, con un buzamiento general hacia el Suroeste. La columna estratigráfica general de la S.M.O. se presenta en la Figura 3.

El rumbo preferencial de esta cadena montañosa es Noroeste-Sureste, el cual se prolonga hacia el Sur hasta el Estado de Hidalgo. A la altura de Monterrey su rumbo cambia a Oeste-Este para prolongarse hasta Saltillo, en el Estado de Coahuila. Este cambio que presenta a la altura de la ciudad de Monterrey ha sido denominada "Curvatura de Monterrey" (PADILLA y SANCHEZ, 1982) y se estima que es la consecuencia de la deformación que ha sufrido la S.M.O. por la tectogénesis "Laramídica" de edad Paleoceno (MEIBURG *et al.*, 1987). Las formas del plegamiento fueron generadas durante la orogenia Laramide del Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano, cuando los carbonatos Mesozoicos y las rocas terrígenas se deslizaron hacia el Noreste sobre evaporitas del Jurásico, siendo plegadas y falladas contra los bloques del basamento, produciendo la vergencia general de estas estructuras hacia el Norte y Noreste (MEIBURG *et al.*, op. cit.).

2.2. PALEOGEOGRAFIA

Las estructuras y patrones de deformación presentes en el Noreste de México, están condicionadas a la distribución paleogeográfica de las áreas de depositación de las

diferentes unidades estratigráficas, y éstas con el desarrollo del Golfo de México y el Caribe (PADILLA y SANCHEZ, 1982).

Con la apertura del Golfo de México, al comenzar a separarse las placas Norteamericana y Suramericana en el Triásico tardío, se favoreció la Formación de sistemas de Horst y Graben que ayudaron a la distribución de las primeras áreas continentales y los mares intermedios (Figura 4). Así, en la región Noreste de México la unidad más antigua se encuentra representada por los depósitos de lechos rojos (Ver Figura 4), que Aramberri, Nuevo León tiene una distribución restringida (MEIBURG *et al.*, 1987; MICHALZIK, 1988).

Al comenzar el Jurásico Tardío ocurrió una extensa regresión marina, que además de la formación de un cinturón de bancos oolíticos entre Saltillo y Monterrey, restringió la circulación del agua en el Golfo de Sabinas (Figura 5), favoreciendo la depositación de las evaporitas de la Formación Minas Viejas sobre amplias extensiones al Sur de la denominada península de El Burro-Peyotes y la Isla de Coahuila, así como en la parte Este del archipiélago de Tamaulipas (PADILLA y SANCHEZ, 1986).

Al comenzar el Cretácico, la distribución de los monótonos depósitos de carbonatos empezó a desarrollarse en la región, en tanto que las aguas continuaban avanzando sobre las tierras emergentes, presentando sólo ligeras variaciones litológicas como consecuencia de los cambios en la profundidad de depositación.

Las Formaciones Taraises y Tamaulipas Inferior fueron depositadas durante el Berriasiano-Valanginiano hacia el Sur y el Este, extendiéndose la segunda aún más hacia el Este de la Isla de Coahuila, que aún emergía. En tanto, durante el Neocomiano, en la mayor parte del Golfo de Sabinas y al Sur de la Isla de Coahuila, un extenso depósito de limolitas, lutitas y evaporitas tuvo lugar detrás de una barrera casi continua de arrecifes de la Formación Cupido (PADILLA y SANCHEZ, 1986; Figura 6). Este arrecife se extendió desde Nuevo Laredo, Tamaulipas, hacia el Sur en Monterrey, Nuevo León y posteriormente al Oeste, hacia Torreón, Coahuila. El desarrollo de la mayoría de estos carbonatos se efectuó sobre el sitio de las islas sepultadas: Lampazos, Sabinas y Picachos. Carbonatos de aguas profundas (Formación Tamaulipas Superior) continuaron su depositación al Este y Sureste de las mencionadas islas.

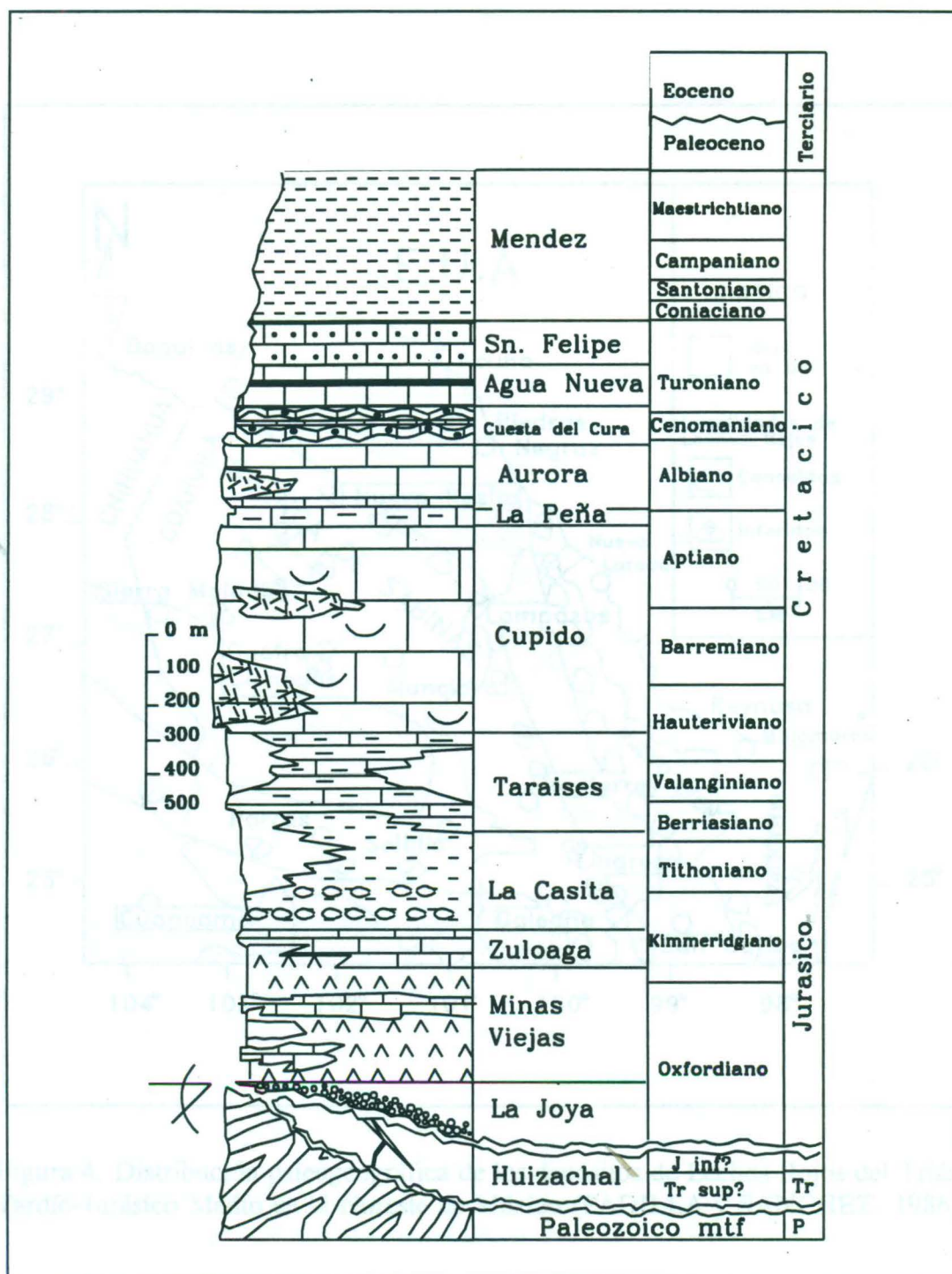


Figura 3. Columna estratigráfica general de la S.M.O. Modificada de GÖTTE (1990).

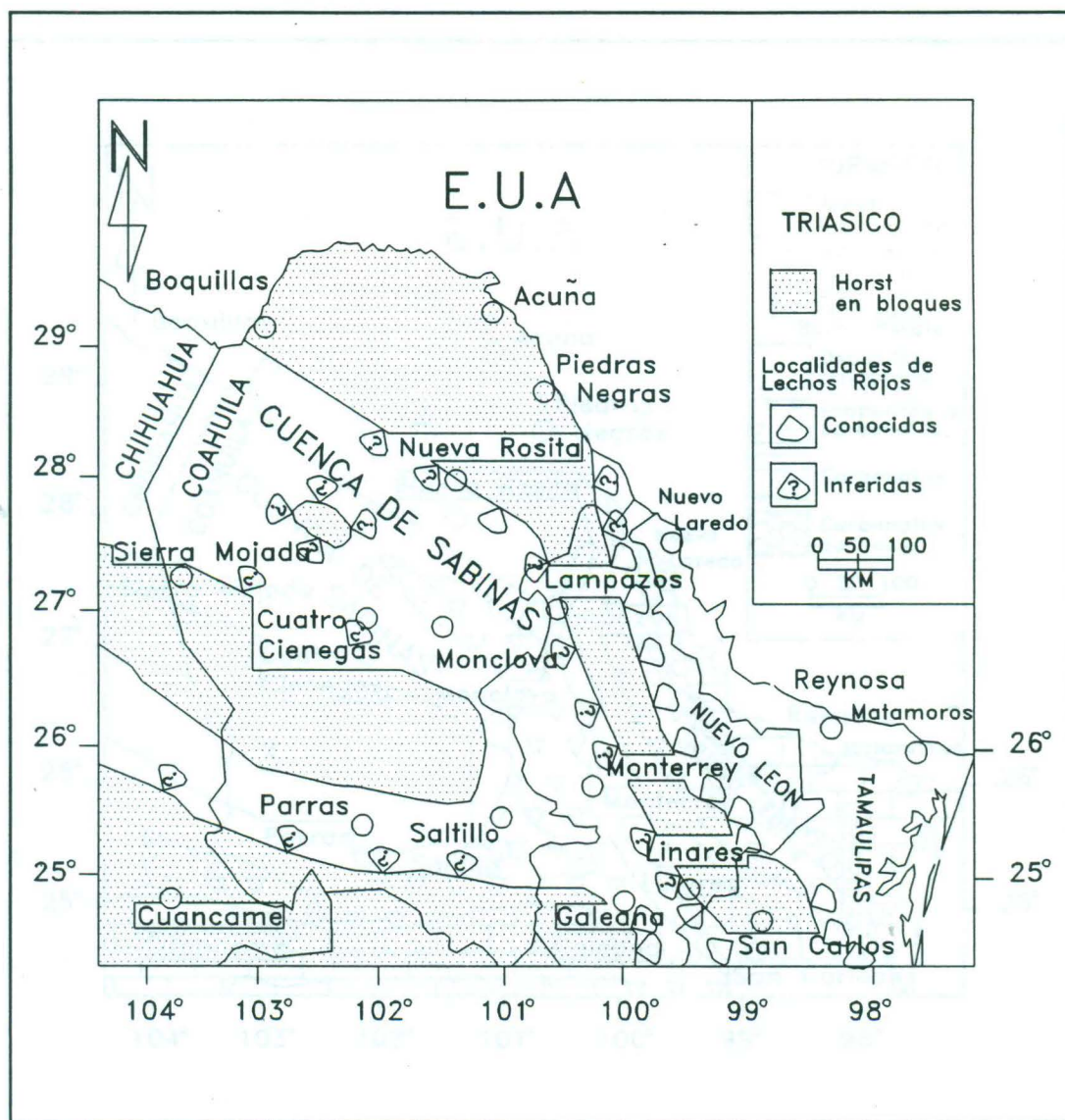


Figura 4. Distribución paleogeográfica de los depósitos de Lechos Rojos del Triásico Tardío-Jurásico Medio en el Noreste de México (PADILLA y SANCHEZ, 1986).

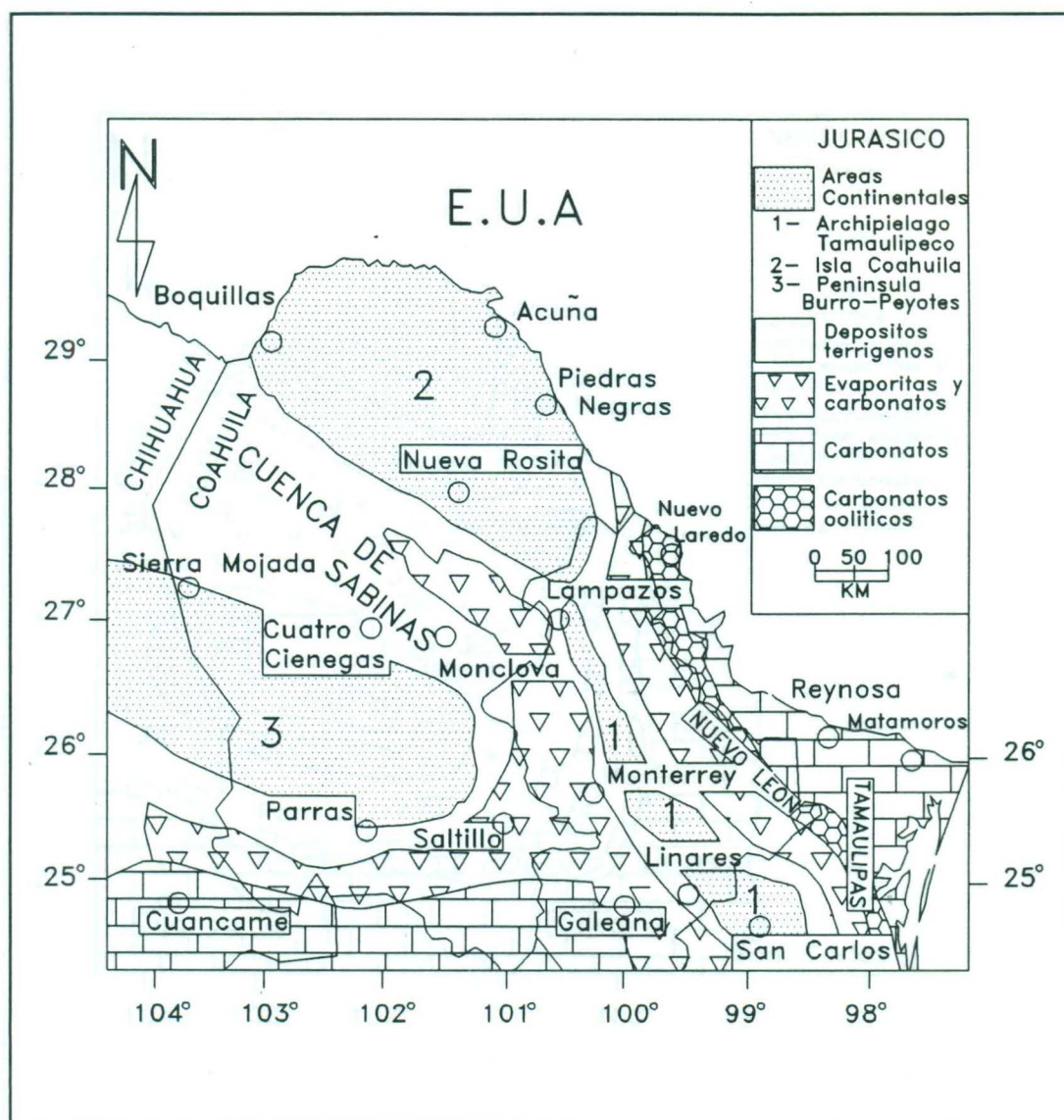


Figura 5. Distribución paleogeográfica del Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano Temprano en el Noreste de México. Tomado de PADILLA y SANCHEZ (1986).

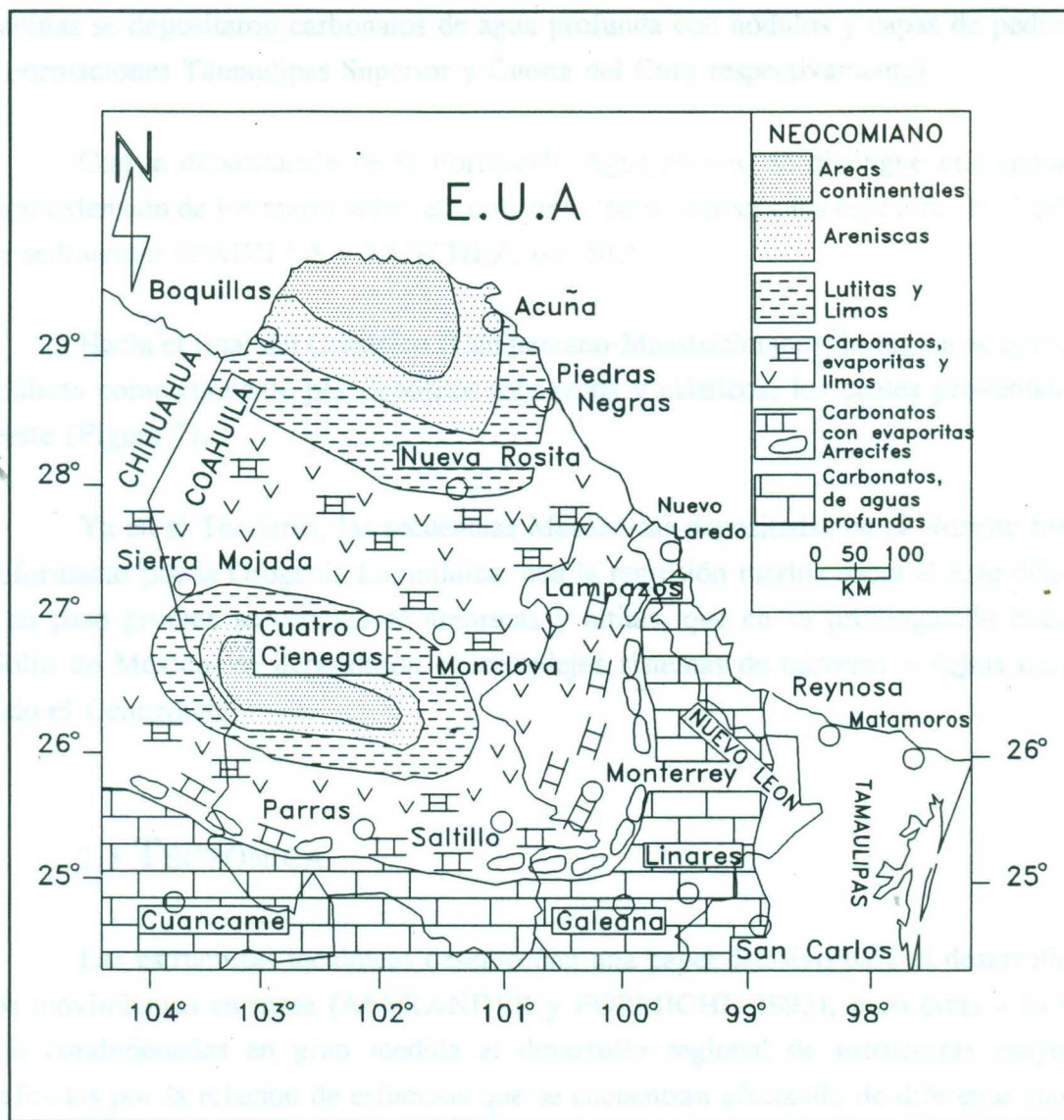


Figura 6. Distribución paleogeográfica del Neocomiano Tardío en el Noreste de México (PADILLA y SANCHEZ, 1986).

Con mares mucho más profundos, la Formación La Peña se depositó en la parte final del Aptiano. El desarrollo de arrecifes se restringió a los bordes de la sumergida Isla Coahuila (Formación Aurora, Albiano-Cenomaniano), en tanto que en el Golfo de Sabinas se depositaron carbonatos de agua profunda con nódulos y capas de pedernal (Formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura respectivamente).

Con la depositación de la Formación Agua Nueva, se distingue una época de total extensión de los mares sobre el continente, pero decrecen los espesores de depósito de sedimentos (PADILLA y SANCHEZ, op. cit.).

Hacia el final del Cretácico (Campaniano-Maastrichtiano), la región se encontró cubierta completamente por depósitos terrígenos y clásticos, los cuales provenían del Oeste (Figura 7).

Ya en el Terciario, las secuencias Mesozoicas depositadas en el Noreste fueron deformadas por la Orogenia Laramídica, con la regresión marina hacia el Este dejando a su paso gruesas secuencias de areniscas y lutitas, que en su prolongación hacia el Golfo de México, se depositaron en complejos sistemas de barreras y deltas durante todo el Cenozoico.

2.3 TECTONICA

Las estructuras tectónicas desempeñan un papel decisivo para el desarrollo de los movimientos en masa (ALEXANDER y FORMICHI, 1993), pero éstas a su vez, son condicionadas en gran medida al desarrollo regional de estructuras mayores, definidas por la relación de esfuerzos que se encuentran afectando de diferente manera a las distintas unidades litológicas.

Es interés de este subcapítulo el mostrar una sobrevista sobre el desarrollo regional de la estructura de la S.M.O., sitio en donde se localiza la zona de estudio.

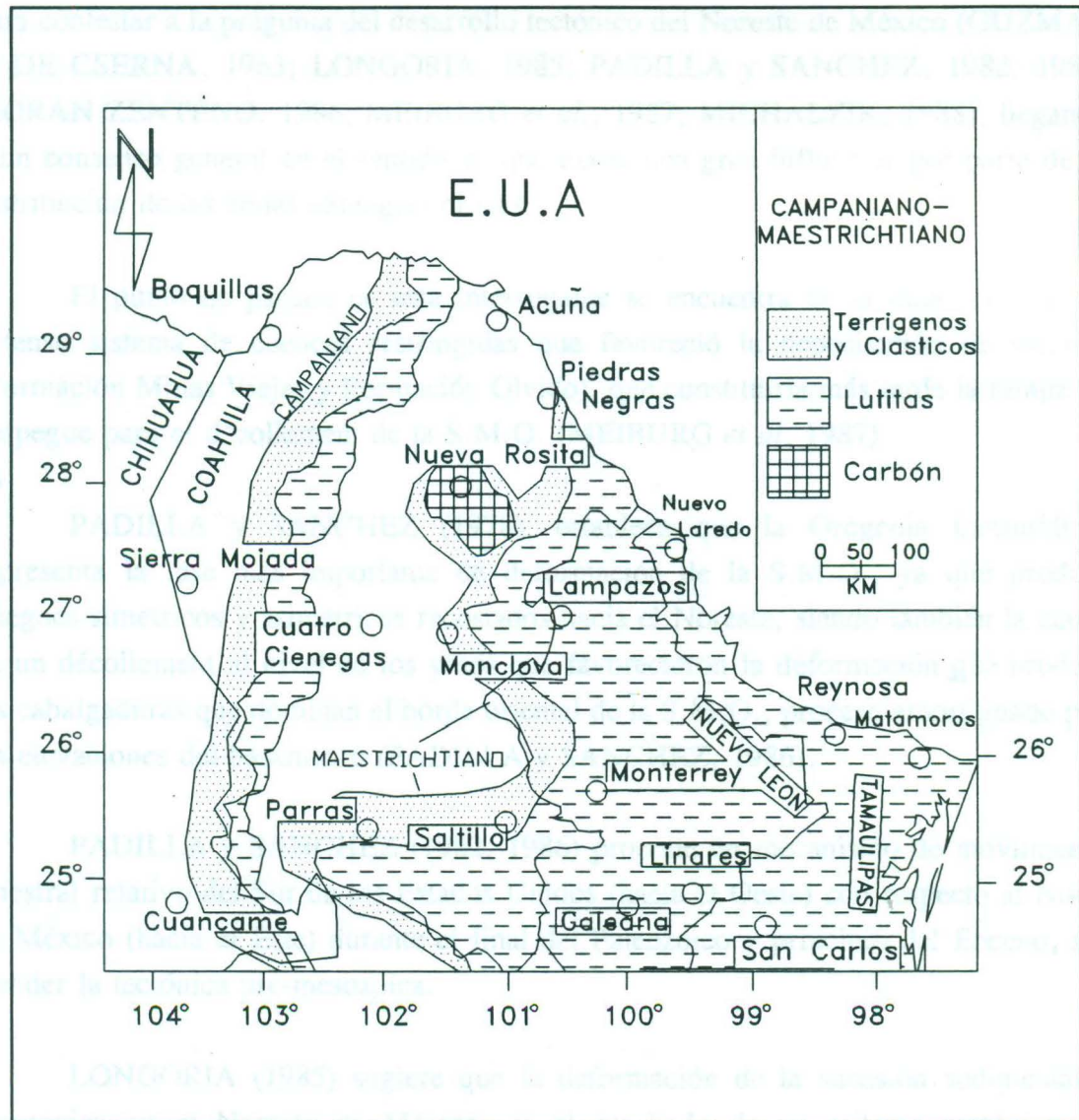


Figura 7. Distribución paleogeográfica del Campaniano-Maastrichtiano en el Noreste de México (PADILLA y SANCHEZ, 1986).

2.3.1 Desarrollo Tectónico

El desarrollo tectónico del Noreste de México, está ligado indirectamente a la evolución del mar Caribe y el Golfo de México. Numerosos esfuerzos se han realizado para contestar a la pregunta del desarrollo tectónico del Noreste de México (GUZMAN & DE CSERNA, 1963; LONGORIA, 1985; PADILLA y SANCHEZ, 1982, 1986; MORAN ZENTENO, 1986; MEIBURG *et al.*, 1987; MICHALZIK, 1988), llegando a un consenso general en el sentido de que existe una gran influencia por parte de la distribución de las zonas paleogeográficas.

El punto de partida en esta interrogante se encuentra en el desarrollo de un extenso sistema de cuencas restringidas que favoreció la depositación de sulfatos (Formación Minas Viejas y Formación Olvido), que constituiría más tarde la rampa de despegue para el décollement de la S.M.O. (MEIBURG *et al.* 1987).

PADILLA y SANCHEZ (1978), establece que la Orogenia Laramídica, representa la fase más importante de deformación de la S.M.O., ya que produjo pliegues simétricos y asimétricos recostados hacia el Noreste, siendo también la causa de un décollement al nivel de los yesos que favorecieron la deformación que produjo las cabalgaduras que dominan el borde oriental de la S.M.O., proceso amortiguado por las elevaciones del basamento (PADILLA y SANCHEZ, 1986).

PADILLA y SANCHEZ (1982, 1986) propone un mecanismo de movimiento sinistral relativo del Sur de los Estados Unidos (hacia el Oeste) con respecto al Norte de México (hacia el Este) durante el final del Paleozoico y principio del Eoceno, sin atender la tectónica pre-mesozoica.

LONGORIA (1985) sugiere que la deformación de la sucesión sedimentaria mesozoica en el Noreste de México, es el resultado de un sistema tectónico de transpresión activo desde el final del Jurásico, régimen directamente relacionado a un sistema de fallamiento de torcedura (wrench fault) en el basamento.

2.3.2 Características del plegamiento en la Sierra Madre Oriental

Considerando la división que PADILLA y SANCHEZ (1982) establece para diferenciar los tipos de plegamiento presentes en la región de la Curvatura de Monterrey (S.M.O.), la región de Iturbide y el Cañón Santa Rosa queda comprendida en lo que denomina "Area Sur", caracterizada por sinclinales y anticlinales apretados, simétricos y asimétricos, principalmente recostados, con un plano axial buzante 75° a 45° al Sur y Suroeste, y con una vergencia general al Noreste (Figura 8).

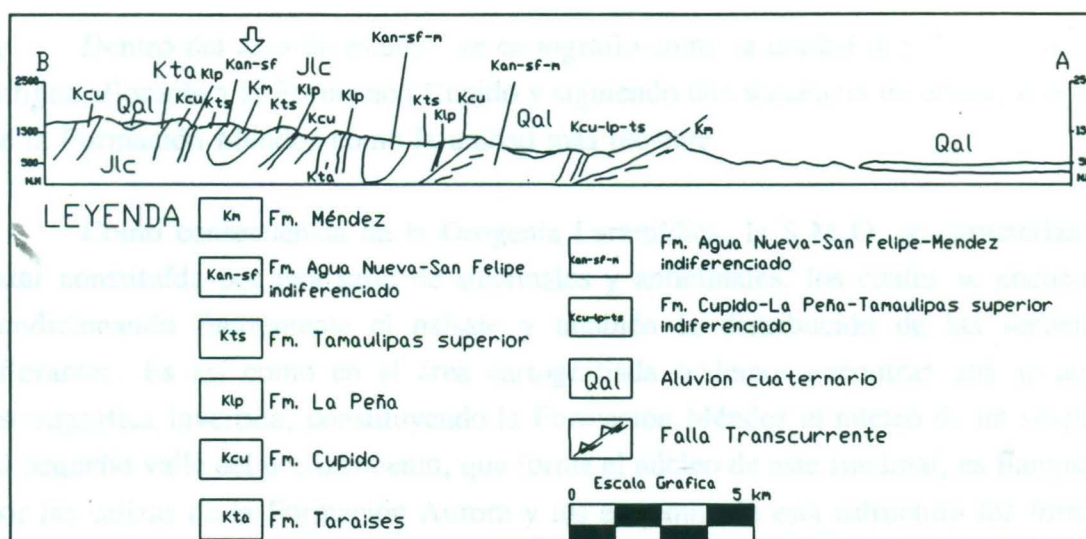


Figura 8. Perfil Geológico Regional del área entre Linares y Galeana, que muestra la vergencia general de las estructuras. La flecha indica la localización aproximada del área de estudio. Modificado de PADILLA y SANCHEZ (1978).

También se encuentra caracterizado por numerosas fallas normales, comúnmente asociadas a eventos cuaternarios y de extensión muy recientes, y a fallas de cabalgamiento presentes en el frente de la S.M.O., las cuales son denominadas Gran Falla Frontal y Falla Secundaria (Figura 9) y que presentan un rumbo general $S30^\circ E/30^\circ SW$ y un desplazamiento entre 8-10 Km para la primera, en tanto que la segunda sigue un rumbo paralelo con un echado de $35^\circ SW$ y presenta un desplazamiento de 4 Km.

El "Area Sur" comprende 32 anticlinales mayores, siendo el más importante, por

su cercanía al área de estudio, el anticlinal "Iturbide". Este anticlinal asimétrico y erosionado, de 17 Km de longitud, que en su extremo Noroeste se bifurca en los anticlinales Santa María y La Muralla, presenta de acuerdo con PADILLA y SÁNCHEZ (1982) un echado de plano axial aproximado a 60° SW.

2.4 GEOLOGIA DEL AREA

Dentro del área de estudio, se cartografió como la unidad pre-Cuaternaria más antigua aflorante a la Formación Cupido y siguiendo una secuencia invertida, a la lutita de la Formación Méndez como la unidad más reciente.

Como consecuencia de la Orogenia Laramídica, la S.M.O. se caracteriza por estar constituida por una serie de sinclinales y anticlinales, los cuales se encuentran condicionando fuertemente el paisaje y también la distribución de las secuencias aflorantes. Es así como en el área cartografiada podemos encontrar una secuencia estratigráfica invertida, constituyendo la Formación Méndez el núcleo de un sinclinal. El pequeño valle del deslizamiento, que forma el núcleo de este sinclinal, es flanqueado por las calizas de la Formación Aurora y los extremos de esta estructura los forma la Formación Cupido (Vease Anexo 1a).

Para los fines de descripción de los afloramientos, se procederá de la unidad más antigua hasta la más reciente.

2.4.1 Formación Cupido

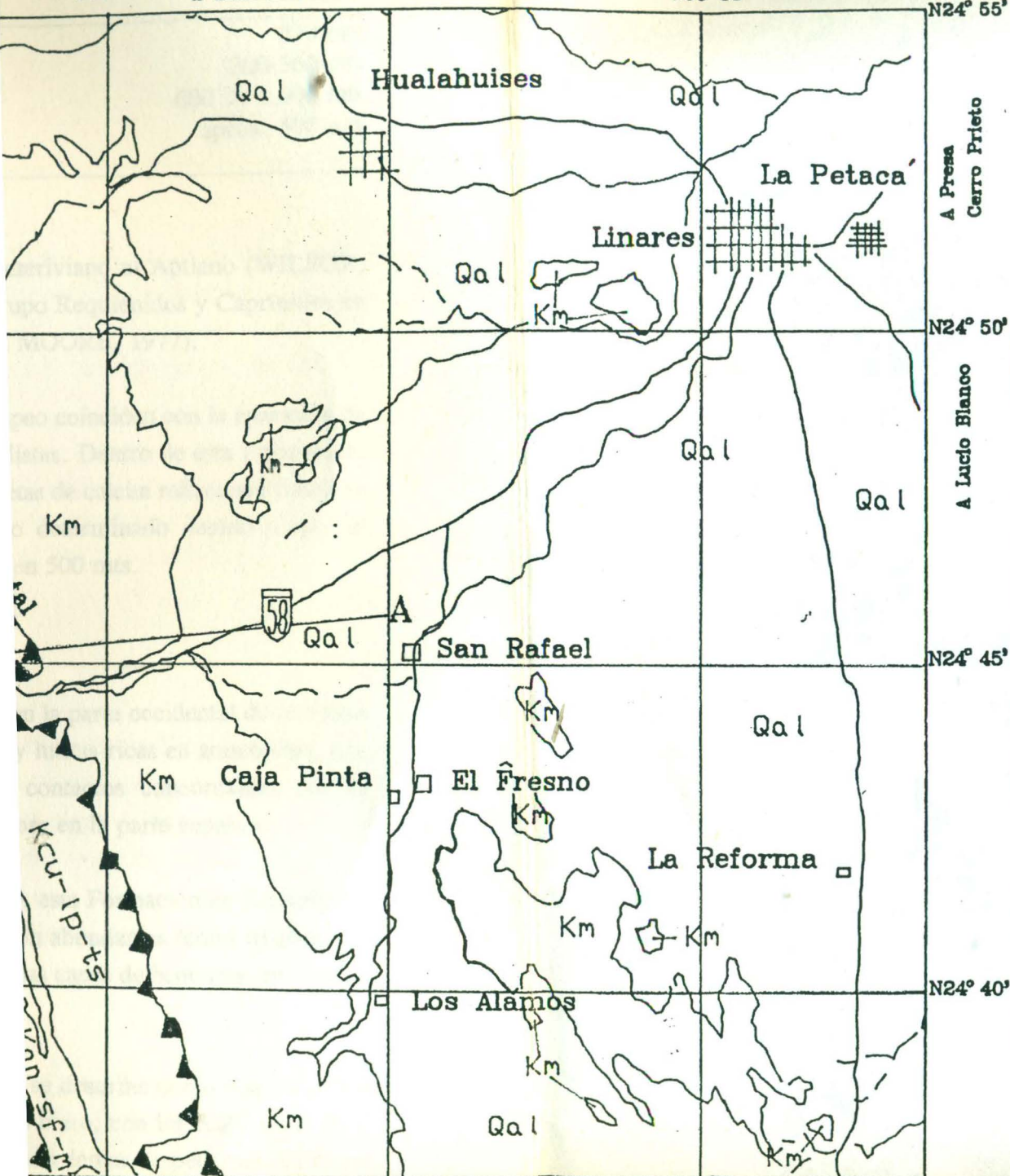
Descrita en el Cañón El Mimbres por IMLAY (1937), como una secuencia de 300 metros de calizas gruesas de color gris que sobreyacen de manera concordante y transicional a la Formación Taraises y subyacen a la Formación La Peña.

Las diferencias en el espesor reportadas para esta Formación (Ver Tabla 1) están relacionadas a diferencias litológicas, siendo más gruesa donde posee una fase arrecifal y más delgada donde presenta características de cuenca (PADILLA y SANCHEZ, 1982), con lo que se tiene así una base para la clasificación litológica de la Formación.

W99°45' A Montemorelos W99°40'

W99°35'

N24° 55'

A Presa
Carro Prieto

A Lucio Blanco

N24° 45'

N24° 40'

A Cd. Victoria



LEYENDA

Qal	Aluvión	—	Contacto Geológico
Km	Fm. Méndez	- - -	Contacto Inferido
Kan-sf	Fm. Agua Nueva-San Felipe	▲▲▲	Cabalgadura
Kts	Unidad Tamaulipas superior		
Klp	Fm. La Peña	~~~~~	Rio Perene
Kcu	Fm. Cupido	- - -	Rio Intermittente
Kta	Aluvión	###	Población
Jlc	Fm. La Casita		
Y	Fm. Minas Viejas		
Kcu-lp-ts	Fm. Cupido-La Peña Unidad Tamaulipas		
Kan-sf-m	Fm. Agua Nueva-San Felipe Méndez		
Kan-sf	Fm. Agua Nueva-San Felipe		

LÍMITES
NO DEFINIDOS

Escala Gráfica 0 5 km

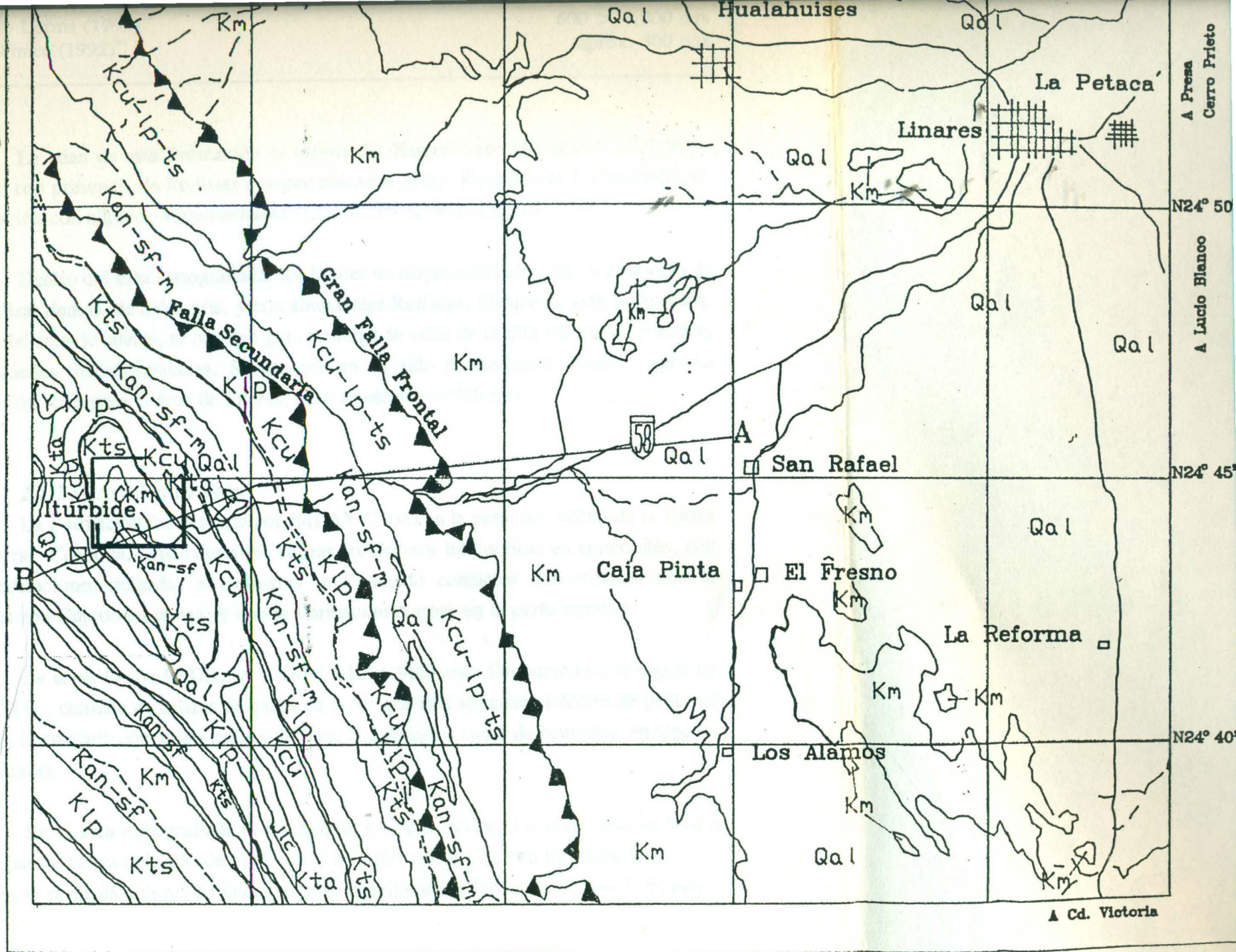


Figura 9. Mapa Geológico Regional del área comprendida entre Linares e Iturbide. Recuadro PADILLA y SANCHEZ (1978).

Tabla 1. Espesores reportados para la Formación Cupido en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana

Padilla y Sánchez (1982)*	520 mts
Medina Barrera (1989)+	300-360 mts
Oviedo Lerma (1991)**	600 > 1,000 mts
Peña Ponce (1992)**	aprox. 500 mts

La edad de esta Formación se estima del Hauteriviano al Aptiano (WILSON, 1975), con presencia de Rudistas que pertenecen al grupo Requiénidos y Caprínidos en asociación con algunos *Monopleuridos* (CONKLIN & MOORE, 1977).

Dentro del área cartografiada, los límites de mapeo coinciden con la aparición de las calizas densas, de color gris, y con abundantes Rudistas. Dentro de esta Formación, fuera del área de interés, se observa gran cantidad de vetas de calcita rellenando fracturas y pequeñas discontinuidades. Su espesor no ha sido determinado debido a que su extensión sobrepasa el área de interés, pero se estima en 500 mts.

2.4.2 Formación La Peña

La Formación fue definida por IMLAY (1936) en la parte occidental de la Sierra de Parras, Coahuila, donde describió calizas arcillosas y lutitas ricas en ammonites, con estratificaciones delgadas a laminares, presentando contactos concordantes con la Formación Cupido en la base y con la Formación Aurora en la parte superior.

De acuerdo con PADILLA y SANCHEZ (1982), esta Formación en la región de la S.M.O., consiste de calizas delgadas de color gris con abundantes lentes de pedernal negro, intercalado con lutitas cafés y arcillas, con delgadas capas de bentonita en algunas localidades.

En el área cartografiada la Formación La Peña se describe como una secuencia de capas de caliza delgada (de 10-15 cms) de color gris claro, con intercalaciones de lutita que presenta colores de intemperismo amarillentos y lentes de pedernal. El mejor

Tabla 2. Espesores reportados para la Formación La Peña en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana

Padilla y Sánchez (1982)*	7 a 100 mts
Medina Barrera (1989)+	35 a 60 mts
Oviedo Lerma (1991)**	60 a 100 cm
Peña Ponce (1992)**	aprox. 80 mts

afloramiento se localiza dentro de la cañada El Calabozo, en donde se apreciaron abundantes impresiones de amonites (Figura 10) al contacto concordante con la Formación Aurora y Cupido. En la parte Oriental del área, esta Formación no pudo ser bien definida, por lo que su posición se infiere en base a la morfología que se observa por medio de fotografía aérea.

El espesor de esta Formación varía entre los 12 y los 24 metros, debido a la respuesta que presenta ante los esfuerzos de deformación regionales. La edad que se establece para esta Formación es de Aptiano tardío (PADILLA y SANCHEZ, 1986), indicando su depositación en mares profundos.

2.4.3 Formación Aurora

Esta Formación fue descrita por BURROWS (1910) en la Sierra de Cuchillo Parado, localizada al Este de Chihuahua, en donde definió a una secuencia de casi 1,500 metros de calizas de color gris oscuro a negro, que sobreyace y subyace de manera concordante a las Formaciones La Peña y Cuesta del Cura respectivamente. En el área presenta calizas medianas a gruesas de color gris claro a blanco, con nódulos de pedernal y pirita ocasionalmente, estructuras de disolución y estilolitas. Presenta una falla de pequeña magnitud, con un desplazamiento relativo sinistral de 60 cm, localizada en la cañada El Calabozo.

El espesor de esta Formación varía de un extremo a otro de la estructura cartografiada, siendo de sólo 150 metros en el flanco Oeste, en tanto que en el flanco Este su contacto con la Formación La Peña no está bien definido por lo que se estima un espesor de 200 metros aproximadamente (Ver Tabla 3).

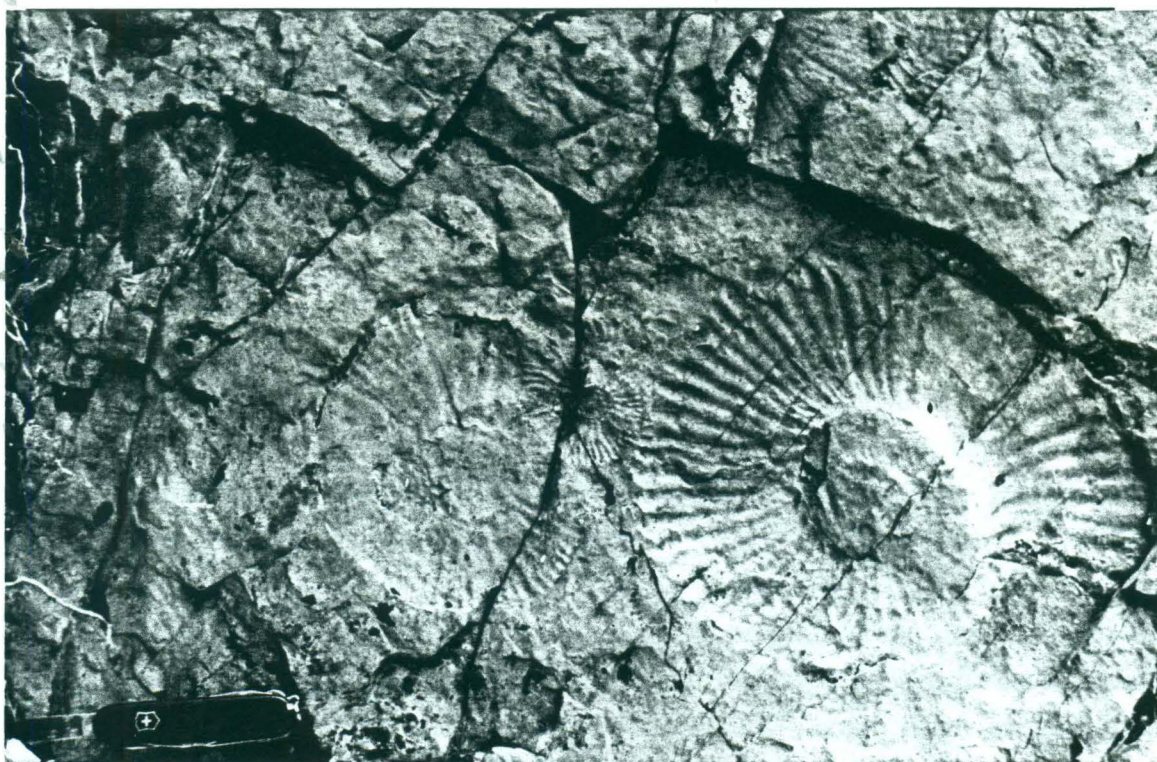


Figura 10. Impresiones de ammonites en la Formación La Peña. Afloramiento localizado en la Cañada El Calabozo.

PADILLA y SANCHEZ (1982) reporta ammonites de los géneros *Turrilites*, *Ancyloceras* y *Diptychocena* para esta Formación, y microfósiles *Hedbergella* sp, *Ticirella* sp, *Globigerinelloides* sp. (PEÑA PONCE, 1992).

Tabla 3. Espesores reportados para la Formación Aurora en diversos puntos de la S.M.O. + Rayones, ** Galeana

Medina Barrera (1989) ⁺	186-200 mts
Oviedo Lerma (1991) ^{**}	200-250 mts
Peña Ponce (1991) ^{**}	aprox. 150 mts

La edad de esta Formación corresponde al Albiano-Cenomaniano en un ambiente de depositación arrecifal, prearrecifal y de aguas profundas en la S.M.O. (PADILLA y SANCHEZ, op. cit.).

2.4.4 Formación Cuesta del Cura

Fue descrita y definida por IMLAY (1936) en la margen Oeste de la Sierra de Parras, Coahuila, en donde aflora una secuencia de calizas compactas de color gris oscuro a negro y estratificación delgada. La característica descriptiva de esta Formación es su estratificación ondulosa, que se encuentra acompañada de lentes, capas y nódulos de pedernal oscuro. A esta característica de estratificación ondulosa, PADILLA y SANCHEZ (1982) le denomina "*boundinage*".

En el área, la Formación Cuesta del Cura se presenta como una secuencia de calizas medianas a gruesas, con intercalaciones de bandas y en ocasiones lentes de pedernal y lutitas, con deformación de tipo "*boundinage*" como rasgo característico (Figura 11).

El espesor de esta Formación en la S.M.O., en general varía en un rango de 200 a 250 metros (Ver Tabla 4). Para el flanco Oeste, se determinó un espesor entre 80 y 100 metros, ya que su contacto con la Formación Agua Nueva no es visible debido a la masa desplazada que se ha depositado sobre ella, en cambio, para el flanco Este se estimó un espesor poco mayor a 200 metros.

Estas grandes diferencias se pueden atribuir a la deformación y fuerte plegamiento intraformacional que presenta esta Formación, según pudo ser apreciado en campo (Figura 12) y mediante el análisis estructural practicado a algunos afloramientos en este flanco (subcapítulo 3.2.2).

El flanco Este de la estructura, está conformado aparentemente, por el flanco y cresta de un pliegue intraformacional, que posee un ángulo de buzamiento del plano axial a favor de la pendiente (subcapítulo 3.2.2).



Figura 12. Plegamiento en zig zag de la Formación Cuesta del Cura. Afloramiento observado en el lecho del arroyo Santa Rosa, flanco Suroeste del Cerro El Fuste. Escala 1 metro.



Figura 11. Afloramiento de la Formación Cuesta del Cura en la Cañada El Calabozo. Escala 1 metro.

Para esta Formación en la región de Galeana (OVIEDO LERMA, 1991, STINNESBECK, 1991, PEÑA PONCE, 1992) reportan fauna de amonites *Phylloceras* sp, *Worthoceras* sp, *Worthoceras worthense*, *Scaphites* (*Scaphites*) *hilli*, *Scaphites* (*Otoscapites*) *subevoluts*, *Zelandites* sp, *Tetragonites* sp, *Hamites* (*Hamites*) sp, *Sciponocera* sp, *Moremannoceras* sp, *Puzoisa* sp, *Algiriceras* (*Algericeras*) *aff. boghriense paucicostatum*, *Hystoceras* (*Cantabrigites*) sp, *Stolizckaia* sp, *Ficheuria* sp. cf *F. pernoni*, *Engonoceratidae*, gen. et, *Borissiakoceras* sp

La edad establecida para esta Formación es del Albiano Superior-Cenomaniano Inferior (STINNESBECK, op. cit.), depositándose en un ambiente de aguas profundas (PADILLA y SANCHEZ, 1982, 1986).

Tabla 4. Espesores reportados para la Formación Cuesta del Cura en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana

Padilla y SANCHEZ (1982)*	65 a 250 mts
Medina Barrera (1989)+	máx.de 200 mts
Oviedo Lerma (1991)**	200 a 250 mts
Peña Ponce (1992)**	aprox. 200 mts

2.4.5 Formación Agua Nueva

La localidad tipo para esta formación fue descrita por MUIR (1936) en la porción Poniente de la Sierra de Tamaulipas, en el lugar denominado Cañón de la Borrega, localizado a 25 km al Este del poblado de Forlon, en Tamaulipas. En esa localidad consiste de una secuencia de calizas con intercalaciones de lutitas carbonosas, sobreyaciendo concordantemente a la Formación Cuesta del Cura y de igual forma subyace a San Felipe.

PADILLA y SANCHEZ (1982) hace una descripción litológica para esta Formación, que consiste de calizas de estratificación delgada de color gris oscuro, con presencia moderada a abundante de lentes de pedernal negro y con intercalaciones de lutitas negras que en ocasiones es carbonosa. Menciona que en las proximidades de Monterrey cambia de una facies de cuenca a una de plataforma.

Tabla 5. Espesores reportados para la Formación Agua Nueva en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana

Padilla y Sánchez (1982)*	100 a 250 metros
Medina Barrera (1989)+	190 metros
Oviedo Lerma (1991)**	200 a 250 mts
Peña Ponce (1992)**	aprox. 250 mts

En la zona de estudio, la mejor exposición de esta Formación se localiza en la margen Este del área, con un rumbo Noroeste-Sureste hasta el Puerto Las Palmas. En

el talud Oeste de la estructura se encuentra aflorando con escasas exposiciones, ya que se encuentra cubierta de abundante escombros de pendiente.

Esta Formación se constituye por calizas medianas a delgadas, bien laminadas, color gris oscuro a negro, con intercalaciones de lutitas bituminosas de color negro y delgadas capas de calizas muy laminadas, que dan la apariencia de lajas calcáreas (Figura 13). Se observó muy ligero plegamiento en esta Formación, siendo mejor apreciado en el margen Oriental del área cartografiada. Debido a la laminación que presenta, es común encontrarla muy fragmentada sobre los taludes del área de derrumbe, constituyendo una importante fuente de material dentro de los depósitos del dique por deslizamiento. Es importante recalcar que se observaron cuerpos alóctonos embebidos dentro de la masa de derrumbe, localizados inmediatamente aguas abajo de El Chopo.

Aguas abajo de la cascada, localizada en el eje del sinclinal, la Formación está siendo afectada por un fallamiento, el cual está desplazando a la Formación San Felipe sobre Agua Nueva con un rumbo aparente N56W/30NE (Figura 14).

Debido a la localización morfológica de este fallamiento y considerando el tipo de litologías afectadas por el mismo, se establece que el origen del movimiento se encuentra en los fenómenos de tensión de pendiente o "cabeceo", donde actúa directamente la fuerza de gravedad y el ángulo de pendiente, e indirectamente la resistencia del material involucrado. Cabe observar, que este afloramiento se encuentra a la base de lo que correspondería a El Cerro El Fuste, en donde se aprecian ciertas condiciones tectónicas que serán discutidas dentro de los subcapítulos 3.2.1 y 3.2.2.

El espesor que presenta en el área varía entre 170 a 178 metros (Ver Tabla 5). OVIEDO LERMA (1992) reporta calciesferas y radiolarios para esta Formación en Galeana. La edad establecida es de Turoniano (PADILLA y SANCHEZ, 1982, 1986).

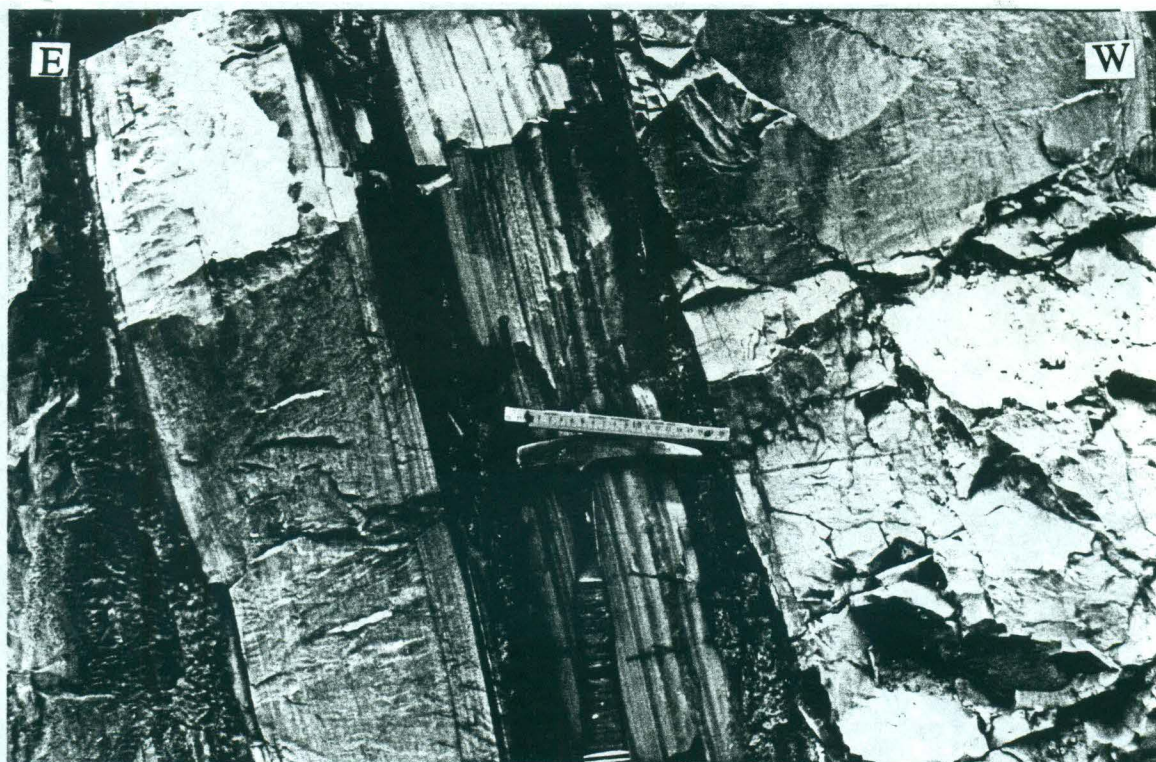


Figura 13. Detalle de la intercalación de las capas de caliza laminada con calizas medianas y lutitas carbonosas, de la Formación Agua Nueva. Afloramiento localizado sobre el talud Sur de la carretera Linares-San Roberto, a la altura del Cerro El Fuste. Escala 20 centímetros.

2.4.6 Formación San Felipe

Fue definida por MUIR (1936) en la localidad de San Felipe, a 4 km al Este de Ciudad Valles, San Luis Potosí, donde describió una secuencia incompleta de calizas y lutitas. SEIBERTZ (1988) ha propuesto una localidad neotipo en la Sierra de la Colmena, al Oeste de Ciudad Valles, San Luis Potosí.

En la región de la S.M.O., PADILLA y SANCHEZ (1982) la describe como calizas margosas de color gris, laminación delgada, con intercalaciones de lutita que intemperiza a marrón amarillento, bentonitas y calizas silicificadas.



Figura 14. Fallamiento localizado en el lecho del arroyo Santa Rosa (cabeceo), aguas abajo de El Chopo, que afecta a la Formación Agua Nueva.

Tabla 6. Espesores reportados para la Formación San Felipe en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana

Padilla y Sánchez (1982)*	173 metros
Medina Barrera (1989)+	200 metros
Oviedo Lerma (1991)**	200 a 300 mts
Peña Ponce (1992)**	aprox. 380 mts

La mejor exposición de esta Formación se localiza en la parte Oriental del área cartografiada, donde se pudo observar una secuencia de calizas delgadas con intercalaciones de capas medianas de lutitas, bentonitas con color de intemperismo verde

olivo a amarillo y capas delgadas a medianas de caliza silificada. Sobre el lecho del arroyo se aprecia que el contacto con la Formación Méndez es de forma transicional, evidenciado de manera directa por un cambio de rumbo de las capas.

Como ya se mencionó anteriormente, esta formación está afectando a la Formación Agua Nueva por una falla, producto de tensión de pendientes. El estado de diaclasamiento de la Formación San Felipe también puede favorecer el aporte de material al dique del derrumbe.

El espesor reportado para otras partes de la S.M.O. varía en el orden de 170 a 300 metros (Ver Tabla 6), pero en el área de estudio solamente presenta 160 metros, se estima que en el talud Norte del arroyo Santa Rosa frente a El Chopo, los depósitos del dique subyacen a esta formación. Por su cercanía al eje de la estructura, gran parte de esta Formación se encuentra cubierta por los depósitos del dique, por lo cual su espesor puede ser aún mayor.

En esta Formación se pudo observar icnofauna, adjudicándole PADILLA y SANCHEZ (1982, 1986) una edad de Coniaciano.

2.4.7 Formación Méndez

La localidad tipo de esta Formación se encuentra localizada a 300 metros al Este de la estación Méndez, en el kilómetro 629.3 del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico, en donde JEFFREYS (1910; en MUIR, 1936) aplicó por primera ocasión este nombre a una serie monótona de lutitas limosas de diferentes colores, que van del gris oscuro al rojizo oscuro, que yacen concordantemente sobre la Formación San Felipe.

En la región de la S.M.O. consiste de lutitas color gris oscuro, altamente quebradiza con algunas intercalaciones menores de lutita color olivo, generalmente de estratificación delgada a laminar y fuertemente plegada (PADILLA y SANCHEZ, 1982), llegando a formar amplios valles en los núcleos de sinclinales.

En la zona de estudio, se localiza en la parte central, comprendiendo el núcleo de la estructura sinclinal que domina el área, con un rumbo N60E/40SE, el cual cambia

al Oeste del área cartografiada en contacto con la Formación San Felipe a N30W/80SW, y al Este con un rumbo de N64W/63SW. Sus afloramientos son visibles principalmente en el lecho del arroyo Santa Rosa, sobre el talud Sur de la carretera y hacia el Sur del área cartografiada, donde constituye suaves lomeríos. Se compone de lutita arcillosa con un color de intemperismo café verdoso y presencia de icnofauna (Figura 15); presenta la típica forma quebradiza en forma de "lápiz" en el lecho del arroyo y sobre la carretera; siendo propiamente en forma de lajas al Sur del área cartografiada.

Su espesor en el área se vé muy reducido, con respecto a la reportada en otros puntos de la S.M.O. (Ver Tabla 7), a consecuencia de la deformación tectónica, siendo de aproximadamente 225 metros. La edad ha sido establecida como Maastrichtiano (PADILLA y SANCHEZ, 1982, 1986).

Tabla 7. Espesores reportados para la Formación Méndez en diversos puntos de la S.M.O. * Sierra Labrador, + Rayones, ** Galeana

Padilla y Sánchez (1982)*	550 mts
Medina Barrera (1989)+	> 900 mts
Oviedo Lerma (1991)**	> 100 a 400 mts
Peña Ponce (1992)**	aprox. 1000 mts

2.5 CUATERNARIO

2.5.1 Depósitos del Movimiento en Masa

Presentes a lo largo del arroyo Santa Rosa dentro del área cartografiada, afloran depósitos producto del derrumbe (Ver Anexo 1b). La altura máxima estimada para éstos depósitos a la altura de El Chopo es de 54 metros de un material muy heterogéneo, principalmente en lo que respecta a su tamaño. En El Chopo se encuentra en contacto discordante con la Formación San Felipe (único afloramiento visible) y en aparente concordancia con los cuerpos de terrazas presentes a la base de El Chopo y aguas abajo a 1 kilómetro aproximadamente del Chopo.

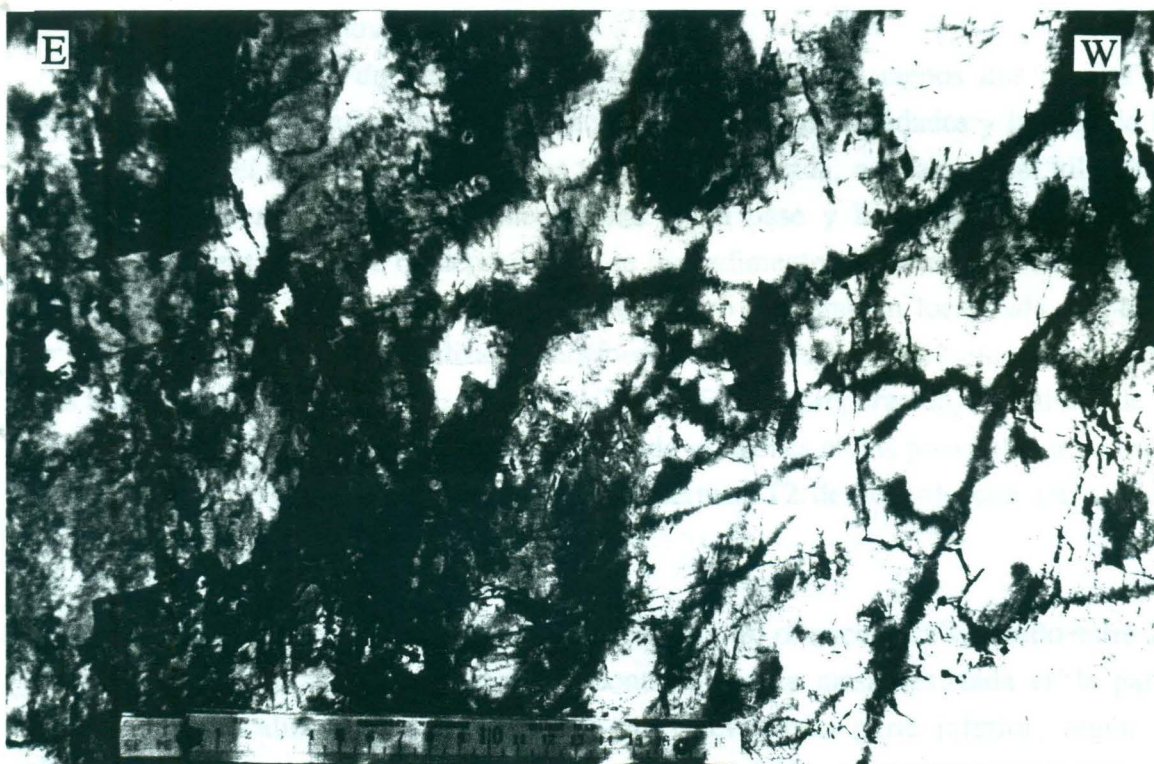


Figura 15. Icnofauna en la Formación Méndez. Afloramiento localizado en el lecho del arroyo Santa Rosa.

Los depósitos se encuentran constituídos principalmente por fragmentos de diversos tamaños de roca caliza, embebidos dentro de una matriz de arena de roca, limos e incluso de una fracción de arcillas, como se pudo comprobar mediante el estudio granulométrico (Ver subcapítulo 3.5). Presentan bloques de caliza plegada muy fracturada con diaclasas reabiertas, en todo su afloramiento, destacándose la posibilidad de una depositación en un medio saturado de agua, como se apreció en las proximidades de El Chopo. La descripción de estos depósitos y de los resultados del examen de granulometría, se realizará con mayor detalle en el Capítulo 3.

2.5.2 Terrazas fluviales

Dentro del área de estudio fueron distinguidas por lo menos dos niveles de terrazas fluviales. Sus afloramientos se encuentran en las proximidades y la base de El Chopo y sobre el lecho del arroyo aguas abajo de la cascada, a la altura del kilómetro 40. Particularmente, las terrazas encontradas en la base y las proximidades de El Chopo, representan la base de depositación de los sedimentos lacustres, así como de la masa deslizada, en tanto que la terraza del kilómetro 40, también localizada a la base de los depósitos de la masa deslizada, morfoestratigráficamente representa una terraza más antigua que la anterior (DE LEON GUTIERREZ, en preparación). La altura de la terraza de El Chopo es de 17 metros, presentando escalones en las proximidades a este. Se estima que pertenecen al mismo cuerpo de terraza T2 de acuerdo con DE LEON GUTIERREZ (op. cit.).

Por lo que respecta a la terraza del kilómetro 40, se encuentra variando entre 25 y 30 metros de altura, encontrándose en contacto con la masa deslizada en la parte superior y con calizas de la Formación Agua Nueva en la parte inferior, según se observó en un afloramiento, pero en la mayor parte del área aguas abajo de la cascada se encuentra en contacto con el lecho del arroyo. En el punto de muestreo marcado como LCa-1 en el mapa de documentación (Anexo 4), se observó un resto de terraza a una altura aproximada de 100 metros con respecto al nivel base del arroyo. Su origen es incierto, sobre todo si se considera la altura que presenta.

2.5.3 Sedimentos lacustres

Los sedimentos lacustres del Calabozo están compuestos principalmente de limos, arenas y algunos bloques (BRANDENBURG, 1995). Estos sedimentos se depositaron en una secuencia irregular de capas con diferente espesor y en una posición subhorizontal ($\leq 3^\circ$). Los sedimentos son detríticos, compuestos de material re TRABAJADO de rocas pre-cuaternarias existentes en la S.M.O. El espesor de los depósitos alcanza los 46 metros y en este apartado se presentará un resumen de la columna litológica de su tesis de Maestría.

Las capas son de irregular espesor, el cual varían entre < 15 a 20 centímetros hasta varios metros hacia la parte superior del depósito, alternando entre capas de

arcillas y limos, capas de arena con arcilla y limo ($> 30\%$) y arena, presentando intercalaciones de delgadas bandas de carbón, materia orgánica y humus; además de esporádicas concreciones y horizontes de hierro. El contacto entre las capas se presenta muy variado; de tipo concordante, erosivo y ondulado, con algunos contactos intracapa, presentando además en algunos horizontes marcas de desecación, en ocasiones rellenas, observando estructuras bien laminadas en los primeros 10 metros del depósito. En los siguientes 20 metros aproximadamente, se observan horizontes de hierro presentes cada 3 ó 4 metros aproximadamente; anterior a esta secuencia de depositación, sólo se reportan concreciones de hierro.

Las estructuras laminadas son observables en todo el depósito, principalmente dentro de las capas de arena en las que se reporta haber observado icnofauna, en cambio, a diferentes niveles de altura con respecto al nivel del mar se reporta polen dentro de las capas de arena con limos y arcillas (ver anexo 3 en BRANDENBURG, 1995).

Por otro lado, se puede apreciar en la columna litológica de BRANDENBURG, que en los primeros 10 ó 15 metros del desarrollo de la cuenca intramontana, predominaron depósitos de arena con arcillas, posteriormente se observa un relativo incremento, tanto en su ritmo de depositación como en su espesor, de los depósitos de limos y arcillas a partir de la cota de 1363 m.s.n.m. Su espesor se mantiene relativamente constante hasta verse reducidos de capas medianas a delgadas y dar paso finalmente, a un gran espesor de arenas hacia la parte superior de la columna sedimentológica (ver Anexo 3, en BRANDENBURG, op. cit.).

La presencia de concreciones y horizontes de hierro, y sobre todo de las marcas de desecación dentro de los depósitos lacustres, así como del irregular espesor de las capas, permite establecer que durante la existencia de esta cuenca hubo períodos de sequía o estiaje. Cabe observar que en los puntos en que BRANDENBURG reporta polen, coinciden estar colocados de manera posterior a una costra u horizonte de hierro.

CAPITULO 3

DESCRIPCION DEL MOVIMIENTO EN MASA

"EL CALABOZO"

3.1 INTRODUCCION

En el presente capitulo se mencionarán aspectos particulares del área de estudio, concernientes a la tectónica, así como descripciones morfológicas y de los depósitos del dique provocados por un movimiento en masa. Por otro lado dentro de los depósitos del dique se analizó su granulometría para estimar su permeabilidad, en función de sus propiedades granulométricas.

En las descripciones de la tectónica del área de estudio se ubica a las laderas del sitio con las denominaciones: Oriental y Occidental. Los aspectos tectónicos mencionados dentro de este capítulo, ayudan solamente a definir las direcciones de desprendimiento de la masa, existen otros tipos de análisis que se pueden realizar, pero esa práctica reviste de importancia como un aspecto preventivo ante taludes potencialmente inestables y que representan un riesgo geológico. En este caso particular, el movimiento en masa ha ocurrido y no representa un riesgo potencial para la salvaguarda de vidas humanas u obras ingenieriles. Morfológicamente estos mismos taludes serán descritos con un poco más de detalle en el subcapítulo correspondiente.

Los datos tectónicos fueron levantados con una brújula Breithaupt y representados en falsillas de Schmidt. Las falsillas terminadas fueron digitalizadas para su presentación final en AutoCad versión 10.

3.2 TECTONICA DEL AREA DE ESTUDIO

La estructura principal y de mayor magnitud observada en el área, se encuentra representada por el sinclinal buzante, sin nombre, con rumbo general NNW-SSE y una inmersión (SSE) favorable de su eje hacia el cañón Santa Rosa. En los flancos de esta estructura se presentaron los factores que pudieron favorecer el desprendimiento de las masas rocosas que obstruyeron el cause del arroyo Santa Rosa, depositándose estas sobre el núcleo del sinclinal.

Existen estructuras menores dentro del área cartografiada, que incluyen pequeños plegamientos intraformacionales y fallas de pequeña magnitud. Entre los plegamientos intraformacionales, el análisis estructural permitió definir un pliegue cuyo eje es casi vertical con respecto a la horizontal y que tiene un rumbo general hacia el Noroeste. La posición estructural en conjunción con la topográfica, favorecieron en algún momento que en el lugar de este plegamiento se produjera el desprendimiento de una masa rocosa y generara así un primer movimiento en masa ("Evento 1", ver subcapítulo 3.4) cuyo escarpe se localizaría en el flanco Oriental del sinclinal.

En cuanto a las fallas observadas en el área, cabe mencionar que la de mayor longitud se localizó en las proximidades del afloramiento del eje del plegamiento vertical, sobre el puerto del Cerro el Fuste. A una altura de aproximadamente 5 mts sobre el nivel base del arroyo (1262 msnm), aproximadamente donde desemboca el Arroyo Los Cuervos, se observó una falla de pequeña magnitud, como ya se mencionó en el punto 2.5.4, que afecta a las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Ver Figura 14) con un desplazamiento aparente hacia el Suroeste de aproximadamente 10 cms. En este afloramiento mencionado se observaron algunas fracturas paralelas a la falla principal, de las cuales se determinó un rumbo de 95 / 30NE para esta falla.

Como se puede apreciar en la Figura 14, la Formación Agua Nueva está siendo afectada por un plegamiento, que posee un rumbo aparente al del sentido general del desplazamiento de la falla anteriormente descrita. Por su localización, esta falla y plegamiento (Ver Anexo 2) pueden corresponder a la base de los depósitos originados por el "Evento 1".

3.2.1 Patrón de fracturamiento

Como parte de las primeras observaciones a realizar en el estudio de los movimientos en masa, se practicó un análisis morfológico de patrón de fracturamiento. La finalidad de este estudio era apreciar el rumbo general del fracturamiento en el área de estudio, a partir del levantamiento de un censo de arroyos presentes en las laderas de la montaña. También reviste de importancia conocer esta información ya que la densidad de fracturamiento dentro del macizo rocoso juega un papel importante en la dinámica de los movimientos en masa. Considerando que la escorrentía superficial del agua sigue primordialmente las zonas de fracturamiento y de debilidad de la roca, se determinó el rumbo sobre el mapa topográfico de todos los arroyos y cañadas que fueran posibles de observar en el área. Como resultado de lo anterior, se realizó una rosa de rumbos para determinar el rumbo preferencial del fracturamiento dentro del área cartografiada (Figura 16).

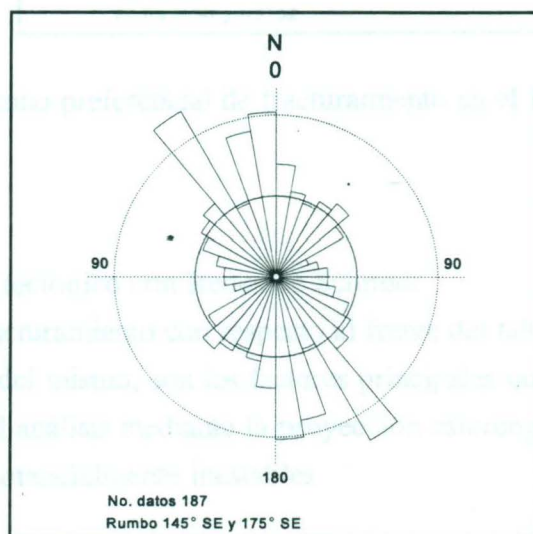


Figura 16. Rosa de rumbo preferencial de fracturamiento dentro del área cartografiada.

Durante el levantamiento del censo de arroyos y barrancas pudo observarse que la mayor densidad de fracturamiento se localiza en la ladera Suroeste del Cerro El Fuste, lugar en el que también se apreció en la cartografía buena cantidad de arroyos de bloques, conocidas como "Chorreras".

La rosa de rumbos de fracturamiento para los valores obtenidos sobre este flanco de la estructura, muestran un rumbo general SW-NE (Figura 17).

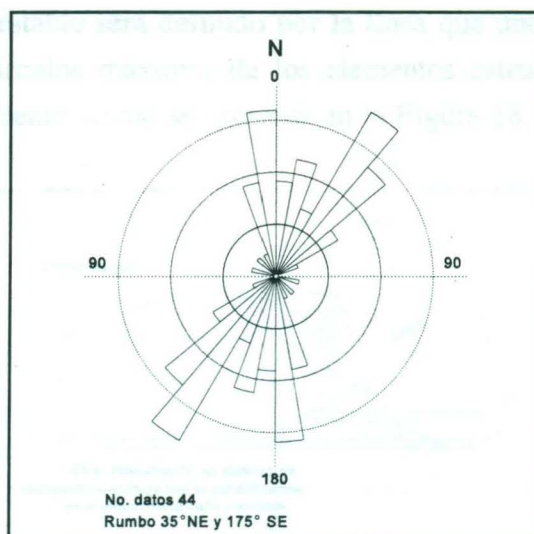


Figura 17. Rosa de rumbo preferencial de fracturamiento en el flanco Suroeste del Cerro El Fuste.

3.2.2 Análisis tectónico con Redes de Schmidt

El grado de fracturamiento con respecto al frente del talud o en su caso la ladera, así como la pendiente del mismo, son los factores principales que controlan la estabilidad de estas superficies. El análisis mediante la proyección estereográfica permite un rápido examen de las áreas potencialmente inestables.

Para este estudio se empleó la proyección estereográfica según SCHMIDT (1932, en SELLES MARTINEZ, 1988), con el objetivo primordial de complementar la descripción del deslizamiento en estudio y determinar la dirección del, o los, movimientos en masa, apoyándose solamente en la posición de la ladera natural con respecto a la de los estratos y discontinuidades, mediante la siguiente metodología.

En la red de Schmidt son representados los círculos máximos de densidad de polos, de datos estructurales como: estratificación, diaclasamiento y de las laderas.

Estos círculos máximos presentarán una o más intersecciones entre diaclasas (Figura 2, tipo 3) y diaclasas con estratificación (Figura 19.C y 20.C), las cuales definirán una dirección de desprendimiento con la posición del talud natural. La dirección en que se deslizará una masa inestable será definido por la línea que une el centro de la red y la intersección de los círculos máximos de los elementos estructurales con respecto al buzamiento de la pendiente, como se presenta en la Figura 18.

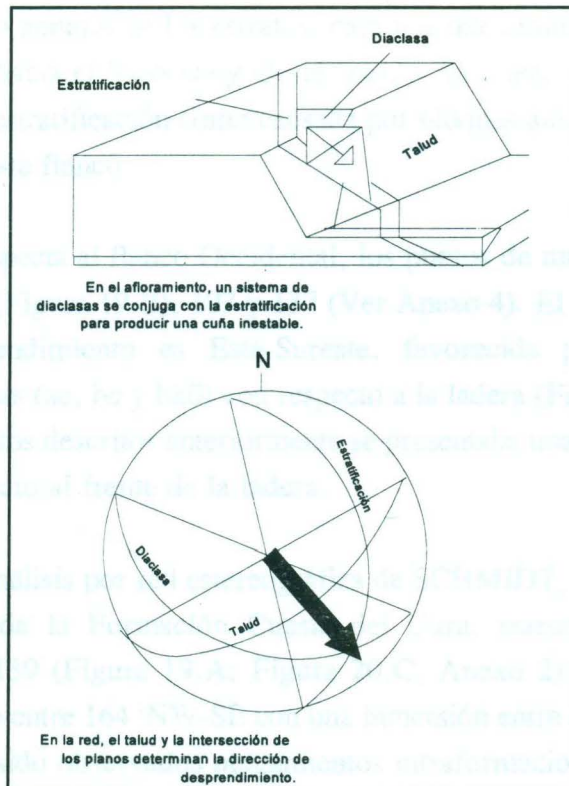


Figura 18. Representación en la red de Schmidt de la posición de los elementos estructurales con respecto a la posición del talud, natural o artificial (HEITFELD *et al.*, 1982).

Así, las condiciones básicas de estabilidad estarían aseguradas cuando en la dirección perpendicular a la superficie libre de la ladera no existen planos ni intersecciones cuya inclinación o buzamiento, sea menor que la pendiente del talud, por una parte, ni mayor que el ángulo de fricción por otra (SELLES MARTINEZ, 1988).

Aplicando el método descrito, se determinó la dirección de desprendimiento de una probable masa deslizada en el flanco Oriental del área de estudio, principalmente en el sitio donde aflora el eje del plegamiento. Las redes estereográficas muestran una dirección de desprendimiento en sentido Sur-Sureste (Figura 20.B, C y D, Anexo 4), particularmente presentándose en el afloramiento 139 (Figura 20.C) una dirección Suroeste, dirección que corresponde con el afloramiento 57 (Figura 19.A). En los afloramientos 117, 120 y 123 (Figura 19.C y D, Figura 20.A), puede observarse una variación en el rumbo general de los estratos, cambios que también definen direcciones de desprendimiento hacia el Suroeste y Oeste franco. Se interpreta esta variación en el rumbo general de la estratificación como causada por bloques alóctonos desprendidos de partes más altas de este flanco.

Por lo que respecta al flanco Occidental, los puntos de muestreo corresponden a los afloramientos 91 (Figura 19.B), 107 y 137 (Ver Anexo 4). El análisis muestra que la dirección de desprendimiento es Este-Sureste, favorecida principalmente por la conjunción de diaclasas (ac, bc y hk0) con respecto a la ladera (Figura 19.B), en cambio que en los afloramientos descritos anteriormente se presentaba una conjunción de estratos y diaclasas con respecto al frente de la ladera.

Mediante el análisis por red estereográfica de SCHMIDT, se pudo determinar un plegamiento dentro de la Formación Cuesta del Cura, estructura detectada en los afloramientos 57 y 139 (Figura 19.A; Figura 20.C, Anexo 2) cuyo eje se encuentra variando en un rumbo entre 164° NW-SE con una inmersión entre los 44° - 54° SE (Figura 21). Aunque ya han sido observados plegamientos intraformacionales dentro de Cuesta del Cura, puede describirse el pliegue detectado como un anticlinal con inmersión casi vertical.

El análisis tectónico muestra que en el área cartografiada se presentan colapsos de pendiente del tipo tridimensional, de acuerdo con HOEK & BRAY (1977). Estas condiciones presentes en el área cartografiada y la dirección de desprendimiento obtenida mediante el análisis practicado en los afloramientos descritos del flanco Oriental, hace factible la existencia de un deslizamiento en masa con un escarpe localizado en la ladera Suroeste del Cerro el Fuste (Ver Anexo 3).

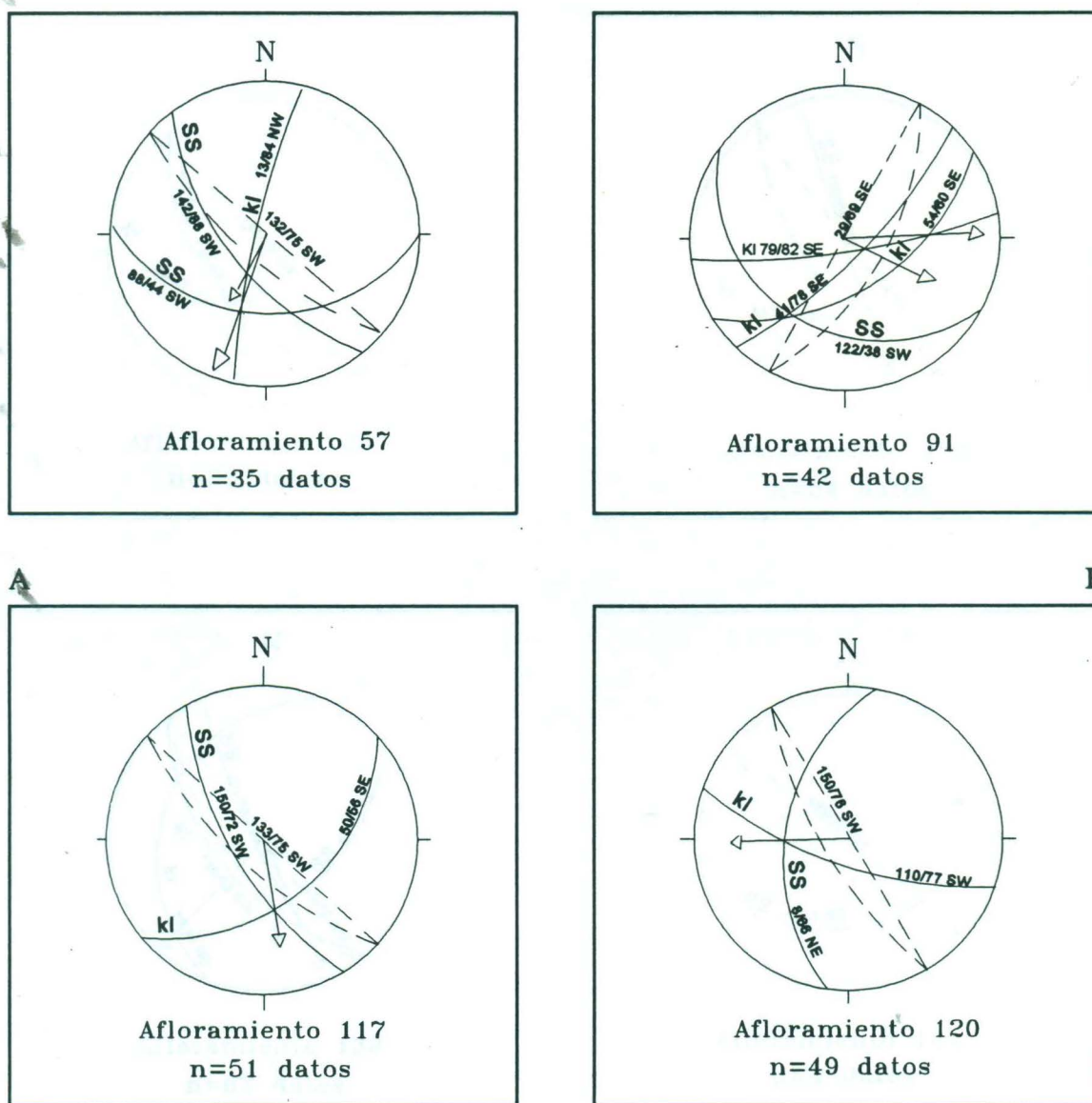


Figura 19. Proyecciones estereográficas de diversos puntos dentro del área cartografiada. A,C y D.- Formación Cuesta del Cura; B.-Formación Aurora. Para la localización de los afloramientos ver Anexo 4. La línea punteada indica el corte del talud natural; SS.-estratificación; kl.- diaclasamiento.

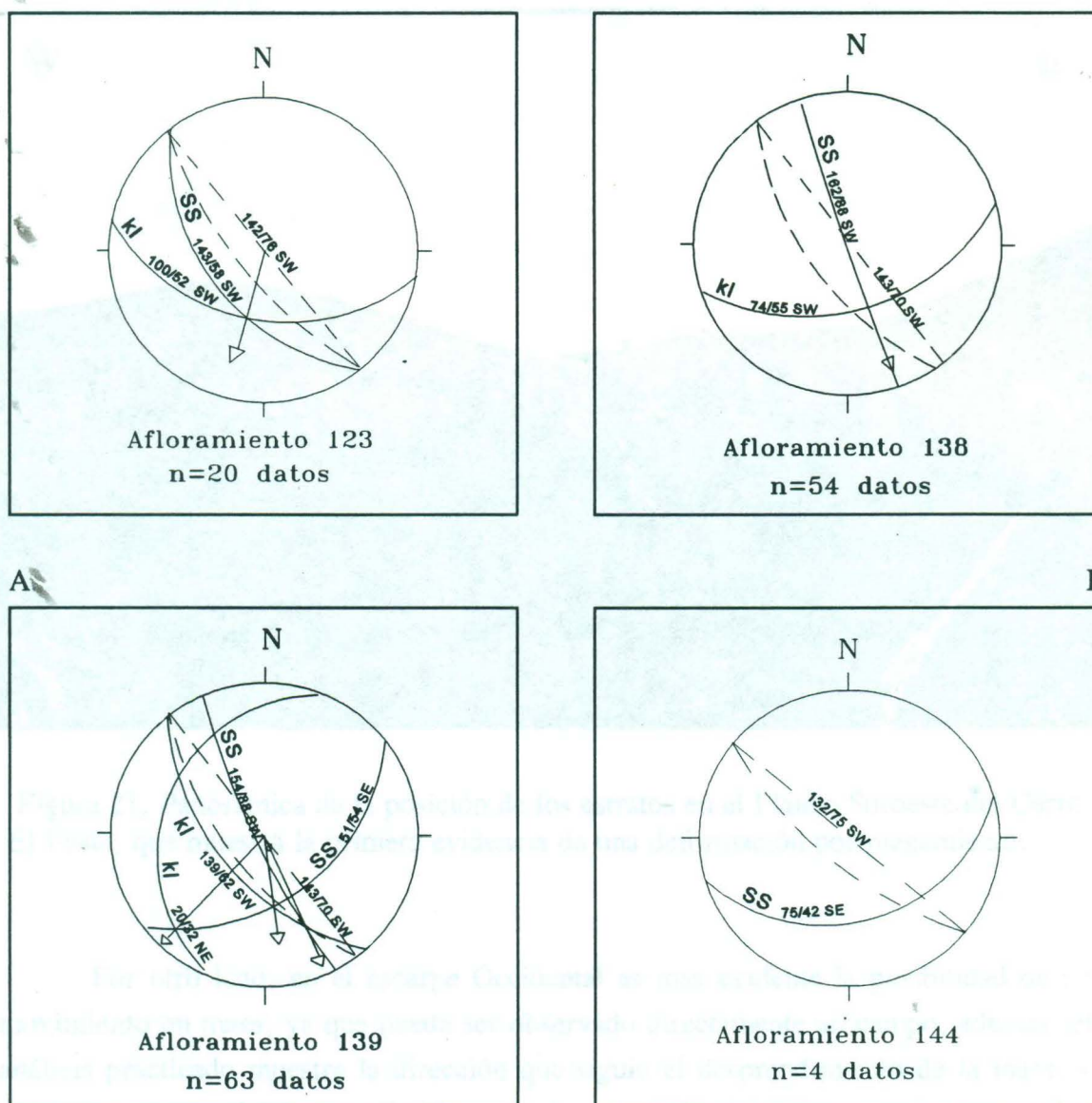


Figura 20. Proyecciones estereográficas de diversos puntos dentro del área cartografiada. Todas representan a la Formación Cuesta del Cura. Para localización de afloramientos ver Anexo 4. La línea punteada indica el corte del talud natural; SS.- estratificación; kl.- diacclasamiento.

W

E



Figura 21. Panorámica de la posición de los estratos en el Flanco Suroeste del Cerro El Fuste, que muestra la primera evidencia de una deformación por plegamiento.

Por otro lado, en el escarpe Occidental es mas evidente la posibilidad de un movimiento en masa, ya que puede ser observado directamente en campo, además, el análisis practicado muestra la dirección que siguió el desprendimiento de la masa, y conjuntamente con la observación directa de los restos de bloques y escombros, se define la dirección que siguió este deslizamiento.

Las direcciones de desprendimiento determinadas mediante al análisis por redes estereográficas anteriormente discutidas, coinciden en su gran mayoría con los rumbos del patrón de fracturamiento general observado para el área de estudio. Específicamente para los afloramientos 138 y 139, sitios en campo donde se observan chorreras, se obtuvieron direcciones de desprendimiento SSE, lo que coincide con el patrón de fracturamiento del flanco Suroeste del Cerro El Fuste. Estas observaciones permiten

concluir que la situación tectónica general del área, tiene gran influencia sobre la incidencia de desprendimientos de bloques y movimientos en masa, así como del sentido del desprendimiento.

3.3 MORFOLOGIA DEL AREA

La variación en el ángulo de pendientes es muy manifiesta en el área de estudio, como se puede apreciar en el mapa topográfico, donde se presenta como una estructura de tipo circo o de cuchara (Figura 22), partiendo desde Puerto Las Palmas al Oeste, a un costado de la Cañada El Calabozo y al Este, siguiendo las crestas topográficas hasta el Cerro El Fuste, que en vista de planta bien puede parecer una "U" invertida y ligeramente rotada. Con este término se define a una estructura o cavidad en la montaña, con forma de silla romana o de anfiteatro, caracterizada por paredes verticales o con una diferencia topográfica, provocada por erosión glacial generalmente. Estas variaciones en la pendiente están condicionadas al tipo de roca aflorante y a la deformación propia de la S.M.O. Por lo tanto se han diferenciado tres tipos de pendientes o flancos: 1) Occidental, 2) Oriental y 3) Norte.

El flanco Occidental, localizado contiguo a la Cañada El Calabozo, presenta una pendiente que mantiene un ángulo entre 30° a 40° (Figura 23). Aquí afloran las Formaciones San Felipe, Agua Nueva y Cuesta del Cura. Con las calizas de Cuesta del Cura la pendiente se vuelve ligeramente más inclinada, pero es al llegar a la transición con Aurora cuando el ángulo de pendiente aumenta 45° e incluso alcanza la verticalidad cerca de la cota de 1,700 msnm, como se pudo observar directamente en campo.

Este flanco se encuentra caracterizado por la presencia de escombros de pendiente, bloques sueltos que varían entre 10 y 35 cms. Se pueden encontrar también parcialmente cementados con algunos grandes bloques "flotando" o "embebidos" en el escombros.

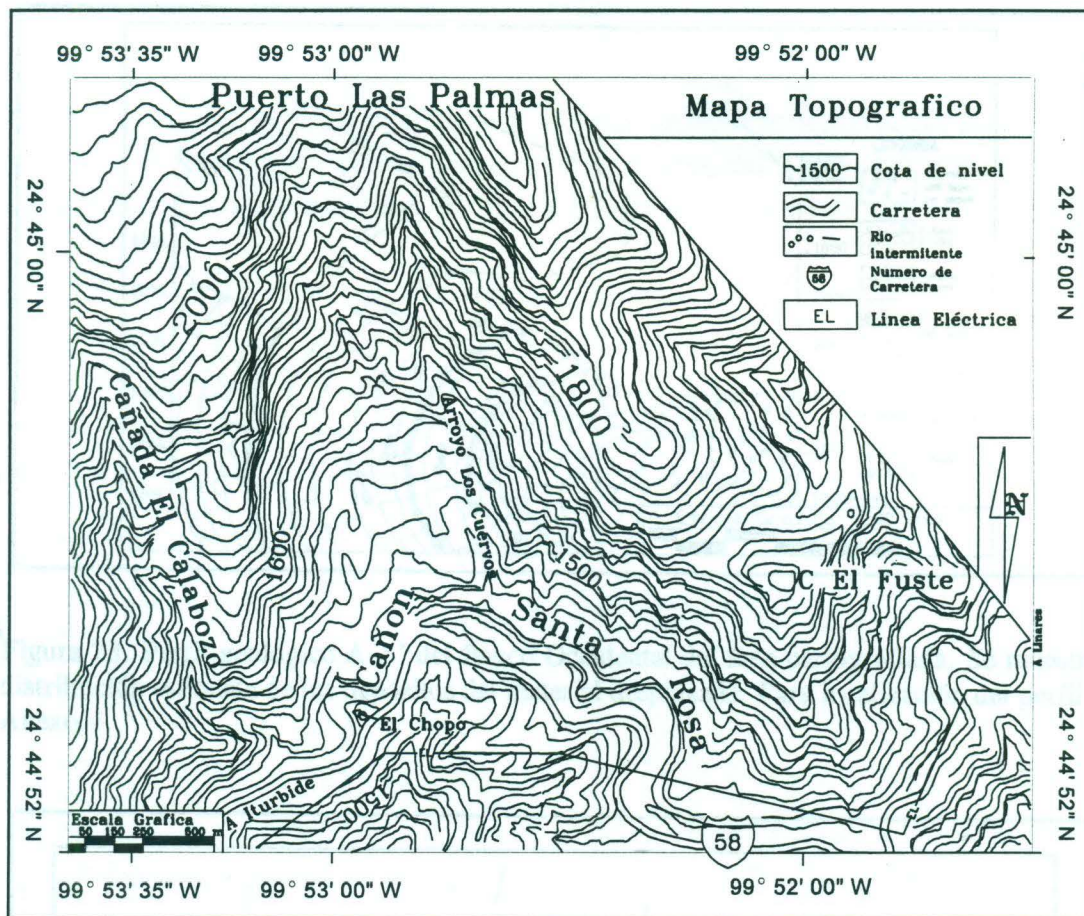


Figura 22. Mapa topográfico del área cartografiada. Se aprecia la forma de la topografía de tipo cuchara.

El flanco Oriental (Figura 24), localizado al NW del Cerro El Fuste, presenta una pendiente más suave, con valores entre 20° y 30° , aunque observaciones efectuadas directamente en el campo, indican valores hasta de 50° en algunos arroyos de la escorrentía superficial. Aquí afloran también las Formaciones San Felipe, Agua Nueva y Cuesta del Cura, debido a la presencia de abundante suelo y escombros, los contactos son difíciles de observar.

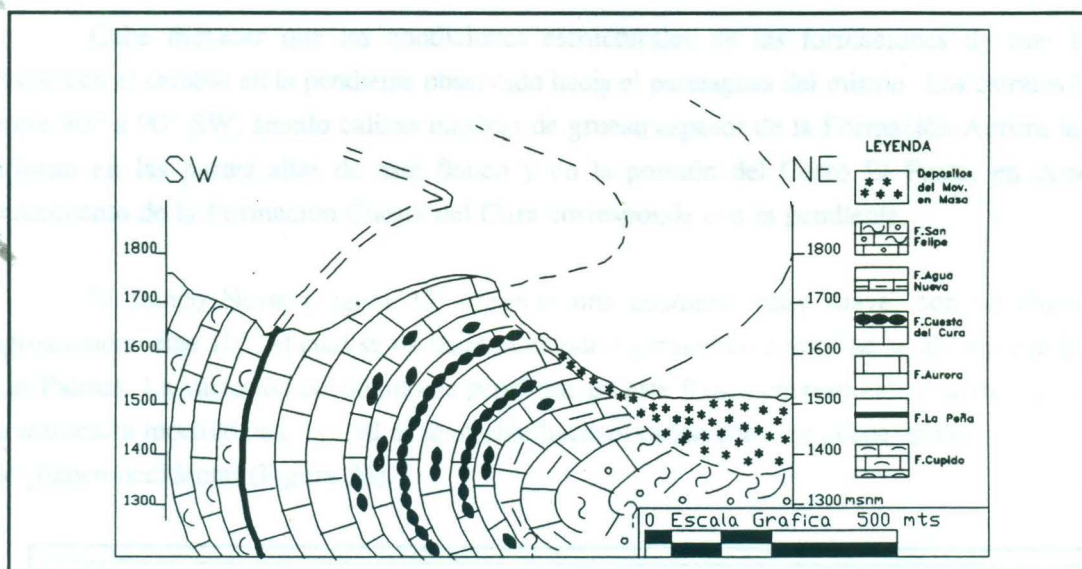


Figura 23. Perfil geológico A-A' del flanco Occidental del área cartografiada. Se muestra la distribución estimada de los depósitos del material desplazado. Para localización del perfil ver Anexo 4.

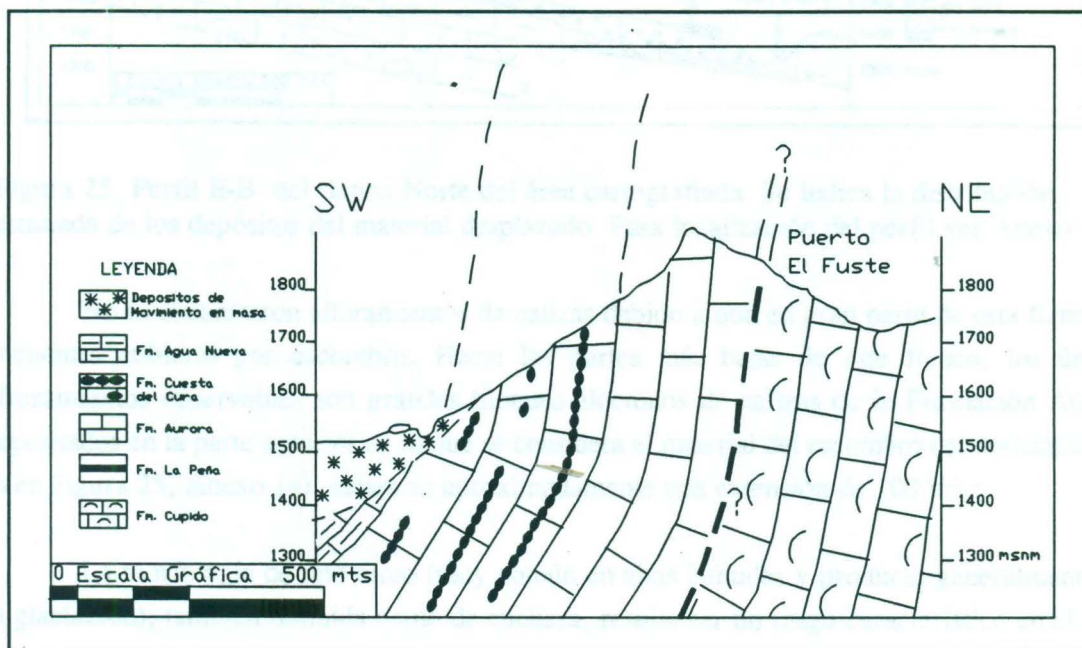


Figura 24. Perfil A'-A'' del flanco Oriental del área cartografiada. Se muestra la distribución estimada de los depósitos del material desplazado. Para localización del perfil ver Anexo 4.

Cabe destacar que las condiciones estructurales de las formaciones de este flanco favorecen el cambio en la pendiente observado hacia el parteaguas del mismo. Los estratos buzcan entre 80° a 90° SW, siendo calizas masivas de grueso espesor de la Formación Aurora las que afloran en las partes altas de este flanco y en la porción del Cerro El Fuste, en donde el buzamiento de la Formación Cuesta del Cura corresponde con la pendiente.

El flanco Norte (Figura 25) presenta una pendiente muy suave, con un ángulo de aproximadamente 10° , el cual se va incrementando ligeramente conforme se asciende al Puerto Las Palmas. La variación del ángulo de pendiente en este flanco corresponde a la inclinación de la estructura morfológica, la cual es favorable hacia el cañón como se puede apreciar en la pared del flanco occidental (Figura 26).

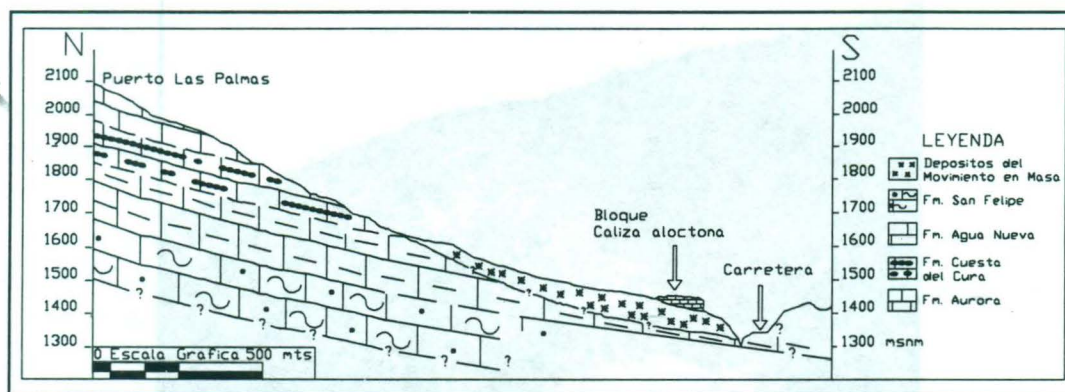


Figura 25. Perfil B-B' del flanco Norte del área cartografiada. Se indica la distribución estimada de los depósitos del material desplazado. Para localización del perfil ver Anexo 4.

No se encontraron afloramientos de calizas debido a que en gran parte de este flanco se encuentra cubierto por escombro. Hacia las partes más bajas de este flanco, los únicos afloramientos observables son grandes bloques alóctonos de calizas de la Formación Aurora depositados en la parte superior de lo que se considera el material del escombro del deslizamiento (Ver Figura 25, Anexo 1a), alcanzan aproximadamente una extensión de 100 m^2 .

La morfología de tipo circo (muy común en altas latitudes y producto generalmente de la glaciación), también definida como de cuchara, resulta ser un rasgo característico en el área de estudio. La esorrentía superficial, definida por las zonas de fuerte fracturamiento de las calizas en las laderas, con un rumbo preferencial de fracturamiento hacia el arroyo Santa Rosa (al SSE), y materiales deleznales en el núcleo del sinclinal, pueden ser los factores que definen

las pendientes que dan forma a este relieve.

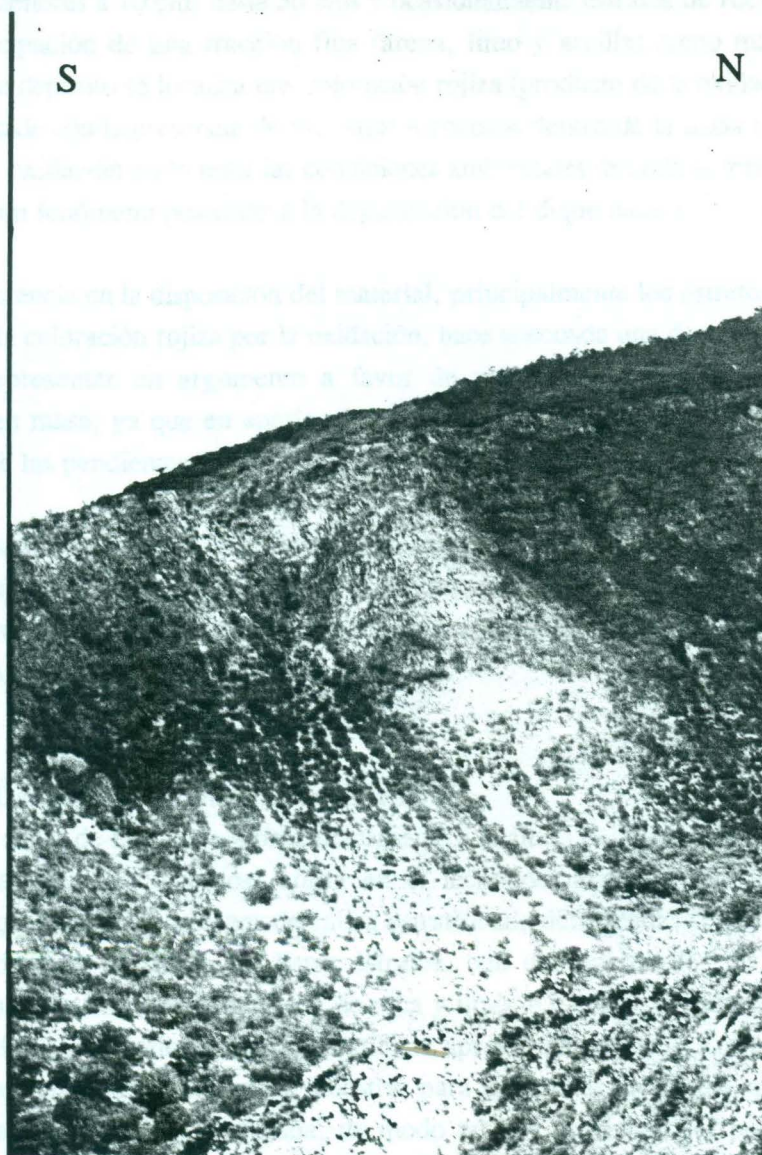


Figura 26. Vista del flanco Occidental del circo, en donde se aprecia el buzamiento de las capas en sentido del Arroyo Santa Rosa.

3.4 DEPOSITOS DEL DIQUE NATURAL

El material rocoso, del cual se encuentra compuesto el dique natural creado por el movimiento en masa, es principalmente de rocas calizas angulosas, que presentan una variación en su tamaño menores a 10 cms hasta 50 cms y ocasionalmente estratos de roca plegada (Figura 27), con participación de una fracción fina (arena, limo y arcilla) como matriz. En la parte superior de este depósito se localiza una coloración rojiza (producto de la oxidación de minerales ferrosos), coincide con la presencia de los estratos rocosos dentro de la masa del deslizamiento. El ambiente de oxidación pudo regir las condiciones ambientales durante determinado tiempo en el área, como un fenómeno posterior a la depositación del dique natural.

La diferencia en la disposición del material, principalmente los estratos plegados dentro de la matriz y la coloración rojiza por la oxidación, hace adecuada una descripción por separado. Esto puede representar un argumento a favor de manejar la posibilidad de dos tipos de movimientos en masa, ya que en apariencia se encuentran condicionados a las características estructurales de las pendientes adyacentes a estos depósitos.

La descripción de estos materiales se desarrollará en el sentido de aguas arriba y aguas abajo del relicto de escombros, informalmente denominado "El Chopo". La disposición de estos depósitos dentro de la zona cartografiada se encuentra representada en el mapa Geológico y del Cuaternario (Anexos 1a y 1b).

3.4.1 Descripción del material del Evento 1

Aguas abajo de El Chopo, aproximadamente a la altura del eje sinclinal y tomando como referencia el arroyo Los Cuervos, aflora en el lecho del arroyo Santa Rosa material del deslizamiento que contiene porciones de caliza estratificada deformadas (Figura 27) que incluso presenta reactivación de diaclasas. Estos estratos, con un espesor de 20 a 40 cms, están contenidos dentro de una matriz de arena de roca y limo, e incluso de pequeños fragmentos de roca mal clasificada. Su afloramiento se extiende aproximadamente 2 Km aguas arriba de la cascada. Al momento de recolectar las muestras para análisis de cribas, se aprecia que la roca estratificada está fuertemente fracturada, de modo tal que aparentan ser pequeños bloques y cantos de la masa y la matriz del derrumbe. Estos estratos se encuentran en contacto mutuo y sólo entre algunas diaclasas reabiertas y entre los estratos, se presenta como relleno limo y arena de roca (Figura 28) con pequeños fragmentos mal clasificados de roca y en algunos casos de pedernal.

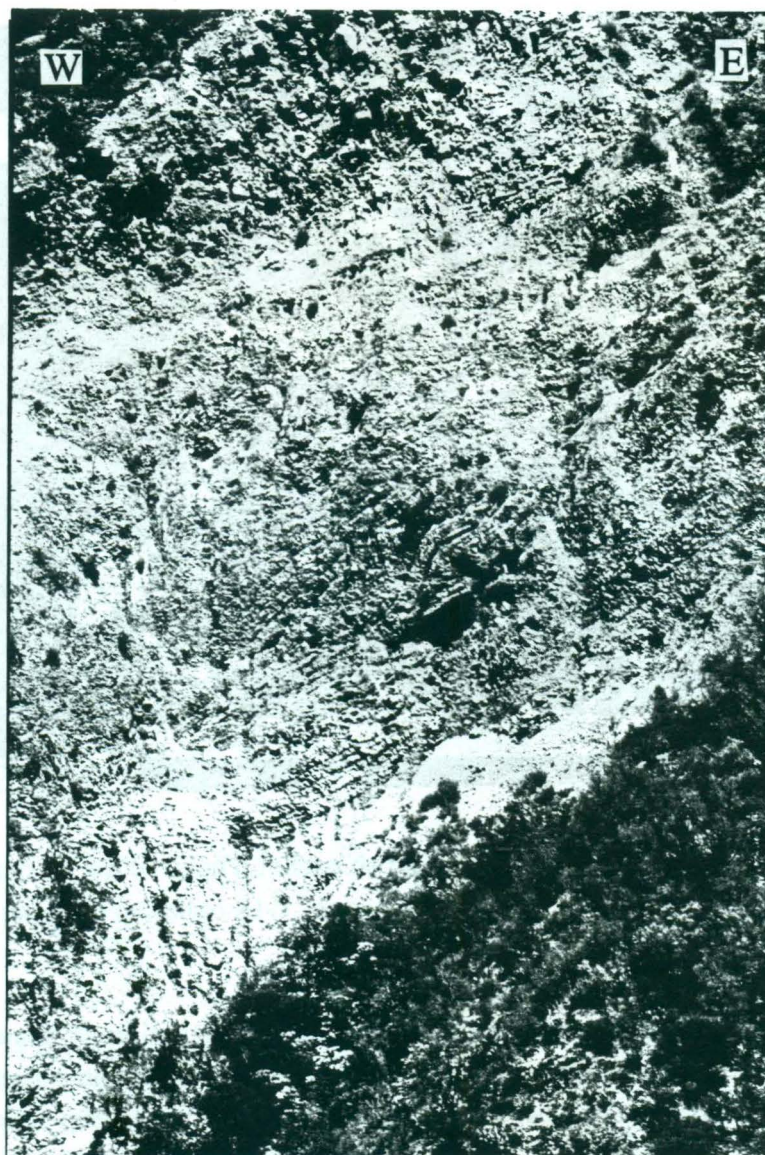


Figura 27. Estratos plegados embebidos en la masa desplazada, también se puede observar coloraciones rojizas. Talud Norte del arroyo Santa Rosa, localizado a la altura del arroyo Los Cuervos.

Los estratos que componen a este tipo de depósito son en gran parte calizas de la Formación Agua Nueva, aunque también se aprecian bloques de la Formación Cuesta del Cura y hacia la parte más alejada del Chopo, de la Formación San Felipe, distinguiéndose éstos últimos por presentarse plegados en todo el afloramiento.

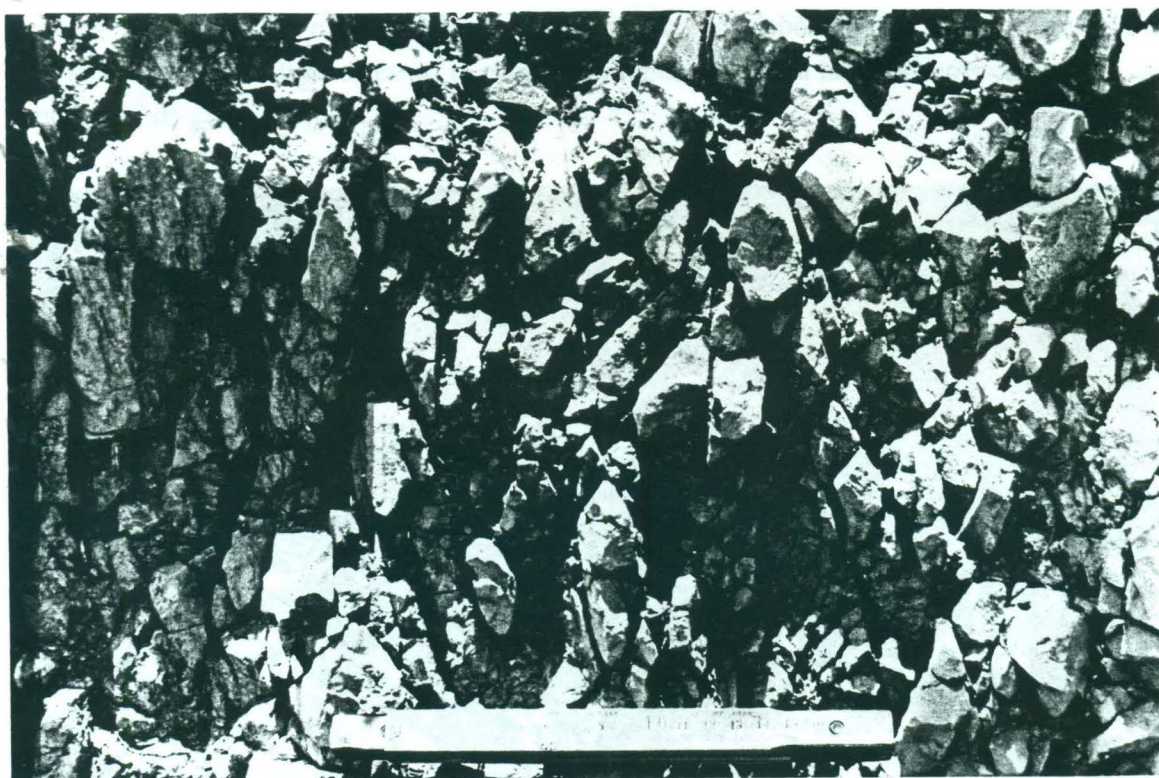


Figura 28. Foto de reactivación o relleno de diaclasas en rocas del material desplazado. Localización punto de muestreo B1-3, Anexo 4.

En puntos fuera del área de afectación de los depósitos del deslizamiento, han sido observados plegamientos intraformacionales en la Formación Cuesta del Cura y Agua Nueva, por lo que se establece que los estratos ya se encontraban plegados al momento de ser afectados por el deslizamiento (Ver Figura 12).

Entre esta masa caótica de escombros y calizas estratificadas embebidas, son apreciados cuerpos de coloración rojiza (Ver Figura 27). Estas coloraciones rojizas se presentan alrededor de un kilómetro aguas abajo de El Chopo, a 500 metros del arroyo Los Cuervos, principalmente en la parte superior del depósito y con algunas pequeñas intercalaciones entre la masa del derrumbe. Se observa una variación en su tonalidad, a la altura de unos reliéctos de terrazas presentes a la base y a una posición intermedia dentro del área de los depósitos del derrumbe.

Aproximadamente a 100 metros aguas abajo de El Chopo se encuentra aflorando un pequeño cuerpo de limos lacustres que alcanza sólo 10 metros de longitud por 2 metros de

altura. Estos pequeños relictos lacustres, que preceden a los depósitos descritos y aparentemente se localizan hacia la base de éstos, se encuentran rematados hacia la parte superior por una capa ondulada de gravas (Figura 29).

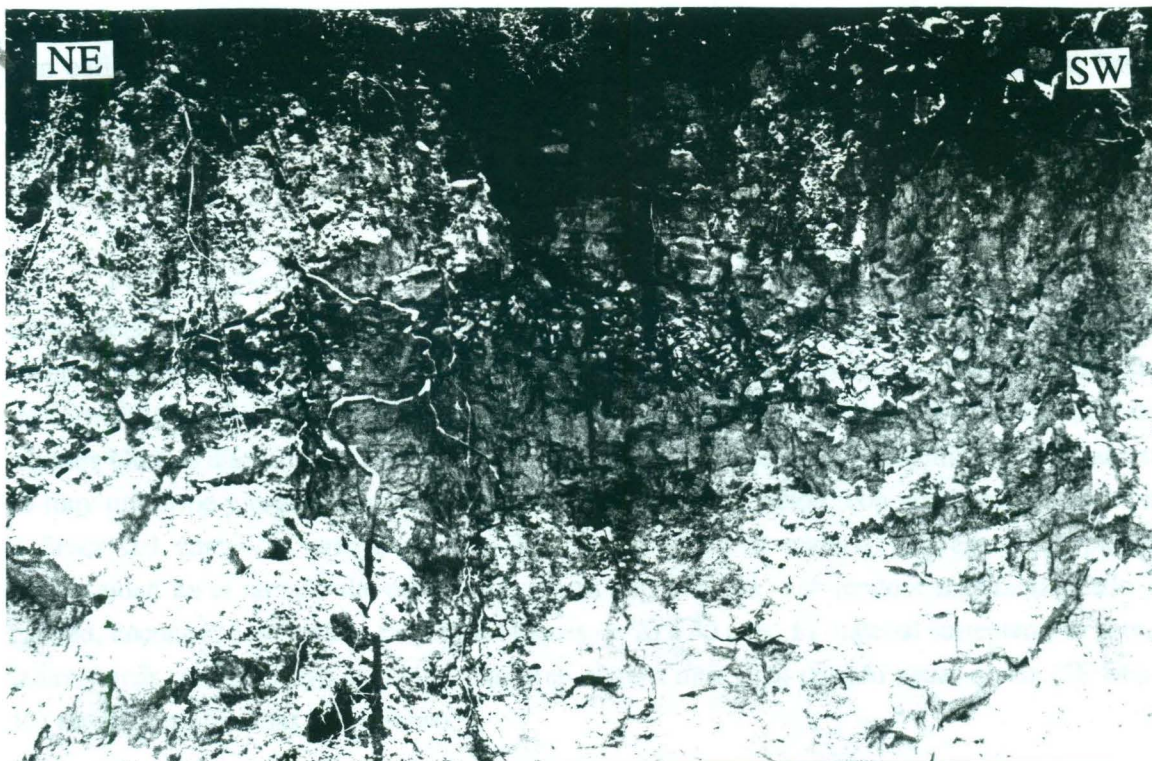


Figura 29. Capa ondulada de gravas presente en el relikto de sedimentos lacustres. Lecho del arroyo Santa Rosa, aguas abajo del Chopo. Escala 1 metro.

Estos depósitos lacustres y las características del depósito anteriormente descritas, en conjunción con el plegamiento de la capa de gravas favorecido por el sentido del movimiento de otro derrumbe, sirven como argumento para establecer un primer movimiento en masa, al cual se le denominará "Evento 1".

3.4.2 Descripción del material del Evento 2

Aguas arriba de El Chopo y en El Chopo mismo, el depósito del deslizamiento presenta características distintas al anterior. Estos depósitos se encuentran precediendo a los limos lacustres de El Calabozo, los cuales son apreciados en el talud de la carretera a la altura de la

boca de la Cañada El Calabozo.

El afloramiento de este depósito se localiza frente a El Chopo y comprende un cantil vertical de aproximadamente 30 metros de altura que alcanza el lecho actual del arroyo Santa Rosa, y es sólo en un par de arroyos que cortan este cantil, donde puede apreciarse el contacto con calizas. La longitud horizontal del afloramiento se extiende cerca de 500 metros, hasta cambiar a los depósitos del "Evento 1", cambio que no se aprecia de manera estrictamente transicional, pero si se observa la ausencia de los estratos plegados y bloques dentro de estos nuevos depósitos que a continuación se describen.

Frente a El Chopo, sobre el ladera Norte del arroyo Santa Rosa, se observa un afloramiento de la Formación San Felipe en contacto discordante con los depósitos del derrumbe. Dentro del material que constituye esta ladera, se pueden apreciar bloques y clastos de tamaño uniforme, los cuales se encuentran contenidos dentro de una matriz limosa con presencia de algunos bloques discordantes al contacto de las calizas y al material del derrumbe. Este material es muy uniforme y presenta variaciones a manera de estratificación, con una ligera inclinación a favor del curso del arroyo (Figura 30). Aguas abajo el material del escombros pierde uniformidad en el tamaño del escombros y en su depositación, volviéndose más redondeado y caótico, encontrándose incluso pequeños bloques de 20 a 30 cms. El material sustentante se torna también más calcáreo, algo como limo calcáreo o arena muy fina, cuando aguas arriba ("Evento 1") este material es mas bien limoso.

El hecho de que el material se presente como un depósito uniforme con una inclinación hacia el arroyo, pone en evidencia que existió un aporte de material a un cuerpo de agua, en este caso, a la cuenca intramontana creada por el deslizamiento.

Sobre la parte superior de los depósitos lacustres, en una dirección aproximada a la de estos depósitos inclinados, se localiza un relicto de gravas; terraza colgante que pone de manifiesto el curso del arroyo Santa Rosa, o un afluente del mismo, que liberó su carga de material dentro del cuerpo de agua creado por este deslizamiento.

Hacia la ladera Sur del arroyo Santa Rosa, que corresponde a El Chopo, se presenta un cambio a mayor tamaño del material pero con menor angulosidad en los bloques mayores, los cuales son envueltos en una matriz de arena (Figura 31). Durante la toma de muestra para cribado se apreció que en la base de El Chopo, el material se encuentra parcialmente litificado, esto se deduce por la dureza de la matriz de este depósito.

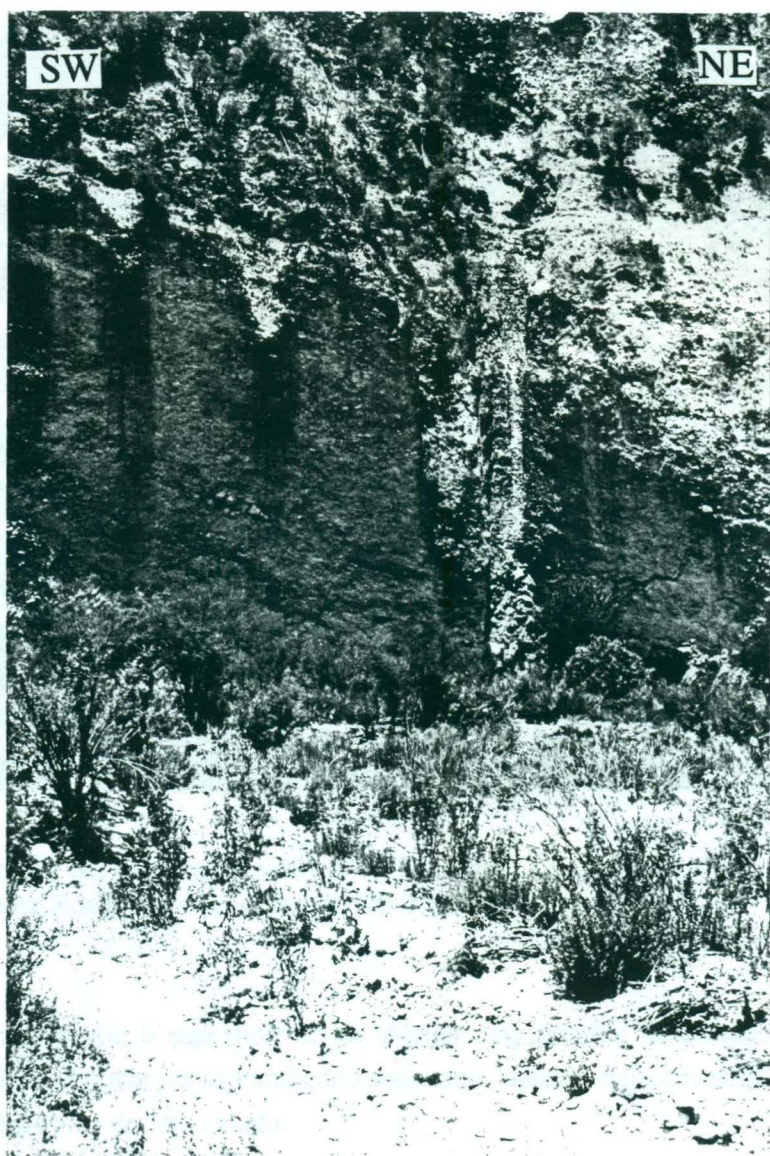


Figura 30. Depósitos con inclinación hacia el arroyo localizados frente al Chopo. Vista del cantil Norte del arroyo Santa Rosa, frente al Chopo.

Entre los bloques que constituyen al depósito, se observan bandas de pedernal y algunos presentan estructuras sedimentarias de marcas de carga. Así también son apreciados fragmentos de caliza y de pedernal dentro de la matriz, observándose que éstos fragmentos se aglomeran en torno a uno de ellos, de modo que por breves espacios en la matriz los fragmentos se tocan en sus aristas, y estos aglomerados, que pueden ser de fragmentos mucho más pequeños,



Figura 31. Detalle del material depositado en El Chopo. Localización al pie del Chopo, lecho del arroyo Santa Rosa, punto de muestreo Ch-2, Anexo 4.

también se contactan con la superficie de los bloques más grandes. Esta situación caótica no se presenta en todo el depósito, comprendiendo solamente algunos espacios puntuales dentro de la matriz de los depósitos de este evento.

Hacia la parte superior de El Chopo, sobre la carretera, se observa una variación en el tipo de material depositado. En este punto se reconoce un estrato muy alterado, con características muy similares a las descritas para el "Evento 1": roca muy fracturada, matriz de arena de roca y limo. El estrato corresponde a la Formación Agua Nueva y el material sólo se distingue del "Evento 1" por presentar un mayor porcentaje de fragmentos y pequeños bloques rocosos.

Dentro del afloramiento de este depósito no son apreciados, a diferencia del "Evento 1", relictos de suelo, lo que si es apreciable son algunos lentes de arena intercalados dentro de la uniformidad del depósito del cantil Norte.



Figura 32. Terraza localizada en el lecho del arroyo Santa Rosa, base de El Chopo, flanco Suroeste.

A la base de El Chopo, como ya se mencionó en el subcapítulo 2.5.2, se presentan restos de una terraza de gravas, la cual corresponde con una terraza anterior (Terraza T2, de acuerdo con DE LEON GUTIERREZ, en preparación) que se encuentra como basamento de los sedimentos lacustres (Figura 32). El contacto entre este deslizamiento y los depósitos lacustres no se aprecia muy bien en el lecho del arroyo debido al matorral que se ha desarrollado en el área, pero si es visible sobre la carretera según lo ha reportado BRANDENBURG (1995).

Debido a que esta masa de deslizamiento se encuentra antecediendo a los depósitos lacustres de El Calabozo, y debido también a la notoria diferencia que guarda con el depósito anterior, este aquí descrito se denominará "Evento 2", dentro del cual se encuentra comprendido El Chopo.

3.5 ANALISIS GRANULOMETRICO DE LOS DEPOSITOS DEL MOVIMIENTO EN MASA

El método empleado en la caracterización granulométrica del material de que se encuentra constituido el depósito del movimiento en masa, fue el de Cribas. El procedimiento seguido para el análisis de cribas se describe a continuación.

Del sitio de interés, que comprende a los dos eventos anteriormente descritos, se recolectó un total de 13 muestras con un promedio de 5 a 7 Kg de peso cada una. La localización de los puntos de muestreo son señalados en el mapa de documentación (Anexo 4). La muestra se homogeniza y se divide en cuatro partes iguales (operación conocida como "cuarteo"). Posteriormente, son seleccionadas dos partes, opuestas una de otra, procediendo después a homogenizar y "cuartear" una vez más. Finalmente se obtendrá una muestra de aproximadamente 2 Kg, bien homogeneizada, que es representativa del sitio de colecta.

Particularmente en este estudio, la cantidad de muestra recolectada permite realizar una mejor homogenización de la misma, en vista de que el material estudiado en general es muy heterogéneo.

La muestra homogenizada es cribada por espacio de 15 minutos, empleando las siguientes mallas: 19 mm, 16 mm, 4.75 mm, 2.36 mm, 2 mm, 0.850 mm, 0.600 mm, 0.250 mm, 0.180 mm, 0.150 mm, 0.075 mm, 0.045 mm. Los resultados obtenidos son graficados en curvas granulométricas, en los que por medio de las curvas acumulativas, podemos observar el comportamiento general del material del dique en el sitio de muestreo. Estos diagramas son mostrados mas adelante.

La descripción se desarrollará en el mismo sentido que se utilizó en la subcapítulo 3.4.

Para las muestras recolectadas en la porción aguas abajo del Chopo, tenemos que en la curva granulométrica se observa una mayor acumulación de material dentro del campo de gravas

(45%-70%), tanto medias y finas, con una marcada disminución a partir del campo de arenas gruesas (15%-45%; Figura 33). Las muestras marcadas como Barranca 2 (B2) presentan un comportamiento muy similar con las anteriores, con una retención de material de 42% a 66% (Figura 34).

Aguas arriba las muestras recolectadas comprenden las marcadas como Barranca 1 y Chopo (B1 y Ch) en el mapa de documentación. El análisis para B1 muestra un material un poco más homogéneo que aguas abajo. Muestra un porcentaje de grava de 46% a 54%, aunque su curva se extiende de modo uniforme por las fracciones medio y fino, con una porción importante de arena gruesa y media (30%-52%; Figura 35).

Para las muestras marcadas como Ch, se puede observar un comportamiento muy homogéneo en la distribución granulométrica del material, restringiéndose ésta distribución a campos muy bien definidos que van de grava media (52%-69%) a limo grueso (2%-4%; Figura 36).

En todos los diagramas se extendió en línea punteada el campo de bloques, debido a que en todo el depósito del deslizamiento se cuenta con una participación de bloques e incluso estratos, como se describió en la sección 3.4, que en las curvas granulométricas varía entre el 2% al 10%.

El comportamiento observado de las curvas cumulativas indica la heterogeneidad presente en los depósitos analizados, la cual varía notablemente en su distribución a lo largo del depósito. Sin embargo, para las muestras marcadas como Ch, localizadas al pie de El Chopo, presentan un comportamiento muy homogéneo, que contrasta con los patrones observados en los otros diagramas (Figuras 33, 34 y 35). Esta variación en la granulometría puede resultar obvia tratándose de un depósito causado por un movimiento en masa, pero es esta variación la que podría determinar la permeabilidad del dique creado y a su vez la duración de esta cuenca intramontana.

Los resultados aquí obtenidos permiten establecer una hipótesis en lo que se refiere a la permeabilidad del depósito. Estos sirven a su vez como una evaluación cualitativa, descriptiva y como información complementaria a la descripción anteriormente discutida para este movimiento en masa.

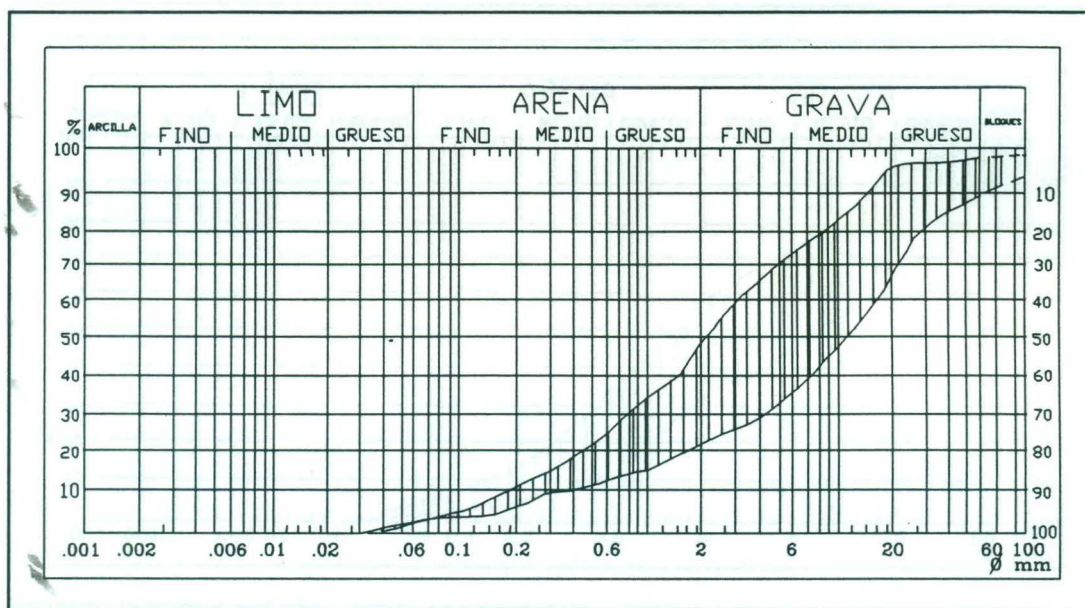


Figura 33. Curva granulométrica para las muestras aguas abajo de El Chopo, marcadas en el mapa de documentación como Lc y LCa.

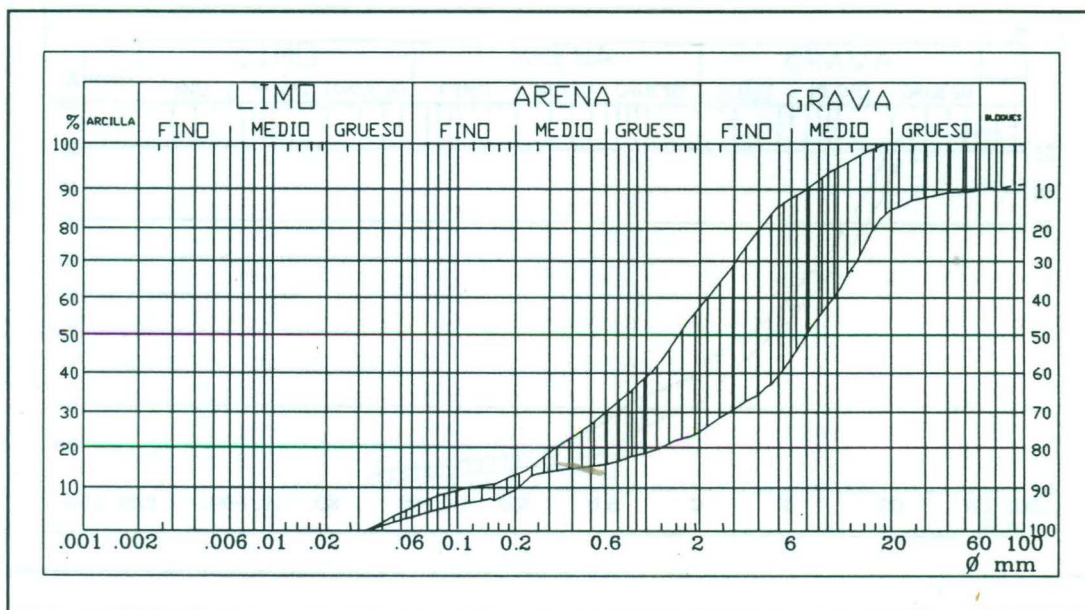


Figura 34. Curva granulométrica para las muestras marcadas como B2 en el mapa de documentación. Las muestras corresponden aguas abajo de El Chopo.

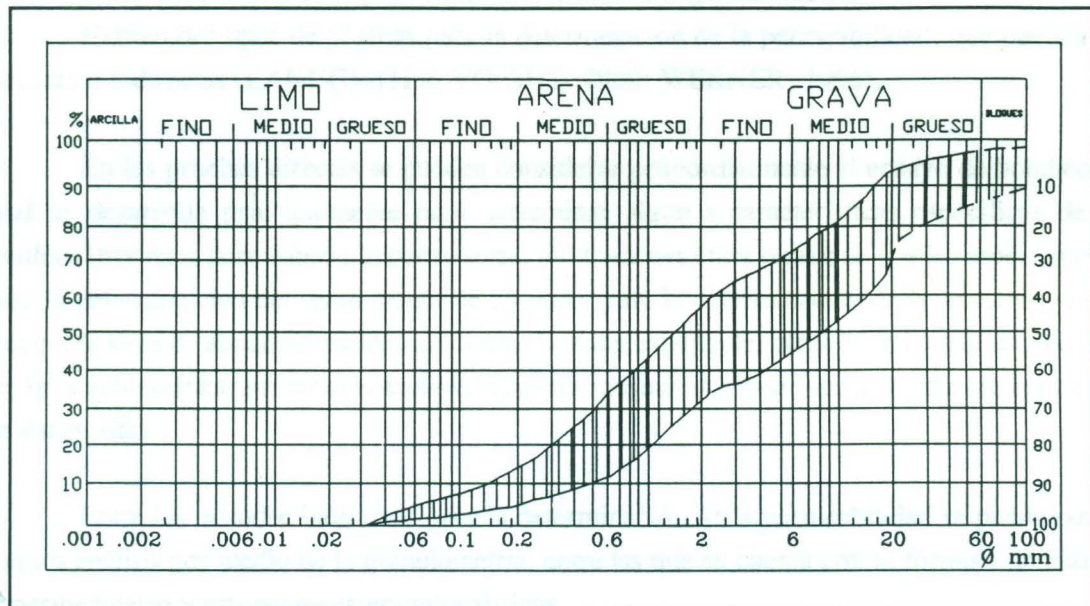


Figura 35. Curva granulométrica para las muestras de Barranca 1, aguas arriba de El Chopo.

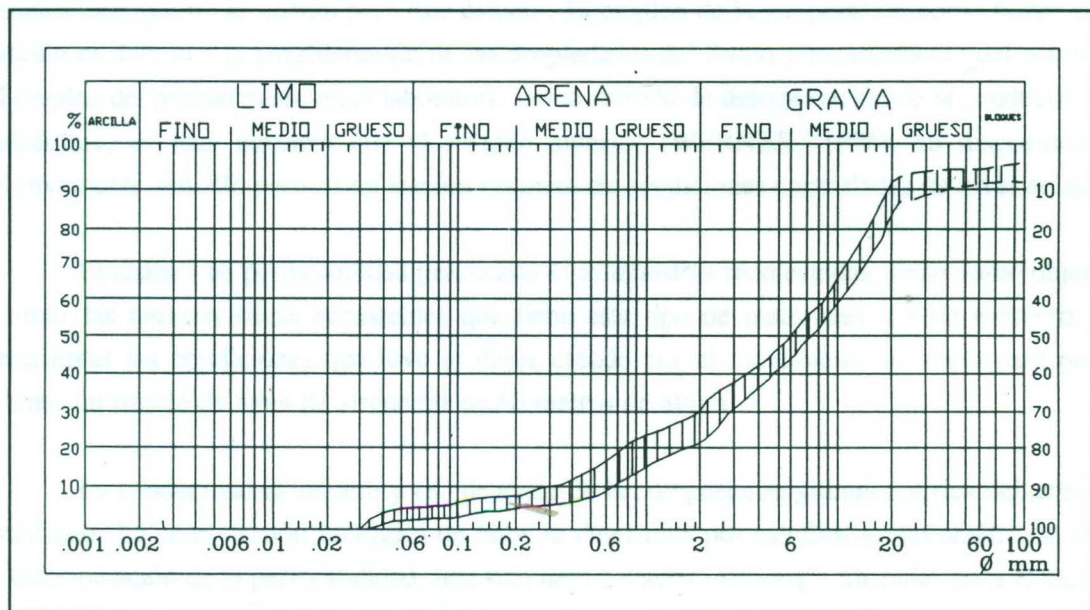


Figura 36. Curva granulométrica para las muestras de El Chopo.

3.5.1 Estimación de la permeabilidad en base a la granulometría

Existen dos tipos de pruebas para la determinación de la permeabilidad, que pueden ser directas o indirectas (LANGGUTH & VOIGHT, 1980; WERNER, 1996).

En las pruebas directas se pueden considerar primordialmente al ensayo de bombeo, el cual se desarrolla principalmente para determinar algunas características específicas de un acuífero (fronteras permeables, impermeables, infiltraciones entre otras); se emplea especialmente para la determinación del rendimiento de un pozo, para la determinación de la transmisibilidad y el coeficiente de almacenamiento, así como el caudal explotable, como objetivos de explotación de agua subterránea, presenta el inconveniente de ser muy costosa, con períodos de aplicación de varios días.

Entre los métodos indirectos para la determinación de la permeabilidad se puede contar con los análisis por medio de la granulometría, entre las que se cuenta con la fórmula de Hazen, el permeámetro y estimaciones granulométricas.

La fórmula de Hazen requiere de valores de $U < 5$ y datos de temperatura del agua, mismos con que no se cuenta para este estudio. El empleo de la temperatura como factor en el cálculo es debido a la consideración de las propiedades del fluido y no solamente del acuífero. El empleo del permeámetro en el laboratorio como método de determinación de la conductividad hidráulica, es más inexacta que el método anterior (WERNER, 1996), su dispositivo es relativamente sencillo pero su aplicación requiere de condiciones controladas de nivel de agua.

El análisis de permeabilidad practicado a las muestras recolectadas, tiene como objetivo estimar las características permeables que tiene este tipo de materiales, en un esfuerzo por determinar las condiciones que tuvo el dique creado por el movimiento en masa para poder retener un tirante de agua de alrededor de 50 metros de altura.

La conductividad hidráulica (K) depende de la composición granulométrica del acuífero estudiado. La composición litológica de éstos se determina por estudios granulométricos. Para la determinación de la permeabilidad, han sido desarrollados métodos y fórmulas para el cálculo de K en base a curvas granulométricas cumulativas, obtenidas por medio del análisis granulométrico en donde la fracción de grano fino es decisivo. Para llevar a cabo esta caracterización, previamente se determinaron los valores del coeficiente de uniformidad (U) de cada muestra, lo que representa la pendiente de las curvas cumulativas, obtenido de la división entre el valor de la intersección de la curva granulométrica con la línea de la fracción de

muestra en los puntos de 60% y 10%.

BEYER (1964, en LANGGUTH & VOIGHT, 1980) desarrolló una serie de tablas de conversión de valores de K en base a los valores obtenidos de Uniformidad de la muestra (Anexos 8a y 8b). Con el valor obtenido para U, y apoyado por el valor del diámetro efectivo d_{10} , se obtiene un valor de permeabilidad, a partir de las curvas de conversión.

Los valores obtenidos son reportados en la tabla 8, en la que los símbolos (*) y (+) representan a las muestras recolectadas aguas abajo y aguas arriba del Chopo respectivamente. En la misma tabla, las claves Q1, Q2 y Q3 representan los valores de porcentaje de la muestra que intersectan la curva granulométrica en 25%, 50% y 75% respectivamente, en tanto que S_o y S_k son los valores del índice granulométrico e índice asimétrico.

Los valores del coeficiente U y de permeabilidad reportada por el método descrito, resultan ser muy heterogéneos, a pesar de que las curvas granulométricas para el caso de las muestras El Chopo (Figura 36) presentan un comportamiento muy homogéneo. Por lo que respecta al resto de las gráficas granulométricas obtenidas, el comportamiento del material es fuertemente heterogéneo, tanto en la granulometría como en la permeabilidad por el método aplicado.

La fórmula empírica de Hazen no es aplicable en materiales con las características reportadas de Uniformidad, en tanto que el permeámetro sólo es aplicable en la fracción fina de cada muestra.

Para los valores de permeabilidad se puede tomar como referencia los siguientes (LANGGUTH & VOIGHT, 1980):

Arena muy gruesa	$10^{-1} - 10^{-2}$ m/s
Arena gruesa	hasta 10^{-3} m/s
Arena media	$10^{-3} - 10^{-4}$ m/s
Arena fina	$10^{-4} - 10^{-5}$ m/s
Limo arenoso	$10^{-5} - 10^{-7}$ m/s
Arcilla limosa	$10^{-6} - 10^{-9}$ m/s
Arcilla	$< 10^{-9}$ m/s

Tabla 8. Tabla de valores obtenidos de uniformidad (U), permeabilidad (K) para cada muestra recolectada

Clave	U	K m/s	Q1	Q2	Q3	So	Sk
LCa*	12.30	4×10^{-4}	.78	2.1	7	2.9	1.24
LC-1*	35	9×10^{-4}	2.5	10	40	4	1
LC-2*	23.71	$< 1 \times 10^{-3}$.57	2.2	7.5	3.62	.88
B2-1*	85.71	2×10^{-5}	.37	2.6	10.1	5.22	.55
B2-2*	25.28	4×10^{-5}	.42	1.5	3.71	2.97	.69
B2-3*	55.5	2×10^{-4}	1.6	7	15	3.06	.49
B1-1+	48	3.5×10^{-3}	.75	7	20	5.16	.31
B1-2+	20.8	7.8×10^{-3}	.037	1.37	7.5	14.23	.15
B1-3+	14.4	1×10^{-3}	1.3	3.85	9.5	2.7	.83
Ch1+	26.6	5×10^{-4}	1.43	5.5	12	2.89	.56
Ch2+	28.92	8×10^{-3}	1.8	7.25	16.25	3.004	.55
Ch3+	15	2.5×10^{-3}	2.5	7	14	2.36	.71
Ch4+	36	3×10^{-4}	1.05	6	16	3.9	.46

La variación de los valores de permeabilidad en roca suelta, harán que ésta se comporte de la siguiente forma (LANGGUTH & VOIGHT, op, cit.):

Buena permeabilidad: $K_f > 10^{-5}$ m/s (Acuífero)

Mala permeabilidad : $K_f 10^{-5} - 10^{-9}$ m/s (Acuitardo)

Impermeable : $K_f < 10^{-9}$ m/s (Acuicludo)

Sin embargo, a pesar de la variación en los valores de K obtenidos y presentados en la Tabla 8, el material del deslizamiento se encuentra variando dentro de los rangos de materiales con buena permeabilidad, con características de Arena media a fina, dato que se puede comprobar mediante las curvas granulométricas presentadas.

CARACTERIZACION DEL MOVIMIENTO EN MASA

4.1 INTRODUCCION

Desde que el estudio de los movimientos en masa comenzó a reconocer el gran riesgo potencial de muchos de ellos, la influencia ejercida sobre éstos fenómenos por la morfología local de las pendientes y valles ha atraído la atención de los investigadores. El primero en concluir al respecto de esta influencia fué HEIM (1932), al establecer que sin importar el tamaño de la masa desplazada, ésta se tiene que ajustar a la morfología local. Otros investigadores han coincidido sobre la manera en que la morfología local influye en la forma y la movilidad de los deslizamientos (NICOLETTI & SORRISO-VALVO, 1991).

La morfología de tipo circo representa un rasgo destacable en el área de estudio. Un sinclinal recumbente con una inmersión hacia el SSE, flanqueado por rocas calizas de mediano espesor y con el afloramiento en el eje de la estructura de rocas menos competentes, representan caracteres contrastantes que definen un patrón de erosión diferencial. Además, la similitud discutida en el capítulo anterior entre el patrón de fracturamiento y las direcciones de desprendimiento, indican la forma en que la situación tectónica general influye en estos fenómenos.

De modo que una vez discutidas las características sedimentológicas, estructurales y morfológicas, así como las litológicas del área, en este capítulo se presentan los resultados obtenidos al aplicar parámetros morfológicos para clasificar a el movimiento en masa El Calabozo, y aplicando estos mismos en otros ya reportados dentro de la S.M.O.

4.2 GEOMETRIA DEL MOVIMIENTO EN MASA

La geometría de los depósitos de este tipo es similar a la de aquellos de lava y glaciares, no sólo en la sobrevista general sino también en la estructura interna (HSÜ, 1975). HEIM (1932) realizó los primeros esfuerzos por describir la geometría de estas masas, para posteriormente ser complementado por las observaciones de HSÜ (1975), BRANDT (1981) y recientemente por NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991), entre otros trabajos. Estos últimos autores, enumeran una serie de variables a considerar para el estudio y clasificación de los deslizamientos, realizando la recopilación y aplicación de todos ellos sobre un extenso estudio estadístico de diversos deslizamientos reportados en la literatura.

Algunas de estas variables ya habían sido aplicadas con anterioridad por MEDINA BARRERA (1989) y CHAPA GUERRERO (1993). En el presente trabajo se pretende aplicar las clasificaciones de los parámetros de movimientos en masa propuestas por NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991), que a continuación se describen (Figura 37).

1.- *L*: Componente horizontal de todo el deslizamiento, o la distancia de transporte. Es medida entre la parte más alta del escarpe de arranque y el punto más alejado del depósito.

2.- *D*: Representa la longitud del depósito, medido de forma horizontal.

Estas dos variables pueden ser medidas en forma recta o tener algunas inflexiones, de acuerdo a la forma que tome el depósito. Por lo tanto en la figura 36A y B los parámetros *L* y *D* serán los mismos.

3.- *H*: Es la diferencia en elevación entre los dos puntos que definen la línea *L*, es decir, la componente horizontal del depósito completo.

4.- $Le = L - H / \tan 32^\circ$: Definido por HSÜ (1975), la cual reemplaza al coeficiente de fricción equivalente de HEIM (1932), como una medida de la movilidad de la masa derribada, denominada ahora como distancia excesiva de viaje. Es la proyección horizontal de la distancia de desplazamiento mas allá de lo que se puede esperar de una masa rígida deslizada por un plano inclinado, con un ángulo de fricción interna probado del talud, o normal de $0.62 (\tan 32^\circ)$.

5.- L_e/L ; H/L : Indices de movilidad. Particularmente el segundo ha sido descrito anteriormente por HEIM (1932) como "*Fahrböschung*" (talud de viaje) y por BRANDT (1981) como "*Pauschalgefälle*" (ángulo total de la pendiente).

6.- W_m : La componente horizontal del ancho de la masa de roca medido a $D/2$.

7.- W_a : La componente horizontal del ancho máximo de la zona de depósito.

8.- Las relaciones W_m/W_a , W_m/L , W_m/D , W_a/L , W_a/D son indices que describen la forma de la avalancha.

La aportación de NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991) es la determinación de tres diferentes formas en que la morfología local controla los deslizamientos en masa: 1) Acanalamiento de la masa derribada, o de forma de reloj de arena alargado (Figura 37A), 2) Dispersión libre de la masa, con forma de lengua, trapecio o aproximadamente ovalada (Figura 37B) y 3) Impacto normal o casi normal contra la pendiente opuesta, con forma de T deformada (Figura 37C).

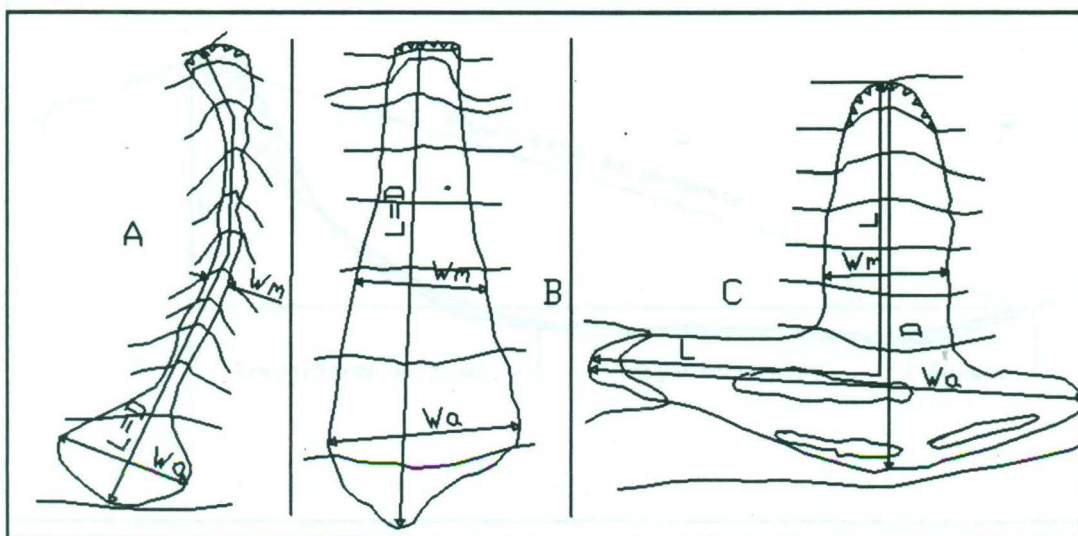


Figura 37. Los tres tipos de configuraciones que una masa deslizada puede tomar como resultado del control morfológico local. A) deslizamiento de alta movilidad; B) deslizamiento de movilidad intermedia; C) deslizamiento de baja movilidad.

Considerando la disipación de la energía generada por el deslizamiento, corresponde a disipación de baja energía, moderada energía y elevada energía respectivamente.

Tomado de NICOLETTI & SORRISO-VALVO, 1991.

4.2.1 Dimensiones del movimiento en masa

Para la determinación del volumen desplazado, es necesario determinar primeramente el área que comprende el depósito, el cual se efectúa mediante perfiles longitudinales a través de la masa deslizada. El mejor ejemplo del dimensionamiento de un deslizamiento fué proporcionado por HEIM (1932). Su aplicación fue practicada por BRANDT (1981), MEDINA BARRERA (1989) y CHAPA GUERRERO (1993), los dos últimos en otras áreas de la S.M.O: Rayones, Nuevo León y San Pedro Garza García (Chipinque), Nuevo León, respectivamente, que serán discutidos en el subcapítulo 4.4.

El perfil esquemático de un deslizamiento se muestra en la Figura 38, en el que BRANDT (1981) reconoce tres zonas: 1) Trayectoria de caída, 2) Trayectoria plana y 3) Zona de resaca.

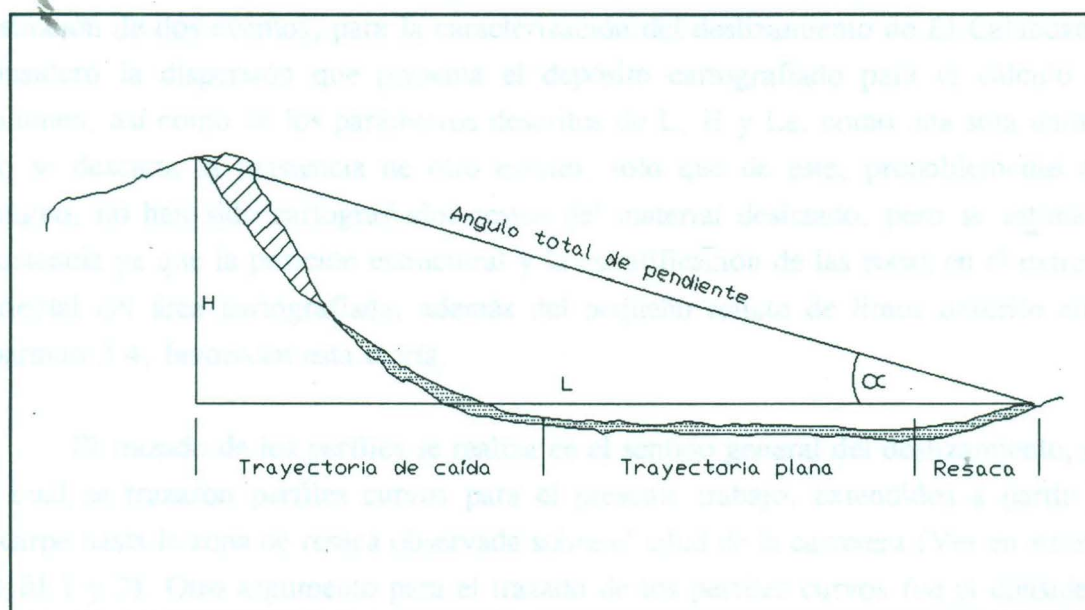


Figura 38. Perfil esquemático longitudinal de un movimiento en masa. Tomado de BRANDT (1981).

La trayectoria de caída estaría constituida por la zona donde la velocidad de la masa deslizada se incrementa considerablemente, debido a su cercanía de la zona de

arranque. La trayectoria plana corresponde a la zona de transporte de la masa propiamente dicha y la resaca correspondería al promontorio creado por la masa deslizada al contactar la pendiente opuesta, la cual no siempre esta presente.

La distancia entre el punto final del deslizamiento y el escarpe, fué denominada por HEIM (1932) como "*Fahrböschung*", el ángulo formado por esta línea y la horizontal representa la pendiente total, de acuerdo con BRANDT (1981).

Para el cálculo del movimiento en masa, se desarrollaron perfiles curvos que abarcaron la superficie comprendida por el depósito del Evento 2, evento del cual se conoce la disposición de los depósitos gracias a la cartografía.

A pesar de que en la descripción del depósito en el apartado 3.4, se hacía la distinción de dos eventos, para la caracterización del deslizamiento de El Calabozo se consideró la dispersión que presenta el depósito cartografiado para el cálculo del volumen, así como de los parámetros descritos de L, H y Le, como una sola unidad. No se descarta la existencia de otro evento, sólo que de éste, probablemente más antiguo, no han sido cartografiados restos del material deslizado, pero se estima su existencia ya que la posición estructural y la estratificación de las rocas en el extremo Oriental del área cartografiada, además del pequeño relicto de limos descrito en el apartado 3.4, favorecen esta teoría.

El trazado de los perfiles se realiza en el sentido general del deslizamiento, por lo cual se trazaron perfiles curvos para el presente trabajo, extendidos a partir del escarpe hasta la zona de resaca observada sobre el talud de la carretera (Ver en Anexos Perfil 1 y 2). Otro argumento para el trazado de los perfiles curvos fué el considerar la distribución de los depósitos y la posición del escarpe con respecto a la zona de resaca y la posterior distribución del material deslizado. Perfiles con flexiones no permiten una adecuada cuantificación, además de que no se ajustaban a la morfología observada. La profundidad del material deslizado se estimó mediante la extrapolación hacia el centro de la masa cartografiada de un contacto conocido entre la masa del deslizamiento y la roca firme, observado en algún extremo de la masa. La posición de este contacto, extrapolado sobre el trazo del perfil, coincide muy cercanamente con la línea morfológica del escarpe natural, al eliminar el trazo de la masa deslizada. Por lo

tanto, con este criterio, se calculó el volumen de los perfiles trazados. La localización de los perfiles obtenidos en este trabajo se encuentran indicados en el mapa de documentación (Anexo 4). Las áreas calculadas para los perfiles se muestran en la Tabla 9, los cuales corresponden a los Anexos 5, 6 y 7, respectivamente.

Tabla 9. Areas calculadas para los depósitos del material desplazado

Perfil 1-1'	58,500 m ²
Perfil 2-2'	89,000 m ²
Perfil 3-3'	119,500 m ²

4.2.2 Cálculo del Volumen del material desplazado

Tanto para realizar las determinaciones de área como de volumen, es necesario cumplir con las siguientes condiciones (MEDINA BARRERA, 1989):

1.- Que exista una inclinación uniforme de la pendiente entre perfiles adyacentes. Con lo cual se puede calcular una media aritmética de las áreas transversales multiplicándola por el espaciamiento entre los perfiles.

2.- La escala de los perfiles debe ser igual tanto en la horizontal como en la vertical.

Para el cálculo del volumen se aplicó la siguiente fórmula (MEDINA BARRERA, 1989)

$$V = (1/2 (A_1 + A_2)) * B \quad (1)$$

donde:

V = es el volumen de la masa derribada

$1/2 (A_1 + A_2)$ = es la media aritmética de áreas en m²

B = es el espaciamiento entre perfiles.

Sustituyendo los valores de área de la tabla 9 en la fórmula (1), y considerando una distancia entre perfiles de 70 y 170 metros, tenemos que

$$V = (1/2 (58,500 \text{ m}^2 + 89,000 \text{ m}^2)) * 70 \text{ m} \quad (2)$$

$$V = (1/2 (89,000 \text{ m}^2 + 119,500 \text{ m}^2)) * 170 \text{ m} \quad (3)$$

obteniendo como resultado para la fórmula (2) un volumen de $5.16 \times 10^6 \text{ m}^3$, y para la fórmula (3) un volumen de $17.72 \times 10^6 \text{ m}^3$. Considerando lo anterior, se puede concluir que el volumen del deslizamiento EL Calabozo es de $23 \times 10^6 \text{ m}^3$ aproximadamente.

4.3 CARACTERIZACION DEL MOVIMIENTO EN MASA EN BASE A LA GEOMETRIA

Mediante la aplicación del parámetro Le anteriormente descrito, HSÜ (1975) elaboró una gráfica que muestra una correlación semilogarítmica positiva entre la distancia excesiva de viaje (Le) contra el volumen. Esto permite diferenciar básicamente a que tipo o categoría de movilidad pertenece el depósito de la masa deslizada en estudio, con lo que establece dos tipos generales de movilidad en deslizamientos: de baja movilidad y alta movilidad. Establece también que el parámetro Le , no se encuentra solamente relacionado al volumen de roca, sino que también con la movilidad de la masa deslizada.

NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991), en base a los parámetros anteriormente descritos, desarrollan gráficas logarítmicas entre parámetros como la longitud total de depositación (L) y Le , contra el volumen. Aquí se establecen tres campos diferentes de concentración, los cuales corresponden a los tres diferentes tipos de control morfológicos establecidos por ellos. Independientemente del volumen, la movilidad decrece progresivamente a medida que el control morfológico pasa del tipo de alta movilidad a la de baja movilidad.

Los valores de los parámetros morfológicos determinados para el movimiento en masa El Calabozo son presentados en la tabla 10, y como resultado de la aplicación de estos parámetros en las gráficas mencionadas (Ver Figura 38 y 39), se obtuvo para el movimiento en masa El Calabozo una categoría de deslizamiento de baja movilidad. Esto es confirmado mediante la caracterización establecida por NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991), apoyado además en la forma en que se distribuyen los depósitos, la cual se asemeja a una "t" curvada y poco desarrollada (Anexo 3).

4.4 CARACTERIZACION DE OTROS MOVIMIENTOS EN MASA EN LA SIERRA MADRE ORIENTAL

De los estudios anteriormente reportados sobre deslizamientos en la S.M.O., se presentan en la tabla 10 los datos de volumen, así como los parámetros determinados para ellos, y los del presente estudio.

Tabla 10. Tabla de valores geomorfológicos determinados para los otros Movimientos en Masa reportados en la S.M.O

	L(m)	A(Km ²)	H(m)	Le(m)	V(10 ⁶ m ³)
Medina-Barrera	2700	4.5	880	1280	432.5
Chapa-Guerrero	3021	4.7	1000	1408	275
Este Estudio	1060	.78	310	867	23

La población de Rayones, cabecera municipal del municipio del mismo nombre, se localiza 70 Km al Soroeste de la ciudad de Monterrey y a 16 Km al Noroeste de la ciudad de Montemorelos, en la parte central del estado de Nuevo León. MEDINA BARRERA (1989), reporta que el deslizamiento en Rayones corresponde a un movimiento de tipo translacional, el cual, "en su parte inicial es de tipo consecuente, cuyo plano de falla se desarrolla paralelo al plano de estratificación y a medida que éste se desarrolla dentro de la masa, se convierte en un deslizamiento insecuente y finalmente vuelve a ser consecuente en la lengua del deslizamiento, considerando que en la base de la masa el plano de falla tiende a ser paralelo con la estratificación". Las causas principales las ha establecido en el diaclasamiento, estratificación con respecto a su posición estructural, erosión y cambios climáticos e hidrológicos.

CHAPA GUERRERO (1993), describe un movimiento en masa localizado en el flanco Norte del anticlinal Los Muertos, dentro del municipio de San Pedro Garza García N.L., a la altura de la zona residencial Olinalá, con una dirección de desplazamiento hacia el NNE, coexistiendo con otros deslizamientos menores a sus flancos. De acuerdo con los perfiles por él presentados, se interpreta un deslizamiento de tipo consecuente. Las causas principales de este deslizamiento, las establece en

procesos de liberación de esfuerzos a los flancos, causando el "cabeceo gravitatorio" hacia el Noreste.

Graficando los valores de la tabla 10 sobre las Figuras 39 y 40, se aprecia una tendencia general de alineación, en correspondencia con el volumen. Cabe observar que, a pesar de poseer el volumen mayor de este grupo de deslizamientos, Rayones presenta un valor del índice de desplazamiento Le ligeramente menor que Olinalá (Tabla 10).

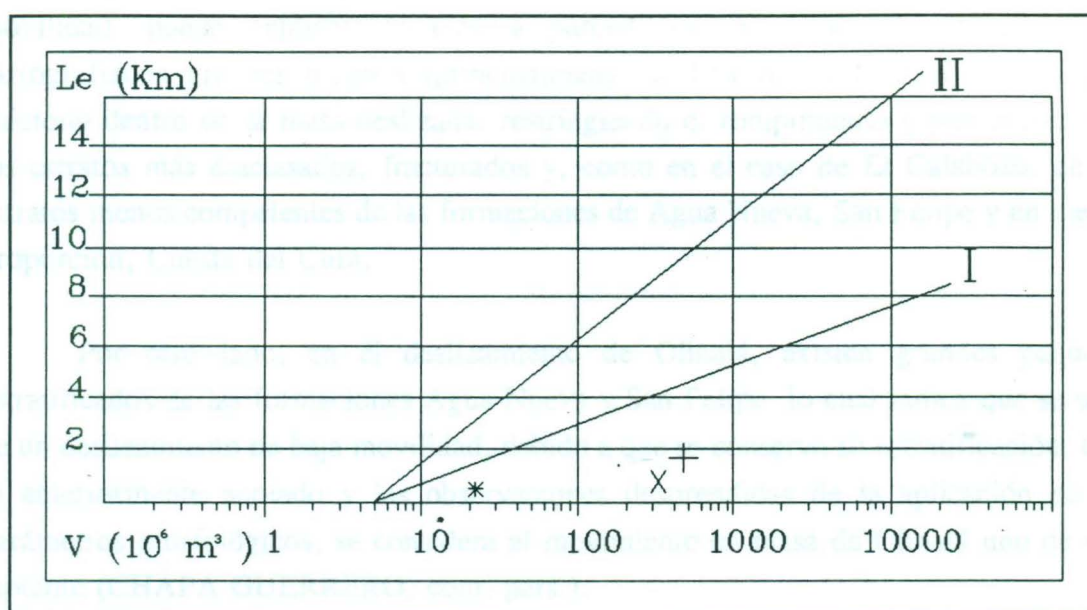


Figura 39. Diagrama empleado por HSÜ (1975) para la diferenciación del tipo de movilidad de las masas derrumbadas. Línea con mayor gradiente (II) indica eventos de mayor movilidad, menor gradiente (I) indica menor movilidad. Los símbolos representan cada uno de los deslizamientos anteriormente reportados en la S.M.O; * El Calabozo; + Rayones; x Chipinque.

En la Figura 40, los movimientos en masa en cuestión quedan clasificados dentro de los límites de los deslizamientos de baja movilidad, de acuerdo con NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991). Para el caso de El Calabozo, claramente se puede apreciar que su pequeño volumen, no permite que desarrolle un factor Le tan elevado. Los valores morfométricos reportados para este movimiento, resultan ser pequeños comparados con los anteriormente reportados en la S.M.O. También se puede establecer

que el deslizamiento de Olinalá (San Pedro Garza García, N.L.), a pesar de poder ser clasificado como un evento de baja movilidad y de poseer un volumen sensiblemente menor que el fenómeno de Rayones, posee un índice de movilidad Le ligeramente mayor que el de Rayones, como consecuencia de haber sido favorecido por un mejor mecanismo de movilidad, preponderantemente gravitatorio propiciado por un fuerte desnivel de terreno.

La clasificación de todos éstos fenómenos como deslizamientos de baja movilidad, puede explicar de manera parcial que en ellos sean reportados y cartografiados grandes bloques (principalmente en Rayones y Olinalá) de material alóctono dentro de la masa deslizada, restringiendo el rompimiento y pulverización a los estratos más diaclasados, fracturados y, como en el caso de El Calabozo, de los estratos menos competentes de las formaciones de Agua Nueva, San Felipe y en menor proporción, Cuesta del Cura.

Por otro lado, en el deslizamiento de Olinalá, existen grandes paquetes estratificados de las formaciones Agua Nueva y San Felipe, lo cual indica que se trata de un deslizamiento de baja movilidad, debido a que se conserva su estratificación. Con lo anteriormente anotado y las observaciones desprendidas de la aplicación de los parámetros morfológicos, se considera al movimiento en masa de Olinalá uno de tipo reptante (CHAPA GUERRERO, com. pers.).

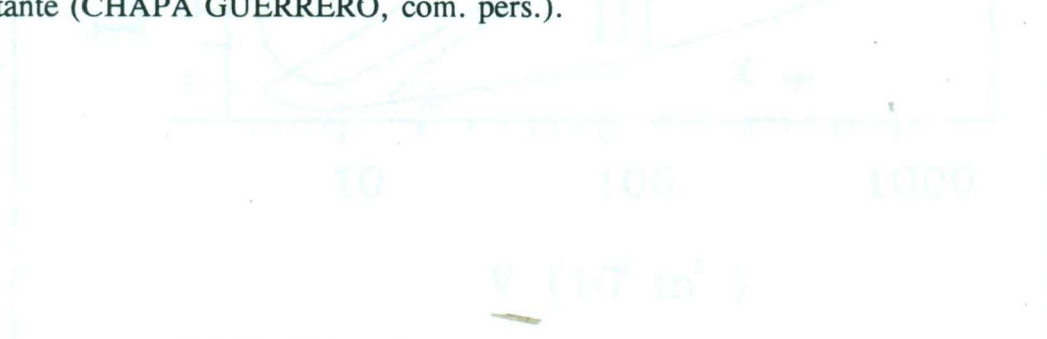


Figura 10. Relación observada del volumen de la masa deslizada con la distancia del movimiento de la masa. Las curvas indican el desarrollo de la relación entre el volumen morfológico I. Avanzamiento de una masa masiva, II. Avanzamiento de movimiento intermedio, III. Avanzamiento de movimiento lento. Se comparó con NICHOLSON & GIBSON (1970) y con los valores reportados para una masa deslizada que intermedia a una masa masiva y a una masa masiva. I. Rayones, II. Rayones, III. Rayones.

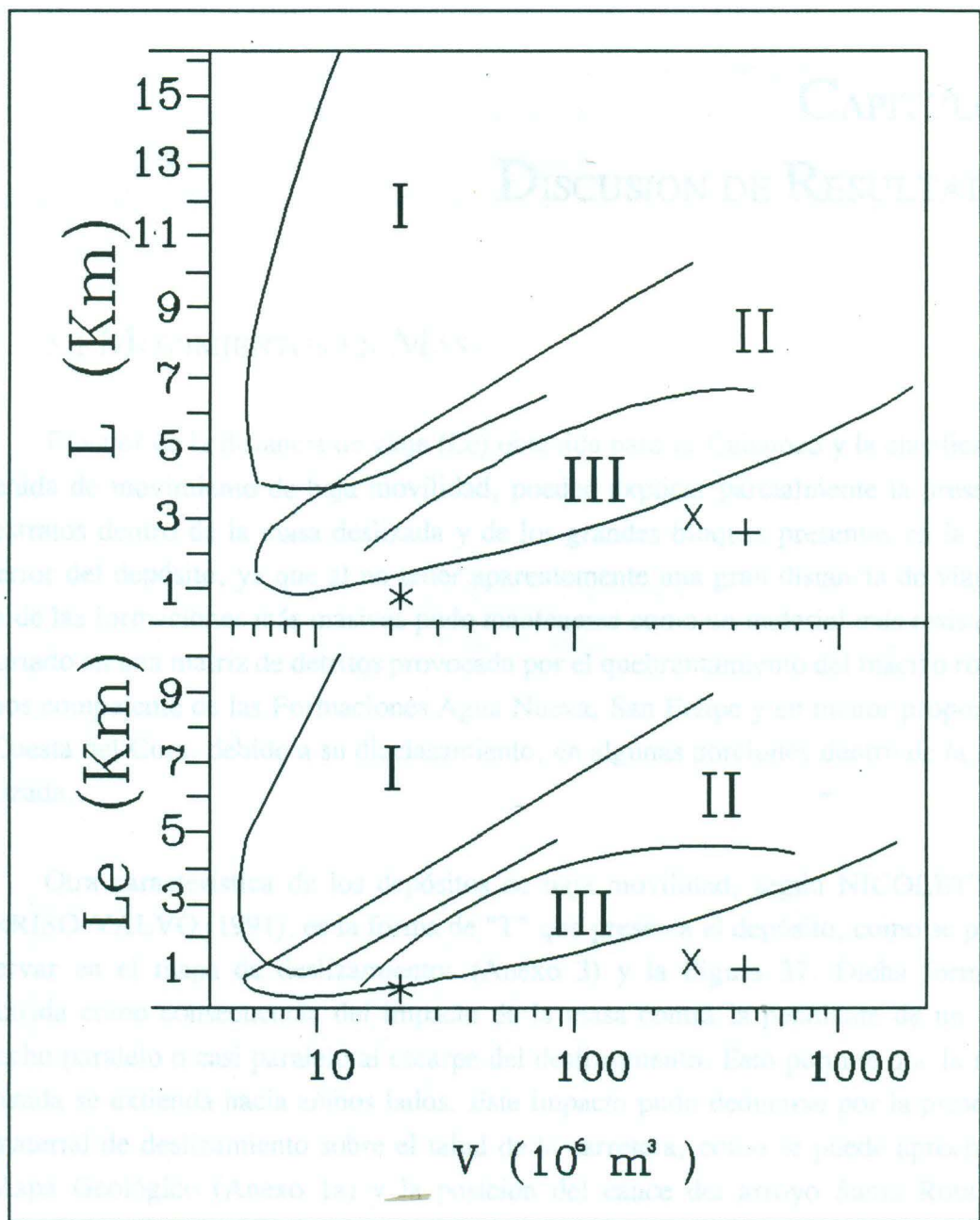


Figura 40. Diagramas obtenidos del arreglo de los parámetros de movilidad en función del volumen de la masa. Los campos indican el dominio de cada tipo de control morfológico: I.- Avalanchas de alta movilidad; II.- Avalanchas de movilidad intermedia; III.- Avalanchas de baja movilidad. De acuerdo con NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991). Los símbolos representan cada uno de los deslizamientos anteriormente reportados en la S.M.O; * El Calabozo; + Rayones; X Chipinque.

CAPITULO 5

DISCUSION DE RESULTADOS

5.1 MOVIMIENTOS EN MASA

El valor de la distancia de viaje (L_e) obtenida para El Calabozo y la clasificación obtenida de movimiento de baja movilidad, pueden explicar parcialmente la presencia de estratos dentro de la masa deslizada y de los grandes bloques presentes en la parte superior del depósito, ya que al no tener aparentemente una gran distancia de viaje, la roca de las formaciones más masivas pudo mantenerse como un material más resistente, soportado en una matriz de detritos provocada por el quebrantamiento del macizo rocoso menos competente de las Formaciones Agua Nueva, San Felipe y en menor proporción de Cuesta del Cura, debido a su diaclasamiento, en algunas porciones dentro de la masa deslizada.

Otra característica de los depósitos de baja movilidad, según NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991), es la forma de "T" que presenta el depósito, como se puede observar en el mapa de deslizamientos (Anexo 3) y la Figura 37. Dicha forma es adquirida como consecuencia del impacto de la masa contra la pendiente de un valle estrecho paralelo o casi paralelo al escarpe del deslizamiento. Esto permite que la masa deslizada se extienda hacia ambos lados. Este impacto pudo deducirse por la presencia de material de deslizamiento sobre el talud de la carretera, como se puede apreciar en el Mapa Geológico (Anexo 1a) y la posición del cauce del arroyo Santa Rosa con respecto al escarpe del deslizamiento.

La extensión del material en El Calabozo, fué favorecido aguas abajo por el gradiente propio del arroyo Santa Rosa, la forma del curso del arroyo, la posición del escarpe, la morfología general de tipo circo y la dirección del deslizamiento hacia el Sureste, como se puede observar en el mapa de deslizamientos (Anexo 3).

TERZAGHI (1950) estableció, entre otros a la humedad, como mecanismos que provocaban los deslizamientos, ya sea esta provocada por abundantes lluvias o por los deshielos. HSÜ (1975) menciona que los grandes deslizamientos reportados en la literatura, estaban sustentados no en un mecanismo provocado por la elevada humedad, sino en un mecanismo de polvo muy fino y aire entre los poros de la masa deslizada, a semejanza de un flujo de detritos ("Sturzstorms"), con características de un fluido de alta viscosidad, pero no un fluido líquido sino sólido.

El material sustentante descrito dentro de los depósitos cartografiados en el área, puede apoyar las observaciones de HSÜ como un mecanismo más de los deslizamientos, pero en El Calabozo, también se encuentran rigiendo condiciones tectónicas particulares que serán discutidas mas adelante.

En cuanto a los depósitos observados en un aparente delta dentro de la masa deslizada (Figura 30), se puede considerar lo siguiente. En la boca de la Cañada El Calabozo, se observó y cartografió un pequeño relicto de terraza, interdigitado con los limos. Si durante el tiempo inmediatamente posterior a la formación del dique natural prevalecieron condiciones climáticas de mayor humedad, de modo que permitieran un mejor régimen de lluvias, el delta observado pudo haber sido formado por el tributario menor que representaba la Cañada El Calabozo. El tributario provendría del talud Norte del Cañón Santa Rosa, descargando su caudal dentro de la recién formada cuenca intramontana. A este respecto, COSTA & SCHUSTER (1988), establecen tres tipos principales de cuencas intramontanas o presas naturales: Presas por deslizamiento con seis variedades; presas por glaciación con nueve variedades y presas de morrenas de la última glaciación con dos variedades. De estos tipos, el presente estudio queda comprendido dentro del tipo de las presas por deslizamiento.

Este tipo de presas, de acuerdo con los autores antes mencionados, poseen varias características que se encuentran presentes en buena medida en El Calabozo: el lago o presa fué creado por un deslizamiento en masa en un lugar donde existe un valle estrecho rodeado por flancos rocosos de gran desnivel topográfico. Este tipo de localidades poseen abundantes fuentes de material, como lo son las masas rocosas fracturadas y alteradas. Otro aspecto es que debido a la morfología que estos tipos de presas presentan, requieren relativamente pequeños volúmenes de material. En

comparación con los volúmenes reportados en Rayones y Chipinque (Ver Tabla 10), El Calabozo representa un volumen muy pequeño.

Las presas por deslizamiento pueden ser clasificadas geomorfológicamente por sus elevaciones con respecto al nivel base del arroyo o río. Para las seis variedades que indican los autores antes mencionados para esta categoría, se presenta la configuración de cada una en la Figura 41; una breve descripción se presenta a continuación.

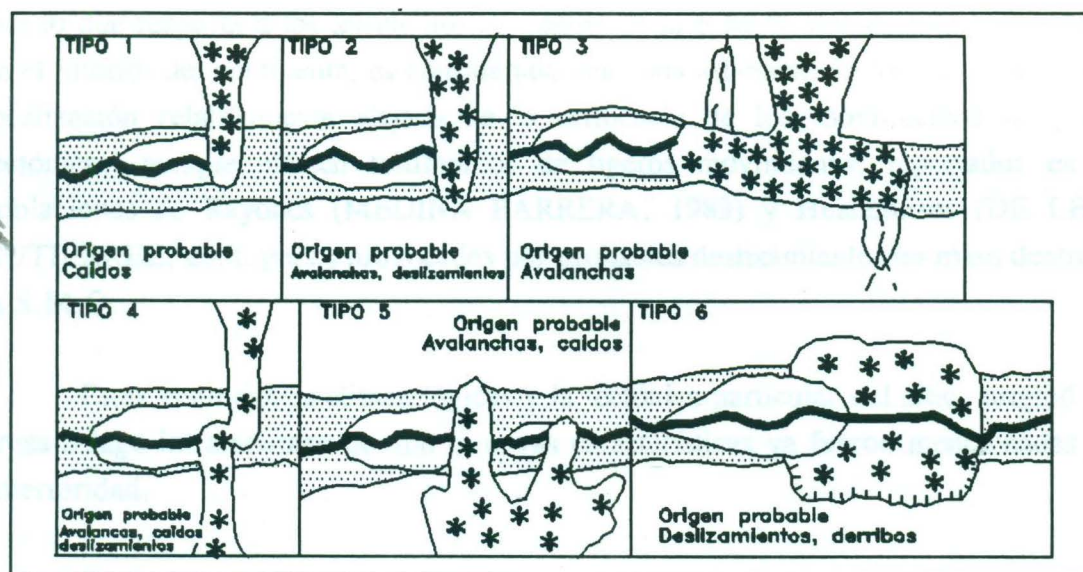


Figura 41. Clasificación de presas por deslizamiento. Se indica el proceso más probable que puede formar cada tipo de presa. Tomado de COSTA & SCHUSTER (1988).

Tipo 1.- Presas pequeñas con respecto al ancho del valle o cauce y no llegan a alcanzar los bordes del mismo.

Tipo 2.- Mucho mayores que llegan a depositar restos del dique en los taludes opuestos.

Tipo 3.- Este tipo involucra los mayores volúmenes de material, abarcando de un lado a otro de la zona de desprendimiento.

Tipo 4.- Este es creado por la caída simultánea de material a ambos lados del valle.

Tipo 5.- Cuando el mismo deslizamiento posee varias lenguas de detritos que le permiten extenderse, se crea una o varias presas debido a las lenguas de detritos.

Tipo 6.- Este tipo involucra a una o varias superficies de despredimiento que se extienden por el valle o cauce, alcanzando el talud contrario creando lagos debido al incremento del nivel del cauce.

Las causas que producen a este tipo de presas por deslizamiento, son establecidas en la excesiva precipitación y terremotos. Sin embargo, es una hipótesis actualmente el que las condiciones climatológicas que rigieron en la región al comienzo de la era Cuaternaria, eran diferentes a las actuales y estas hayan permitido una mayor humedad. Por lo que respecta a los terremotos, la región de la S.M.O. debido a su localización en el interior del continente, es considerada una zona asísmica, en lo que respecta a su localización relativamente alejada de la influencia de los movimientos de placas tectónicas, aunque existen testimonios de ligeros movimientos reportados en las poblaciones de Rayones (MEDINA BARRERA, 1989) y Hualahuises (DE LEON GUTIERREZ, com. pers.) provocados por probables deslizamientos en masa dentro de la S.M.O.

Estas condiciones climatológicas y la tectónica particular del sitio, originó una presa o lago intramontano de tipo 6, cuyas características ya fueron mencionadas con anterioridad.

5.2 TECTONICA

Las variaciones en el espesor de las formaciones cartografiadas, pueden explicarse como resultado de la respuesta de las rocas a la deformación, manifestada en el área de estudio por la formación de pliegues intraformacionales de tipo zig zag (Ver Figura 12) y chevron. Esto pudo ser observado en la Formación Cuesta del Cura, durante las visitas a campo (Ver Figura 21) y el análisis tectónico (Ver Figura 19 y 20). El desarrollo de estos pliegues entre capas con una respuesta diferente a la deformación, causaría cambios en el espesor general de toda la formación. Además, la Formación La Peña es inferida en la porción Oriental del área cartografiada, lo que provoca que el espesor de la Formación Aurora sea un poco ambiguo.

Por otro lado, puesto que el área estudiada se encuentra flanqueada por dos estructuras anticlinales (Ver Figuras 8, 23 y 24), y presentándose en ambos flancos la Formación La Peña, puede esperarse que en éstos flancos se liberen fuerzas de tensión por gravedad, favorecidas por la presencia de una roca muy delgada y de frágil resistencia a la deformación como lo es la Formación La Peña, en medio de rocas mucho más densas y de mayor resistencia a la deformación como lo son las Formaciones Cupido, Aurora y el resto de las secuencias Mesozoicas, en conjunción con la vergencia de las estructuras, que varía regionalmente entre los 45° a 75° Noreste (PADILLA Y SANCHEZ, 1982). Esta liberación de tensión por gravedad, puede provocar que los espesores varíen grandemente, llegando a ser mayores dónde la tensión es liberada, y menores en donde por consecuencia de lo anterior, las formaciones se adelgazan y por lo tanto, disminuyen su espesor.

Además, la evidencia de campo permite estimar que la mecánica de los fenómenos presentes y detectados en la cartografía están determinados por la posición estructural de los estratos, la morfología que es resultado indirecto de lo anterior y la deformación estructural de las rocas aflorantes. La situación estructural general del área en estudio, evidenciado por el análisis de rosas de fracturamiento, tiene gran influencia en la presencia de desprendimiento de bloques y en el movimiento en masa en general, como puede deducirse de la coincidencia observada entre estos patrones de fracturamiento y las direcciones de desprendimiento obtenidas mediante el análisis por falsillas de Schmidt.

Las primeras observaciones de campo permiten definir que el Evento 2, con un escarpe de arranque en el talud Occidental, es resultado de la conjugación del diaclasamiento y la posición de los estratos. Se estima que un primer evento, mucho más antiguo que el cuantificado, precedió a éste en la margen Oriental del área cartografiada. Aunque no se observan claramente restos posibles de éste fenómeno, se pudo deducir debido a la posición estructural de las rocas aflorantes en el sentido del talud. Esto fué demostrado mediante el análisis tectónico discutido en el subcapítulo 3.2. El análisis estereográfico también ayudó a definir una estructura plegada (Ver Figura 19.A y Figura 20.C). Un anticlinal buzante localizado en este talud, afecta a la Formación Cuesta del Cura, y que representa una zona de debilidad, que en conjunción con el talud y el diaclasamiento, favoreció un desprendimiento de material rocoso, sobre

todo si se considera el rumbo de desprendimiento obtenido mediante el análisis practicado (Ver Figura 19 y 20). Las condiciones para la creación de una cuenca intramontana mencionadas con anterioridad, también representan una argumento a favor de una deslizamiento precedente.

5.3 ESTIMACION DE LA PERMEABILIDAD

Como se describió con anterioridad en el apartado 3.5, en toda la extensión del depósito se contó con una importante participación de material fino, como harina de roca, arena muy fina e incluso limos. Con el análisis granulométrico practicado a 13 muestras recolectadas se puede observar, que la curva granulométrica en las muestras analizadas se prolonga desde los fragmentos de grava media y fina, pasando por toda la gama de las arenas, con la prolongación hacia los bloques.

Las fracciones recuperadas de las cribas de diámetro de 19 y 16 mm, presentaban una mala clasificación de redondez, siendo principalmente angulosos. Estos fragmentos de roca fueron desprendidos de bloques mayores dentro de la masa del derrumbe. Lo anterior pudo ser observado al momento de recolectar la muestra para su análisis, poniendo de manifiesto que algunos bloques, aparentemente resistentes y sanos contenidos en esta matriz, en realidad guardan un estado de fuerte fracturamiento.

La determinación de la permeabilidad por medio del método granulométrico practicado en este trabajo, arrojó resultados muy heterogéneos. Aún siendo un método inexacto, proporciona una idea de la permeabilidad del material depositado por el movimiento en masa.

Como se muestra en la tabla 8, los valores del coeficiente de Uniformidad (U) y el coeficiente de permeabilidad (K), son muy variables y denotan una heterogeneidad ya observada en campo. Cabe señalar, sin embargo, que las muestras marcadas con la clave Ch (Figura 34), las cuales corresponden a El Chopo, localizado en la parte inmediata anterior a los depósitos lacustres, presentan un comportamiento muy homogéneo en su distribución granulométrica.

Todos los valores de permeabilidad obtenidos, corresponden a rangos de material permeable, lo cual pudo causar en algún momento una erosión regresiva del material del dique y paulatinamente provocar el colapso hidráulico de éste. Como mencionan COSTA & SCHUSTER (1988) las presas por deslizamiento no poseen una compactación sistemática y pueden ser porosas. El filtrado del agua a través del dique potencialmente podría llevar al colapso por erosión interna ("piping") o tubificación. De manera particular, las presas por deslizamiento del tipo 6 poseen menos posibilidades de fluir debido a que no causan un bloqueo completo del cauce, por lo que la corriente puede continuar fluyendo a travez del dique y resulta improbable que ocurra un rápido desborde de la cuenca y una incisión muy rápida del dique.

5.4. COMENTARIOS GENERALES

De acuerdo con COSTA & SCHUSTER (op, cit), los lagos creados por deslizamiento pueden durar varios minutos o varios cientos de años, dependiendo de varios factores entre otros: el volumen, tamaño, forma y clasificación del material; índices de percolación a través del dique, índices de sedimentación y flujo de agua dentro de la cuenca.

Mediante la datación de Carbono 14 practicada a materia orgánica diseminada en los limos depositados dentro de la cuenca intramontana de interés, denominado "Evento 2", se ha podido determinar una edad aproximada para este evento de 6,000 años, correspondiente al Holoceno (DE LEON GUTIERREZ, en preparación).

Análisis palinológicos practicados a los depósitos lacustres, tanto del Evento 1 como del Evento 2, para determinar la flora predominante o existente durante el tiempo en que duró el lago, no han reportado hasta la fecha resultados concretos.

En estudios previos desarrollados en los limos por BRANDENBURG (1995), se reconocieron horizontes de "chalk coal" o material orgánico.

Se estima, que el clima dentro de la región Noreste de México durante el cuaternario, favoreció una mayor humedad, de lo contrario, bajo el régimen de lluvias

actual, es poco probable que se llegasen a depositar los limos de más de 50 metros que actualmente se conocen en El Calabozo. En cuanto a los índices de sedimentación y flujo de agua dentro de la cuenca, BRANDENBURG (op. cit.) indica que las capas de gravas y arenas presentes en los depósitos de limo con superficies de contacto erosivo, indica la existencia de lluvias torrenciales de corta duración. La velocidad de flujo hacia la cuenca la estima en 12 m/s, con lluvias de 1 a 3 horas de duración. Además el lago contenía agua no solo de las precipitaciones calculadas, sino también de algunas otras fuentes aguas arriba, como se puede deducir de la presencia de un relicto de terraza en la parte superior de los depósitos de limos, localizados en la boca de la Cañada El Calabozo.

La prueba probablemente pueda estar contenida dentro del material palinológico de los limos, al poder caracterizarse algunas especies vegetales indicatorias de mejores condiciones de humedad.

CAPITULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

Las causas que originaron el movimiento en masa del El Calabozo se encuentran condicionadas en gran parte a la situación geológica del área estudiada, y principalmente a que en el momento en que ocurre el fenómeno prevalecían otras condiciones climatológicas en la región. Hipotéticamente estas fueron de mayor humedad, como lo evidencía el gran depósito de limos originados por una mayor afluencia en el caudal del arroyo Santa Rosa, el desarrollo de 4 a 5 escalones de terraza a lo largo del cañón Santa Rosa y la datación radiométrica efectuada en estos depósitos, que se remonta a la época del Plioceno-Pleistoceno (DE LEON GUTIERREZ, en preparación).

Para este movimiento en masa, de pequeña magnitud, se determinó un volumen de $23 \times 10^6 \text{ m}^3$, y $1.98 \times 10^3 \text{ m}^3$ como volumen del dique, casi el 10% de la masa deslizada, cuyo depósito ocupa una área de 0.78 km^2 . Comparado con áreas como Chipinque y Rayones, El Calabozo representa un evento muy local dentro de la escala regional de la S.M.O., pero igualmente interesante por las consecuencias que este tuvo.

Los movimientos en masa reportados en la S.M.O., clasificados de acuerdo a los parámetros morfométricos establecidos por NICOLETTI & SORRISO-VALVO (1991) y con el apoyo de las gráficas de HSÜ (1975), representan todos eventos de baja movilidad. De forma particular el evento estudiado representa uno de baja movilidad, que de acuerdo a NICOLETTI & SORRISO-VALVO (op, cit), se caracteriza por un depósito con forma de "T" y un control morfológico que favorece una elevada dispersión de energía cinética.

El análisis tectónico por Redes Estereográficas de Schmidt, permitió definir que el mecanismo predominante en los taludes del área son del tipo tridimensional, con

direcciones de deslizamiento que varían entre un sentido Sureste, Suroeste y Oeste, dependiendo a su vez, de la posición tectónica de los estratos aflorantes. También se pudo determinar una zona de plegamiento sobre el talud Occidental del Cerro El Fuste, cuya posición con respecto al talud favorece actualmente la formación de "Chorreras", y anteriormente a un primer movimiento en masa. Se estima que este fenómeno fué mucho más antiguo.

Aunque se cuenta con argumentos estructurales para la determinación de un primer movimiento en masa, cuyo escarpe se localizaría sobre el talud del Cerro El Fuste, la cuantificación y clasificación en general del Calabozo se practicó sobre la evidencia concreta con que se cuenta, a través de la cartografía practicada. La distinción de dos eventos tiene conotaciones sólomente descriptivas. La presencia de un relicto de limos aguas abajo del Chopo, representa una pregunta abierta sobre las condiciones climatológicas en que se desarrolló esta cuenca intramontana y la región.

Los restos de limos observados en El Calabozo indican que la pequeña cuenca abarcó todo el ancho del arroyo Santa Rosa; aunque alcanzó el talud opuesto del cauce, el volúmen del dique no es tan grande como lo indica el tipo 3, y además el movimiento en masa no presenta zonas de arranque a ambos lados del cauce y no formó lenguas de detritos como indican los tipos 4 y 5 de las presas por deslizamiento (COSTA & SCHUSTER, 1978). Por lo tanto se establece que el deslizamiento cuantificado de El Calabozo, originó un lago mediante un proceso de movimiento en masa, creando una presa o lago del tipo 6, de acuerdo con COSTA & SCHUSTER (op. cit.). Las características del depósito, las condiciones de formación y la permeabilidad que presentan este tipo de presas por deslizamiento ya discutidas, permiten concluir que El Calabozo es una presa por deslizamiento del tipo 6.

Esta clasificación morfológica practicada en El Calabozo sería una primera aproximación de la cuantificación de movimientos en masa, la cual se sumaría a las medidas preventivas conocidas de las investigaciones efectuadas en Rayones y San Pedro Garza García, Nuevo León. Como método de clasificación puede ser aplicado en otras zonas que revisten de interés como Los Pinos, también dentro del Cañón Santa Rosa y en Lampacitos, Nuevo León.

6.2 RECOMENDACIONES

Dentro del estudio de los movimientos en masa, la clasificación estricta y definida de los fenómenos, aún no ha sido resuelta, ya que la mayoría de las veces el fenómeno es nombrado de acuerdo al material involucrado (FLEMING & VARNES, 1991) en conjunción con la mecánica particular de cada evento. Pero un problema aún importante por resolver es la metodología de cuantificación de la masa deslizada.

Durante la elaboración de este trabajo, se pudo constatar que la aplicación de métodos de ingeniería civil para la cubicación de materiales, métodos también aplicados en la minería, resultan ser los más apropiados, aunque con la reserva de un error desprendido de la incertidumbre de la colocación de la superficie base o de reposo sobre la cual descansa la masa de roca desplazada, es decir, el contacto roca-material desplazado. En el presente estudio, se puede contar con la visualización del contacto entre la masa deslizada y la roca firme, lo que permitió una mayor certidumbre en los cálculos de volumen. En otros casos, como en San Pedro Garza García prácticamente se procedió al modelaje del deslizamiento.

La determinación del contacto entre la roca firme y el material desplazado, puede ser resuelta si se efectuaran perforaciones dentro del perímetro del depósito, lo que permitiría a su vez conocer las características granulométricas y el material de relleno entre poros y bloques de manera directa. En condiciones de riesgo geológico para zonas urbanas, éstos pozos pueden servir de monitoreo ante un deslizamiento o movimiento latente. Si se aplican métodos indirectos, se recomienda la aplicación de geofísica, ya sean métodos eléctricos o sísmicos. Los resultados de volumen así obtenidos, permitirán una determinación más acertada de las dimensiones de un fenómeno latente, y aplicando las regresiones y derivaciones reportadas en la literatura, llegar a la predicción de la longitud máxima probable que alcance algún deslizamiento, creándose con esto un radio de seguridad de afectación para las construcciones urbanas y civiles. Lo anterior puede ser muy bien aplicado dentro de la zona urbana de Monterrey, donde la mancha urbana ha comenzado a demandar mayores espacios, restando seguridad a las pendientes montañosas. En la literatura consultada, ésta es la consigna a resolver, conociendo ya de antemano los riesgos y sus consecuencias.

Por lo que respecta a la determinación de la permeabilidad, en el caso de materiales muy heterogeneos, los métodos granulométricos representan los más acertados, en vista de lo práctico de su implementación. Sin embargo, bajo otras condiciones y en otras partes de la región, son recomendables los ensayos de bombeo, para la cuantificación de la operatividad de un acuífero para ser explotado. Esta práctica puede ayudar a solucionar algunos problemas de planeación en la operación de los sistemas de agua potable en la región.

Cabe señalar, que sería una aplicación interesante la modelación del volumen mínimo del dique creado por el deslizamiento. El deslizamiento aquí discutido no es el único en el cañón Santa Rosa, y sus consecuencias no se encuentran exentas en cada uno de los casos. El material deslizado, cuando por consecuencia del mismo obstruye el cause natural, se convierte en dique, y es conocido en la Ingeniería, que para cualquier obra hidráulica (llamase presas) son requeridas por parte del material que forma el dique, determinadas características que en su conjunto retendrán un volumen estimado de agua. En los casos de represas naturales, los materiales que intervienen son en muchas veces mal clasificados, y por lo tanto, su capacidad de retención es cuestionable. Sin embargo, por mucho tiempo permitieron la depositación de grandes paquetes de limos (evidencia de campo), lo que indica que a pesar de su heterogeneidad, los diques resistieron el empuje del agua. La cuestión ahora es determinar sus dimensiones.

Como parte del conocimiento Cuaternario se puede proponer el modelado del dique que retuvo en cada caso, un determinado volumen de agua. Para poder llevar a cabo esto serán necesarios el realizar pruebas de laboratorio, como lo son las de resistencia, permeabilidad, peso volumétrico en seco, en húmedo, etc. Todos los parámetros necesarios en el diseño y construcción de presas.

BIBLIOGRAFIA

AYDAN, O.; SHIMIZU, T. & ICHIKAWA (1989). The effective failure modes and stability of slopes in Rock Mass with two discontinuity sets. *Rock Mech. Rock Engng.* 22: 163-188.

----- & KAWAMOTO, T. (1992). The stability of slopes and underground openings against flexural toppling and their stabilisation. *Rock Mech. Rock Engng.* 25: 143-165.

ALEXANDER, D. & FORMICHI, R. (1993). Tectonic causes of Landslides. *Earth processes and Landforms.* 18: 311-338.

BRANDENBURG, L. A. (1995). Quärtergeologie, Sedimentologie una paläohydrologische Entwicklung des Sedimentationsbeckens in El Calabozo, Canyon Sta. Rosa in der Sierra Madre Oriental, Nordostmexiko. (" Geologia Cuaternaria, Sedimentología y Modelado paleohidrológico de la Cuenca de sedimentación en El Calabozo, Cañón Santa Rosa en la Sierra Madre Oriental, Noreste de México"). Christian-Albrechts-Universität, Kiel. Alemania. Tesis de Maestria. 91 pp más anexos. (No publicada).

BURROWS, R. H. (1910). Geology of Northern Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 7: 85-103.

CARLSEN, T. W. (1987). Stratigraphy and structural traverse of Santa Rosa Canyon, Nuevo Leon Mexico. En BARBARIN, J. M.; GURSKY, H. J. & MEIBURG, P. (Eds). *Simposium El Cretácico de México y América Central. Resúmenes. Actas Fac. Ciencias. Tierra. U.A.N.L.* 2: 205-212.

CHAPA GUERRERO, J. R. (1987). Zur Geologie, Bodenmechanik und Hydrogeologie der Niederterrase des Rheins im Aufschlußbereich des Eisenhüttenwerkes Duisburg-Huckingen, (Westteil). ("Sobre la Geología, Mecánica de suelos e Hidrología de la terraza baja del Rhin en la región de Eisenhüttenwerk, Duisburg-Huckingen; (Parte Oeste)"). Clausthal-Zellerfeld. Tesis de Maestria. 105 pp, más anexos. (No publicada).

----- (1993). Massenbewegungen an Steilhängen der Sierra Madre Oriental im Grossraum Monterrey, Mexiko. ("Movimientos en masa en taludes escarpados de la Sierra Madre Oriental dentro del área metropolitana de Monterrey, México"). *Mitt. fur Ing. Geol. u. Hydrog. RWTH Aachen, Alemania.* Tesis Doctoral. 164 pp, mas anexos. (Publicada).

CHAPA GUERRERO, J. R.; MEIBURG, P. & SCHETELIG, K. (1994). Riesgos Geológicos en la Sierra Madre Oriental (Estado de Nuevo León) México. Zbl. Geol. Paläontol.- Teil 1, 1993: 555-566.

CONKLIN, J. & MOORE, C. (1977). Paleoenvironmental analysis of the lower Cretaceous Cupido Formation, Northeast Mexico, en: DEBOUT, D. G. & LOUCKS, R. G. eds (1977): Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico, applications to subsurface exploration. Bureau of Econ. Geol., The University of Texas at Austin: 302-323.

COSTA, J. E. & SCHUSTER, R. L. (1988). The formation and failure of natural dams. Geol. Soc. Am. Bull. 100: 1054-1068.

DE CSERNA, Z. (1989). An outline of the geology of Mexico. En: Bally, A.N. & Palmer, A.R. (Eds). The Geology of North America-An overview: Boulder, Colorado. Geological Society of America. The Geology of North America, Vol A: 233-264.

DE LEON GUTIERREZ, A. (1991). Mapeo Geológico en el área de Galeana, N.L. y El desarrollo facial de la Formación Cupido en el área de Galeana, N.L. Fac. Ciencias. Tierra. U.A.N.L. Tesis de Licenciatura. 122 pp, más anexos. No publicada.

-----, Investigación de las terrazas fluviales en el Cañón Santa Rosa para la reconstrucción de las variaciones climáticas regionales, desde Iturbide hasta las Crucitas, Linares, Nuevo León, México; y la propuesta de una estratigrafía regional Cuaternaria. Fac. Ciencias. Tierra. U.A.N.L. Tesis de Maestría (En preparación).

DREMIS, F. & SORRISO-VALVO, M. (1994). Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. En Oyagi, N.; Sorriso-Valvo, M. & Voight, B. (Ed). Special Issue Deep-seated Landslides and Large-scale Rock Avalanches. Engineering Geology. 38: 231-244.

FLEMING, R. W. & VARNES, D. J. (1991). Slope Movements. Geol. Soc. Am. Bull. Centenial Special Volume 3: 201-218.

GÖTTE, M. (1990). Halotektonische Deformationsprozesse in sulfatgesteinen del Minas Viejas-Formation (Ober-Jura) in der Sierra Madre Oriental. Nordost-Mexiko. ("Procesos halotectónicos en rocas sulfatadas de la Formación Minas Viejas (Jurásico Superior) en la Sierra Madre Oriental, Noreste de México"). Tesis Doctoral. Darmstadt. (No Publicada).

GUZMAN, E. J. & DE CSERNA, Z. (1963). Tectonic History of Mexico. En Childs, O. E. & Warren Beebe, B. (Ed) Backbone of the Americas a Symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 2: 113-129.

HEIM, A. (1932). Bergsturz und Menschenleben. Zürich, Fretz und Wasmuth, 218p.
Traducción al Ingles por Skerner, N.A. (1989). Landslides and human lives.
Vancouver, British Columbia, Bitech Publishers Ltd. 195 p.

HEITFELD, K. H., HESSE, K. H. & DÜLLMANN, H. (1982). Ingenieurgeologische
Untersuchungen im Festgestein des Rheinischen Schiefergebirges. Mitt. Ing.-u.
Hydrogeol. 12: 84-128.

HOEK, E. & BRAY, J. W. (1977). Rock slope Engineering. The Institution of Mining
and Metallurgy (London).

HSÜ, K. J. (1975). Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) generated by Rockfalls.
Geol. Soc. Am. Bull. 86: 129-140.

IMLAY, R. W. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Gulf. Coast.
Assoc. Geol. Soc. Trans. 47: 1091-1152.

----- (1937). Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico.
Geol. Soc. Am. Bull. 49: 539-602.

INEGI (1986). Síntesis Geográfica del Estado de Nuevo León. S.P.P. 170 pp, más
anexos.

KEEFER, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. Geol. Soc. Am. Bull. 95:
406-421.

LANGGUTH, H. R. & VOIGHT, R. (1980). Hydrogeologische Methoden. Springer-
Verlag, Berlín, Heidelberg, New York.

LONGORIA, J. F. (1985). Tectonic transpression in the Sierra Madre Oriental
northeastern Mexico: An alternative model. Geology. 13: 453-456.

MEDINA-BARRERA, F. (1989). Sicherheitsanalyse und Risikobewertung von
Massenbewegungen für die Stadt Rayones, Nuevo León, Sierra Madre Oriental,
Mexiko. ("Análisis de las condiciones de seguridad de los movimientos en masa y
estimación de riesgos para la población de Rayones, Nuevo León, Sierra Madre
Oriental, México"). Technische Hochschule Darmstadt, Alemania. Tesis Maestría. 110
pp más anexos. (No publicada).

----- (1986). Post-Paleocene Tectonics of Northeast Mexico and its role
in the evolution of Gulf Mexico. Geol. Int. 25: 193-206.

MEIBURG, P.; CHAPA-GUERRERO, J. R.; GROTEHUSMANN, I.; KUSTUSCH, T.; LENTZY, P.; DE LEON-GOMEZ, H. & MANSILLA-TERAN, M. A. (1987). El Basamento precretácico de Aramberri-estructura clave para comprender el décollement de la cubierta jurásica/cretácica de la Sierra Madre Oriental, México?. En BARBARIN, J. M.; GURSKY, H. J. & MEIBURG, P. (Eds). Simposium El Cretácico de México y América Central. Resúmenes. Actas Fac. Ciencias. Tierra. U.A.N.L. 2: 15-22.

MICHALZIK, D. (1988). Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko-Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes. (Triásico a Cretácico basal inferior del Noreste de la Sierra Madre Oriental, México-Desarrollo facial de un margen continental pasivo"). TH Darmstadt. Alemania. Tesis Doctoral. 247 pp. (No publicada).

MORAN ZENTENO, D. J. (1986). Breve revisión sobre la evolución Tectónica de México. Geof. Int. 25: 9-41.

MUIR, J. M. (1936). Geology of the Tampico Region, Mexico. Am. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa Oklahoma. 280 pp.

MULDER, T. & COCHONAT, P. (1996). Classification of offshore mass movements. J. Sed. Res. 66-1.: 43-57.

NICOLETTI, P. G. & SORRISO-VALVO, M. (1991). Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. Geol. Soc. Am. Bull. 103: 1365-1373.

OVIEDO LERMA, R. E. (1991). Mapeo Geológico en el área de Brownsville, al Sureste de Galeana, Nuevo León y Estudio bioestratigráfico del Límite Jurásico-Cretácico en el área de San Lucas, Galeana, Nuevo León. Fac. Ciencias, Tierra. U.A.N.L. 146 pp., más anexos. (No publicada).

PADILLA y SANCHEZ, R. J. (1978). Bosquejo Geológico Estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León. Univ. Nal. Autón. México., Inst. Geol. Revista. 2-1: 45-54.

----- (1982). Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico. Ph.D. The University of Texas at Austin. 233 pp. (No publicada).

----- (1986). Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of Gulf Mexico. Geof. Int. 25: 157-206.

PEÑA PONCE, V. H. (1992). Mapeo Geológico en el área de Puerto Pastores al Sureste de Galeana, Nuevo León y Estudio bioestratigráfico en la parte superior de la formación Taraises en el área de San Lucas, Galeana, Nuevo León. Fac. Ciencias. Tierra. U.A.N.L. Tesis de Licenciatura, 109 pp, más anexos. (No publicada).

SEIBERTZ, E. (1988). El desarrollo Cretácico del archipiélago de Tamaulipas-I. Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de Inocerámidos en el Estado de Nuevo León (Turoniano, Noreste México). Actas. Fac. Ciencias. Tierra, U.A.N.L. 3: 13-29.

SELLES MARTINEZ, J. (1988). La proyección Estereográfica. Principios y aplicaciones en geología estructural. Asoc. Geol. Argentina. Serie B: Didáctica y Complementaria No. 18: 115 pp.

SHANMUGAM, G. (1996). High density Turbidity currents: Are they sandy debris flows?. Journal of Sedimentary Research. 66: 2-10.

SUTER, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. Geol. Soc. Am. Bull. 98: 249-264.

TERZAGHI, K. (1950). Mechanism of Landslides. Geol. Soc. Am. Bull. Eng. Geol. Berkeley Volume: 83-123.

WILSON, J. L. (1975). Carbonate facies in Geological History. New York, Springer-Verlag. 471 pp.

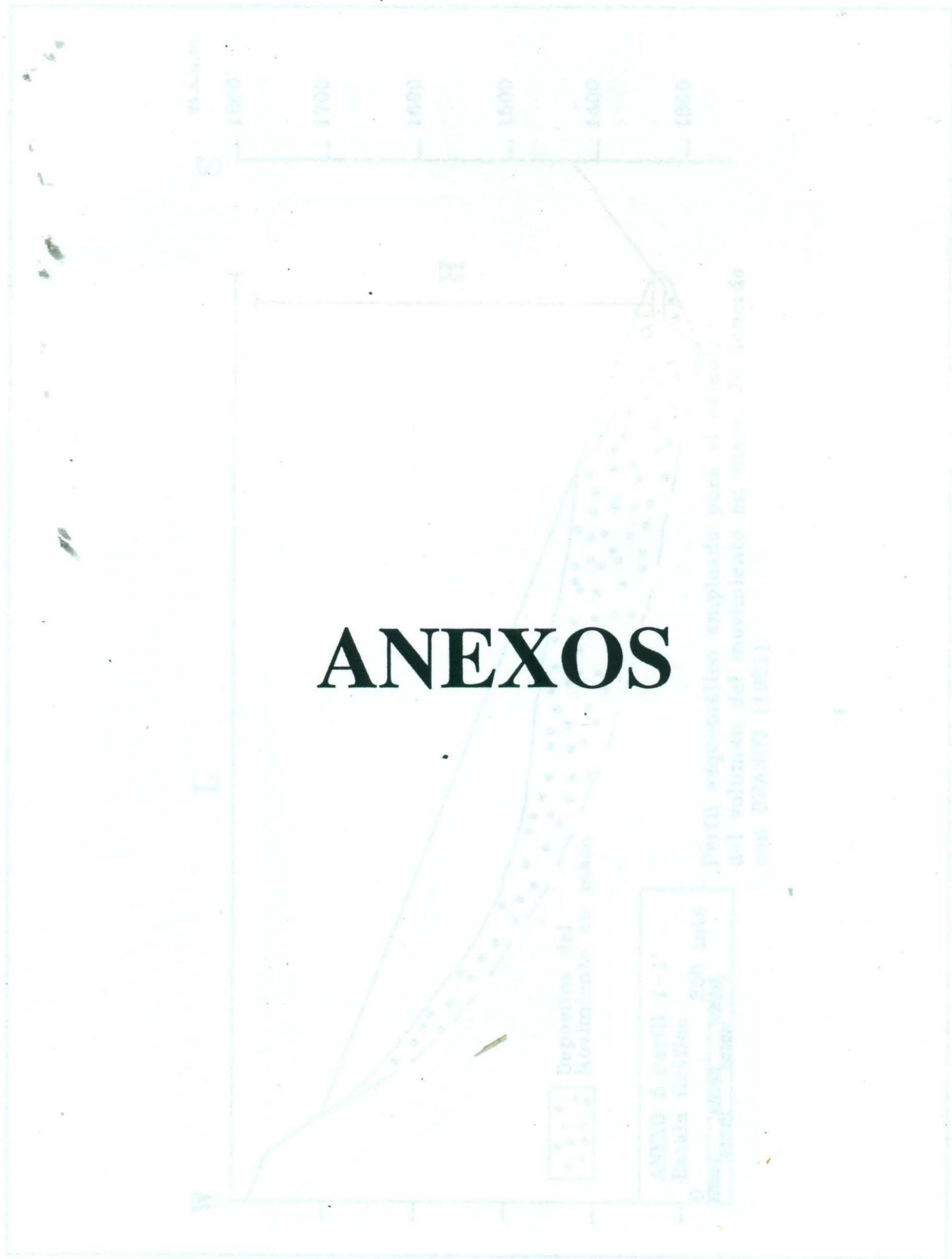
----- (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico-a review. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. 9: 235-255.

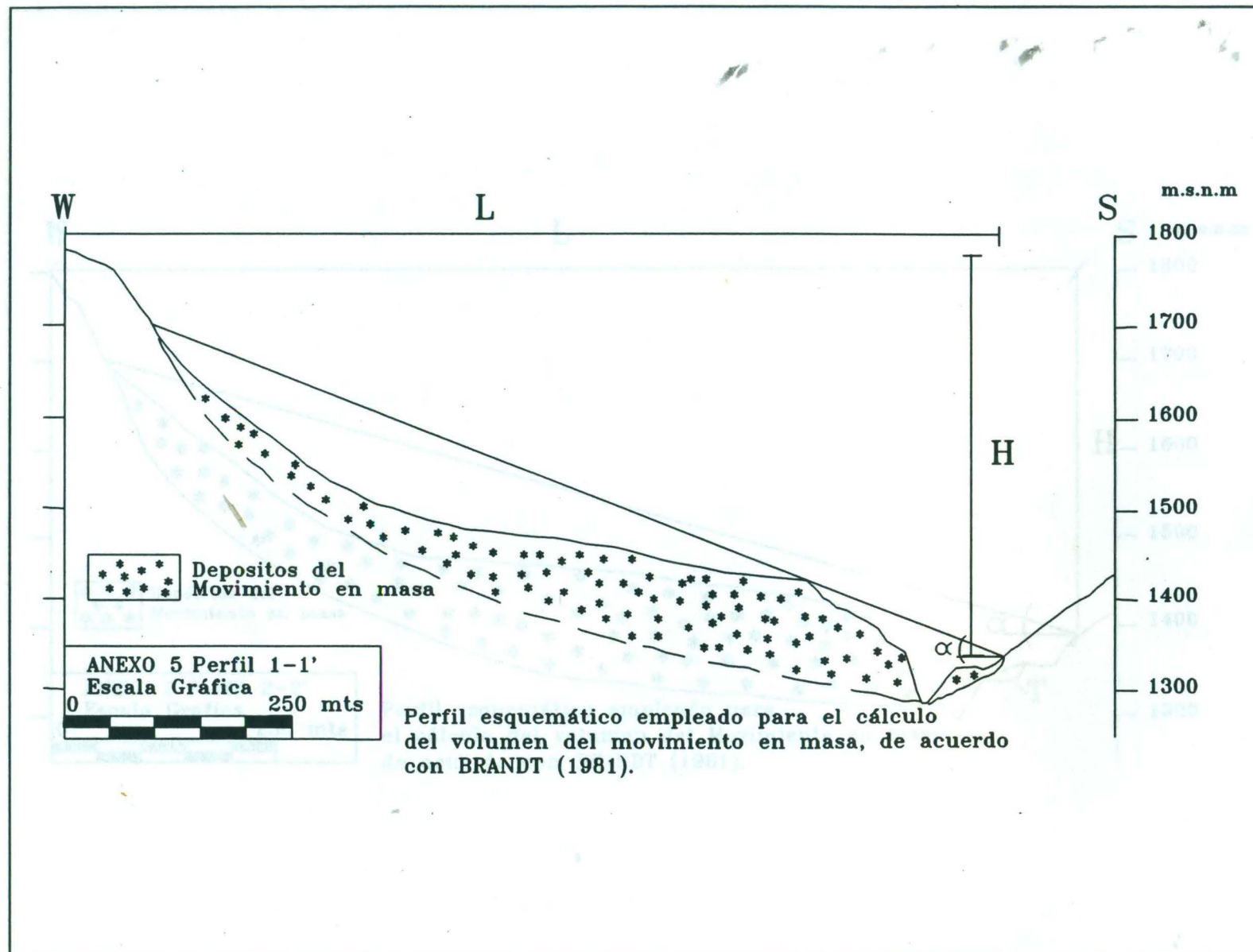
WERNER, J. (1995). Cursos Hidrogeología I y II. Fac. Ciencias. Tierra. U.A.N.L. 113 pp.

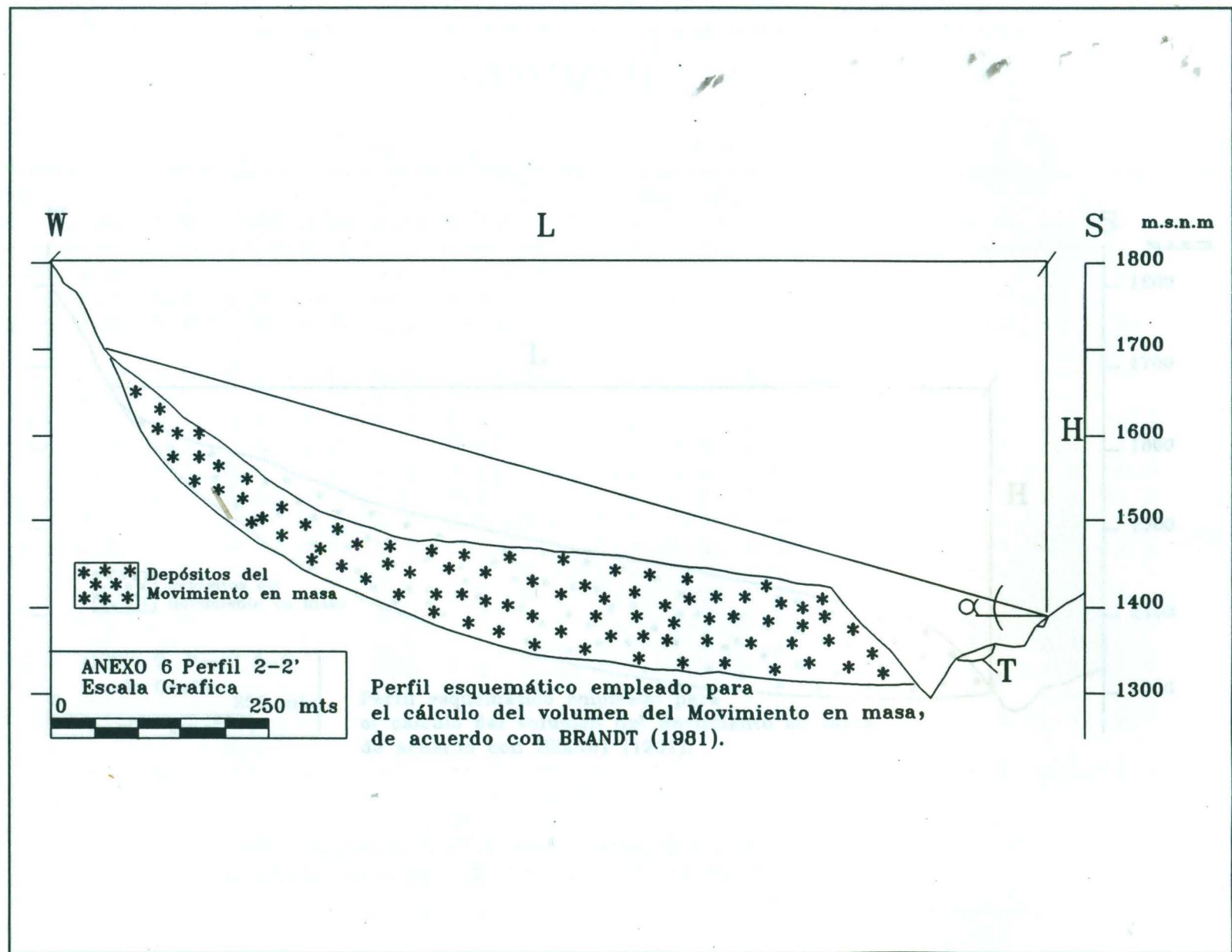
----- (1996). Introducción a la Hidrología. Universidad Autónoma de Nuevo León. 174 pp.

ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1969). Landslides and their control. Czechoslovak Academy of Sciences. Elsevier, Prague. 205 pp.

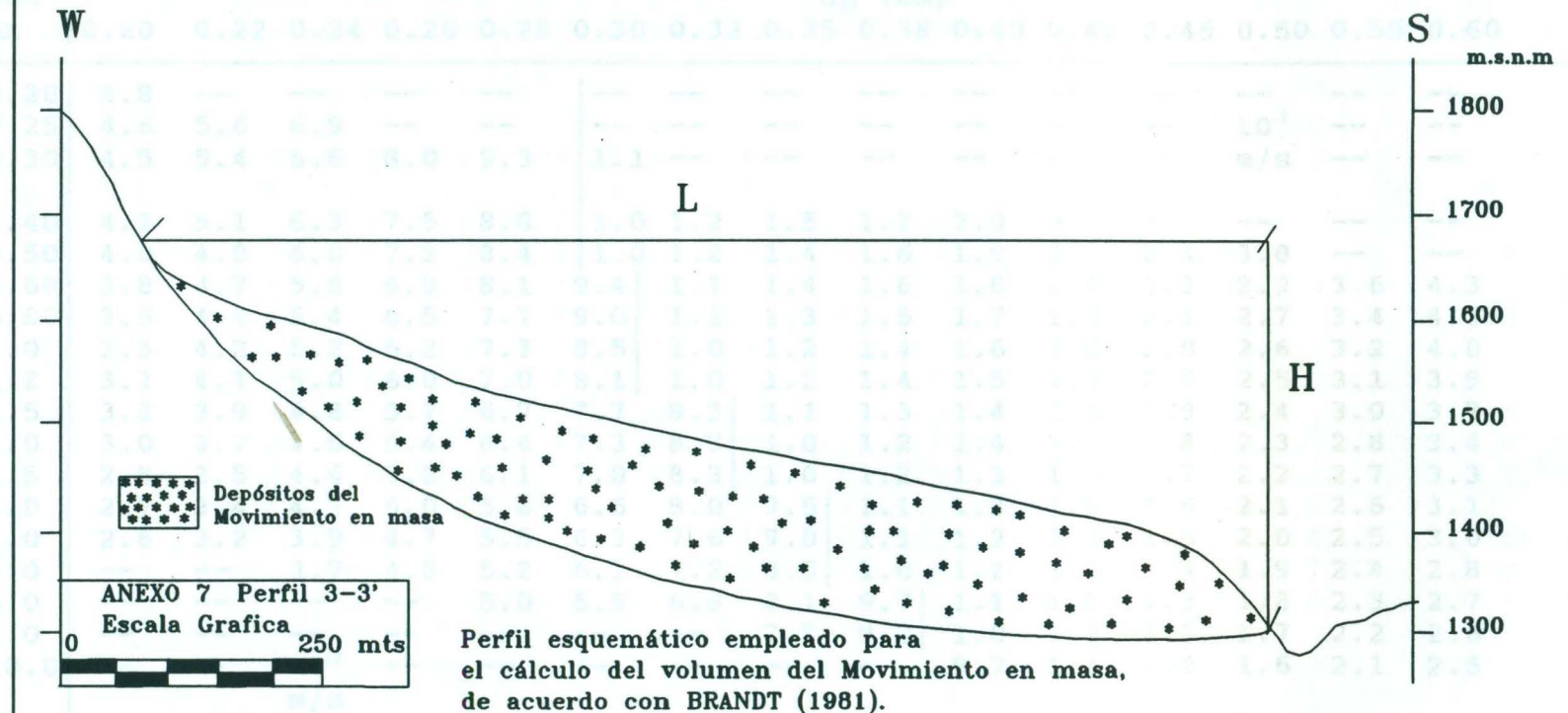
ANEXOS







ANEXO 8a



ANEXO 8a

d ₆₀ mm	d ₁₀ (mm)														
	0.20	0.22	0.24	0.26	0.28	0.30	0.32	0.35	0.38	0.40	0.42	0.45	0.50	0.55	0.60
0.20	4.8	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
0.25	4.6	5.6	6.9	--	--	--	--	--	--	--	--	--	10 ⁻³	--	--
0.30	4.5	5.4	6.6	8.0	9.3	1.1	--	--	--	--	--	--	m/s	--	--
0.40	4.2	5.1	6.3	7.5	8.8	1.0	1.2	1.5	1.7	2.0	--	--	--	--	--
0.50	4.0	4.9	6.0	7.2	8.4	1.0	1.2	1.4	1.6	1.9	2.1	2.4	3.0	--	--
0.60	3.8	4.7	5.8	6.9	8.1	9.4	1.1	1.4	1.6	1.8	2.0	2.3	2.9	3.6	4.3
0.80	3.6	4.4	5.4	6.5	7.7	9.0	1.1	1.3	1.5	1.7	1.9	2.1	2.7	3.4	4.1
1.0	3.5	4.2	5.2	6.2	7.3	8.5	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0	2.6	3.2	4.0
1.2	3.3	4.1	5.0	6.0	7.0	8.1	1.0	1.2	1.4	1.5	1.7	2.0	2.5	3.1	3.9
1.5	3.2	3.9	4.8	5.7	6.7	7.7	9.3	1.1	1.3	1.4	1.6	1.9	2.4	3.0	3.7
2.0	3.0	3.7	4.5	5.4	6.4	7.3	8.7	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.3	2.8	3.4
2.5	2.8	3.5	4.4	5.2	6.1	7.0	8.3	1.0	1.2	1.3	1.5	1.7	2.2	2.7	3.3
3.0	2.7	3.4	4.2	5.0	5.8	6.6	8.0	9.5	1.1	1.3	1.4	1.6	2.1	2.6	3.1
4.0	2.6	3.2	3.9	4.7	5.5	6.3	7.6	9.0	1.1	1.2	1.3	1.5	2.0	2.5	3.0
5.0	--	--	3.7	4.5	5.2	6.1	7.2	8.5	1.0	1.2	1.3	1.4	1.9	2.4	2.8
6.0	--	--	--	--	5.0	5.9	6.9	8.1	9.7	1.1	1.2	1.3	1.8	2.3	2.7
8.0	--	--	--	--	--	--	--	7.7	9.2	1.0	1.2	1.3	1.7	2.2	2.6
10.0	--	--	10 ⁻⁴	--	--	--	--	--	--	9.7	1.1	1.2	1.6	2.1	2.5
			m/s												
12.0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1.6	2.0	2.4

Tabla para estimar el coeficiente de permeabilidad de las curvas de
conversión, según BEYER (1964, en LANGGUTH & VOIGHT, 1980)

ANEXO 8b

d_{60} mm	d_{10} (mm)														
	.060	.065	.070	.075	.08	.085	.09	.10	.11	.12	.13	.14	.15	.16	.18
0.06	4.3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
0.08	4.1	5.0	5.8	6.7	7.7	--	--	--	--	--	--	--	10 ⁻⁴	--	--
													m/s		
0.10	4.0	4.7	5.3	6.4	7.3	8.4	9.6	1.2	--	--	--	--	--	--	--
0.12	3.8	4.4	5.0	6.2	7.0	8.1	9.2	1.1	1.4	1.7	--	--	--	--	--
0.15	3.6	4.2	4.9	5.9	6.7	7.8	8.8	1.1	1.4	1.7	2.1	2.3	2.7	--	--
0.20	3.4	4.0	4.7	5.6	6.4	7.3	8.4	1.0	1.3	1.6	2.0	2.2	2.6	2.9	3.8
0.25	3.2	3.8	4.5	5.3	6.1	7.0	8.0	1.0	1.2	1.6	1.9	2.1	2.5	2.8	3.6
0.30	3.1	3.6	4.3	5.1	5.9	6.7	7.7	9.6	1.2	1.5	1.8	2.0	2.4	2.7	3.5
0.40	2.9	3.4	4.1	4.8	5.6	6.3	7.3	9.0	1.2	1.4	1.7	1.9	2.3	2.6	3.3
0.50	2.8	3.3	3.9	4.6	5.3	6.0	7.0	8.6	1.1	1.4	1.6	1.8	2.2	2.5	3.2
0.60	2.7	3.2	3.7	4.4	5.1	5.8	6.7	8.4	1.1	1.3	1.6	1.8	2.1	2.4	3.1
0.80	2.5	3.0	3.5	4.2	4.9	5.5	6.3	7.9	1.0	1.2	1.5	1.7	2.0	2.2	2.9
1.0	2.4	2.9	3.4	4.0	4.7	5.2	6.0	7.5	9.5	1.2	1.4	1.6	1.9	2.1	2.8
1.2	2.3	2.8	3.3	3.8	4.5	5.0	5.8	7.3	9.2	1.1	1.4	1.5	1.8	2.0	2.7
1.5	--	--	3.1	3.6	4.3	4.8	5.5	7.0	8.8	1.0	1.3	1.4	1.8	1.9	2.6
2.0	--	--	--	--	--	--	5.2	6.6	8.3	1.0	1.2	1.4	1.7	1.8	2.4
2.5	--	--	10 ⁻⁵	--	--	--	--	--	7.8	9.5	1.2	1.3	1.6	1.8	2.3
			m/s												
3.0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1.2	1.5	1.7	2.2

Tabla para estimar el coeficiente de permeabilidad de las curvas de
conversión, según BEYER (1964, en LANGGUTH & VOIGHT, 1980)

EXPERIENCIA PROFESIONAL CURRICULUM VITAE

NOMBRE: Uriel Martín Pedraza Rodríguez

FECHA DE NACIMIENTO: 9 de Octubre de 1970

LUGAR DE NACIMIENTO: Monterrey, Nuevo León

NACIONALIDAD: Mexicana

ESTADO CIVIL: Casado

PRIMARIA: Escuela Primaria Dr. Jaime Torres Bodet. 1976-1978
Monterrey, Nuevo León.
Escuela Primaria Profr. Alberto Jauregui López. 1979-1982
Monterrey, Nuevo León.

SECUNDARIA: Escuela Secundaria No. 50. "Lic. José Vasconcelos". 1982-1985
Monterrey, Nuevo León.

PREPARATORIA: Preparatoria No. 15
Universidad Autónoma de Nuevo León
1985-1987. Monterrey, Nuevo León

UNIVERSIDAD: Ingeniero Geólogo-Mineralogista
Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
1987-1991. Linares, Nuevo León.

FECHA DE EXAMEN PROFESIONAL: 3 de Diciembre de 1993

MAESTRIA: Maestría en Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
1994-1996. Linares Nuevo León.

FECHA DE EXAMEN DE GRADO:

EXPERIENCIA PROFESIONAL: Beca-Tesis de Licenciatura
Instituto de Investigaciones Eléctricas, Plaza
Palmira, Cuernavaca, Morelos.
Departamento de Geotermia,
División de Fuentes de Energía.
Junio de 1992 a Mayo de 1993.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e
Informática.
Dirección Regional Centro-Sur Cuernavaca,
Morelos.
Brigadista de Fotoidentificación
Junio a Agosto de 1993.

Compañía Minera B.H.P. S.A. de C.V.
Oficina de Exploración, Cuernavaca, Morelos
Geólogo Jr.
Marzo a Septiembre de 1997.

Universidad Autónoma de Guerrero
Escuela Regional de Ciencias de la Tierra
Maestro Investigador de Tiempo Completo
Agosto de 1997 a la fecha.

EXPERIENCIA DOCENTE:

Cursos básicos (Tronco Común)
Facultad de Ciencias de la Tierra:

*Mineralogía General. Febrero a Julio de 1995 y
Agosto de 1995 a Enero de 1996.

*Petrografía Ignea y Metamórfica
Febrero a Julio de 1995.

*Curso de campo "Excursion Mineralógica Norte
de México"
Febrero a Julio de 1995.

Escuela Regional de Ciencias de la Tierra
Docente de tiempo completo
Agosto a la fecha

ASOCIACIONES:

Instituto Nacional de
Geoquímica, A. C.

Unión Geofísica Mexicana.