

03060

2

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**Instituto de Geología
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra**

**“ANALISIS DE LA ESTABILIDAD DE EDIFICIOS
VOLCANICOS DEL FLANCO ORIENTAL DE LA SIERRA
CITLALTEPETL - COFRE DE PEROTE”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS
(V U L C A N O L O G I A)**

P R E S E N T A :

RODOLFO DIAZ CASTELLON

DIRECTOR DE TESIS: DR. GERARDO CARRASCO NUÑEZ

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CD. UNIVERSITARIA

2003

A





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

PAGINACIÓN DISCONTINUA

RESÚMEN

El sector Oriental de la cordillera volcánica Pico de Orizaba – Cofre de Perote (PO-CP) presenta diferentes condiciones de inestabilidad con un alto potencial para desencadenar el colapso sectorial de sus laderas. Dichas condiciones podrían a su vez formar flujos de escombros y/o avalanchas catastróficas cuyas áreas de inundación afectarían a la población e infraestructura ubicada en la planicie costera del Golfo.

Con esta perspectiva, se evaluaron las condiciones de inestabilidad de esa cordillera volcánica a fin de identificar las áreas potenciales de colapso y las áreas de peligro para toda la sierra.

En este trabajo, se analizaron las zonas de inestabilidad o de posible falla estructural, mediante la integración de información diversa como: precipitación pluvial, hidrografía, geología, sistemas estructurales predominantes y colapsos previos. El análisis de esa información permitió elaborar un mapa de fuentes potenciales de materiales en caso de falla estructural.

Asimismo, con la información de los depósitos de flujos de escombros y avalanchas reportadas en la región, y con el empleo de una versión mejorada del Flow-2D se efectuaron modelaciones que dieron lugar a un mapa, en el cual se ilustra cuales áreas podrían ser afectadas en caso de que ocurriera el deslizamiento o colapso sectorial de alguna de las estructuras en el flanco oriental de la cordillera PO-CP.

La zonificación de peligros para eventos catastróficos de colapsos o desprendimientos volcánicos muestra tres escenarios de diferente magnitud. Sin embargo, es necesario aclarar que este mapa se presenta como una primera evaluación de peligros del flanco oriental de la cordillera PO-CP; para continuar con la investigación, se hace necesario llevar a cabo estudios geológicos mas

TEXTOS CON
FALLA DE ORIGEN

detallados, así como la evaluación de las condiciones mecánicas de cada una de las estructuras que componen esta cordillera.

También se presenta un nuevo mapa de peligros para flujos piroclásticos del Pico de Orizaba , el cual puede considerarse como una optimización del mapa de peligros publicado recientemente y para ese volcán se hacen nuevas consideraciones de peligro acerca de ciudades que no estaban incluidas en el mapa de peligros anterior.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer el financiamiento para poder elaborar la presente tesis, el cual vino de las siguientes fuentes. Del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) para el proyecto clave 27554-T denominado "*Evolución vulcanológica del sector oriental del cinturón volcánico mexicano. Evaluación de su actividad reciente y riesgos potenciales*". Así como al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), para el proyecto IN104401 denominado "*Génesis, evolución y condiciones hidrogeológicas de los cráteres de explosión del centro de México*".

Para la elaboración del trabajo de tesis, quisiera agradecer la invaluable asesoría del Dr. Gerardo Carrasco Núñez, quién dirigió y revisó el trabajo.

A los Doctores: Jorge Aranda Gómez, Luca Ferrari Pedraglio, Sergio Raúl Rodríguez Elizarrarás y José Luis Macías Vázquez, por sus comentarios en la revisión de la versión final del trabajo.

A la Lic. Teresa Soledad Medina Malagón por ayudarme en la búsqueda de material bibliográfico, y a la Ing. Ivonne A. Moreno Chacón, por su ayuda en la parte de programación.

Quisiera agradecer especialmente a mis padres, Rodolfo Arturo y María Sydnia, quienes han hecho posible mi desarrollo profesional y humano.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

**“ANÁLISIS DE LA ESTABILIDAD DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS DEL FLANCO
ORIENTAL DE LA SIERRA CITLALTÉPETL – COFRE DE PEROTE”**

Resúmen	i
Agradecimientos	iii
Contenido	iv
I INTRODUCCIÓN	
I.1 Antecedentes.....	4
I.2 Objetivos e Importancia.....	8
II METODOLOGÍA	
II.1 Tipos de Modelación.....	12
II.2 Elaboración del Modelo de Elevación Digital.....	15
III INESTABILIDAD DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS	
III.1 Condiciones de Inestabilidad.....	21
III.2 Mecanismos Disparadores.....	35
III.3 Estructuras y Depósitos de Colapso.....	40
IV ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE LA SIERRA CITLALTÉPETL – COFRE DE PEROTE	
IV.1 Geología.....	43
IV.2 Depósitos de Avalancha y Flujo en la Cordillera.....	57
IV.3 Características Morfoestructurales.....	62
IV.4 Alteración.....	71
IV.5 Sismicidad.....	76
IV.6 Condiciones Climáticas.....	80
IV.7 Discusión.....	84
V MODELACIÓN DE FLUJOS	
V.1 Dinámica de los flujos.....	89
V.2 Modelado en dos dimensiones.....	94
V.2.3 Mapa de flujos piroclásticos.....	104
VI CONCLUSIONES.....	109
BIBLIOGRAFIA.....	111
ANEXOS “A”, “B”, “C”.....	119

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

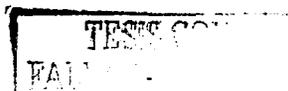
Figuras

1.1	Ubicación de la zona de estudio	7
2.1	Resolución espacial del sistema de percepción remota Landsat 7 TM	15
2.2	Modelo de elevación digital de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote	17
3.1	Transición de fracturamiento de roca	24
3.2	Variación del esfuerzo efectivo	26
3.3	Distribución de esfuerzos inducidos por propio peso	29
3.4	Dirección de colapsos	30
3.5	Dirección de colapso por efectos del basamento	31
3.6	Distribución de diques por esfuerzos regionales	32
4.1	Mapa geológico regional de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote	46
4.2	Basamento sedimentario	47
4.3	Geológico de las diferentes etapas de formación del volcán Pico de Orizaba	53
4.4	Campo geológico de Las Cumbres	54
4.5	Depósitos de colapso documentados	61
4.6	Mapa estructural y alineamiento de estructuras principales ..	63
4.7	Características estructurales del basamento	65
4.8	Mapa morfológico del Cofre de Perote y CV La Gloria	69
4.9	Mapa morfológico del CV Las Cumbres y Pico de Orizaba ..	70
4.10	Imagen Landsat 7 del Cofre de Perote	73
4.11	Imagen Landsat 7 del complejo La Gloria y del campo volcánico de Las Cumbres	74
4.12	Imagen Landsat 7 del volcán Pico de Orizaba	75
4.13	Distribución de sismos	78
4.14	Mapa de Isoyetas	82
4.15	Mapa de Isotermas	83
4.16	Mapa de variación de temperatura	83
4.17	Mapa compuesto para discusión	87
4.18	Mapa de zonas potenciales de inestabilidad	88
5.1	Transformación de energía potencial a energía cinética	91
5.2	Hidrología del modelado	96
5.3	Gráficas comparativas de modelados	97
5.4	Modelado	101
5.5	Modelado	102
5.6	Mapa de peligros de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote	103
5.7	Mapa de peligros por flujos piroclásticos	107
5.8	Comparación del mapa de peligros con la documentación existente	108

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tablas

2.1	Equipos de percepción remota	14
3.1	Condiciones que causan la inestabilidad de una ladera volcánica	22
3.2	Mecanismos de disparo	35
3.3	Características de los depósitos	42
4.1	Erupciones para los últimos 20,000 años	51
4.2	Distribución de sismos	79



I. INTRODUCCION

El peligro potencial que representa el colapso de un volcán se estima en al menos cuatro eventos por cada siglo alrededor del mundo durante los últimos 500 años (Siebert, 1987). Esta recurrencia debe de ser considerada en la evaluación del peligro volcánico de zonas activas o de zonas inestables como se discutirá mas adelante.

El estudio de los peligros volcánicos se ha vuelto un tema que genera cada vez mayor interés entre las autoridades de protección civil alrededor del mundo. La violenta erupción del Monte Santa Elena en 1980, que provocó el colapso sectorial de la cara norte del edificio y que generó lahares con un volumen superior a los $1.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ de material (Pierson, 1985), abrió una nueva perspectiva acerca de los daños y áreas de afectación que pueden ser causados por este tipo de fenómenos. La distancia que puede viajar un lahar o una avalancha de escombros, representa un peligro importante, incluso para poblaciones que no se encuentran cerca de un volcán, ejemplo de esto es el colapso del volcán Nevado de Colima que generó Avalanchas y lahares los cuales llegaron hasta el Océano Pacifico cubriendo una longitud de 120 km. (Stoopes y Sheridan 1992), la avalancha producida por el colapso sectorial del volcán de Colima, es considerada como una de las mas voluminosas registradas en todo el mundo, sin embargo en estudios recientes, ha sido propuesto que la avalancha cubre una longitud de 45 km. y posteriormente esta sufre una transformación a lahar el cual se movilizó hasta llegar al Océano Pacifico (Capra y Macías 2002), cubriendo la distancia documentada por Stoopes. Otro ejemplo es el lahar Teteltzingo, formado en el Volcán Pico de Orizaba, el cual inundó un área de $1.4 \times 10^8 \text{ m}^2$ con un volumen de $1.8 \times 10^9 \text{ m}^3$ (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993).

La continua actividad que presentan los Volcanes Popocatépetl y Colima ha conducido a la necesidad de contar con mapas que identifiquen distintas zonas de peligro. A la fecha se cuenta con mapas de peligros para estos volcanes y

recientemente el Volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba. Sin embargo, es indispensable contar con mapas de peligro no solo de aquellos volcanes que están en actividad o lo han hecho en tiempos recientes, sino también de aquellos que pueden ser potencialmente peligrosos. Mas aún, un volcán puede representar un peligro aún cuando este se considere extinto, ya que puede presentar condiciones de inestabilidad capaces de disparar en cualquier momento y sin previo aviso el colapso parcial del edificio, generando avalanchas y/o flujos de escombros con una amplia distribución en sus laderas inferiores, ejemplo como el caso del Volcán Nevado de Toluca (Capra y Macías, 2002). La estratificación de las capas que conforman la estructura volcánica, y su posición con respecto a la geometría del edificio, generan planos potenciales de falla (Goodman y Scott, 2000), además de ello, sismos (Praise y Jibson, 2000), precipitación excesiva (Iritiano *et al.*, 1998), erosión (Matsukura *et al.*, 2002), fallamiento (Vidal y Merle, 2000), esfuerzos tectónicos (Nakamura, 1977) alteración hidrotermal (López y Williams, 1993), e intrusión magmática (Elsworth y Voight, 1996), pueden ser mecanismos que, ayudados por efectos gravitacionales, pueden generar desprendimiento de rocas, el colapso de una ladera volcánica, y en casos extremos, el colapso sectorial del edificio volcánico.

En este trabajo, se analizan las condiciones de estabilidad de las laderas orientales que componen la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, las cuales tienen una mayor vulnerabilidad y por lo tanto implican un mayor riesgo. A este respecto se considera oportuno enfatizar la diferencia entre lo que significa peligro y lo que significa riesgo.

Peligro: es la probabilidad de que un área determinada sea afectada en un intervalo de tiempo (Tilling y Beate, 1993).

La mención de la palabra *riesgo* implica la conjugación de tres factores

- La población y los bienes materiales amenazados
- La vulnerabilidad o proporción de posible afectación

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- La probabilidad de ocurrencia de un peligro volcánico determinado
(Carrasco-Núñez G., 1997)

Otra definición de riesgo, ha sido propuesta (De la Cruz Reyna, 1996), se encuentra basada en la fórmula de Fournier D'Albe para la cual la relación se encuentra como una función de los factores descritos a continuación.

$$Riesgo = \frac{(Peligro) \times (Vulnerabilidad) \times (Valor)}{(Preparación)}$$

(De la Cruz-Reyna, 1996)

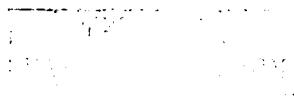
Para una adecuada evaluación de la fórmula anterior De la Cruz-Reyna, define los siguientes conceptos:

Vulnerabilidad; medida proporcional de valores perdidos como resultado de un evento determinado.

Valor; se refiere al valor del área amenazada: número de vidas humanas involucradas o valor monetario y capacidad productiva perdidas.

Preparación; reducción de la vulnerabilidad a través de diferentes medidas tomadas incluyendo una apropiada evaluación de peligros.

Este estudio está concentrado predominantemente a la evaluación del peligro debido a fenómenos de colapso parcial o sectorial del sector oriental de las laderas de la cordillera Pico de Orizaba-Cofre de Perote, mas que una evaluación detallada del riesgo. Asimismo, se presentan los resultados de la evaluación del peligro por eventos asociados a flujos piroclásticos para el volcán Citlaltépetl que complementan y refinan los modelos propuestos recientemente por Sheridan y colaboradores, (2002) para este volcán. Se presenta la zonificación de peligros para eventos de colapso catastróficos la cual muestra tres escenarios diferentes. Sin embargo es conveniente aclarar que este mapa es una primera evaluación de los peligros asociados a colapso del flanco oriental de la cordillera PO-CP, para continuar con la investigación es necesario elaborar estudios geológicos detallados así como evaluar las condiciones mecánicas de cada una de las estructuras que componen esta cordillera.



I.1.- Antecedentes

La inestabilidad volcánica se define como la condición por la cual un edificio ha sido afectado lo suficiente para presentar un peligro de falla estructural en todo o al menos uno de sus sectores (McGuire, 1996). De esta condición de inestabilidad dependerá la cantidad de materiales que pueden ser desplazados que varían desde simples desprendimientos de roca hasta volúmenes extraordinarios de varios cientos o miles de metros cúbicos en volcanes continentales y aún superiores a los 5,000 km³ en las grandes islas oceánicas como Hawaii (McGuire, 1996). Para deslizamientos de material en volcanes continentales, una de las avalanchas más voluminosas documentadas se originó en el Monte Shasta (EUA), con un volumen aproximado de 45 km³ de material (Crandel, 1989).

El peligro o peligros volcánicos no se deben atribuir única y exclusivamente a actividad eruptiva. El colapso sectorial de un edificio volcánico se puede presentar aún en ausencia de actividad eruptiva, lo cual implica que, aún las estructuras volcánicas antiguas deben ser tomadas en consideración por los programas de mitigación de los peligros volcánicos (Vidal y Merle, 2000). Los eventos producto de la desestabilización avalanchas de escombros, flujos de lodo y lahares, no siempre se encuentran asociados de manera directa a una erupción volcánica, un ejemplo de esto es el flujo de escombros generado en 1920 el cual se desplazó a lo largo del río Huitzilapan en el estado de Veracruz (México) como consecuencia de un evento sísmico (Scott *et al.*, 2001). Si se considera actividad eruptiva, al menos 6 erupciones similares a las que ocurrieron en el Monte Santa Elena en 1980, sucedieron el siglo XX (Siebert, *et al.*, 1987).

El colapso sectorial es uno de los eventos más destructivos asociado a la inestabilidad volcánica; cuando éste sucede simultáneamente a una erupción, puede traer consigo consecuencias devastadoras. Como se discutirá mas adelante, en la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, existen varias

estructuras en forma de anfiteatro, que atestiguan la ocurrencia de eventos asociados al colapso sectorial de los edificios que la conforman.

El colapso sectorial puede estar asociado a tres tipos de eventos:

1.- Tipo Bezymianny. Está asociado a explosiones laterales, las cuales se presentan acompañadas de flujos piroclásticos y son seguidas por la construcción de un domo de lava o un cono piroclástico. Este tipo de explosiones se presentan por la descompresión hidrotermal y/o magmática, la cual produce flujos que exceden velocidades de 100 m/s y pueden devastar áreas superiores a los 500 km² (Siebert *et al.*, 1987).

2.- Tipo Bandai. Este tipo de explosiones volcánicas presentan similitudes genéticas y morfológicas a las de tipo Bezymianny. Sin embargo los colapsos de tipo Bandai no involucran una componente magmática. Ambos tipos de explosiones han sido identificadas como explosiones freáticas o hidromagmáticas causadas por la interacción de agua sub-superficial con el magma (Siebert *et al.*, 1987).

3.- Tipo Unzen. Este tipo de colapso no esta relacionado a actividad eruptiva, sin embargo existe la presencia de actividad hidrotermal (Day, 1996). El colapso puede ser disparado por actividad sísmica, como ocurrió en el Monte Unzen el 21 de Mayo de 1792, un sismo de 6.4 grados que generó el colapso de uno de los sectores de la montaña (Tadahide *et al.*, 2000).

Además de los colapsos sectoriales, otros factores como son: material suelto o propenso a moverse, la acción gravitacional y la introducción de agua, pueden combinarse para generar flujos de escombros (debris flows). Estos eventos pueden llegar a ser inclusive más catastróficos que los colapsos sectoriales. De 1900-1986, este tipo de flujos ocasionaron la pérdida de 28,400 vidas (Tilling y Beate, 1993). Tan sólo en 1985 en el volcán Nevado de Ruíz en Colombia, un lahar ocasionó la muerte de más de 20,000 personas en la población de Armero

(Pierson *et al.*, 1990). Con estos antecedentes, la investigación de la estructura del edificio volcánico es de extrema importancia en la elaboración de mapas de peligros y apoyar los programas de protección civil.

En la sierra volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote, ubicada en el extremo oriental del CVTM (Fig. 1), objeto del presente trabajo, se han identificado numerosos depósitos de flujo de escombros y de colapso sectorial, todos ellos acumulados en el flanco oriental de la sierra. Los depósitos de avalancha Xico (Carrasco-Núñez *et al.*, 2002), Las Cumbres (Rodríguez-Elizarrarás, 1998), Jamapa (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997) y Metlac (Carrasco-Núñez *et al.*, 2002) así como los depósitos de lahar de los Pescados (Hubbard, 2001; Carrasco-Núñez *et al.*, 2002), Teteltzingo (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993), demuestran la recurrencia de estos eventos en el extremo oriental del CVTM.

Hubbard, (2001) realizó un análisis de la estabilidad de edificios volcánicos de la Sierra Citlaltépetl-Cofre de Perote, en donde muestra los resultados obtenidos con modelaciones utilizando los programas Flow 3D (Kover y Sheridan, 1995) y Laharz (Shilling, 1998), este autor determinó finalmente las áreas que podrían ser afectadas por lahares en el sector oriental de los volcanes Citlaltépetl (PO) y el Cerro Las Cumbres. Presentaron el mapa de Peligros del Volcán Citlaltépetl (PO), recientemente (Sheridan *et al.*, 2002), en donde señalan las zonas de peligros divididas en tres niveles diferentes. Estos trabajos se concentran principalmente en el volcán Citlaltépetl (PO), por lo que en este trabajo se revisan cuidadosamente esos resultados y se hacen nuevas modelaciones para mejorar las zonas de peligro a la luz de nuevos datos. Asimismo, se incluye la parte media y norte de la sierra que no se había trabajado antes ya que esas zonas no son volcánicamente activas para tener un panorama completo sobre los peligros por eventos de flujo de escombros potenciales. De esta forma, se complementará el análisis de estabilidad de edificios volcánicos para ofrecer una visión general de la Sierra Citlaltépetl – Cofre de Perote.

TESIS CON
FALLA DE C...

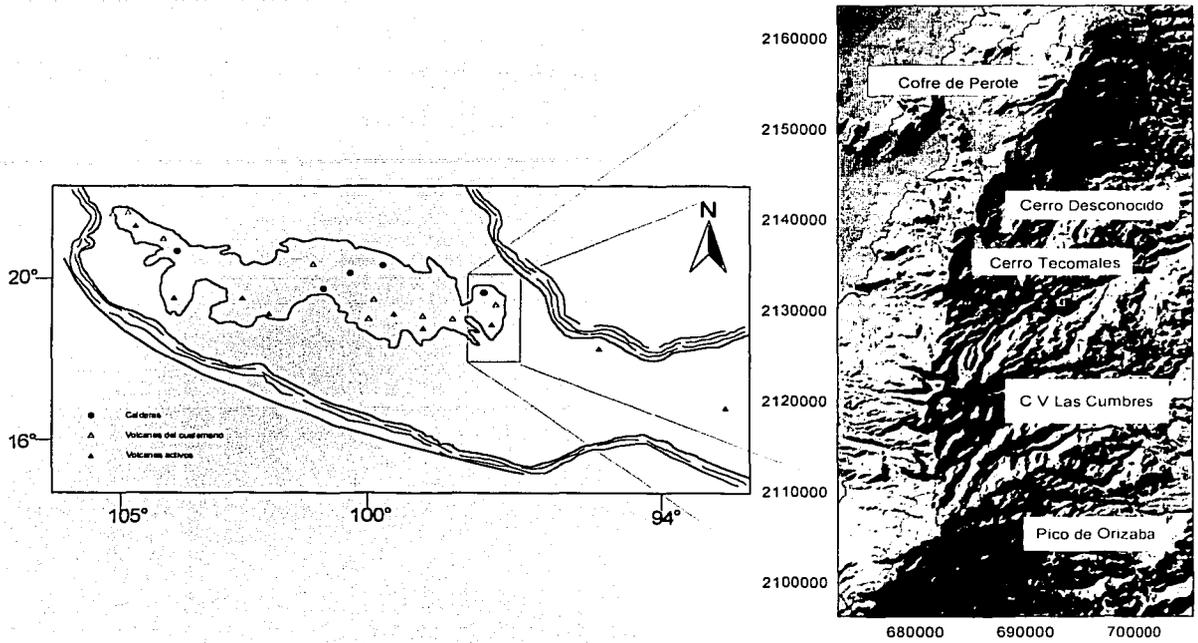


Figura 1.1 Croquis de localización de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote.

1.2.- Importancia y objetivos

Los peligros volcánicos se han convertido en un tema de enorme interés para los investigadores, autoridades de protección civil y el público en general. Las espectaculares erupciones del Monte Santa Elena en 1980 (Pierson, 1985), y el Monte Pinatubo en 1991 (Newhall y Punongbayan, 1996) son los ejemplos más claros de las consecuencias de erupción violentas. Los efectos de una erupción abarcan un amplio espectro de aspectos como: pérdida de vidas humanas, daños económicos, materiales, impacto ambiental y deforestación como consecuencia directa del proceso eruptivo. Entre las consecuencias post-eruptivas se tiene el desplazamiento de los habitantes, hambruna post-eruptiva y enfermedades, las cuales a nivel histórico han tenido consecuencias sociales aún peores que la erupción misma. Se estima que en las erupciones ocurridas entre 1600 y 1899 el 49.4% de las fatalidades fueron ocasionados por consecuencias post eruptivas, entre 1900-1986 este número se redujo considerablemente a 4.2% (Tilling y Beate, 1993).

Las erupciones volcánicas no se pueden evitar pero sí es posible minimizar sus consecuencias. Para ello es necesario identificación de las áreas en peligro, un adecuado sistema de monitoreo, alerta volcánica y planes de evacuación de áreas en peligro. Sin embargo, el reunir estas circunstancias es una labor compleja y requiere de un intenso trabajo de campo, simulaciones numéricas y una comparación estadística con eventos pasados, aunados al conocimiento sobre las características estructurales, geológicas y morfológicas de la estructura, y el grado de actividad que esta presente. Tal trabajo, requiere de un estrecho vínculo entre autoridades gubernamentales, organismos de protección civil, la comunidad científica e instituciones académicas, a fin de poder contar con educación en caso de desastres, información oportuna y planes de evacuación en caso de emergencia.

TESIS CON
FALLA DE CALIDAD

A medida que el número de habitantes a nivel nacional crece, la necesidad por ocupar nuevos espacios también aumenta. Las tierras fértiles de cultivo de los volcanes las convierte en sitios muy atractivos para su colonización, por lo que son ocupadas sin tomar en consideración el peligro al cual están sujetas.

Cuando se habla de volcanes o sus peligros, el pensamiento generalizado es actividad eruptiva. Bajo esta perspectiva podría pensarse que solamente la porción sur de la sierra, esto es, el volcán Pico de Orizaba o Ciltlaltépetl con actividad en tiempos históricos (Mosser *et al.*, 1958) representa una amenaza en la región. Solo durante última fase de formación del Complejo Volcánico Las Cumbres (CVLC) se reporta actividad en algunos conos monogenéticos con actividad ocurrida de 3,200 a 5,600 años (Rodríguez-Elizarrarás, 1998), aunque no se reportan fechamientos radiométricos. En contraste, los demás centros volcánicos de esta cordillera se consideran extintos. Sin embargo, esto no significa que las demás estructuras hayan dejado de presentar un peligro, ya que diversos factores tales como alteración hidrotermal avanzada, sismos, erosión y condiciones climáticas adversas, pueden ocasionar desestabilización, y el desprendimiento de grandes volúmenes de material, generando potencialmente un riesgo a los centros urbanos y poblaciones cercanas.

El objetivo principal de este trabajo es la elaboración de un mapa de peligros para flujos de escombros y avalanchas de la región. Para el logro de ese objetivo, se hace necesario llevar a cabo la compilación de un mapa geológico regional del sector oriental de la sierra Pico de Orizaba – Cofre de Perote. El mapa de peligros estará basado en el análisis regional de los factores de inestabilidad que afectan los principales volcanes de esta zona, determinando las posibles áreas de afectación asociadas a eventos de avalanchas y flujos de escombros.

La cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, representa una barrera orográfica sumamente importante que divide el altiplano central del Golfo de México, lo que significa que se encuentra expuesta a condiciones climáticas desfavorables tales

como son intemperismo físico, una contrastante diferencia de niveles entre el sector oriental y el occidental además de ser el blanco de huracanes y tormentas que impactan en la cadena montañosa, también juegan un papel determinante en la estabilidad de la cordillera, algunos otros factores morfoestructurales y geológicos.

Un mapa que considere la cordillera completa es un mapa bastante extenso, ya que el alcance de los colapsos documentados, tanto del registro geológico como casos históricos, demuestra que los flujos han alcanzado distancias considerables. Dadas estas características es necesario mencionar que el mapa se elaboró con el objeto de delimitar las áreas en peligro de ser afectadas, mostrando de manera regional las áreas críticas que requerirán de estudios más detallados en el futuro para cada una de las estructuras de la cordillera PO-CP.

Por ejemplo, en el sismo de 1920 se produjo un flujo de escombros a lo largo del río Huitzilapan que llegó a una distancia de aproximadamente 38 km ocasionando la muerte de más de 650 personas (Rodríguez-Elizarrarás, 1998); (Camacho, 1922). Sin embargo, este evento es pequeño si lo comparamos con el lahar Teteltzingo, el cual produjo un volumen aproximado de 1.8 km³ de material y se extendió por una longitud de 85 Km. a partir del punto en el que se produjo el colapso hace aproximadamente 18,500 años (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993). Lo interesante de este depósito es que se originó también sin aparente conexión con actividad eruptiva contemporánea, por el contrario, parece estar relacionado con factores de intensa alteración hidrotermal y presión de poro por sobresaturación de agua. La lección del sismo de 1920 no ha sido aprendida ya que algunos de los sitios afectados han sido poblados nuevamente en la actualidad. Ello hace necesario contar con una adecuada evaluación de las condiciones de inestabilidad que pudieran presentarse a lo largo de la cordillera volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote, a fin de identificar las áreas de mayor peligro y considerarlas al elaborar el mapa de peligro regional para evitar una catástrofe futura.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La actividad eruptiva del volcán Pico de Orizaba, ha registrado periodos de actividad variables, separados por periodos de reposo prolongados y que no presentan ciclos de recurrencia predecibles a futuro. Sin considerar algunos eventos pequeños en el siglo XIX (De la Cruz y Carrasco-Núñez 2002), el último periodo eruptivo reportado en fechas históricas ocurrió entre los años 1537 y 1687 (Mosser *et al.*, 1958), lo que resulta en un periodo de inactividad de alrededor de 300 años. Dado que en la actualidad viven aproximadamente 800 mil personas en un radio de 40 kilómetros alrededor del pico de Orizaba, se debe de poner especial atención en la elaboración de mapas de peligros para prevenir cualquier tipo de eventualidad.

II METODOLOGÍA

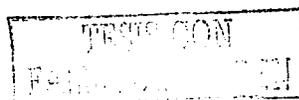
La estabilidad de laderas y edificios volcánicos, ha sido ampliamente estudiada, utilizando para ello diversas aproximaciones. Algunas de ellas apoyadas en modelos analógicos y numéricos, así como utilizando modelos digitales que se han elaborado en diversos centros de investigación alrededor del mundo.

II.1 Tipos de modelación

En el presente trabajo distinguen dos grupos diferentes de modelados, estos son:

II.1.1.- La modelación analógica, en la cual de manera experimental se recrea el comportamiento de un escenario determinado a escala de laboratorio, por ejemplo el colapso sectorial, o bien el desprendimiento de materiales a gran escala. En este punto debe de hacerse la pregunta de ¿que es lo que se busca modelar?, esto es por que el modelo debe de representar y duplicar de la forma mas aproximada los escenarios que se han presentado en casos reales. Por ejemplo, si lo que interesa es conocer el comportamiento de una estructura volcánica bajo diferentes condiciones como deformación del basamento, efectos de sobrecarga, inestabilidad ocasionada por la intrusión magmática, dispersión del edificio volcánico, etc. en donde se busca encontrar condiciones límite de equilibrio estático los cuales son mas fácilmente observables de manera experimental, entonces una modelación analógica sería mas adecuada. Ejemplos de este tipo de modelado se pueden observar en Van Wyk de Vries (1996), Vidal y O. Merle (2000), Bonnini (2001), Merle y Venderville (1995), Merle y Borgia (1996), Lagmay *et al.* (2000), Acocella *et al.* (2000), Donnadiou y Merle (1998).

La elaboración de modelos analógicos es de gran utilidad en la calibración y validación de programas que trabajan con códigos numéricos, tal como es el programa flow-2D de (Sheridan 1986), (utilizado en el presente trabajo) ya que si solamente se emplean fórmulas analíticas los resultados podrían variar



considerablemente. Iverson (1997), ha utilizado modelación analógica para investigar acerca del movimiento de flujos del tipo no Newtoniano y ha encontrado que las formulas numéricas no siempre concuerdan con los resultados experimentales, dando como resultado conclusiones imprecisas.

II.1.2.- La modelación digital y numérica, con esta, es posible simular y estimar el comportamiento de un colapso sectorial o el movimiento de materiales, trayectorias, velocidad, alcance y área afectada o inundada. Ejemplos de este tipo de modelación se encuentra en: Julien y O'Brien (1997), Sheridan (1986), Shilling (1998), y se desarrollan en el presente trabajo.

El trabajo incluye modelos digitales para la elaboración de mapas geológicos, morfológicos, hidrológicos, precipitación, temperatura y procesamiento de imágenes de satélite los cuales se elaboraron con paquetería de cómputo del tipo GIS.

Hoy en día la modelación por medio de lo que se conoce comúnmente como GIS, siglas que corresponden en inglés a Sistemas de Información Geográfica (*Geographic Information Systems*), es ampliamente utilizada no solamente por los servicios de Geografía, sino que por muchas áreas del campo de las Ciencias de la Tierra. En la Geología, esta herramienta se ha convertido en un elemento indispensable para la elaboración de mapas y modelos para simulación digital.

Para la realización de este trabajo se han utilizado los paquetes de cómputo comerciales: Surfer; Arc View; Arc View Spatial Analyst; y ER Mapper; también ha sido utilizado el programa no comercial Flow-2D Sheridan, (1986).

Aunque en el presente trabajo solamente se utilizó información obtenida de imágenes Landsat 7, se elaboró una lista de todos los equipos de percepción remota que existen en la actualidad, el cual incluye satélites y equipo de reconocimiento aéreo (Tabla 2.1). Las imágenes de Landsat 7, tienen una

resolución de 30x30 metros y cuentan con 7 bandas cuya resolución espacial se encuentra ilustrada en la figura 2.1

Tabla 2.1 Equipos de percepción remota (Jensen, 1996)	
1	Landsat Multispectral Scanner (MSS)
2	Landsat Thematic Mapper TM
3	NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR-12) Local Area Coverage (LAC) Data
4	Daedalus DS-1260 Multispectral Scanner
5	Daedalus DS-1268 Multispectral Scanner
6	Daedalus Airborne Multispectral Scanner (AMS)
7	NASA Calibrated Airborne Multispectral Scanner (CAMS)
8	NASA Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS)
9	French SPOT High Resolution Visible Sensor Systems (HVR)
10	Indian IRS-1A and IRS-1B Linear Imaging Self Scanning Camera (LISS)
11	European Remote Sensing Satellite (ERS-1) Active Microwave Instrument (AMI)
12	RADARSAT Synthetic Aperture Radar (SAR) Operates in Seven Modes Using HH Polarization
13	Sea-Viewing Wide-Field-of-View (SeaWiFS)-Proposed EOS Earth Probe
14	Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) (JPL)
15	Compact Airborne Spectrographic Imager (CASI)
16	Multispectral Electro-optical Imaging System (MEIS)

Para el procesado de las imágenes de satélite, se utilizó el paquete ER Mapper. Los espectros individuales para cada uno de los minerales producto de alteración del Volcán Citlaltépetl fueron obtenidos por Hubbard (2001), los minerales entre otros son: ópalo, goethita, alunita caolinita, jarosita, montmorillonita, y esmectita.

7/11/01
FALLA DE ORIGEN

Sin embargo, con las imágenes de Landsat 7 no es posible separar de manera independiente cada uno de los espectros, ya que es necesario contar con imágenes de mucho mayor resolución, tal como serían las proporcionadas por un sistema de reconocimiento aéreo AVIRIS.

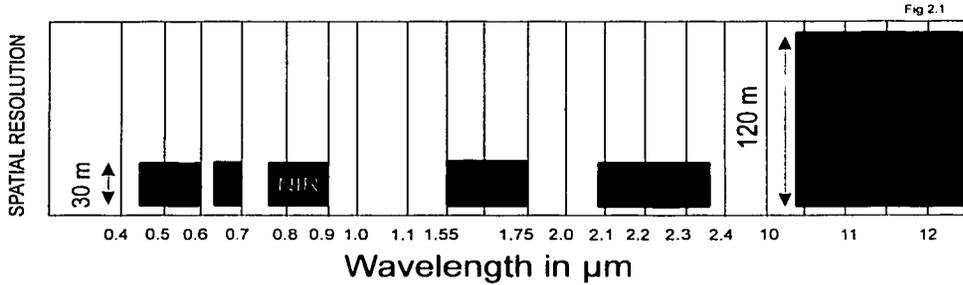


Fig. 2.1 Resolución espacial del sistema de percepción remota Landsat 7TM (Modificado de Jensen 1996).

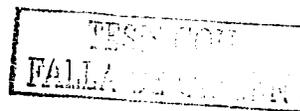
Por ello, los resultados obtenidos de imágenes de satélite en este trabajo consideran grupos de minerales, y no minerales de manera independiente, sin embargo esta ubicación con ayuda de imágenes Landsat 7 es útil para localizar zonas de probable inestabilidad debida a la presencia de minerales de alteración.

II.2 Elaboración del Modelo de Elevación Digital (DEM), y modelos digitales

Para la elaboración del modelo se hizo uso de los archivos digitales elaborados por INEGI conocidos con el nombre de GEMA (Geomodelos de Altimetría). Estos modelos son puntos de elevación almacenados en coordenadas geográficas y separados a cada 3" de arco. Para la latitud y la longitud en la cual se elaboró el mapa, se calcula que estos puntos tienen una separación entre puntos de elevación de aproximadamente 88 metros en la horizontal (longitud) y de 93 metros en la vertical (latitud). Los archivos de GEMA se encuentran almacenados en formato binario, y con un solo punto de elevación, al cual se suma o se resta la siguiente elevación Este formato es muy útil ya que se pueden almacenar grandes cantidades de datos en poco espacio; sin embargo, esto también hace que los

archivos no puedan accederse de manera directa, por lo que para poder visualizarlos, se utilizó un programa elaborado en el código FORTRAN (García-Estrada, 1997). El programa extrae los puntos y los almacena en un archivo de tipo ASCII en forma vectorial "X";"Y";"Z", de manera que estos datos puedan ser interpretados por el paquete "SURFER", El programa diseñado por García-Estrada (1997) genera un archivo en coordenadas "UTM" (Unidad Transversa de Mercator), lo que resulta muy práctico para poder calcular tanto volúmenes como distancias, sin embargo complica su transferencia al paquete Arc View, ya que resulta en una deformación de alrededor del 5% en el eje vertical, o en el horizontal, dependiendo de que eje se tome como referencia al momento de exportar la imagen "GRD" generada en surfer, lo que no ocurriría si se trabajara en segmentos de arco. Por supuesto esto solamente ocurre cuando se quiere transportar imágenes en tres dimensiones del paquete Surfer al paquete Arc View, Space Analyst. Para evitar la deformación, la transferencia se hizo a través del paquete ER Mapper, modificando nuevamente el algoritmo para poder ser utilizado por el paquete Arc View. Aunque este se encuentra georeferenciado, la imagen solo puede ser desplegada como un archivo de imagen y no como un modelo de elevación digital; de cualquier forma, con ayuda del paquete ER Mapper, ha sido posible crear una simulación "RGB" la cual puede ser agregada como una capa en Arc View, pudiéndose elaborar el mapa con el modelo de elevación digital como fondo.

Posteriormente, con ayuda de una mesa digitalizadora, toda la hidrología que aparece en las cartas "E14-3" y "E14-6" de INEGI (escala 1:250,000), fue digitalizada. Dichas cartas corresponden a porciones de los estados de Veracruz y Puebla, cuyas coordenadas van de 96° W a 98° W de longitud y de 18° N a 20° N de latitud. Estas se intersectan con el mapa digital que fue elaborado el cual comprende los vértices: Vértice SW 97°46'12.73" W; 18°44'57.27" N. Vértice NE 96°33'27.45" W; 19°45'0.39" N., dentro del cual se ubica la cordillera Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Fig 2.2).



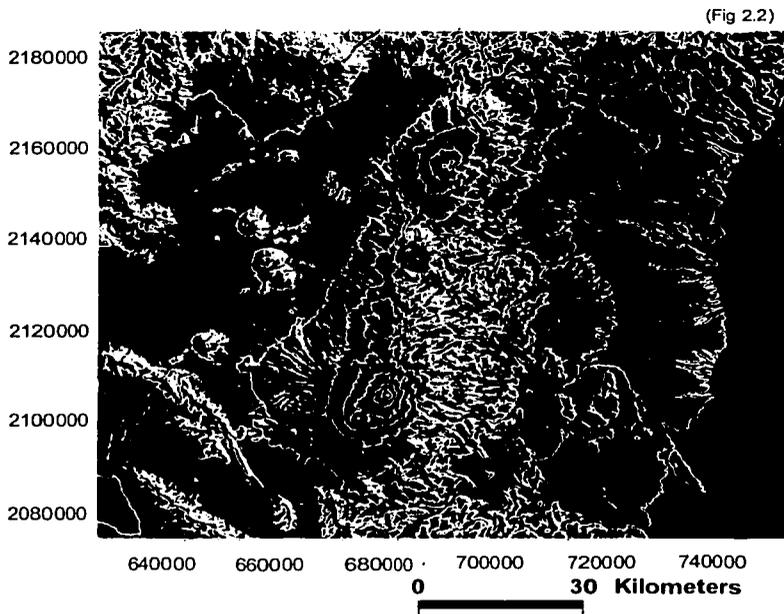


Figura 2.2 Modelo de elevación digital con hidrología digitalizada en escala 1:250,000. (curvas de elevación a cada 500 metros).

Una vez digitalizada la red hidrológica dentro de ArcView, se seleccionó la red que cuenta con los depósitos de colapso mas importantes, (Figura 2.3), Dado que los archivos digitalizados con el programa Arc View tienen la extensión "shp", estos pueden ser interpretados nuevamente por el programa Surfer para sobreponerlos al modelo digital, aunque es necesario separar cada uno de los vértices que se introdujeron con el puntero del equipo de digitalización, ya que de otra forma la imagen digital no puede interpretar la elevación correspondiente a cada uno de estos. Dependiendo de la forma en que se digitalizó la información, se hace necesario unir puntos, y cortar otros, de manera que se obtenga la sección (en corte vertical) del drenaje el cual se pretende estudiar, esto es porque el programa Flow – 2D, es bidimensional por lo que solamente puede trabajar con

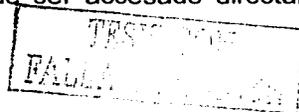
una sección a la vez, es por ello que se requiere de un trabajo largo y paciente, para producir las secciones antes y después de haber sido procesadas.

Dado a que las coordenadas de referencia del modelo de elevación digital y de los archivos digitalizados son las mismas, estas pueden ser sobrepuestas al DEM y de esta manera obtener la coordenada "Z" o elevación necesaria para obtener la sección. La sección obtenida no es una proyección sobre ninguno de los dos ejes (x,y), sino que representa la magnitud vectorial de ambos puntos en el plano.

El programa Flow-2D fue diseñado originalmente para trabajar en ambiente "DOS" bajo el código "QBASIC", lo que constituye una fuerte limitante cuando se intenta incorporar las secciones digitales generadas por el programa Surfer. Esto sucede principalmente por que Flow-2D fue diseñado para que los datos fuesen introducidos de forma manual a partir de coordenadas obtenidas de las cartas geográficas y no consideraba un volumen de datos tan grande como el generado por los modelos digitales que se requieren para las simulaciones realizadas en este trabajo.

La principal limitante en el uso del programa no es el equipo de cómputo, sino el programa en sí, debido a que está diseñado para trabajar bajo ambiente "DOS". El máximo de memoria que es posible utilizar es de 640 Kb o hasta ligeramente más de 1 Mb si se utiliza la memoria superior de la máquina, sin importar las características actuales de cómputo.

Dada esta problemática, fue necesario recompilar el código fuente creado por Sheridan (1986) para trabajar bajo ambiente Windows utilizando el código Visual Basic, el resultado ha sido bastante satisfactorio, aún cuando el programa sigue teniendo las mismas limitantes del original, ahora el programa permite la posibilidad de guardar la sección en un gráfico del tipo "bmp", además de que los cálculos para cada uno de los puntos que conforman la sección quedan guardados como un archivo en código ASCII el cual puede ser accesado directamente en



Excel o cualquier otro tipo de hoja de calculo, evitando la captura manual de datos, como se hacía en el programa original.

El tamaño del archivo gráfico que genera el programa es bastante grande. Sin embargo, éste puede ser exportado posteriormente para guardarse en cualquier otra forma gráfica con una resolución menor.

Los mapas de precipitación y de temperatura de la zona, se elaboraron utilizando información obtenida de archivos publicados por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) los cuales se encuentran almacenados en formato binario y se extraen por medio de un programa extractor publicado también por el IMTA en un programa llamado ERIC II (Extractor Rápido de Información Climatológica V.2.0).

La base de datos está elaborada a partir de la base *Ciclom* del Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua (CNA) (Quintas, 2000). Los mapas de Isoyetas e Isotermas cubren un área mucho mayor de la comprendida en el presente trabajo, los vértices del modelo climatológico coinciden con los de las cartas topográficas E14-3 y E14-6 de INEGI, correspondientes a porciones de los estados de Veracruz y de Puebla, los vértices superior izquierdo e inferior derecho de los mapas climatológicos son: 98°W 20°N; 96°W 18°N.

De los vértices considerados se obtuvieron un total de 226 estaciones climatológicas y posteriormente se extrajo la información correspondiente a un período de diez años (de 1980 a 1990). Los datos climatológicos se encuentran almacenados en precipitación promedio por día, para la cual se obtuvo un promedio anual durante los diez años del intervalo antes mencionado. Es conveniente aclarar que no todas las estaciones contaban con información completa, sin embargo los promedios de precipitación se han calculado solamente en función de los datos existentes.

La ubicación de las estaciones se encuentra almacenada en coordenadas Geográficas en forma decimal, por lo que fue necesario convertir la ubicación de cada una de estas a coordenadas UTM para elaborar un mapa el cual sea acorde con todos los mapas en este trabajo.

De todos los puntos se hizo una interpolación vía "kriging" con ayuda del paquete Surfer 7 y se elaboró el modelo digital de isoyetas.

El modelo de isotermas también se elaboró a partir de archivos contenidos en la base de datos ERIC II, y abarca la misma área que el modelo de isoyetas. En ambos modelos, los mapas finales fueron extraídos de mapas mas grandes y se ajustaron para que fuesen del mismo tamaño que los demás mapas digitales, el objeto de utilizar un área mayor fue la de contar con un número mayor de estaciones climatológicas y de esta forma poder contar con un número mucho mayor de datos para interpolación, Los datos de temperatura en la base ERIC II, se encuentran almacenados en temperatura máxima, temperatura mínima y temperatura promedio, gracias a esto, fue posible elaborar un mapa de isotermas con temperaturas promedio del año de 1980, además de elaborar un mapa de variación de temperatura utilizando los datos de máxima y mínima registrados.

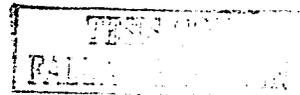
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III INESTABILIDAD DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS

Gran parte de los volcanes, especialmente los estratovolcanes andesíticos grandes presentan periodos de construcción y destrucción durante su evolución. El colapso sectorial es un escenario típico en la mayor parte de estas estructuras. Solamente en México, en el CVTM se han identificado colapsos en los volcanes de: Nevado de Colima (Stoopes and Sheridan, 1992); (Robin *et al.*, 1987), Volcán de Colima (Robin *et al.*, 1987); (Luhr and Prestegard, 1988), Nevado de Toluca (Capra and Macías, 2000); (Capra *et al.*, 2002), Jocotitlán (Siebe *et al.*, 1992), Zempoala (Capra *et al.*, 2002), Popcatépetl (Siebe *et al.*, 1995); (Robin and Boudal, 1987), Iztaccíhuatl (Siebe *et al.*, 1995), Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993); (Hoskuldsson and Robin, 1993), Las Derrumbadas (Siebe *et al.*, 1995), Cofre de Perote (Lozano-Velázquez and Carrasco-Núñez, 2000), Las Cumbres (Rodríguez-Elizarrarás and Komorowski, 1997), Cerro Navajas (Nelson and Lighthart 1997), Ajusco (Cervantes *et al.*, 1994), Tacintaro (Garduño-Monroy *et al.*, 1999), Patamban (Garduño-Monroy *et al.*, 1999), Zirahuato (Garduño-Monroy *et al.*, 1999); (Demant 1978), Milpilla (Garduño-Monroy *et al.*, 1999), Estribo (Garduño-Monroy *et al.*, 1999), San Martín Pajapan (Capra *et al.*, 2002), y Santa Martha (Capra *et al.*, 2002).

III.1 Condiciones de inestabilidad.

En este capítulo se describen aquellas condiciones que causan la inestabilidad en un complejo volcánico, los mecanismos que provocan su colapso, características morfológicas propias de una ladera volcánica y otros factores que son discutidos más adelante (Tabla 3.1). Las estructuras volcánicas, en general son más inestables que cualquier otro tipo de ladera debido a que se encuentran formadas por estratos cuyas características mecánicas son muy contrastantes, por ejemplo, se puede tener un estrato de roca masiva por encima de un depósito de material de caída. Otro caso podría ser el de un cuerpo intrusionante el cual puede dar lugar a la formación de fracturas ocasionadas por esfuerzos de tensión etc., como



resultado se tiene que muchas de características puedan ser extrapoladas para estimar la inestabilidad de cualquier otro tipo de pendiente natural de terreno.

Tabla 3.1 Condiciones que causan la inestabilidad de una ladera volcánica	
Condiciones físicas del macizo rocoso	<ul style="list-style-type: none"> • Fracturamiento. • Presión de Poro • Características físicas de la roca. • Condiciones de confinamiento. • Sobrecarga de la estructura volcánica • Orientación de los estratos de roca
Intrusión Magmática	<ul style="list-style-type: none"> • Presión de Poro. • Esfuerzos de tensión y de compresión. • Deformación de la estructura volcánica • Sobrecarga de la estructura volcánica.
Alteración Hidrotermal	<ul style="list-style-type: none"> • Fluidización del material en caso de falla. • Reducción de las características estructurales de la roca y de la superficie de soporte. • Caolinización. • Silicificación. • Oxidación.
Efectos del Basamento	<ul style="list-style-type: none"> • Características de soporte de la estructura volcánica. • Deformación de la estructura volcánica. • Orientación del sustrato rocoso
Fracturamiento radial y distribución de diques.	<ul style="list-style-type: none"> • Fallamiento y formación de superficies de falla.
Sobrecarga	<ul style="list-style-type: none"> • Deformación de la estructura volcánica. • Incremento de carga a la superficie de soporte (Basamento). • Presencia de una estructura más antigua (efecto de contrafuerte). • Probabilidad de despresurización de la cámara magmática.
Cambios en la Geometría del Edificio	<ul style="list-style-type: none"> • Redistribución de condiciones de carga. • Fracturamiento de roca. • Fracturas de tensión y compresión por deformación.



III.1.1. Condiciones físicas del macizo de roca

Los factores más importantes que ocasionan la inestabilidad de un macizo de roca están relacionados con las condiciones físicas del mismo, siendo el fracturamiento uno de los más importantes a considerar.

La medición del factor de escala, debe ser observada con mucho cuidado, ya que a diferentes escalas, el fracturamiento de la roca podría aparentar ser menor, sugiriendo parámetros de estabilidad mayores de los que en realidad predominan en el talud y, de esa manera podría conducir a conclusiones erróneas (Fig. 3.1). De acuerdo al criterio de Hoek y Brown (1997), a medida que se incrementa la profundidad, o la distancia hacia el interior del macizo de roca, decrece la calidad del mismo (Fig. 3.1), factor conocido como (RQD), parámetro de calidad de roca. (*Rock Quality Designation*), el cual fue desarrollado por Deere (1963) y para el cual existe una relación de longitud entre fracturas en función de un núcleo total de muestra (Watters *et al.*, 2000). Para poder medir la calidad de un macizo existen un total de 6 parámetros de acuerdo a Bienawski (1989) y el cual es conocido como RMR (*Rock Mass Rating*) o clasificación geomecánica. Esta clasificación ha sido creada con propósitos de ingeniería, sin embargo podría ser utilizada para medir la calidad de un talud volcánico, siendo los parámetros:

1. RQD
2. Resistencia del material de roca a la compresión axial.
3. Espaciamiento entre las discontinuidades
4. Condición de las discontinuidades
5. Condiciones de nivel freático de agua
6. Orientación de las discontinuidades

Considerando como discontinuidades las siguientes estructuras: juntas, estratificación, foliación y fallas. Toda discontinuidad debe ser considerada como un plano de debilidad (Watters *et al.*, 2000).

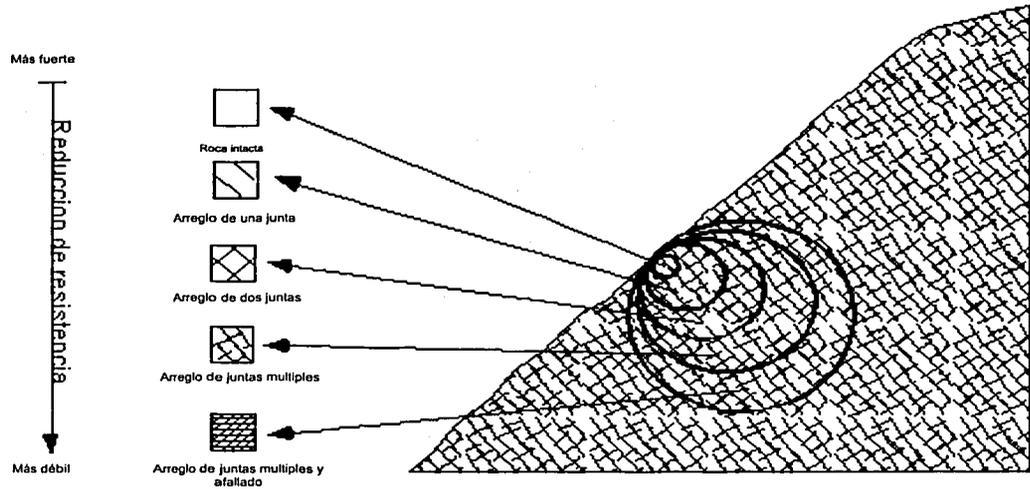
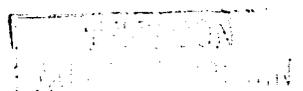


Fig. 3.1 Diagrama de transición de Fracturamiento de roca en función del tamaño de la muestra. (Figura modificada de Hoek y Brown 1997, tomada de Watters *et al.*, 2000)

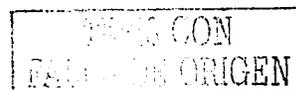
La resistencia al fracturamiento de la roca puede ser independiente del grado de fracturamiento que presente, pues ésta podría depender de cómo se encuentre acomodada la roca. Si las condiciones de acoplamiento y confinamiento son favorables, se encontrarán condiciones similares a las de la roca sana, por lo tanto la resistencia al fracturamiento también será similar al de la roca sana, de modo que cuando las condiciones son desfavorables la resistencia del macizo decrece considerablemente. Para poder evaluar esto existe un parámetro conocido como "GSI" (Geological Strength Index) índice de resistencia geológico (Hoek y Brown, 1997) de modo que la resistencia a la compresión decrece a medida que el GSI decrece.



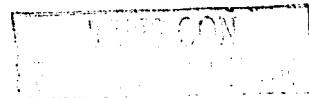
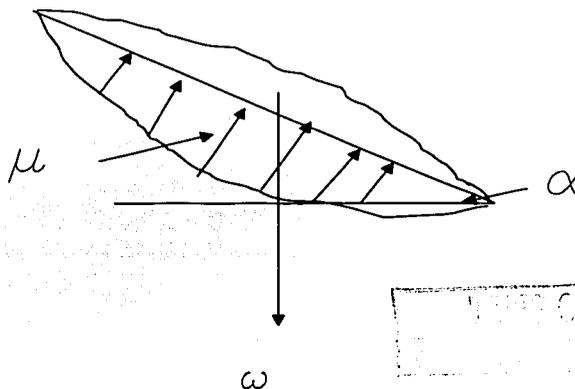
La orientación de los estratos de roca es otro parámetro de importancia al estimar la estabilidad de una ladera. En las pendientes volcánicas, la orientación de los estratos, en muchos casos, está orientada en la misma dirección que la pendiente del terreno. Un estratovolcán (o volcán compuesto) se encuentra conformado por capas intercaladas de depósitos de diferentes características estructurales, el contacto entre cada uno de los estratos, constituye una discontinuidad y por lo tanto representa una superficie potencial de falla, la cual se encuentra ayudada por su posición en función de la pendiente del terreno. La estratificación del volcán también presenta otro problema estructural, ya que es muy común que se tengan depósitos piroclásticos, intercalados entre derrames de lava cuyas condiciones de fracturamiento o de alteración pueden ser muy contrastantes y que influyen fuertemente en las condiciones estructurales del edificio volcánico. Estas características pueden generar una superficie sumamente susceptible al deslizamiento, además de que presenta heterogeneidades que involucran otro problema al momento de evaluar la superficie de deslizamiento o rotación del talud.

III.1.2. Intrusión magmática

Los factores de inestabilidad debidos a intrusión magmática se presentan solamente en volcanes activos. La intrusión del magma produce una elevada presión de poro en el interior de la estructura volcánica reduciendo los esfuerzos efectivos por lo que es uno de los principales causantes del colapso lateral de tipo Bezimianny (Siebert *et al.*, 1987) tal como ocurrió en el Volcán Santa Elena en 1980 (Day, 1996). La excesiva presión de poro que se genera entre los estratos de roca, entre la roca fracturada y acoplada y entre las fracturas de la misma, es ocasionada por la presencia de gases, fluidos y magma a altas presiones y temperaturas, los cuales reducen considerablemente los esfuerzos que evitan el deslizamiento entre estratos o incluso pueden romper las rocas con la penetración de los fluidos a altas presiones, generando esfuerzos de tensión entre las fracturas de la roca (Day, 1996). El esfuerzo de tensión generado por el cuerpo



intrusionante también puede ocasionar el rompimiento entre dos estratos de roca, el cual crea una discontinuidad que es susceptible de falla inclusive mucho después de que el emplazamiento del cuerpo intrusivo haya ocurrido y cuando el volcán ya no presenta actividad. En estratos de roca porosa, o depósitos compuestos por material juvenil, los fluidos hidrotermales además de ocasionar una elevada presión de poro, debilitan y alteran la roca como consecuencia de la alteración hidrotermal, produciendo arcillas como la caolinita, esmectita, y comúnmente acompañada por sulfatos y silicatos (Crowley y Zimbelman, 1997). Esto ocasiona que parámetros físicos de la roca tales como la resistencia a la compresión simple y el ángulo de fricción interna se reduzcan, dándose la posibilidad de que el propio peso de la estructura volcánica ya no sea autosustentable, facilitando el colapso. Los esfuerzos de tensión que se generan en los estratos de roca por encima del cuerpo intrusionante pueden ocasionar el desprendimiento de grandes volúmenes de material. En la figura 3.2 se ilustra como los esfuerzos de resistencia al deslizamiento son reducidos de manera directa por la presión de poro, al restarse la componente normal debida a la carga o peso de la roca (Reid *et al.*, 2000) permite que la componente tangencial (de deslizamiento) sea mayor y por lo tanto se facilita el deslizamiento. Al agregar estos parámetros a la alteración física de la roca o depósito por acción hidrotermal, se unen dos parámetros mas para los cuales el edificio podría no tener la capacidad estructural suficiente para mantenerse estable. De esta manera se produce un colapso simplemente por acción gravitacional de proporciones considerables, y sin que haya un disparador aparente.



Donde:

$$\tau = (\sigma_n - \mu) \cdot \tan \varphi \dots\dots\dots \text{Fórmula 1}$$

$$\omega_n = \omega \cdot \cos \alpha \text{ carga normal}$$

$$\omega_T = \omega \cdot \text{sen} \alpha \text{ carga tangencial.}$$

Entonces la fórmula 1 se puede escribir como:

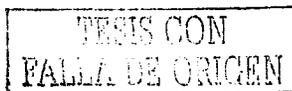
$$F_f = (\omega_n - \mu) \tan \varphi$$

considerando como μ - presión de poro; φ - ángulo de fricción interna; α - ángulo de inclinación ω - carga

Fig. 3.2 Diagrama de variación del esfuerzo efectivo por presión de poro

III.1.3.- Alteración hidrotermal

Es considerada como una de las causas principales de fallas sectoriales en edificios volcánicos, debido a que la alteración hidrotermal modifica las características estructurales de la roca, ocasionando un debilitamiento generalizado del macizo rocoso. La alteración hidrotermal es ocasionada por la circulación de fluidos hidrotermales a través de sistemas de fallas y fracturas presentes en la estructura volcánica. Por ello, y a diferencia de la alteración de la roca causada por intemperismo, la alteración hidrotermal puede estar presente a una profundidad indeterminada al interior del macizo de roca (Watters y Delahaut 1995). Un cuerpo intrusor es acompañado por fluidos hidrotermales con aporte de gases, mezcla de gases y percolación de ácidos (Capra, 2001). Los principales gases incorporados por el sistema hidromagmático son: H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl , los cuales se mezclan con el oxígeno de la atmósfera para producir ácidos y sulfatos, cambiando las características físico-químicas de la roca y dando paso a la formación de minerales arcillosos. Esos gases también forman ácidos al reaccionar con el agua que percola el macizo rocoso, ya sea en forma de hielo, nieve o agua líquida. Uno de los principales efectos de la alteración hidrotermal es la hidrólisis, en esta se ve involucrada la componente del hidrógeno



en el intercambio de iones, convirtiendo iones anhídridos a silicatos hidrolizados como micas y minerales de arcilla (Watters y Delahaut, 1995).

La alteración argilácea es un proceso común en el cual se forman minerales de arcilla como la caolinita, formada por la alteración de la plagioclasa. La misma alteración ocurre cuando anfíboles y plagioclasas son alterados para formar montmorillonita. Con este tipo de alteración, la roca reduce sus propiedades estructurales (Watters *et al.*, 2000), y cuando se tiene la existencia de grandes cantidades de material producto de alteración, se favorece a la fluidización del material desprendido. La producción de grandes cantidades de arcilla contribuye a la formación potencial de flujos cohesivos que pueden alcanzar grandes distancias, tal como el lahar Teteltzingo (Carrasco Núñez *et al.*, 1993).

III.1.4. Efectos del basamento

El basamento geológico regional juega un papel muy importante en la estabilidad estructural del edificio volcánico. El tipo de roca del basamento, así como su espesor, estructura, orientación y propiedades físicas, influyen en la altura máxima que alcanza un volcán antes de empezar a deformarse o volverse inestable. Esto sucede principalmente por que el equilibrio entre la corteza y el manto se ve afectado al emplazarse una estructura volcánica encima de este, dando lugar en forma inevitable a una deformación isostática, con fracturamiento, deformación dúctil y compactación del basamento (Van Wyk de Vries y Borgia, 1996). El modelo de Buckingham- π (Merle y Borgia, 1996) indica que hay 10 variables menos 3 dimensiones, que dan lugar a 7 números adimensionales (π_n ; donde, $n = 1 - 7$) independientes para evaluar la estabilidad de un volcán en cuanto a su geometría, condiciones de densidad y características de soporte. Es probable que dependiendo de la ductilidad de los materiales que conforman la estructura volcánica, el edificio pueda estar sujeto a esfuerzos de tensión y compresión, y estos se repartan en función de la deformación que sufra el basamento. Cuando la deformación es muy alta y la estructura volcánica muy rígida, los esfuerzos tanto

de tensión como de compresión se acumulan dando lugar a superficies potenciales de falla como se muestra en la figura 3.3.

La dirección de la superficie de falla depende de la orientación del sustrato y de la distribución del fracturamiento del edificio, aunque si se supone una distribución de esfuerzos generados por el peso de la estructura, entonces la dirección de la superficie de falla debe ser normal a la de los esfuerzos regionales. El esfuerzo σ_2 sería normal al corte de la figura 3.3, el esfuerzo principal σ_1 sería ocasionado por el peso de la estructura y perpendicular a σ_3 y σ_2 . Cuando la estructura se encuentra fuertemente fracturada (lo cual es común en centros volcánicos), los esfuerzos de tensión pueden causar deformación en la misma, esta deformación es absorbida por la roca fracturada, ocasionando que el complejo volcánico sufra de dispersión (expansión radial) (Merle y Borguía 1996), la cual puede ser muy lenta pero podría ocasionar inestabilidad a largo plazo.

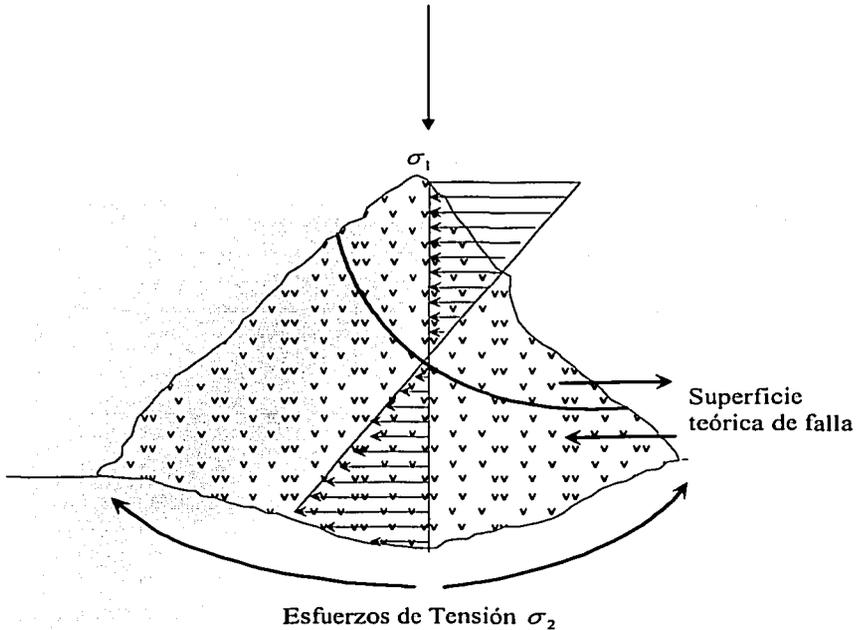


Fig. 3.3. Diagrama de distribución de esfuerzos en una estructura cuyo peso propio induce el esfuerzo principal o " σ_1 "

El movimiento de fallas de basamento puede causar efectos similares, dado que el movimiento relativo de bloques basales crea esfuerzos de tensión y deformación en el edificio suprayacente. En modelaciones analógicas llevadas a cabo por Lagmay (2000), el movimiento de fallas de rumbo por debajo de una estructura volcánica crea esfuerzos de compresión (fallamiento inverso) y esfuerzos de tensión (fallamiento normal) que forman una depresión en la parte superior (cima) del edificio, generándose una superficie potencial de falla. La dirección del colapso entonces estaría regulada por la dirección preferencial de los esfuerzos regionales y la orientación de las fallas (Lagmay *et al*, 2000) (Fig. 3.4). Se ha encontrado que la dirección del colapso puede ser normal o perpendicular a la dirección de la falla del basamento de acuerdo al tipo de régimen de esfuerzos imperante (Vidal y Merle, 2000).

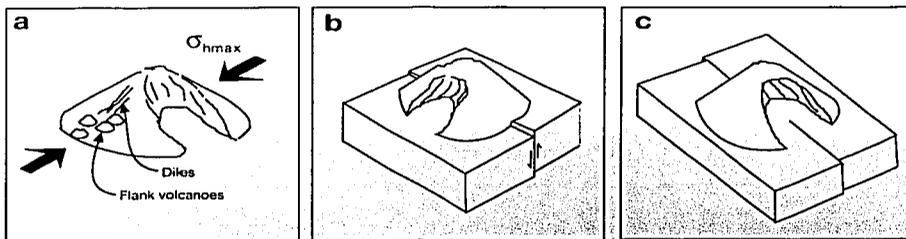


Figura. 3.4 Diagrama de dirección de colapso sectorial a) perpendicular al máximo esfuerzo de compresión, b) perpendicular a una falla normal c) paralelo a una falla de desplazamiento longitudinal, (Moriya, 1980; diagrama tomado de Lagmay *et al.*, 2000).

La dirección en la que se colapsa la estructura puede estar determinada, en gran parte, por el comportamiento de las fallas por debajo de la estructura volcánica, lo que implicaría una fuerte influencia del basamento. Aún cuando existen otros factores que determinan la dirección del colapso sectorial de una estructura volcánica, tales como la intrusión de cuerpos magmáticos (Elsworth y Voight, 1995) o la alteración hidrotermal avanzada (Crowley y Zimbelman, 1997), en el caso particular de la sierra Pico de Orizaba – Cofre de Perote, en tres de las cuatro estructuras principales (Pico de Orizaba, Las Cumbres, Complejo La Gloria, y Cofre de Perote), se ha documentado colapsos de manera consistente hacia el

oriente. Con excepción de algunos flujos menores hacia el sector occidental (Siebe *et al.*, 1993), lo que sugiere que el basamento pueda ser uno de los principales mecanismos de inestabilidad, por que la recurrencia eventos en dirección oriental, podría ser indicador de que el basamento presenta cierto basculamiento con respecto de la geometría del edificio volcánico (Vallance *et al.*, 1988) tal como se muestra en la figura 3.5 b.

III.1.5. Efectos de contrafuerte.

Generalmente, la presencia de una estructura mas antigua, genera un plano de debilidad en la parte en donde hace contacto la base de la nueva estructura y la anterior, generando un posible plano de falla. Esto aunado a que la estructura mas antigua funciona como un apoyo, se facilita el movimiento en dirección contraria a la posición de la estructura, como se muestra en la figura 3.5 a (Vallance *et al.*, 1988).

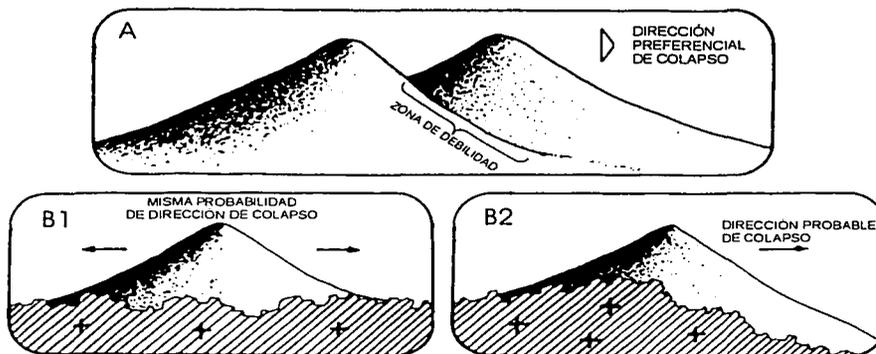
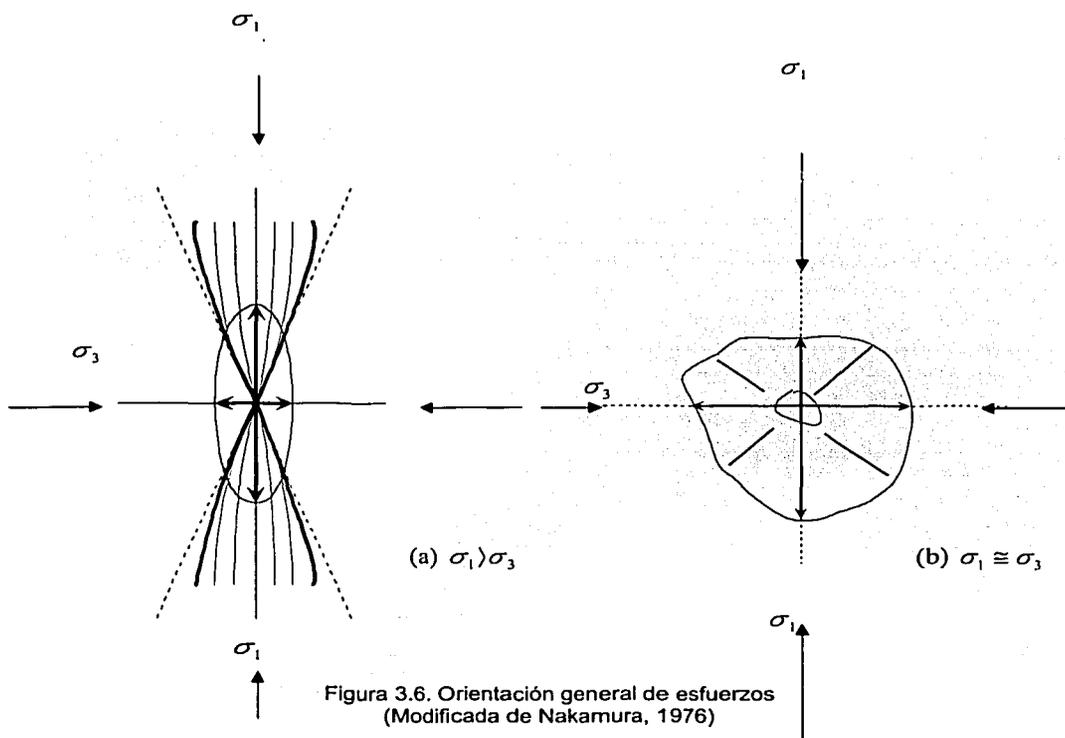


Figura 3.5. Tomada de Vallance *et al.*, (1988), a) Efecto de contrafuerte en que la dirección preferencial de colapso es debida a la existencia de una estructura mas antigua. Dirección probable de colapso por efectos del basamento, en la figura de (b1) se aprecia la misma probabilidad de colapso mientras que en la (b2), la probabilidad del colapso es mayor en dirección de la inclinación del basamento.

III.1.6. Fracturamiento radial y distribución de diques

La posición de un dique puede determinar en ocasiones las características estructurales de un edificio volcánico (Elsworth y Voight, 1996); sin embargo, los diques también pueden ser indicadores de la orientación de los esfuerzos tectónicos en el área de la estructura volcánica (Nakamura, 1977). Los esfuerzos involucrados se desarrollan de manera radial al centro o cráter de la estructura volcánica y tienden a concentrarse hacia la dirección del esfuerzo mayor, o normales a la dirección del esfuerzo menor, (figura 3.6). En la figura 3.6a se muestra una distribución de diques en dirección normal a σ_3 , y con dirección σ_1 , mientras que en la figura 3.6b se muestra una distribución completamente radial considerando que $\sigma_3 = \sigma_1$ (Nakamura, 1976).

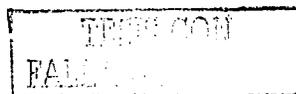


III.1.7. Efectos de sobrecarga

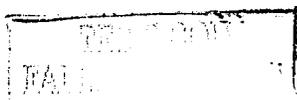
La actividad efusiva de una estructura volcánica genera la acumulación de estratos masivos de roca por encima del edificio, lo que crea una fuerte sobrecarga de los taludes, además de que incrementa sus pendientes, dando lugar a condiciones mayores de inestabilidad. En el Monte Etna, el cual ha presentado diversas erupciones desde 1955, ha acumulado un volumen superior a los 420 millones de metros cúbicos de material, agregando un peso a la estructura de mas de 1,000 millones de toneladas (Murray, 1988). Una sobrecarga de esta magnitud, puede ocasionar el debilitamiento de la estructura y del basamento local pudiéndose generar el colapso sectorial del edificio, con la concerniente posible despresurización de la cámara magmática que provocaría una erupción de grandes proporciones (Murray y Voight, 1996).

III.1.8. Cambios en la geometría del edificio.

Un fuerte indicador de la inestabilidad de un edificio volcánico es su geometría, ya que cualquier cambio que esta sufra, puede causar un futuro colapso o actividad eruptiva. Los factores que pueden ocasionar que un edificio volcánico experimente cambios morfológicos son: dispersión (Merle y Borgia, 1996), deformaciones del basamento como fallamiento (Vidal y Merle, 2000, Lagmay *et al.* 2000), así como la intrusión de un cuerpo magmático (Elsworth y Voight, 1996). La actividad tanto efusiva como explosiva contribuyen a que ocurran cambios morfológicos en la estructura volcánica, dado que el material que es expulsado se acumula por encima de la misma (Murray, 1988). Uno de los principales agentes erosivos de las estructuras volcánicas de gran altura son los glaciares. La fuerte inclinación que presentan algunas estructuras volcánicas contribuye a procesos erosivos ocasionados por deshielo, y el fracturamiento de roca ocasionado por esfuerzos de tensión que se generan al introducirse el agua en las fracturas y congelarse (Neupane *et al.* 1999). Es muy probable que este sea un proceso de intemperismo físico y erosión continuo, el cual se repite cada vez que se deshuela



la montaña debilitando gradualmente la estructura. El transporte de material que ocurre por crecimiento y contracción del glaciar, contribuye igualmente a ocasionar cambios morfológicos en la estructura volcánica.



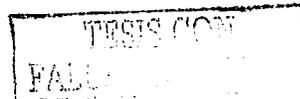
III.2. Mecanismos disparadores

Los mecanismos disparadores y los factores que causan la inestabilidad de un talud volcánico tienen muchas afinidades, en muchos aspectos ambos son lo mismo, sin embargo, es conveniente que los factores que contribuyen a la inestabilidad, y los factores que generan el colapso sean tratados de forma independiente. Aún cuando es lógico suponer que el colapso se deba a que la estabilidad del talud ha sido comprometida, existe un mecanismo que inicia el movimiento en un momento determinado. Los principales mecanismos disparadores que causan el colapso de un volcán (Tabla 3.2) se describen a continuación.

Condiciones Climáticas	Iritiano <i>et al.</i> , (1998); Day y Lee, (2000)
Sismos	Keefer (2000); Romeo, (2000)
Presión de Poro	Major y Iverson, (1999)
Movimiento de Fallas	Lagmay (2000)
Intrusión Magmática	Day (1996); Elsworth y Voight, (1996)
Condiciones límite de equilibrio estático	Reid <i>et al.</i> , (2000)

III.2.1. Condiciones Climáticas

Los flujos pueden ser disparados por condiciones climáticas, las cuales a su vez pueden ser relacionadas a las características físicas del talud, las características de permeabilidad y grado de alteración de los materiales acumulados sobre los taludes juegan un papel determinante, ya que existe una relación entre la velocidad de infiltración y el tiempo de acumulación. Así pues si la velocidad de infiltración es muy lenta y la precipitación es muy rápida, entonces lo mas probable es que el agua escurra y el talud permanezca estable; por otro lado, si la cantidad de precipitación es la misma, pero en un intervalo de tiempo prolongado, entonces



el agua podrá infiltrarse tal vez lo suficiente para volver el talud inestable e iniciar el movimiento del material (Iritiano *et al.*, 1998).

El material acumulado en los taludes volcánicos, ya sea por expulsión de material por el cráter o bien arcillas, las cuales han sido producidas por alteración hidrotermal, son susceptibles de almacenar agua y posteriormente ser transportadas por la misma cuando las condiciones de estabilidad han sido excedidas, esto resulta mas claro en la ecuación de resistencia de Coulomb (Fig. 3.2). En ella se puede ver como a medida que aumenta la presión hidrostática o presión de poro, la resistencia al deslizamiento se reduce, esto sucede también con otros fluidos hidrotermales, incluyendo gases. Debe notarse que la ecuación de la Fig. 3.2 es para condiciones limites de equilibrio estático, sin embargo si este es excedido, es lógico suponer que se inicie el movimiento. Entre los ejemplos recientes de avalanchas volcánicas disparadas por precipitaciones de lluvia extraordinarias se encuentra la del 30 de Octubre de 1998 en el volcán Casita, en Nicaragua, para la cual un volumen de lluvia excesiva ocasionado por el huracán Mitch ocasionó una precipitación que llegó a sumar 500 mm por día y provocó un desprendimiento de materiales en el flanco sur del volcán que ocasionó la pérdida de mas de 1,500 personas, además de que destruyó dos asentamientos. El volumen de la avalancha fue de $6.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ y afectó un área de alrededor de $1.2 \times 10^7 \text{ m}^2$ (Sheridan *et al.*, 1999).

III.2.2. Sismos

En el modelo de Newmark (1965) para la predicción de deslizamientos ocasionados por sismos, la estabilidad de un talud se mide en función de la aceleración crítica, la cual depende de tres factores: Características mecánicas del suelo, presión de poro y geometría de la pendiente (Romeo, 2000). En 1980 el temblor de 5.1 grados en la escala de Richter aparentemente inició la erupción del Monte Santa Elena, causando el colapso sectorial de uno de los flancos del volcán (McNutt, 2000). El 21 de Mayo de 1792, en el Monte Unzen, un temblor de 6.4

grados en la escala de Richter provocó el colapso del flanco norte del volcán (Ui, 2000). En 1989 en Loma Prieta en California, un temblor de 6.9 grados en la escala de Richter desencadenó una serie de deslizamientos a través de un área de alrededor de 15,000 km² dentro de la cual se deslizaron alrededor de 2,000 km² de laderas (Keefer, 2000).

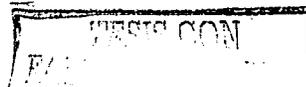
III.2.3. Presión de poro

La presión de poro, ya discutida en la sección anterior, es causada por diversos factores tales como la precipitación, actividad hidrotermal, y emplazamiento de diques. De esta forma la presión de poro no solo se eleva por variaciones en la carga hidráulica del talud, sino también por gases, magma y fluidos hidrotermales varían la presión de poro hasta vencer o alcanzar condiciones mínimas de soporte, provocando deslizamientos e incluso explosiones laterales tal como ocurrió en el Monte Santa Elena en 1980 (Paul y Gratier, 1987).

III.2.4. Movimiento de fallas

La deformación, dispersión (expansión radial) y fracturamiento del edificio debidos a cambios en las condiciones de soporte, generalmente se deben al movimiento de fallas por debajo de la estructura volcánica. Sin embargo, el disparo del colapso no se da de manera súbita ya que las fallas pueden moverse de forma muy lenta. El movimiento es provocado por la carga adicional de la estructura volcánica al basamento. El movimiento brusco de una falla, o sistema de fallas, se encuentran asociados a la distribución de los esfuerzos tanto regionales como locales, y al movimiento de fallas ocasionado por el estado de esfuerzos predominante. Este proceso es probablemente disparador de colapsos sectoriales de gran magnitud.

III.2.5. Intrusión magmática



La intrusión de un cuerpo de magma es un factor de desestabilización y de disparo de un edificio volcánico, ya que eleva la presión de poro considerablemente por la inyección del propio magma, gases o fluidos hidrotermales. los esfuerzos inducidos por la intrusión a la estructura volcánica, genera un patrón de esfuerzos que puede desencadenar el colapso de uno de los sectores de la estructura volcánica (Elsworth y Voight 1996), la intrusión de un cuerpo magmático es uno de los principales causantes del colapso sectorial de tipo Bezymianny. En el caso del Mt. Santa Elena, la intrusión somera de un criptodomo causó una pronunciada deformación superficial que culminó con el colapso sectorial del edificio volcánico. No es claro si el sismo de 5° generado al momento del colapso fue la causa o consecuencia de la intrusión magmática.

III.2.6. Condiciones límite de equilibrio estático

Cuando las condiciones de resistencia del edificio volcánico son excedidas, se inicia el movimiento de material. En las fórmulas 1 y 2 se ilustra con mayor claridad el este postulado.

$$FS = \frac{FR}{FA} > 1. \dots\dots(1)$$

La fórmula 1, en donde: FS = factor de seguridad; FA = fuerzas actuantes; F.R. = fuerzas resistentes, es utilizada en la práctica de la ingeniería como una relación entre las fuerzas pasivas (fuerzas de retención), y las fuerzas actuantes (fuerzas de empuje) si esta relación es mayor o igual a uno, se dice que el talud es estable (Erast Gaziev)

Existe otra forma de analizar la relación FA-FR, para escribir la ecuación (2), la relación FA; FR no se divide (como se hace en la fórmula 1) sino que es restada. A este criterio se le conoce como déficit de estabilidad (Erast Gaziev).

$$FE = FR - FA > 0 \dots\dots\dots (2)$$

Fe = fuerzas de empuje. Si las fuerzas de empuje son menores a cero quiere decir que el material entrará en movimiento. Las ecuaciones 1 y 2, pueden ser consideradas para todos los mecanismos de disparo descritos en la tabla 3.2.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.3 Estructuras y depósitos de colapso

III.3.1 Depósitos producto del colapso de un edificio volcánico

Cuando una estructura volcánica colapsa, hace erupción, o cuando la erupción y colapso son simultáneos, la morfología del cono y de sus alrededores cambia completamente. Sin embargo, cuando ha pasado mucho tiempo después de que cualquiera de estos eventos haya sucedido, es necesario inferir a partir de los depósitos, la fuente, forma de emplazamiento y, de ser posible los procesos que dieron origen al mismo. Esto se emplea para evaluar si estos pudiesen recurrir en el futuro.

Definiciones.

Flujo de escombros: es una mezcla de agua y sedimentos, que contiene al menos 80% del peso total o 60% de sólidos del volumen total (Pierson y Costa, 1987), de acuerdo a Vallance, (2000) es una mezcla de escombros saturada por agua, y la frontera que divide a los flujos de escombros de los flujos hiperconcentrados varía entre el 50% y el 60% de sedimentos en volumen, aunque esto difiere en función del tamaño de los mismos. Un flujo de escombros cuyo contenido de arcilla excede de 3-5% en volumen se clasifica como de tipo cohesivo y se comporta de manera distinta, pudiendo transportar clastos y bloques de gran tamaño a distancias considerables, además de que no se aprecian transformaciones laterales considerables en su sedimentología, lo cual es común en flujos de escombros no cohesivos.

Lahar: es un flujo escombros originado en un volcán (Crandell, 1971).

Flujos hiperconcentrados: son una mezcla de agua y sedimentos en la cual 20-60% del volumen corresponden a la fracción sólida; o bien entre el 40-80% del peso corresponde a la fracción sólida (Pierson y Costa, 1987).



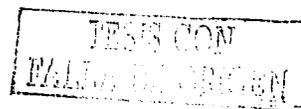
Avalancha de escombros: es una mezcla de agua y escombros que se mueve colina abajo bajo la influencia de la gravedad, y la masa se encuentra enteramente soportada por interacción entre las partículas (Vallance, 2000). Una avalancha de escombros es el producto de el colapso sectorial de un volcán que contiene agua y sedimentos pero no saturados. Son característicos: el fracturamiento en forma de rompecabezas y la topografía monticular e irregular. (Ui *et al.*, 2000).

La cantidad de arcilla es el resultado de intensa alteración hidrotermal del edificio volcánico. Tanto las avalanchas de escombros como los flujos de escombros cohesivos están asociados al colapso parcial de un edificio volcánico.

Características de los depósitos

Los flujos de escombros generalmente son masivos y van de mal graduados a muy mal graduados su gradación puede ser normal o inversa, aunque en ocasiones se presentan ambas (inversa en la base y normal cerca de la cima) otra de sus características es que generalmente se encuentran bien consolidados. (Vallance 2000). Algunos flujos cohesivos pueden mostrar una topografía de montículos, comparativamente menores a la de las avalanchas.

Los depósitos de avalancha de escombros están formados en su mayor parte por fragmentos provenientes de la destrucción o colapso sectorial de un volcán, en ellos es característica la topografía monticular (*hummocks*) en la zona proximal. Los depósitos de avalancha contienen bloques fracturados y deformados; una de sus principales características son los bloques rotos en forma de rompecabezas (*jigsaw*), la frecuencia de bloques fracturados en el depósito es función del tipo de roca y de la distancia que la avalancha haya viajado. Para este tipo de flujos, la relación de la altura y la distancia total recorrida (H/L) es un reflejo del modulo de fricción interna del material. Por lo tanto, la distancia total recorrida por la



avalancha puede ser calculada en función de este. Los radios H/L varían entre 0.2 y 0.06. (Ui *et al.*, 2000).

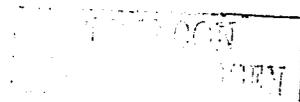
Tabla 3.3 características de los Depósitos

<u>Flujos de escombros</u>	<u>Avalanchas de escombros</u>
Presentan gradación, en ocasiones inversa	Topografía monticular
Volúmenes reducidos, aunque pueden alcanzar distancias considerables	Presencia de bloques intactos zonas de alteración intensa
Relleno de terrazas según el drenaje	Bloques en forma de rompecabezas (jigsaw).

III.3.2. Estructuras.

Los anfiteatros: son estructuras con forma de herradura originados por el colapso sectorial. Sus dimensiones son variables, pues se encuentra determinada por las características iniciales que generan el colapso. Generalmente un anfiteatro es fácilmente identificable, ya que tienen una morfología muy característica. El colapso sectorial de un volcán se puede deber a cualquiera de los factores enumerados en la tabla 3.1 o a la combinación de dos o más de ellos.

Las características del basamento y el movimiento y posición de las fallas, determinan el tamaño y la forma que puede tener una estructura de colapso. Dependiendo de las características del sistema de fallas, y la dirección preferencial de los esfuerzos regionales, se forman estructuras con características sigmoidales, estas pueden ser indicadores de la dirección del colapso (Lagmay *et al.*, 2000). Por otro lado movimiento de sistemas de fallas verticales, pueden causar la falla de la estructura cubriendo hasta 140° de la misma. (Vidal y Merle, 2000).



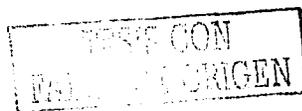
IV ANÁLISIS DE LA ESTABILIDAD DE LA CORDILLERA PICO DE ORIZABA – COFRE DE PEROTE.

Para llevar a cabo el análisis sobre las condiciones de estabilidad del macizo rocoso que forma la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote fue necesario, entre otras cosas, hacer un análisis de sus condiciones geológicas, de las características de los depósitos de avalancha y flujo de escombros asociados a ella, de las condiciones geomorfológicas, y estructurales de la zona, y de la sismicidad en la región. La integración de esa información permitió visualizar varias zonas con características que podrían favorecer condiciones de inestabilidad, que serían focos potenciales de generación de fenómenos de desprendimiento de rocas y la subsecuente formación de flujos de escombros o colapsos sectoriales de un edificio volcánico.

A continuación se proporcionan y discuten los elementos antes mencionados:

IV.1 Geología

El Cinturón Volcánico Trans Mexicano (CVTM) es un arco continental, compuesto por productos predominantemente calci-alcalinos y en menor proporción alcalinos de edad Plio-Cuaternaria (Pasquaré *et al.*, 1986), el arco tiene una longitud aproximada de 1,000 kilómetros, y se extiende desde las costas del Pacífico hasta el Golfo de México. El CVTM presenta vulcanismo muy variado en composición, tipo de estructura y estilo eruptivo. Es probable que el cinturón volcánico inició su transición a partir del arco de la Sierra Madre Occidental, lo cual ocurrió entre el Mioceno temprano al Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 1999). Una de las principales características del CVTM es su oblicuidad con respecto a la zona de subducción, ya que tiene un ángulo de 15° con respecto a la trinchera. Pasquaré y colaboradores (1986) dividen al CVTM en seis sectores, para los cuales, la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote pertenece a la meseta del Este. Esta se extiende desde la falla Taxco - San Miguel de Allende hasta la alineación quasi



N-S que forma la cordillera volcánica PO-CP. Otra importante característica del CVTM es la alineación de los centros volcánicos. Los centros poligenéticos principales se encuentran alineados en dirección N-S, mientras que los centros monogenéticos se encuentran distribuidos de forma predominantemente paralela al CVTM (Alaniz *et al.*, 1998). Entre las principales cadenas de volcanes poligenéticos encontramos: Cofre de Perote-Pico de Orizaba; Tláloc-Iztaccihuatl-Popocatepetl; Palo Huérfano-Nevado de Toluca; Cántaro-Volcán de Colima y Las Navajas-Cerro Grande (Alaniz *et al.*, 1998).

La cordillera volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Fig. 4.1) (Mapa Geológico Regional), tiene una orientación N-S, y cuenta con varios centros volcánicos, su actividad inició en distintos tiempos, de norte a sur: Cofre de Perote ≈ 1.6 Ma (Cantagrel y Robin 1979); Cerro Desconocido; Cerro Tecomales; Cerro Las Cumbres ≈ 0.6 Ma (Rodríguez-Elizarrarás 1998); Pico de Orizaba ≥ 0.6 Ma (Carrasco-Núñez 2000); Volcán Sierra Negra. La de la Cuenca de Serdán Oriental esta caracterizada por un vulcanismo bimodal que incluye domos y maars riolíticos y conos cineríticos de composición basáltica (fig 4.1)

Basamento Sedimentario

Estas rocas, de edad Mesozoica, conforman la continuación meridional de la Sierra Madre Oriental (SMOr) y conservan la disposición general NW de las estructuras de deformación como plegamiento y fallamiento generadas por la Orogenia Laramide. Las rocas sedimentarias están compuestas principalmente por calizas y en menor proporción lutitas de edad Cretácica.

En la figura 4.2 se muestra la distribución de afloramientos del basamento sedimentario, en ella se aprecia la orientación NW, que caracteriza a la SMOr.

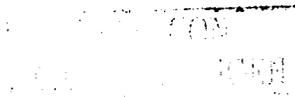


Figura 4.1. Mapa geológico de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, el mapa se encuentra en coordenadas UTM, (Carrasco-Núñez, G. y Díaz-Castellón, R.)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

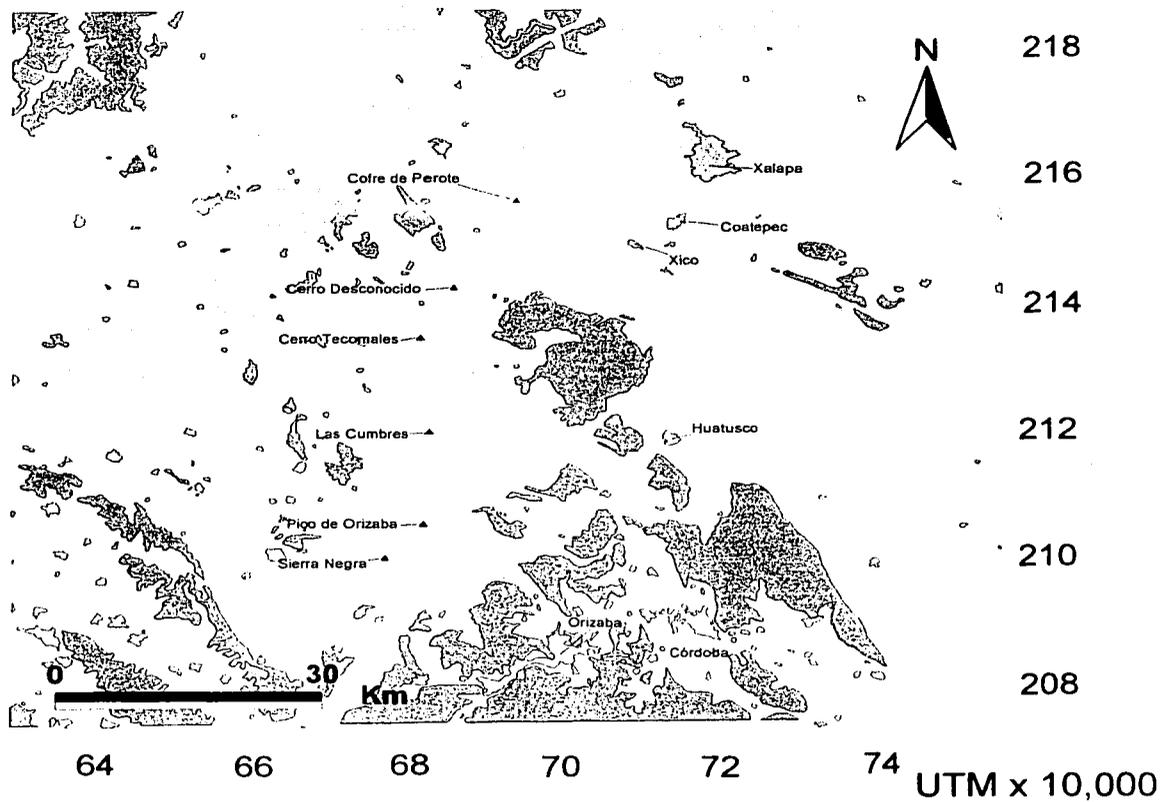


Figura 4.2 Distribución de afloramiento del basamento Mesozoico, compuesto predominantemente por rocas calcáreas intensamente plegadas y afalladas, cuyas estructuras principales tienen un rumbo NW.

TESIS CON
FALLA DE C

Esas rocas y estructuras son parcialmente cubiertas en la zona de la cordillera PO-CP y solamente algunas de ellas afloran en la Cuenca de Serdán-Oriental, aunque en forma mas reducida y espaciada. Es evidente que ese sistema NW fue cortado por un sistema de Fracturamiento de orientación N-S y posiblemente también NE-SW que sirvieron para alimentar el vulcanismo de la cordillera PO-CP.

Pico de Orizaba (PO) o Citlaltépetl

El Pico de Orizaba se encuentra localizado en la parte meridional de la cordillera, su cráter se ubica en las coordenadas: 19° 01' 50.1" N; 97° 16' 8.1" W. Es la estructura mas estudiada en esta región. Entre la principales investigaciones se encuentran las de Siebe y colaboradores (1993); Hoskuldsson y Cantagrel (1994); Carrasco-Núñez (1999); Hubbard (2001); Carrasco-Núñez y colaboradores (1993); Carrasco-Núñez (1997); Hoskuldsson y Robin (1993); Carrasco Núñez y Rose (1995); Carrasco-Núñez (2000); Carrasco-Núñez y Baan (1994); Sheridan y colaboradores (2002).

La evolución del estratovolcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl, es compleja. El edificio se encuentra compuesto por productos de actividad efusiva y explosiva. En su historia alterna periodos de destrucción y construcción del edificio volcánico (Carrasco-Núñez, 2000).

El volcán Pico de Orizaba, con una altura de 5,675 m.s.n.m., es el volcán más alto de México y la tercer montaña mas elevada de Norteamérica, además de ser uno de los estratovolcanes más grandes del mundo (Carrasco-Núñez, 2000). El PO es uno de los tres volcanes en México con un glaciar permanente. Los otros dos son el Popocatepetl 5,450 m.s.n.m. y el Iztaccihuatl 5,286 m.s.n.m. (Palacios y Vásquez, 1996). Desde el inicio de su formación este volcán ha producido alrededor de 370 km³ de material expulsado en un periodo de 0.9 Ma, (Hoskuldsson y Cantagrel, 1994), aunque este lapso podría ser menor, alrededor

ORIGEN

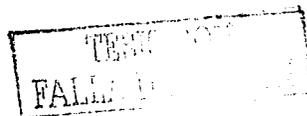
de 0.6 Ma debido a que no se han encontrado rocas que presenten inversiones magnéticas que confirmen lo propuesto por Hoskuldsson (Carrasco-Núñez, 2000).

Aunque el volcán Pico de Orizaba es citado como el volcán más meridional de la cordillera PO – CP., alrededor de 7 km al suroeste se ubica el volcán Sierra Negra (4,650 m.s.n.m). Este volcán está compuesto por lavas andesíticas porfídicas (Carrasco-Núñez, 1993), e hizo erupción durante el Pleistoceno, hace aproximadamente 0.5 Ma (Hoskuldsson, 1992).

La formación del Pico de Orizaba puede resumirse en cuatro etapas de construcción (Carrasco-Núñez, 1993; Carrasco-Núñez, 2000). La figura 4.3 muestra la geología que sintetiza las principales etapas del Citlaltépetl.

La primera etapa está compuesta principalmente por un vulcanismo efusivo que fue acumulándose sobre un basamento conformado principalmente por calizas y algunas lutitas de edad cretácica. Esta etapa inició entre 0.6 y 0.5 Ma y concluyó 0.25 Ma con la destrucción del volcán Torrecillas (Carrasco-Núñez, 2000). Es en este episodio cuando la mayor cantidad de material fue expulsado con un volumen estimado de 270 Km³ (Carrasco-Núñez, 1997), lo que representa alrededor del 71% del volumen total del complejo PO.

Las rocas más características del volcán Torrecillas son andesitas basálticas de olivino. Para los episodios finales de construcción del volcán Torrecillas son características andesitas y dacitas con o sin anfíboles (Carrasco-Núñez, 1993). La edad de la última parte de la construcción de Torrecillas determinada por el método de K-Ar es de 0.3 Ma. \pm 0.2 (Carrasco Núñez y Ban 1994). La primera etapa del complejo PO culminó con el colapso de Torrecillas 0.25 Ma, que originó la formación de la avalancha Jamapa (Carrasco-Núñez *et al.*, 1997). La segunda etapa inició con la construcción del volcán Espolón de Oro hace 0.2 Ma. Entre la etapa de destrucción del edificio volcánico de Torrecillas y el inicio de la construcción del Volcán Espolón, se formó el edificio de Sierra Negra (Carrasco



Núñez y Ban, 1994). El Espolón se encuentra compuesto principalmente por andesitas (zonas Norte y Este), flujos de lava de composición dacítica hacia el Sur y, andesitas y andesitas basálticas hacia el Oeste (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). El volumen total del volcán Espolón es de aproximadamente 50 Km³ (Carrasco-Núñez, 1997), y representa aproximadamente el 13% del total del complejo PO (Figura 4.3). El cono Espolón de Oro fue destruido hace aproximadamente 16,500 años para formar el lahar Teteltzingo (Hubbard, 2000).

En la tercera etapa se formaron domos de composición predominantemente dacítica. Algunos de estos domos es probable que se hayan formado durante la construcción de Espolón de Oro y otros durante el Holoceno (Carrasco-Núñez y Ban 1994). Las últimas etapas de formación de estos domos dieron origen al complejo del Chichimeco, para el cual ha sido estimada una edad menor a los 8,500 años (Carrasco-Núñez, 1993). El volumen total de material generado durante esta etapa se ha calculado en alrededor de 35 km³ (Carrasco-Núñez, 1997) que es aproximadamente el 9% del total del complejo.

La última etapa de formación del complejo es la del actual cono Citlaltépetl, y su actividad se extiende hasta tiempos históricos al año de 1857 (De la Cruz y Carrasco Núñez, 2002). Su composición varía entre andesitas y dacitas (Carrasco Núñez y Ban, 1994). En esta etapa pueden identificarse para los últimos 20,000 años al menos once episodios eruptivos (Hoskuldsson y Robin, 1993). Los depósitos en orden estratigráfico se encuentran en la Tabla 4.1.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 4.1 Erupciones del PO para los últimos 20,000 años

EPISODIO	EDAD	FUENTE
Actividad Histórica	7 Episodios de actividad entre 1537 y 1687	Mosser <i>et al.</i> , 1958 Simkin <i>et al.</i> , 1981 Robin 1981
Excola	700	Hoskuldsson y Robin 1993
Texmola	2,000	Hoskuldsson y Robin 1993
Jacal	3,300	Cantagrel <i>et al.</i> , 1984
Avalos	4,060	Cantagrel <i>et al.</i> , 1984
Loma Grande	Entre 7,000 y 6,000	Cantagrel <i>et al.</i> , 1984
Xilomich	8,000	Hoskuldsson y Robin 1993
Coscomatepec	9,400	Cantagrel <i>et al.</i> , 1984
Tlachichuca	10,600	Robin y Cantagrel 1982
Chocaman	12,000	Hoskuldsson y Robin 1993
Tlacoahuatl y Complejo del Chichimeco	Entre 17,000 y 12,900	Hoskuldsson y Robin 1993
Tiapa	18,700	Hoskuldsson y Robin 1993

Sin embargo, la existencia de algunos de estos episodios eruptivos ha sido cuestionada por Carrasco-Núñez y Rose (1995). En particular los episodios Tlachichuca, Coscomatepec y Loma Grande, parecen corresponder todos al episodio Xilomich, tal como lo demuestran Carrasco-Núñez y Rose (1995).

Campo Volcánico Las Cumbres (CVLC)

El CVLC se encuentra localizado en las coordenadas 97° 15' W y 19° 10' N. a 15 kilómetros al norte del Pico de Orizaba y 40 kilómetros al sur del Cofre de Perote (Rodríguez y Lozano 1991).

El complejo se esta formado por una serie de domos que varían en composición desde andesítica a riolítica (Rodríguez, 1998). Se calcula una edad aproximada



para el inicio de su actividad de 0.6 Ma (Rodríguez *et al.*, 1992). Los productos del CVLC yacen sobre un basamento de calizas pertenecientes al Cretácico superior, las cuales fueron plegadas y recristalizadas durante el Terciario.

La actividad del volcán Las Cumbres (3,940 m.s.n.m: Negendank *et al.*, 1985), puede ser separada en cuatro etapas (Rodríguez-Elizarrarás, 1998). Ver figura 4.4

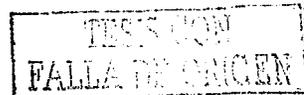
La primera etapa de formación del volcán las Cumbres inició con la emisión de aproximadamente 250 km³ de lavas andesíticas, las cuales formaron una estructura que pudo haber alcanzado una altura entre los 5,000 y los 5,500 m.s.n.m.

La segunda etapa inició aproximadamente hace 40,000 años con el colapso del volcán Las Cumbres, seguido de un voluminoso derrame de lava el cual cerró el anfiteatro causado por el colapso sectorial y formó un domo dacítico compuesto principalmente por plagioclasas, biotita, hornblenda y cuarzo al centro del nuevo cráter, el cual es conocido como el Cerro Gordo (Fig. 4.4)

El tercer episodio comenzó con una explosión de tipo Pliniano para la cual se tiene una edad aproximada de 20,000 años, la cual produjo la pómez Quetzalapa; aunque este evento fue originado por una boca distinta a la del cono central del volcán Las Cumbres (Rodríguez-Elizarrarás, *et al.*, 2002).

La última etapa de formación del CVLC es caracterizada por vulcanismo monogenético que originó la formación de conos basálticos de lava basáltica y escoria y domos riolíticos.

Las principales estructuras que conforman el CVLC son: La Mesa Llano Grande; Domo Xalista; Mesa el Rodeo; Domo Ixtetal; Cerro Sillatepec; Cerro el Cristón; Xalapazco la Capilla; domo Chichihuale; Maar Xalapasquillo; Domo Yolotepec. (Fig 4.4).





0 3 Km

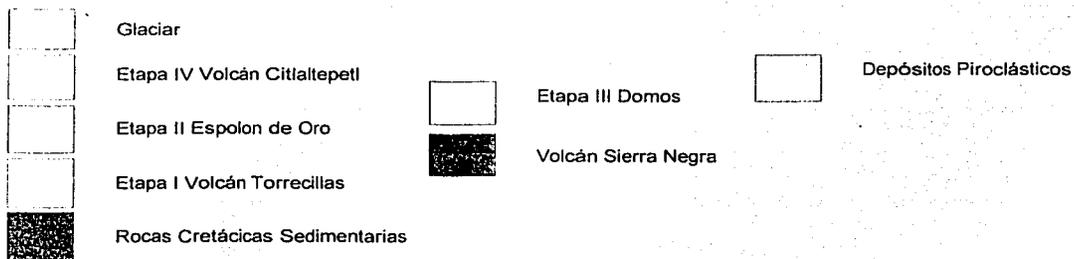
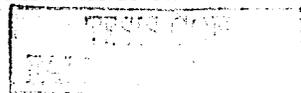


Figura 4.3 Mapa geológico del extremo meridional de la cordillera volcánica Pico de Orizaba – Cofre de Perote. En el se resaltan las etapas de formación del volcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl (Modificado de Carrasco-Núñez y Baan).



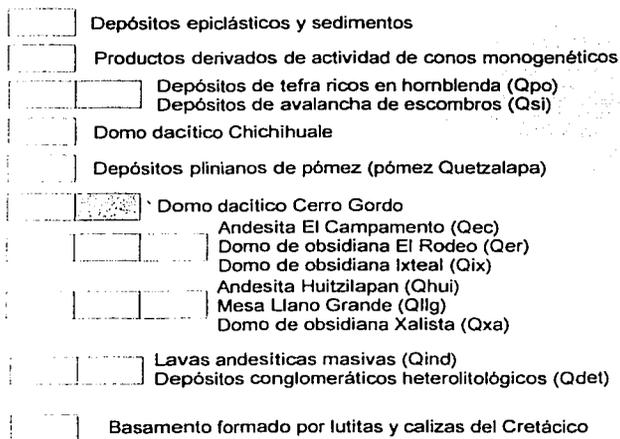
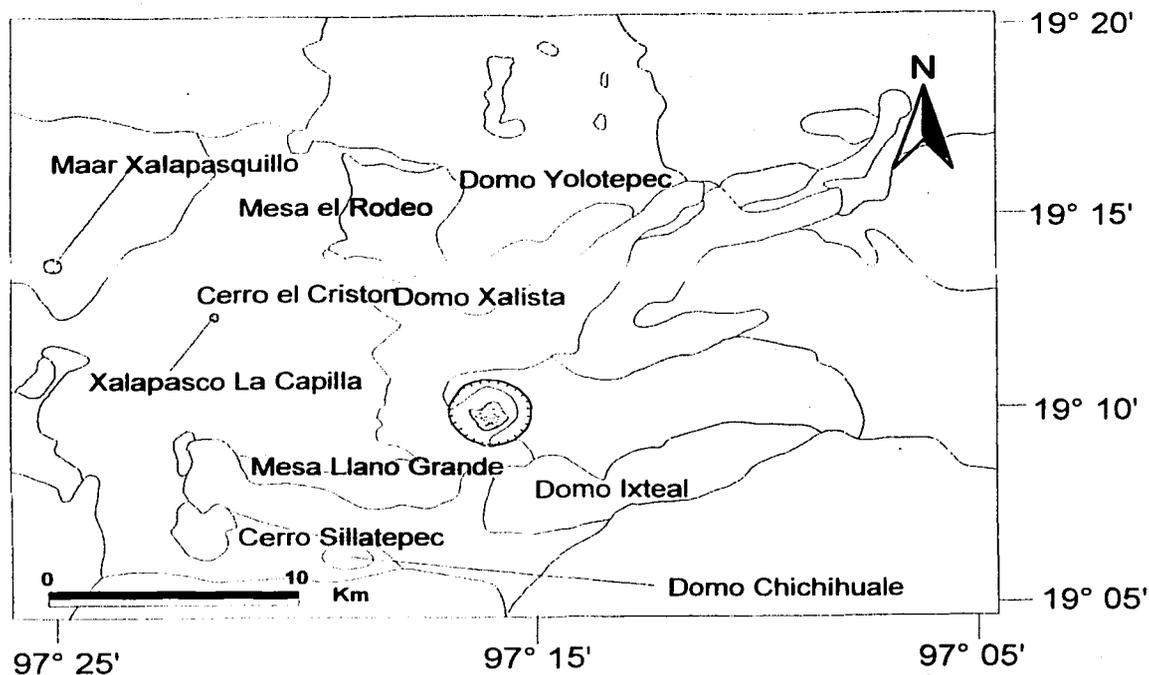


Figura 4.4 Mapa geológico del Campo Volcánico Las Cumbres (Rodríguez-Elizarrarás, 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Campo Volcánico de La Gloria (LG)

El campo volcánico de La Gloria se encuentra compuesto por dos estructuras volcánicas principales de composición andesítica (Robin, 1981): Cerro Desconocido 3,120 m.s.n.m. y Cerro Tecomaes 3,500 m.s.n.m. (Negendank *et al.*, 1985).

Ambas estructuras tienen una morfología en forma de anfiteatro. Sin embargo, no se ha encontrado ningún depósito que se pueda asociar de manera directa a ninguna de ellas. Es muy posible que ambas estructuras no sean el resultado de colapso sectorial, sino que sean el resultado de procesos de erosión, los cuales han generado la morfología actual.

Cofre de Perote. (CP) o Nauhcampatépétl.

El volcán Cofre de Perote es la estructura límite al norte de la sierra PO-CP. Su ubicación geográfica es 19° 30' N y 97° 10' W. y se encuentra localizado a 12 km al Este-Sudeste de la Ciudad de Perote. Es la estructura más antigua de todo el complejo, (Carrasco-Núñez y Nelson, 98) y dado que el Pico de Orizaba se encuentra activo, se podría sugerir que existe una aparente migración del vulcanismo hacia el sur. Aunque esta idea es válida para la evolución de los grandes estratovolcanes, no puede extrapolarse para todo el vulcanismo de la región PO-CP, ya que Siebert y Carrasco-Núñez (2002) reportan la erupción de conos cineríticos hace tan solo 900 años al Norte del Cofre de Perote. Además de que hay otras manifestaciones holocénicas en distintas zonas de la región PO-CP. Su edad ha sido estimada por Cantagrel y Robin (1979) en 1.57 ± 0.05 Ma. para lavas al Este de la ciudad de Jalapa. Por su parte Yáñez-García y García-Durán (1982) proporcionan edades de 1.7 y 1.9 Ma. para muestras colectadas al Este de Perote.



El volcán Cofre de Perote se encuentra sobre un basamento de caliza deformada perteneciente a la Sierra Madre Oriental y la composición de las rocas del CP es predominantemente de andesitas y dacitas (Negendank, 1985). La formación de la estructura y la edad de los productos indican tres grandes periodos eruptivos propuestos por Carrasco-Núñez y Nelson (1997), quienes consideran que el Cofre de Perote no es un estratovolcán sino un complejo volcánico.

La etapa inicial del CP consistió en la construcción de numerosos domos basálticos y andesíticos con texturas porfídicas en el lapso entre 1.7 y 1.3 Ma. Una segunda etapa consistió en la emisión de lavas andesíticas hace aproximadamente 0.4 Ma, seguida por lavas andesíticas y dacíticas que fueron emplazadas hace aproximadamente 0.2 Ma. (Carrasco-Núñez y Nelson 1998; Carrasco-Núñez, datos no publicados).

Planicie Costera del Golfo.

En la parte más cercana a la cordillera PO-CP aflora una cubierta potente de capas de origen vulcanoclástico que han rellenado la planicie costera durante los últimos 2 millones de años (Carrasco-Núñez, datos no publicados). Dada la naturaleza de estos depósitos vulcanoclásticos, es difícil establecer correlaciones para determinar su procedencia; sin embargo algunos de ellos han podido documentarse con cierto detalle como se ilustra en la figura 4.5

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.2 Depósitos de avalancha y flujo de escombros en la cordillera Pico de Orizaba Cofre de Perote

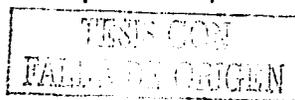
De acuerdo a la información existente, prácticamente todos los colapsos que se han generado en la sierra Pico de Orizaba – Cofre de Perote se han presentado en dirección Este, ya sea E-NE, E-SE o E, dando como resultado depósitos de avalancha, flujo de escombros (debris flows), o depósitos de lahar. En algunos casos, existe una transición entre esos flujos de escombros a flujos hiperconcentrados, que pueden llegar hasta la costa del Golfo de México como flujos diluidos.

Entre los depósitos de colapso más voluminosos, se encuentran el lahar Teteltzingo y la avalancha Jamapa, ambos producidos por colapso de estructuras preexistentes a la formación del volcán Pico de Orizaba, la avalancha de Las Cumbres, la más voluminosa de todas, fué producto de la destrucción del volcán del mismo nombre. Además existen otros depósitos de flujo importantes que se discuten en los párrafos subsecuentes. En la figura 4.5 se ilustra la extensión de los colapsos que se han generado, y muestra como en la actualidad, algunas áreas se encuentran cerca o formando parte de centros urbanos importantes.

La avalancha Jamapa. Esta cubre un área de aproximadamente 380 km² y la topografía a lo largo del área del depósito se encuentra caracterizada por montículos, particularmente en las cercanías de Huatusco. Los depósitos no presentan gradación, ni estratificación, son heterolitológicos, y se encuentran compuestos por bloques, gravas y guijarros en una matriz limo-arcillosa (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997). El principal elemento de alteración hidrotermal que aparece en muestras recolectadas por Hubbard (2001) muestra principalmente caolinita en las zonas proximales, mientras que en las zonas medias de la avalancha muestra caolinita, cristobalita y pequeñas cantidades de pirita y, en otras muestras, se encuentran hallosita, cristobalita, goethita, y hematita. Se extiende en dirección Este por una longitud de 75 kilómetros a lo

largo del río Jamapa y continúa posteriormente como un flujo de escombros hasta una distancia aproximada de 105 Kilómetros (Fig. 4.5). El volumen estimado de la avalancha Jamapa es de al menos 20 km³ de material (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997), aunque una reconstrucción mas reciente Hubbard (2001) estima que el volumen de la avalancha fue mucho menor, alrededor de 7.1 km³ de material. La avalancha Jamapa se encuentra probablemente asociada a lo que aparenta ser el colapso sectorial del flanco Norte del volcán ancestral Torrecillas (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997). La presencia de minerales producto de alteración hidrotermal sugieren que el colapso de Torrecillas se debió a un debilitamiento estructural ocasionado por una intensa alteración hidrotermal de la cima y flanco NE del paleovolcán.

El Lahar Teteltzingo. El lahar Teteltzingo, se extiende a lo largo del Río Seco-Tliapa por una distancia superior a los 85 kilómetros (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993) y cubre un área superior a los 187 km², su volumen se estima en 1.8 km³ de material (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993) o menor a 1.7 km³. Hubbard (2001). El contenido de arcilla varía entre los 10 y 16% del volumen total (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997), que es similar al de otros depósitos de flujos cohesivos como sería Osceola y Electrón, derivados del Monte Rainier en el Occidente de los Estados Unidos (Vallance y Scott, 1997). Los principales minerales producto de alteración hidrotermal presentes en el depósito incluyen; alunita, caolinita, esmectita, cristobalita, tridimita, ópalo, cuarzo, jarosita y piritita (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993). Este evento ocurrió entre 13,000 y 27,000 años antes del presente. Hubbard (2001), utilizó técnicas para fechamiento radiométrico de ¹⁴C en fragmentos de madera encontrados en el depósito y obtuvo una edad de 16.4 ka para el evento, lo cual sería consistente con lo reportado por Carrasco-Núñez *et al.*, (1993). Una de las posibilidades del emplazamiento del depósito es que ocurriera durante un avance glacial de aproximadamente 18,000 años (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993). Se ha propuesto que el material que dio origen al lahar se debe al colapso del cono volcán Espolón de Oro, el cual se construyó posteriormente a la destrucción del volcán Torrecillas. Es probable que el colapso



del cono del volcán se presentara como consecuencia de una alteración hidrotermal muy avanzada, que debilitó la roca, aunado a una saturación excesiva del agua proporcionada principalmente por el glaciar.

La avalancha Las Cumbres. El depósito de colapso más voluminoso de la cordillera PO – CP está representado por esta avalancha. El depósito se extiende hacia el E a lo largo del río Huitzilapan por lo menos a una distancia aproximada de 67 km como un flujo de avalancha primario. La avalancha cubre una extensión superior a los 516 km² (Fig 4.5), y se encuentra parcialmente cubierta por lavas máficas del volcán Las Cumbres. Se estima que con un espesor promedio del depósito de 100 m, el volumen total para la avalancha Las Cumbres sería aproximadamente 5.1 x 10¹⁰ m³. Ocurrida aparentemente hace 40,000 años por el colapso del volcán que lleva el mismo nombre (Rodríguez, 1998), aunque las aparentes relaciones estratigráficas con la avalancha Jamapa (Fig 4.5) parece ser mayor que esta.

Avalancha Metlac. La avalancha se extiende a lo largo del río Metlac, por una distancia de 10.8 km (Fig 4.5) y cubre un área aproximada de 8.4 km² (Carrasco-Núñez, datos no publicados). La composición del depósito consiste principalmente en bloques angulares en una matriz fina areno-arcillosa, en la parte fina de las arenas, muestras colectadas aparecen cubiertas por cristobalita en forma abundante lo que sugiere que el depósito se emplazó caliente (Hubbard, 2001).

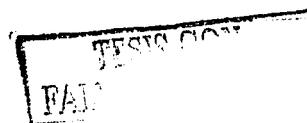
Flujo de escombros de 1920. Es un depósito de un flujo cohesivo, que se extiende a lo largo del río Huitzilapan por una longitud de al menos 30 kilómetros (Scott, *et al.*, 2001). La textura del flujo de 1920 puede ser comparada con aquella resultado de erupciones volcánicas. El depósito comprende un volumen aproximado de 4.4 x 10⁷ m³ (Hubbard, 2001), y fue disparado por un sismo de 6 grados en la escala de Richter, cuyo epicentro se localizó 15 km río arriba del pueblo Barranca Grande el cual fue devastado por el flujo (Scott *et al.*, 2001). El espesor del flujo varia entre los 40 y 65 metros de profundidad, y presenta un contenido de arcilla

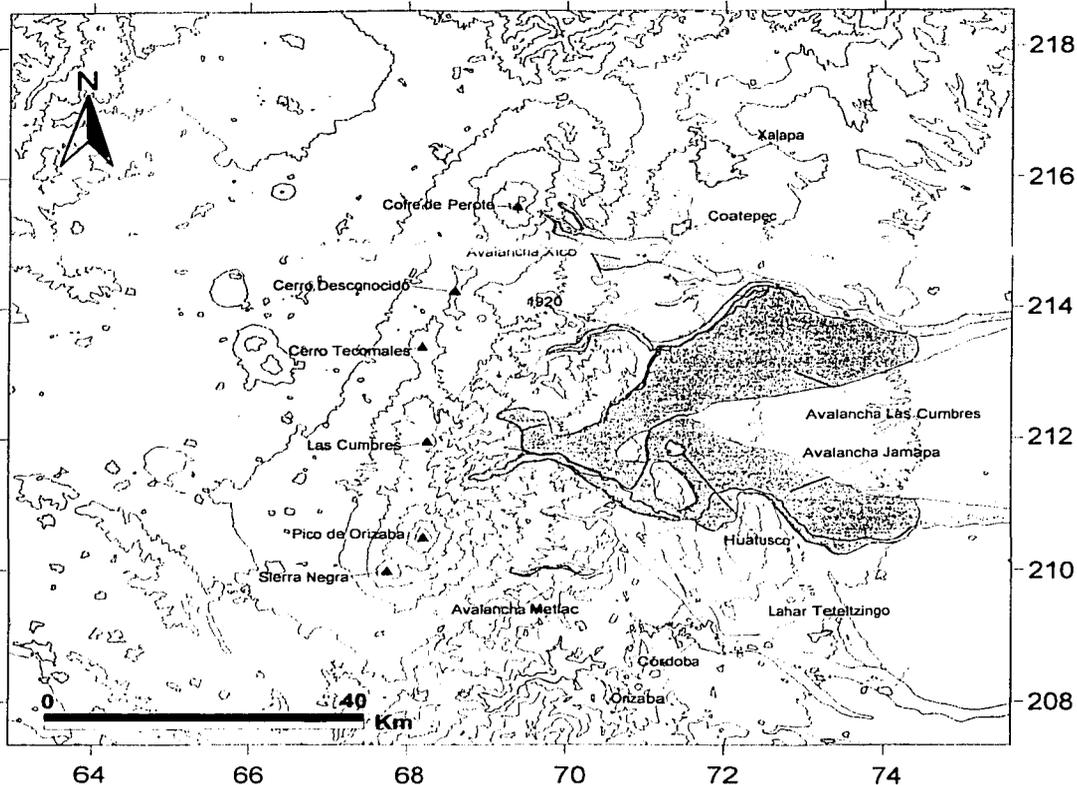


del 5% en una matriz con limos, arenas, y arcillas, que comprende más del 50% del volumen del depósito (Hubbard, 2001). Se estima que la velocidad inicial fué de al menos 20 m/s, (Scott, *et al.*, 2001) y utilizando el perímetro calculado del flujo, se estima un área de 14.74 km²

Avalancha Xico. Presentan una matriz limo arcillosa muy alterada la cual soporta grandes bloques, algunos de ellos en forma de rompecabezas. Los depósitos se encuentran en forma de terrazas y su edad debe de ser inferior a 0.24 ± 0.05 Ma. (Lozano y Carrasco, 1999); fragmentos de carbón encontrados en el interior del depósito, fueron fechados por el método del ¹⁴C arrojando una edad de alrededor de 10,400 años (Carrasco-Núñez, datos no publicados). Los depósitos de la avalancha Xico están asociados al colapso parcial del volcán Cofre de Perote y cubren una longitud superior a los 30 km (Lozano y Carrasco, 1999),

Flujo de Escombros Los Pescados. Se trata de un depósito con características intermedias entre un lahar y una avalancha, ya que por un lado aflora en forma de terrazas en la confluencia del Río Pescados con el Río Huitzilapan y presenta gradaciones inversas con una abundante matriz limo-arcillosa; por otro lado, contiene bloques con fracturamiento en forma de rompecabezas, típico de depósitos de avalancha. Este depósito está asociado también al colapso parcial de la cima SE del Cofre de Perote y ha sido fechado por el método de ¹⁴C en alrededor de 42,000 años (Carrasco-Núñez, datos no publicados).





(Modificado de Carrasco-Núñez, et al., 2002)



Figura 4.5 Ubicación de los depósitos asociados a episodios de colapso documentados, y red hidrológica utilizada para la modelación de flujos. Coordenadas del modelo (UTM x 10,000)

ESTR. CON
PALLA DE ORIGEN

IV.3. Características morfoestructurales

La cordillera PO-CP es una importante barrera fisiográfica que separa al Altiplano con una altura promedio de 2,300 m.s.n.m., de la planicie costera del Golfo que inicia con una altitud de aproximadamente 1,200 m.s.n.m., ocasionando una contrastante diferencia de relieve. Las pendientes hacia el sector Oriental son mucho mayores que hacia el sector Occidental.

Si se asume que la diferencia de elevación se debe a que la superficie del basamento presenta inclinación en dirección del Golfo de México, se puede considerar que esto se debe a: a) que el espesor del basamento sea mayor en la parte Occidental de la cordillera, o bien que existe alguna(s) estructura(s) mayor (falla) que causa un escalonamiento hacia el golfo ocasionando el pronunciado desnivel topográfico entre ambas provincias.

En lo que respecta al régimen de esfuerzos regionales, existen evidencias de que éstos han variado con respecto al tiempo. Las rocas del basamento calcáreo mesozoico fueron plegadas y afalladas intensamente durante el Cretácico Terciario temprano como parte de la Orogenia Larámide. Los esfuerzos de compresión generaron un sistema de estructuras que conforman la Sierra Madre Oriental, orientadas en dirección NW. La distribución del basamento calcáreo muestra esa tendencia de las estructuras del Terciario temprano, incluso algunas de esas estructuras parecen haberse reactivado en tiempos más recientes y, en algunos casos, llegan a controlar la emisión de magmas como ocurre al SW del Cofre de Perote, con la formación de conos de lavas. Información derivada de pozos geotérmicos en los Humeros (Cedillo, 1997), revela un fallamiento NW que corrobora esa reactivación ya que afecta a rocas Miocénicas y quizá hasta Pliocénicas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

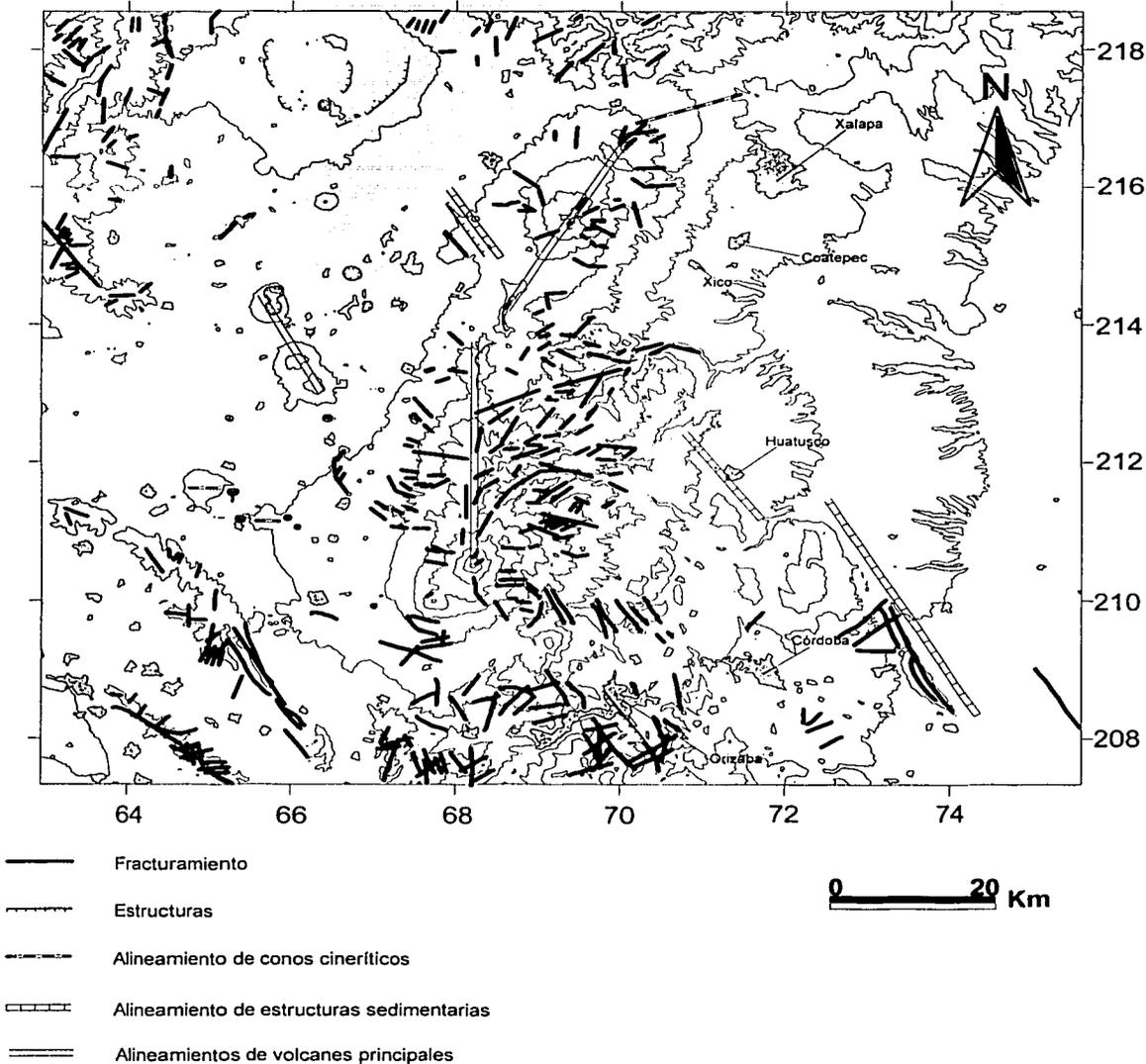


Figura 4.6. Mapa estructural que muestra las principales fracturas y/o fallas, alineamientos de conos cineríticos y de los volcanes principales (Coordenadas UTM X 10,000)

Sin embargo, considerando algunos indicadores del régimen de esfuerzos para el Cuaternario, que incluyen los alineamientos de volcanes, como se muestran en la figura 4.6 se señalan varias tendencias las cuales fueron identificadas utilizando imágenes fotogeológicas, siendo evidentes por un lado las orientaciones E-W y ENE-WSW de conos cineríticos, en contraste con alineamientos mayores de grandes volcanes, que son preferentemente N-S y NE-SW; aunque en algunos casos aislados como el caso de los domos de La Derrumbadas estos se alinean en dirección NW que es subparalela a las estructuras Laramídicas. De acuerdo al modelo propuesto por Alaniz *et al.*, (1998) se puede explicar el alineamiento de estas estructuras de la siguiente manera: cuando pequeñas diferencias del régimen de esfuerzos existen, se favorece la existencia de centros monogenéticos, y cuando la diferencia del régimen de esfuerzos es grande, se favorece la existencia de vulcanismo poligenético además cuando el esfuerzo diferencial es bajo, el aporte de magma es bajo lo que favorece el vulcanismo monogenético.

Siguiendo el criterio de Langmay, *et al.* (2000), el sistema N-S podría considerarse importante ya que si en un patrón de esfuerzos donde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ en el que el esfuerzo principal es ocasionado por el peso de la estructura. En caso de presentarse la falla, esta se liberaría en dirección σ_3 . Si esta suposición fuese correcta, el régimen de esfuerzos en dirección N-S sería σ_2 y por lo tanto la dirección de σ_3 sería E-W. La falla se produce entonces hacia el Este por la diferencia de niveles existente.

También debe considerarse que la corteza parece mostrar un acentuado adelgazamiento hacia la porción oriental de la Sierra PO-CP, de acuerdo al modelo de información gravimétrica en el que se marcan espesores en la corteza de 35 km por debajo de las estructuras de la cordillera PO-CP y este se va adelgazando hasta los 25 km en la costa del Golfo de México (Molina y Urrutia, 1993). Esto debe de alguna manera influir también en las condiciones de mayor

vulnerabilidad hacia el sector Oriental de la sierra PO-CP. Más aún, la configuración estructural del basamento calcáreo a profundidad propuesta por Viniegra (1965), sugiere la existencia de numerosas fallas inversas de tipo lístrico que ocasionan que el basamento se vaya profundizando de manera progresiva hacia el Golfo de México (Fig. 4.7). Esto tendría una gran influencia, y de hecho corrobora que la orientación del sustrato, inclinado hacia el Golfo, debe ejercer un control determinante en la dirección de los colapsos. Por otra parte la falla Oaxaca podría encontrarse asociada al alineamiento de los estratovolcanes, la frontera de la falla Oaxaca en su parte meridional se intersecta con la falla Donaji, que presenta el límite sur del complejo milonítico de la Sierra de Juárez (Alaníz, 1996). La falla de desplazamiento normal ha llegado a presentar desplazamientos incluso en el Cenozoico tardío (Centeno-García, 1988). Por lo que esta puede ser un factor de inestabilidad que debe ser tomado en consideración.

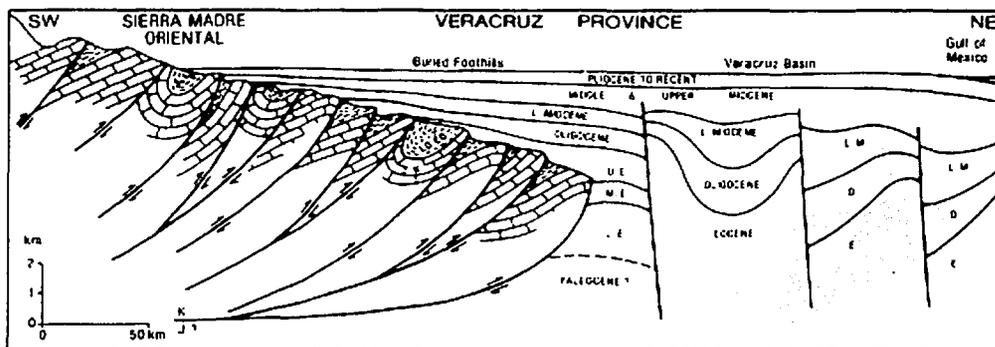
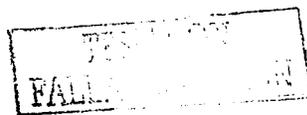


Figura 4.7 Características estructurales del basamento y espesor del relleno de la planicie del Golfo, figura de Viniegra, (1965); Tomada de Negendank, (1985).

En lo que respecta al sistema E-W y ENE-WSW que indicaría una orientación N-S o NNW-SSE para σ_3 , estos han sido documentados en forma detallada para la porción central del CVTM por Suter *et al.*, (1991), quienes han propuesto que especialmente las orientaciones oblicuas al arco (NNW-SSE) representan una transición gradual de los esfuerzos horizontales mínimos hasta alcanzar una



orientación N-S al norte del CVTM en la cuenca de Tampico Misantla. Además se ha considerado que el sistema estructural ENE-WSW está activo, ya que la estructura de falla ubicada a lo largo del Río Huitzilapan se considera que fue reactivada durante el sismo de Jalapa de 1920 (Suter *et al.*, 1996). El mapa de isosistas (Camacho, 1922). Suter *et al.* (1996) sugiere una orientación NE-SW que corresponde con la orientación de la fractura principal del río Huitzilapan, en donde se generó el epicentro del sismo de 1920. Sin embargo y aunque este sistema regional no parece ejercer un control dominante en la dirección de colapso de volcanes de la sierra PO-CP, si parece ser importante ya que estas estructuras pueden reactivarse en cualquier momento.

En suma, se considera que la intersección de esos patrones estructurales, aunado a la orientación del sustrato rocoso conformado por el basamento calcáreo, han jugado un papel muy importante en el colapso de los edificios volcánicos hacia el Oriente de la sierra volcánica. Las orientaciones particulares de cada caso, debieron ser controladas por la disposición local de las estructuras. Así por ejemplo, para el caso del Cofre de Perote, la dirección de colapso hacia el SE es aproximadamente la dirección de las estructuras laramídicas. Además las bocas eruptivas que integran la cima del complejo volcánico se orientan en forma perpendicular, de acuerdo con lo propuesto por Nakamura (1977).

Debido a que un sismo puede producir deslizamientos en masa, es necesario ubicar las zonas de probable movimiento de materiales. Para ello, un criterio importante a considerar es la pendiente del terreno, Las figuras 4.8 y 4.9, muestran las configuraciones de pendientes de la cordillera PO-CP para las zonas norte y sur, respectivamente. En ellas se han separado diferentes zonas en función de la pendiente, de acuerdo a los siguientes rangos: 15° - 30° , 30° - 45° , 45° - 60° . El valor inferior de 15° fue determinado considerando el valor mínimo que se requiere para movilizar materiales granulares en estado de reposo. Un análisis de las zonas de mayor pendiente muestra que además de las cimas de los principales edificios volcánicos (Cofre de Perote, La Gloria, Las Cumbres y

Citlaltépetl), otras zonas como las inmediaciones del Río Huitzilapan (Fig. 4.8), partes medias – superiores del Río Jamapa, Río Metlac y algunas otras tienen pendientes mayores a 45°, convirtiéndolas en fuentes potenciales de colapsos futuros.

Considerando los rangos de pendiente anteriormente descritos, se ha hecho una zonificación del peligro de deslizamiento en bajo, medio y alto respectivamente.

Los materiales sueltos son más propensos a ser movilizados por precipitación excesiva por sobresaturación. La fórmula (4.1) es utilizada (Hirano, 1997) para determinar el ángulo para el cual es factible que inicie el movimiento.

$$\tan \theta_c = \frac{c/(\rho g a \cos \theta_c) + c^*(\sigma/\rho - 1) \tan \phi}{c^*(\sigma/\rho - 1) + 1 + h_0/a} \dots\dots(4.1)$$

Para los cuales c^* = concentración del material depositado, σ = densidad del depósito, ρ = cantidad de agua, a = distancia de la superficie, h_0 = espesor del flujo superficial, g = aceleración gravitacional, ϕ = ángulo de fricción interna del material, c = cohesión, θ_c = ángulo crítico de la pendiente.

al sustituir los valores $c^*=0.6$; $\tan \phi=1.0$; $\sigma/\rho=2.65$; $c=0$ para materiales granulares; y a y h_0 mayores que el tamaño de las partículas para causar un flujo de escombros, se tiene que el ángulo mínimo para que se presente el movimiento es de $\theta_c=14.8^\circ$ (Hirano, 1997).

En los mapas de las figuras 4.8 y 4.9, se han ilustrado las áreas de fuente potencial de materiales o de colapso debido únicamente a la pendiente, considerando que el ángulo mas bajo para que inicie el movimiento es de 15°. Por supuesto que factores adicionales como son sismos, o la combinación de factores, puede causar la licuación del material e iniciar el movimiento.

FALLA DE ORIGEN

En este caso el material suelto puede ser movilizado por acción gravitacional al ser disparado por un factor externo como un sismo o precipitación pluvial excesiva.

Por otra parte, existen zonas en donde a pesar de que las pendientes son mayores a 15° no son susceptibles de colapsar, dado que son áreas en donde se encuentran derrames de lava masivos que no son susceptibles de movimiento por acción gravitacional.

Los escarpes en todos los centros volcánicos que conforman la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, son mucho mayores hacia el Oriente, lo cual coincide con el hecho de que los colapsos han ocurrido en esa misma dirección dejando consecuentemente la morfología actual. De cualquier forma, este factor desestabilizante debe tomarse en cuenta para evaluar las condiciones de estabilidad prevalentes en el sector.

Dada la ubicación y las características de la cordillera, uno de los principales agentes de desestabilización es la precipitación pluvial por su posición con respecto al Golfo de México.

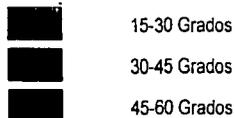
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Cofre de Perote (a) , CV La Gloria (b)

19° 33'

19° 3'

Pendientes



(a)

2 0 2 Km

19° 2'

96° 56'

FALLA DE
TESIS CO
FALLA DE

(b)

69

19° 15'

97° 17'

96° 58'

Figura 4.8



CV Las Cumbres (a) CV Pico de Orizaba (b)

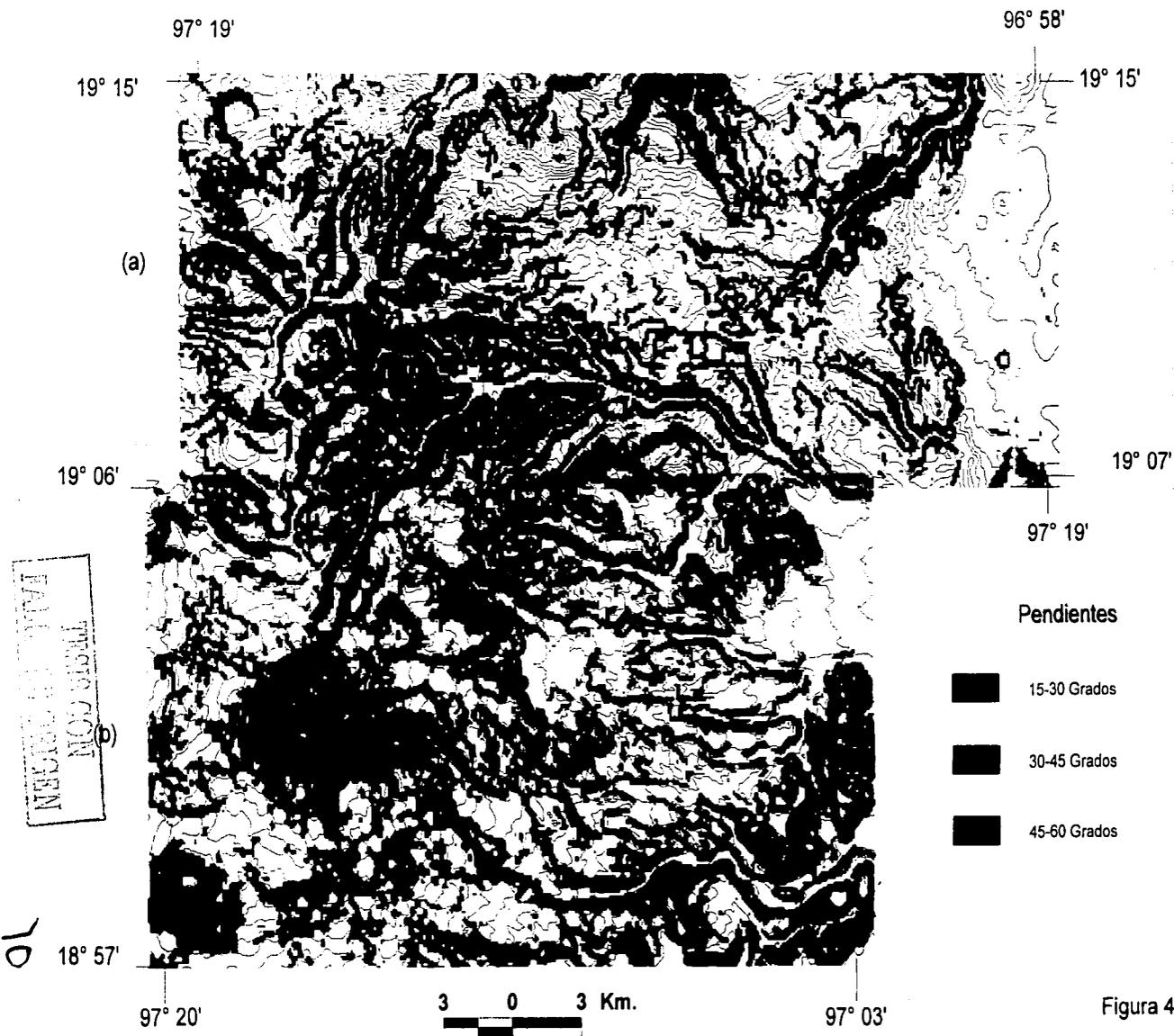


Figura 4.9

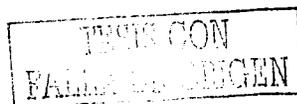
IV.4 Alteración

La alteración puede ser originada tanto por agentes internos como externos . La alteración debida a procesos internos como hidrotermalismo está asociada a zonas volcánicamente activas o que tuvieron actividad intensa en el pasado mediante el ascenso de magma y reacción de gases y fluidos hidrotermales a las partes superiores, transformando las composiciones originales de las rocas afectadas. La intensidad con la que los macizos rocosos son afectados dependen de las características del fracturamiento y /o de la porosidad de los materiales.

La alteración debida al de intemperismo por agentes exógenos causa también un efecto pronunciado en las propiedades de estabilidad de los minerales, ocasionando de igual manera su transformación y debilitamiento generalizado, con una alta producción de material arcilloso.

Por estas razones es importante ubicar las áreas en donde se pueda localizar fuerte alteración hidrotermal intensa, así como también aquellas en las que el intemperismo ha sido tan intenso que tuvo la capacidad de transformar las propiedades de las rocas frescas.

Cuando la roca ha estado expuesta a alteración por hidrotermalismo, o intemperismo prolongado se debilita, los productos de dicha alteración contribuyen a la formación de arcillas. La identificación de minerales producto de alteración hidrotermal, es posible mediante el uso de equipo satelital; sin embargo, la calidad de los resultados depende de la resolución de la imagen, así como de la verificación física de la zona. Las figuras 4.10, 4.11, 4.12, son imágenes de satélite tipo Landsat7, las cuales corresponden al Cofre de Perote, La Gloria y Las Cumbres, y el Pico de Orizaba respectivamente, en estas imágenes es posible descomponer los espectros para resaltar las áreas en las que se encuentran los minerales producto de alteración hidrotermal. Por supuesto estas imágenes se utilizan solamente de manera esquemática, ya que no pueden resolver la



identificación de minerales, especialmente en el caso en el que la cobertura de vegetación es bastante densa, que puede llegar a verse con los mismos colores, o de forma similar. Las imágenes de las figuras, muestran óxidos de hierro, hidrófilos, y vegetación, además de la vista normal. La comparación de las cuatro imágenes es de utilidad para poder discriminar cuales son aquellas áreas las cuales se encuentran intensamente alteradas, de las que se encuentran cubiertas por vegetación. Para la zona del Citlaltépetl Hubbard (2001) muestra una buena correlación entre las zonas de alteración de la parte del cráter y los espectros de minerales determinados como hematita, esmectita, alunita, cristobalita, etc.

A continuación, se presenta un análisis de las imágenes de satélite representadas en las figuras 4.10, 4.11 y 4.12. Para las cuatro figuras, las cuales representan los principales centros volcánicos, se separaron en cuatro subcategorías (a, b, c, d) y se realizó un filtrado utilizando el paquete ER Mapper, en todos los casos, la letra a, corresponde a los minerales de arcilla (Hidróxilos), la separación se hizo en el rojo utilizando una relación de las bandas 5/7, y para las bandas de verde y azul 3, 2. La letra b, corresponde a los óxidos de hierro, la relación también se hizo en el color rojo utilizando una combinación de las bandas 5/2, y para las dos bandas restantes 3, 2. La letra c, corresponde a vegetación, aunque también se le conoce como falso color, utilizando una combinación de las bandas 4, 3, 2 en R. G. B. por último la letra d, corresponde a color verdadero, utilizando los colores sobre sus bandas respectivas 3, 2, 1 sobre R. G. B.

Para la figura 4.12 (Pico de Orizaba) se ha podido hacer una correlación con el trabajo de Hubbard, para el cual se muestra cierta correlación al S del volcán, en la zona Sureste en las imágenes de Landsat7 se muestran en rojo hacia el sur, en ambos lados del volcán Hidroxilos, así como óxidos de Hierro, los cuales no pueden ser separados dada la resolución de la imagen, Hubbard (2001) en los mismos sectores, muestra goethita, hematita y caolinita, principalmente.

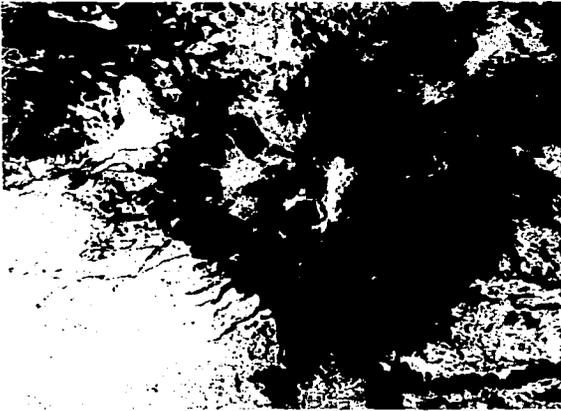


Figura 4.10 a Imágen Landsat 7 TM bandas 5/7, 3, 2 (Compensada); Hidróxilos o minerales de arcilla.



Figura 4.10 b Imágen Landsat 7 TM bandas 5/2,3,2 (Compensada); Óxidos de Hierro.

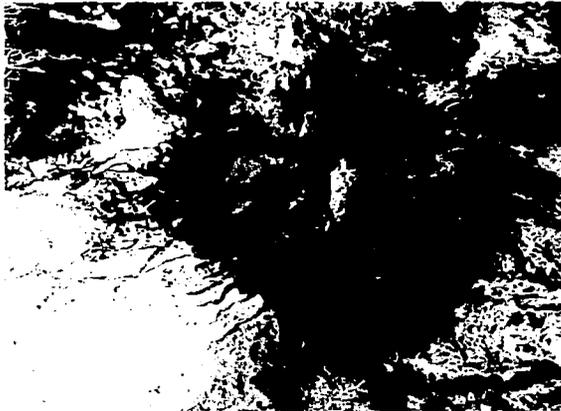


Figura 4.10 c Imágen Landsat 7 TM bandas 4 , 3, 2 (Compensada); vegetación, bandas correspondientes también a falso color.



Figura 4.10 d Imágen Landsat 7 TM bandas 3, 2, 1 (Compensada); color verdadero.

Figura 4.10 a, b, c, d Landat 7 TM Cofre de Perote



Figura 4.11 a Imágen Landsat 7 TM bandas 5/7, 3, 2 (Compensada); Hidróxilos o minerales de arcilla.

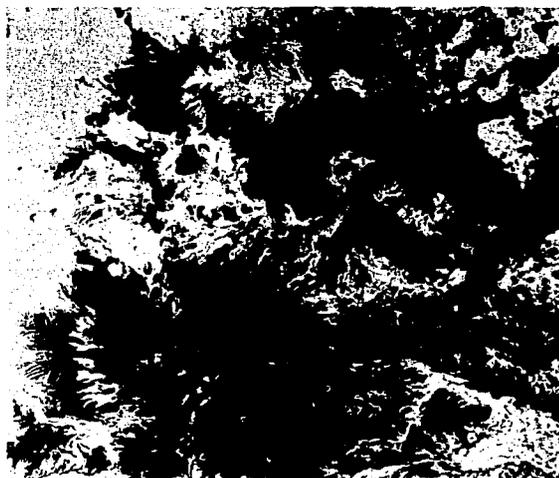


Figura 4.11 b Imágen Landsat 7 TM bandas 5/2,3,2 (Compensada); Oxidos de Hierro.



Figura 4.11 c Imágen Landsat 7 TM bandas 4, 3, 2 (Compensada); vegetación, bandas correspondientes también a falso color.



Figura 4.11 d Imágen Landsat 7 TM bandas 3, 2, 1 (Compensada); color verdadero.

Figura 4.11 a, b, c, d Landsat 7 TM Complejo La Gloria (Norte), Campo Volcánico Las Cumbres (Sur)

SECRETARÍA DE AGRICULTURA

74

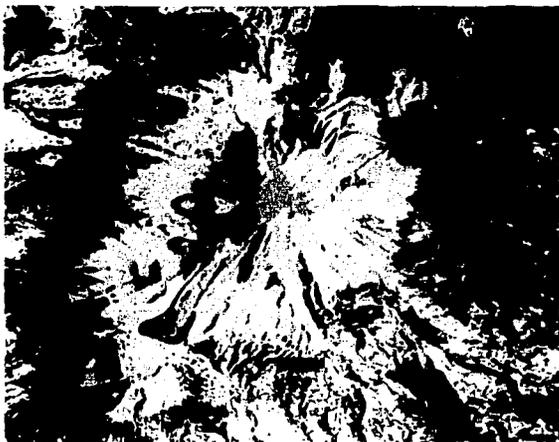


Figura 4.12 a Imágen Landsat 7 TM bandas 5/7, 3, 2 (Compensada); Hidróxilos o minerales de arcilla.



Figura 4.12 b Imágen Landsat 7 TM bandas 5/2,3,2 (Compensada); Oxidos de Hierro.

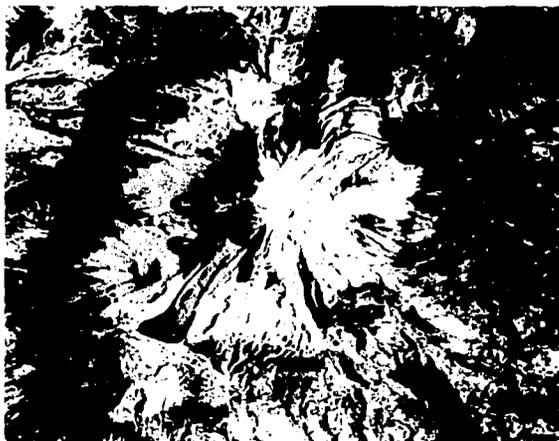


Figura 4.12 c Imágen Landsat 7 TM bandas 4, 3, 2 (Compensada); vegetación, bandas correspondientes también a falso color.

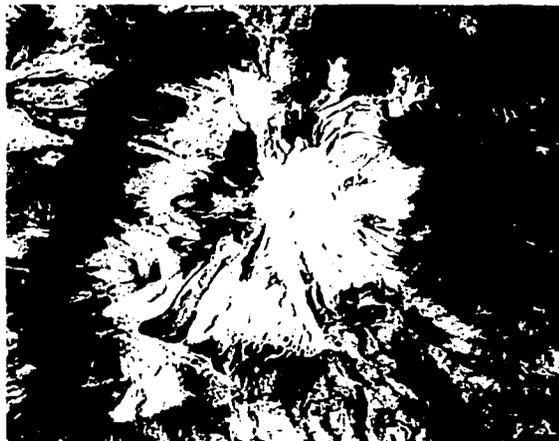


Figura 4.12 d Imágen Landsat 7 TM bandas 3, 2, 1 (Compensada); color verdadero.

Figura 4.12 a, b, c, d Landsat 7 TM Pico de Orizaba

TESIS CON
FALDA DE ORIGEN

IV.5. Sismicidad

En la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote existen ejemplos de flujos de escombros o lahares que pueden estar asociados a eventos no volcánicos. Uno de ellos, es el lahar Teteltzingo (Carrasco Núñez *et al.*, 1993) que se extiende por más de 85 km desde su fuente. En la documentación existente de este evento, no se encuentran evidencias de que el colapso se haya presentado por actividad volcánica; por otra parte, y aún cuando tampoco existe forma de asociarlo con actividad sísmica, se considera que esta pudo haber sido un factor determinante o incluso el disparador en el colapso sectorial del volcán Espolón de Oro (origen del lahar Teteltzingo). Otro ejemplo ocurrido en tiempos históricos fue un flujo cohesivo que se generó a lo largo del río Huitzilapan, proveniente del volcán las Cumbres, el cual fue provocado por el sismo del 3 de Enero de 1920 (Scott *et al.*, 2001). El flujo, con un espesor de entre 40 y 65 metros, devastó el poblado de Barranca Grande ocasionando la muerte a más de 600 personas, el epicentro del sismo se localizó aproximadamente 15 km río arriba de donde se supone se originó el flujo (Camacho, 1922); (Scott *et al.*, 2001).

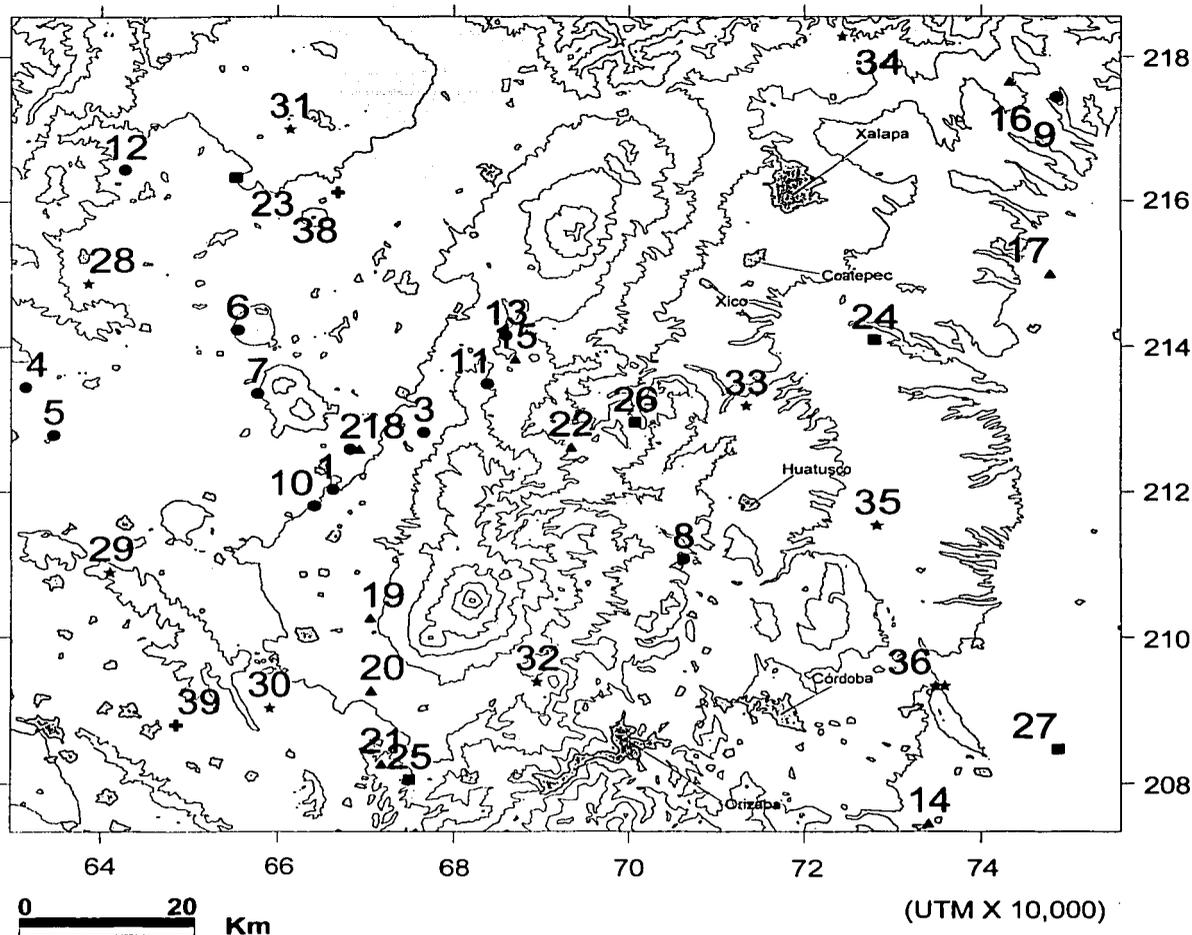
Aún cuando no se tienen registros de sismos de gran magnitud, con excepción del sismo de 1920 (tabla 4.2 datos de la revista del servicio sismológico nacional), que tuvo una magnitud de 6 grados, se puede considerar que esa área es sísmicamente activa y por lo tanto, tiene el potencial necesario para que en el futuro, un nuevo evento sísmico vuelva a ocurrir, con la posibilidad de que este fenómeno pueda ser el mecanismo disparador de un sitio que presente condiciones propicias de inestabilidad que ocasione el colapso o deslizamiento de laderas tanto en zonas volcánicas como no volcánicas.

En la figura 4.13, se encuentran distribuidos los sismos que han ocurrido entre los años de 1920 a 1999 en la cordillera PO-CP, de acuerdo a su profundidad e intensidad (Tabla 4.2), por lo que se puede observar que el evento de 1920 no es un evento aislado, sino que este podría repetirse en el futuro.

Algunas observaciones que pueden derivarse de la figura 4.13 es el alineamiento de focos sísmicos someros de profundidades menores a los 10 km en la dirección NE, al occidente del complejo volcánico de La Gloria, que sugieren la posible existencia de una fractura activa. En esa misma zona, se encuentran algunos conos cineríticos alineados (Figura 4.6) que quizás tengan alguna relación ya que se considera que tales volcanes son muy recientes.

Asimismo, algunos otros sismos como el No. 33 o No. 34 (Tabla 4.2) están asociados con estructuras activas. El primero, que corresponde al sismo de 1920, indujo el flujo de escombros que devastó a todo lo largo del río Huitzilapan. El segundo ocurrido en 1981, se sitúa a lo largo de un alineamiento de conos cineríticos de orientación ENE, cuya mas reciente actividad ocurrió hace tan solo 900 años con la erupción del volcancillo (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



- 0-10 Kilómetros de profundidad
- ▲ 11-20 Kilómetros de profundidad
- 21-34 Kilómetros de profundidad
- ★ Sismos cuya profundidad es desconocida, en su mayoría relacionados a subducción.
- ✦ M100 Profundidad mayor a los 100 Kilómetros

Figura 4.13 Mapa de distribución de sismos (Tabla 4.2). Los sismos se encuentran clasificados conforme a su profundidad. En el caso de los sismos que llevan el número 33 son sismos cuya profundidad no se tiene, si embargo son en su mayoría relacionados a subducción. (Fuente: Servicio Sismológico Nacional)



Tabla 4.2 Sismos

Año	Mes	Día	Hr.	Min.	Intensidad	Profundidad (km)	Latitud	Longitud	Etiqueta
1984	6	12	0	28	0	2	2120263	666144	1
1984	6	12	0	25	0	2	2125816	668197	2
1997	11	17	12	42	4	4	2128109	676587	3
1985	11	5	4	52	0	5	2134368	631335	4
1985	12	8	1	23	0	5	2127751	634536	5
1986	3	20	10	12	0	5	2142306	655438	6
1992	7	20	22	59	4	5	2133470	657616	7
1985	6	7	1	12	0	5	2110706	706226	8
1993	5	9	18	8	4	5	2174351	748517	9
1988	5	25	15	41	4	7	2118031	664061	10
1993	3	20	2	4	4	8	2134823	683880	11
1984	2	15	23	55	0	9	2164337	642658	12
1981	11	16	1	40	0	9	2141486	685914	13
1998	11	27	17	49	4	12	2074500	734052	14
1995	11	11	18	24	4	15	2138176	686999	15
1985	7	6	16	28	0	15	2176493	743241	16
1987	11	4	1	57	0	15	2149977	747803	17
1997	10	6	14	2	4	16	2125826	669248	18
1991	6	7	11	11	4	16	2102593	670515	19
1988	2	1	7	44	3	18	2092632	670607	20
1987	7	4	11	54	0	20	2082681	671752	21
1993	3	20	1	54	4	20	2126066	693433	22
1993	6	17	23	14	4	21	2163334	655257	23
1995	10	24	3	31	4	27	2140858	727957	24
1991	9	18	23	1	4	28	2080497	674934	25
1993	3	20	1	53	4	28	2129466	700757	26
1997	10	18	3	14	4	34	2084654	748686	27
1977	11	7	12	46	0	33	2148810	638581	28
1980	4	16	12	37	0	33	2108985	640988	29
1977	11	7	13	5	0	33	2090316	659039	30
1985	11	5	15	43	0	33	2170031	661493	31
1981	3	2	14	12	0	33	2093923	689556	32
1920	1	4	4	21	6	33	2131823	713349	33
1981	11	9	7	48	0	33	2182888	724278	34
1978	4	11	15	38	0	33	2115395	728275	35
1977	1	21	15	7	0	33	2093333	734870	36
1984	5	9	0	5	0	33	2093346	735923	37
1993	7	16	20	39	4	102	2161224	666819	38
1999	6	27	4	48	3	110	2088016	648523	39

INSTITUTO NACIONAL DE LA BIBLIOTECA
 ESTADÍSTICAS NO SATE 79

IV. 6 Condiciones climáticas.

En secciones anteriores se ha mencionado como las condiciones de precipitación contribuyen a incrementar la presión de poro en el talud, así como a la fluidización del material volviéndolo mas móvil y consecuentemente más susceptible de deslizarse.

La cordillera volcánica PO-CP es la barrera divisoria entre el altiplano central y las planicies costeras. Debido a la diferencia de elevaciones entre el Occidente y el Oriente de ésta, las condiciones climáticas cambian dramáticamente entre ambos sectores, así pues las condiciones de precipitación son mucho mayores en el sector Oriental que en el Occidental como puede ser observado en el mapa de Isoyetas, el cual representa la precipitación promedio diaria para el periodo comprendido entre el 1 de Enero de 1980 al 31 de Diciembre de 1989 (Figura 4.14). En el mapa se pueden observar como las zonas de mayor precipitación no son aquellas que se encuentran más cercanas al Golfo, sino aquellas cercanas a la cordillera PO-CP, en su flanco oriental, predominantemente en la zona meridional que comprende de occidente de Huatusco al sur de Orizaba. Condiciones relativamente menos húmedas se dan para la zona norte hacia Xalapa.

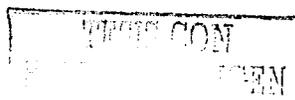
Por otra parte, al observar la configuración de distribución de temperatura, las zonas de mayor temperatura (Fig. 4.15) son aquellas cercanas a la costa del Golfo, los valores de temperatura se van reduciendo a medida que se aproximan a la cordillera volcánica PO-CP con excepción de una zona de microclima que se forma en zonas próximas al complejo volcánico Las Cumbres.

Al relacionar ambas figuras, se deduce que los vientos húmedos provenientes del Golfo de México empujan la precipitación hacia la cordillera volcánica, la cual funge como barrera en la cual impactan la mayor parte de las tormentas originadas en las planicies costeras y en el Golfo de México. Por otra parte, el área

de mayor precipitación converge con el área de mayor temperatura contigua a la cordillera volcánica, lo cual sugiere que la humedad es transportada por vientos que corren en dirección E-W e impactan en la cordillera volcánica PO-CP.

Dado que la porción Oriental es la mayormente afectada por huracanes y tormentas, y la más susceptible de falla estructural, se debe poner atención especial a la zonificación de peligros del sector Oriental de la cordillera, ya que las condiciones climáticas extremas podrían ocasionar el colapso tal como sucedió en 1998 en Nicaragua en el volcán Casita (Sheridan *et al.*, 1999).

La temperatura, además de tener una fuerte relación con la precipitación, presenta al conjugarse un fuerte factor de intemperismo físico, que al igual que la alteración hidrotermal en rocas, reduce las propiedades estructurales de la misma. Cuando se presentan variaciones considerables de temperatura (Figura 4.16), las rocas se ven alteradas o intemperizadas por factores atmosféricos, la figura 4.16 presenta un mapa de promedios variación de temperatura entre la máxima y la mínima observada por día, En zonas cercanas al volcán Pico de Orizaba se encuentran algunas de las mayores variaciones de temperatura registrada en el área, por otra parte las variaciones de temperatura las cuales oscilan entre 12 y 14 grados centígrados, son similares a lo largo de toda la cordillera.



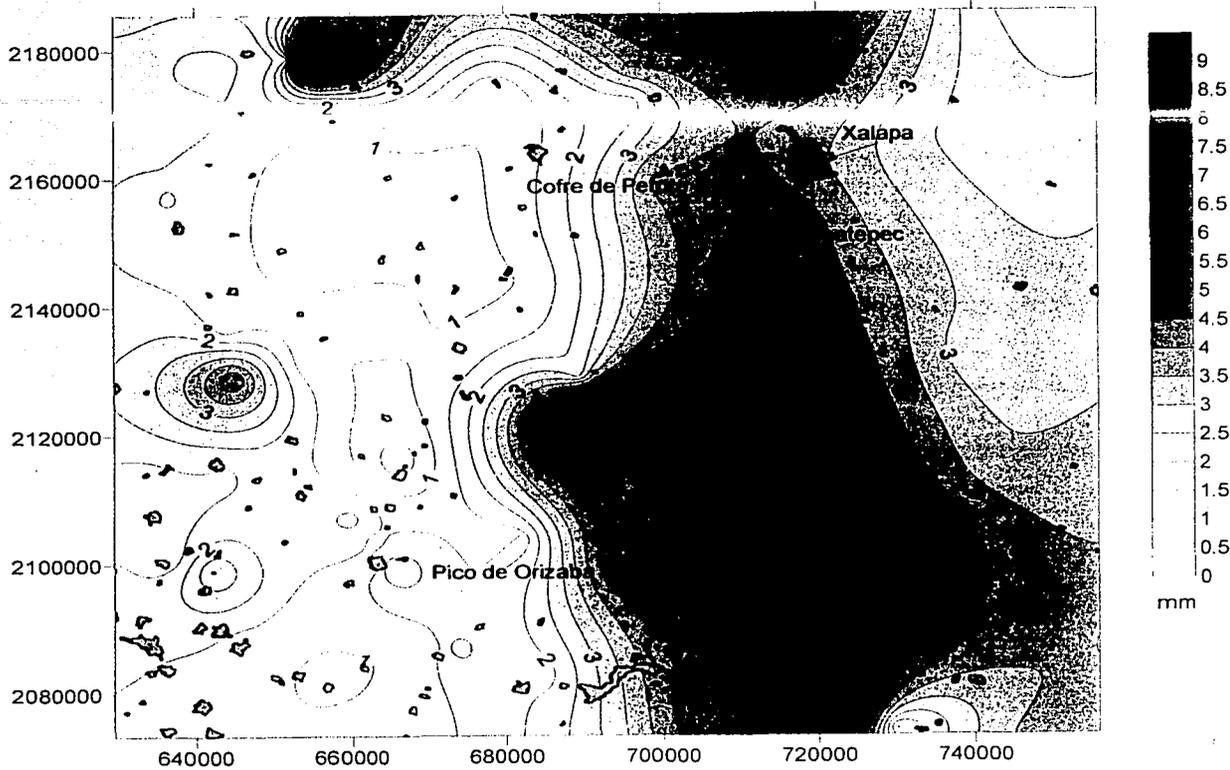


Figura 4.14 Mapa de Isoyetas, representadas en milímetros de precipitación promedio diario, en un período de diez años. Datos del Servicio Meteorológico Nacional.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

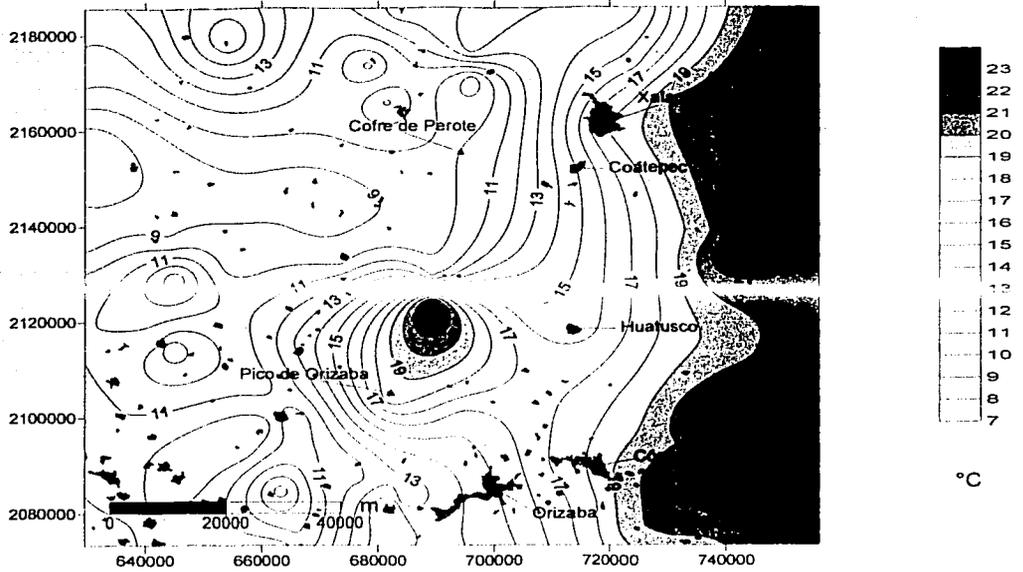


Figura 4.15 Mapa de isotermas. Temperatura promedio diario

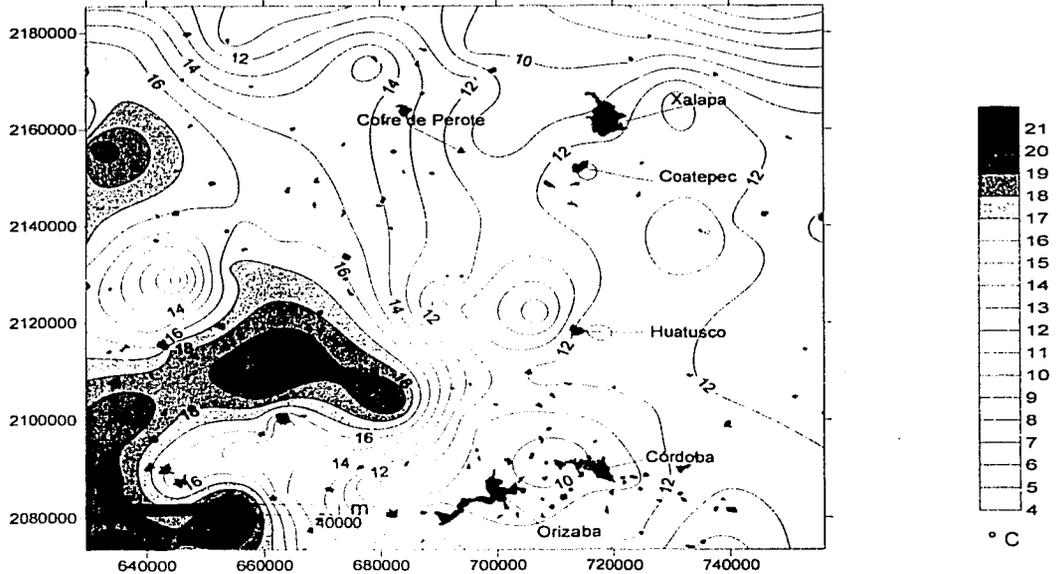


Figura 4.16 Variación de temperatura entre la máxima promedio diaria y la mínima promedio diaria

IV.7 Discusión acerca de la estabilidad de la cordillera.

Al conjuntar los resultados del análisis de la estabilidad para la cordillera PO-CP en lo que se refiere tanto a las condiciones que propician la inestabilidad (geología, condiciones morfo-estructurales, alteración, etc.) como a los mecanismos disparadores (sismicidad y condiciones climáticas) se pueden determinar las zonas de mayor vulnerabilidad consideradas como críticas o de posible generación de colapsos o deslizamientos en la cordillera.

Para poder elaborar el mapa, fueron tomados los parámetros de inestabilidad identificados, y se fueron integrando uno por uno en un mapa (Fig. 4.17), de esta forma se fueron delimitando las áreas de inestabilidad a medida que éstos factores se fueron intersectando con objeto de hacer visibles las áreas de mayor inestabilidad.

El basamento presenta un basculamiento hacia el sector oriental, lo que causa una mayor inestabilidad en esa dirección. Existen dos alineamientos principales que son visibles en la cordillera, uno de ellos con dirección N-S que comprende el Pico de Orizaba, el Campo Volcánico Las Cumbres y el Cerro Tecomales. El otro con dirección NE-SW comprende el Cofre de Perote y el Cerro desconocido, además de otras estructuras volcánicas al NE del Cofre de Perote.

Considerando la morfología, y el alineamiento de las estructuras volcánicas, la cordillera se puede separar en dos sectores: oriental y occidental. Al seguir el alineamiento de las estructuras, y considerando que la probable falla se deba presentar en dirección perpendicular al fracturamiento principal, se han delimitado zonas de falla estructural probable. En el mapa hidrológico, se ilustra con diferentes anchos de línea los drenajes que serán utilizados posteriormente para la modelación de flujos y los drenajes de la cordillera volcánica, el alineamiento de las estructuras de Cofre de Perote, es coincidente con el origen de los arroyos del modelado. Del lado del sector oriental, los afloramientos del basamento podrían

TRONCO
FALLA AL ORIGEN

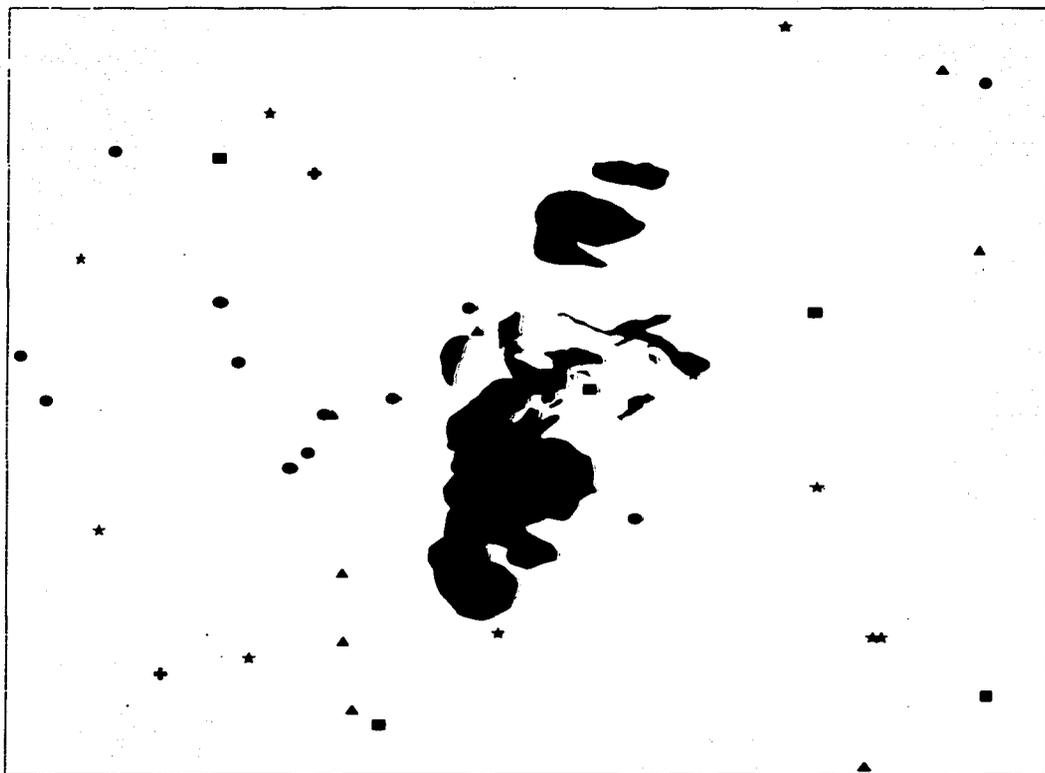
mostrar zonas de mayor estabilidad, dado que los materiales en las cañadas las cuales cortan en las proximidades del basamento se encuentran rellenas, por ello, es lógico suponer que los materiales de relleno posean características estructurales mas bajas, es decir una resistencia menor, además de ser mas susceptibles de falla estructural, éstos incluyen arcillas producto de actividad hidrotermal, lo que reduce la fricción interna del material y su ángulo de reposo, lo que ayuda a la formación de flujos cohesivos que pueden alcanzar mayores distancias. La información sísmica, así como de precipitación atmosférica, se pueden utilizar para ubicar zonas de probable disparo por mecanismos externos, e incluso es probable que la combinación de ambos mecanismos de disparo pudiese ocasionar el movimiento de materiales, como ya ha ocurrido en fechas históricas en esta cordillera (Scott *et al.*, 2001). En el mapa de isoyetas, es posible observar como aquellas zonas de mayor precipitación son aquellas cercanas a lo que se ha delimitado como zonas de probable aporte de materiales o de mayor inestabilidad.

Para identificar aquellas áreas de mayor inestabilidad, se utilizó como primer criterio la morfología, esto es, que las zonas con máxima pendiente, fueron marcadas para delimitar aquellas que pudiesen ser generadoras de materiales en caso de falla estructural. Como segundo criterio, utilizando el mapa estructural de la zona, se delimitaron aquellas áreas en las cuales existen sistemas de fracturas y se consideró que si se presentase una falla, esta podría ser perpendicular a la dirección del fracturamiento. Así, la alineación de las estructuras y el sistema de fracturas que corre paralelo a ésta, ilustra marcadamente las diferencias entre el sector Occidental del sector Oriental, si se considera que los esfuerzos serán liberados en dirección perpendicular a estos sistemas de fracturas (σ_3), entonces es posible ilustrar zonas de mayor inestabilidad. El tercer criterio para la selección de las áreas de mayor inestabilidad ha sido la posición de las estructuras sedimentarias, y así poder eliminar áreas de mayor estabilidad estructural, por último la hidrología del área, así como la elaboración de un mapa vectorial, el cual ilustra la dirección de la topografía, sirvieron para delimitar el área que se encuentra ilustrada en la figura 4.18. En esta figura se ilustran de manera

esquemática, aquellas áreas que pueden servir como generadoras de materiales o colapso sectorial y la cual suma un área superior a los 600 km². Para la figura 4.18, consideraciones acerca de los mecanismos de disparo tales como precipitación y/o sismos, influyen en la estabilidad de la cordillera, las áreas de mayor precipitación se encuentran dentro de la zona indicada como de probable fuente de materiales, o contiguas a esta.

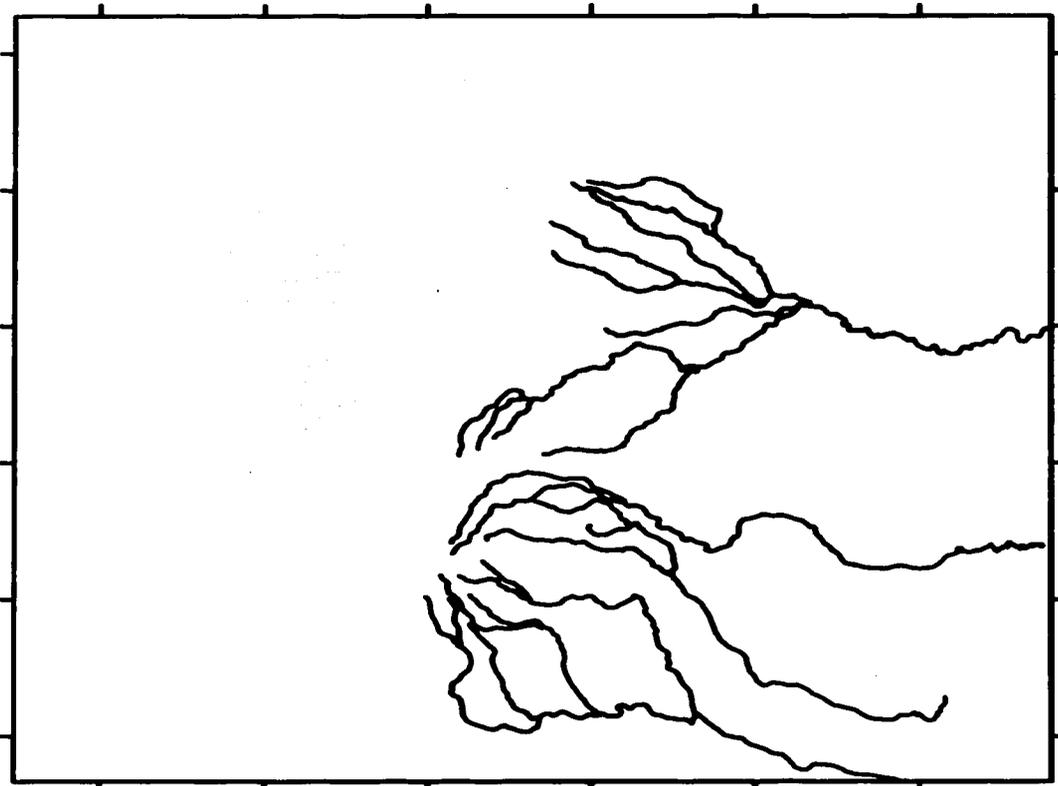
Por otra parte, la distribución de focos sísmicos indican posibles fallas activas las cuales a su vez parecen ser paralelas con el volcán Cofre de Perote en dirección NE-SW. Por otra parte, también parece haber un alineamiento NW-SE de sismos de focos someros (10 Km) con los conos Las Derrumbadas y el Cerro Pinto, los cuales a su vez son prácticamente paralelos al sistema de pliegues NW-SE de las estructuras sedimentarias. A lo largo del río Huitzilapan, también se encuentra una falla activa paralela al alineamiento de los volcanes Cofre de Perote y La Gloria, la cual es probable que haya producido el flujo sismogénico de 1920.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



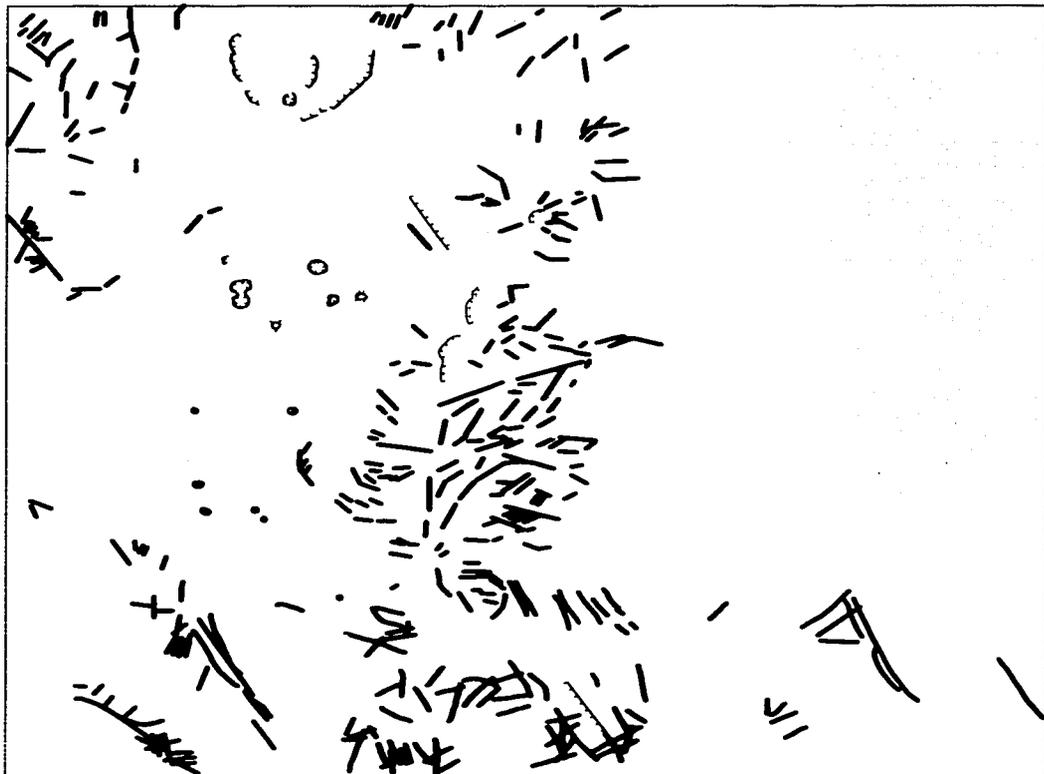
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

86-1



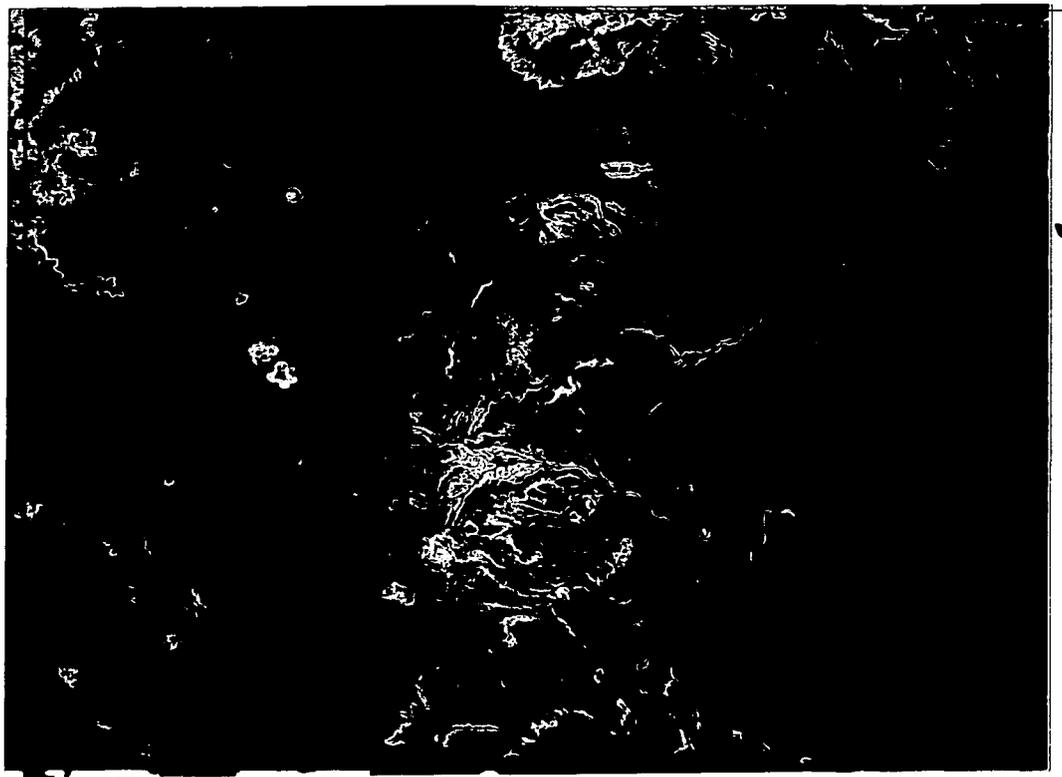
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

86-2



FESIS CON
FALLA DE ORIGEN

86-3

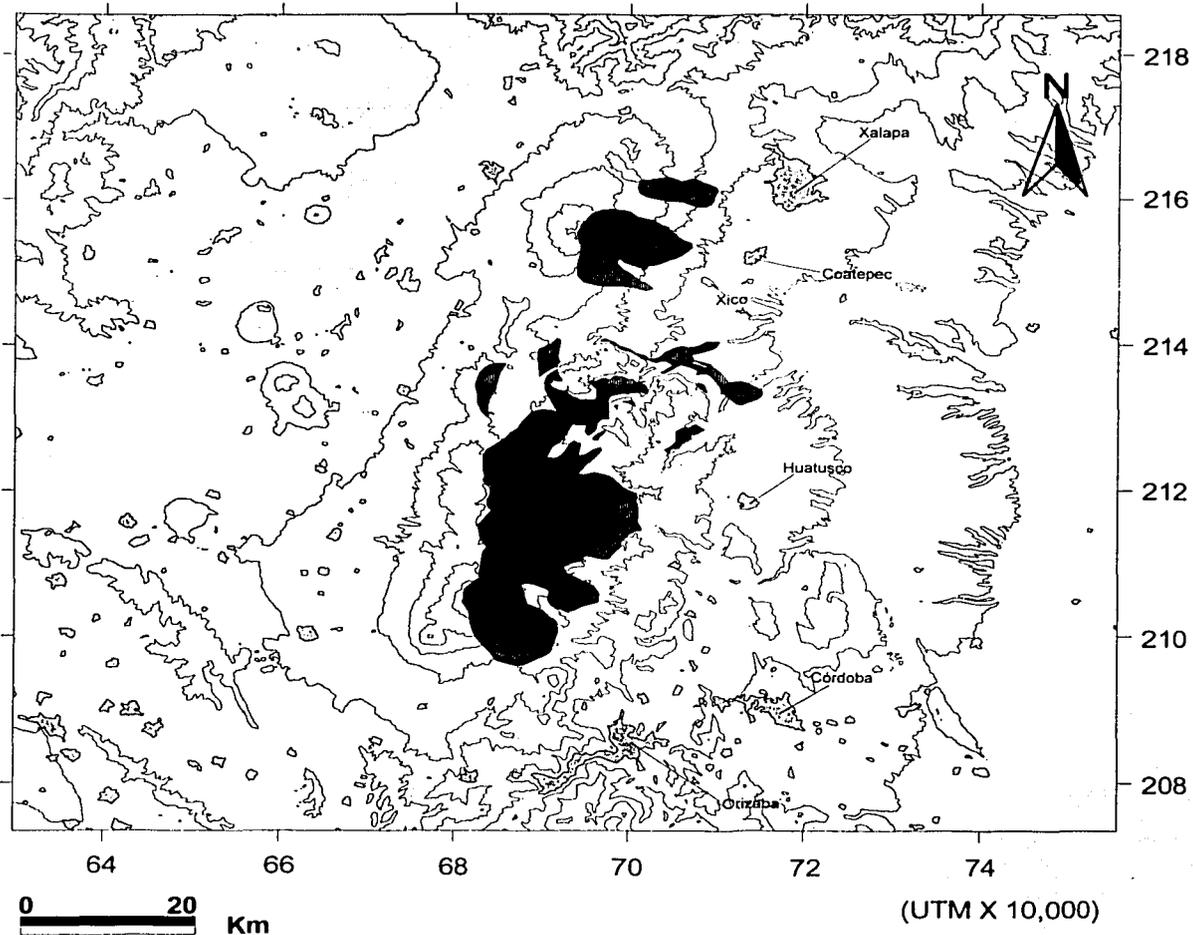


0 40 Km

Figura 4.17 Mapa compuesto para el análisis de inestabilidad de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN





Ciudades



Zona potencial de inestabilidad

Figura 4.18 Delimitación de zonas potenciales de inestabilidad. En coordenadas UTM X 10,000

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V. MODELACIÓN DE FLUJOS

Una vez delimitadas las áreas, las cuales servirían como fuente de materiales, se deben tomar consideraciones acerca de cómo se desplazaría este material. Si se llega a presentar una falla, el material debe ser movilizado en forma de flujo, el comportamiento de éste flujo dependerá de las características del material, granulometría y cantidad de agua presentes en el mismo. En este capítulo se presentan las modelaciones que se llevaron a cabo para poder determinar la distancia que alcanzaría dicho un flujo (máxima, mínima e intermedia) de acuerdo a tres escenarios diferentes de peligro basados en el comportamiento de casos ocurridos en el pasado en la cordillera PO-CP.

V.1. Dinámica de los flujos.

Los flujos de escombros se consideran como si fueran una sustancia de tipo Bingham, y de acuerdo a sus características reológicas estos pueden ser separados en 6 regímenes (Chyan y Hsieh, 1997) que són: a) Flujos en régimen friccionante; b) colisión; c) fricción – colisión; d) macro viscoso; e) visco – plástico; f) visco – plástico – colisionante. (Chyan y Hsieh 1997). En interacción entre partículas, pueden ser observados los siguientes parámetros: fricción entre partículas, rotación, vibración y colisión (Chyan y Hsieh 1997). Para el intercambio de momento los parámetros considerados son: Viscosidad del fluido, turbulencia, fricción de deslizamiento entre partículas, colisión entre partículas. (Chyan-Deng Jan 97). Dependiendo del diámetro de las partículas, estas viajan dentro del fluido ya sea en suspensión, esto es, sin interacción con otras partículas sólidas, o interactuado con el mismo, observando algunos de los parámetros de intercambio de momento (Iverson 97).

Tanto la interacción entre partículas, como el intercambio de momento, juegan un papel determinante en la eficiencia de un flujo, ya que a medida que el flujo es más eficiente, este llegará más lejos. Considerando las leyes de conservación de

energía, se puede prever la pérdida total de energía, misma que puede ser estimada. Las pérdidas totales son disipadas en forma de temperatura, lo que significa que la energía perdida dentro del flujo es irrecuperable (Iverson, 97; Chyan-Deng Jan, 97).

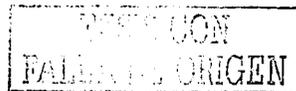
Un parámetro útil empleado para calcular el alcance total de un flujo es el parámetro H/L o coeficiente de Heim, el cual relaciona la distancia total horizontal alcanzada en función de la altura o distancia vertical a partir de donde se origina el flujo. El parámetro o coeficiente de Heim se emplea como una medida de la fricción del flujo al moverse. Este parámetro fue utilizado por Sheridan (1986) para desarrollar el código Flow-2D en Quick Basic. Este criterio es una simplificación, dado que el modelo de Heim supone que "R" es un parámetro de fricción, sin embargo, como se discutió anteriormente el régimen de un flujo es variable por lo que las consideraciones del parámetro H/L solo son válidas para flujos de tipo friccionante, y cuando se trata de otro tipo de flujos, se deberá de considerar el parámetro de viscosidad del flujo, el cual es una función de las características de la masa y de la velocidad de la misma (Caldíño-Villagómez *et al.*, 2002).

La eficiencia total puede ser evaluada por medio del criterio de conservación de energía, sin necesidad de especificar una ecuación para el movimiento del fluido de la siguiente manera, en la ecuación: $MgH = MgRL$ (Iverson 1997). Esta se obtiene al igualar las pérdidas totales de energía durante el movimiento, MgH a la suma total de energía, la cual es irrecuperable MgR y la cual ha sido disipada a lo largo de una distancia L , que ocasiona que el flujo se detenga.

Donde:

M – Masa total del flujo, g – Aceleración gravitacional, H – Altura,
 R – Coeficiente de resistencia, L – Distancia total horizontal recorrida.

Al tomar la ecuación anterior se puede asumir lo siguiente:



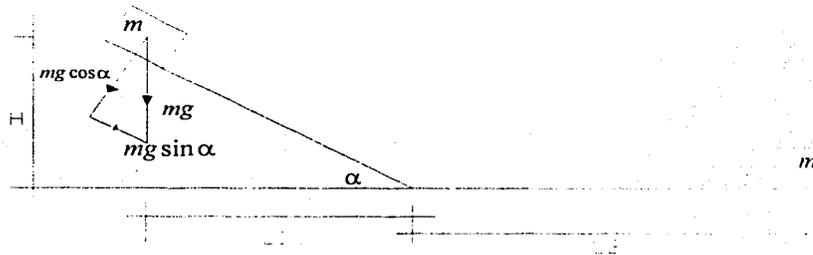
$$R = \frac{MgH}{MgL}$$

Por lo tanto la eficiencia total, o la eficiencia neta es igual a:

$$\frac{1}{R} = \frac{L}{H} \quad \text{Eficiencia Neta (Iverson 1997).}$$

Observando la ecuación anterior es posible asumir que la eficiencia aumenta a medida que la distancia L aumenta, y que el alcance total del flujo no depende de la masa, aunque estudios experimentales han demostrado lo contrario (Iverson, 1997).

Por otra parte, al igualar la energía potencial a la energía cinética, es posible asumir la distancia total que el flujo puede recorrer, esto es más evidente al observar la forma en que se determina el coeficiente de Heim:



Energía Potencial

(Fig. 5.1 Modificado de Hyashi y Self, 1992)

$$mgH = \frac{\mu \cdot m \cdot g \cdot \cos \alpha \cdot L_1}{\cos \alpha} + \mu \cdot m \cdot g \cdot L_2$$

entonces

$$H = \mu \cdot (L_1 + L_2) \quad \text{o bien;} \quad \mu = \frac{H}{L} \quad \text{(Coeficiente de Heim)}$$



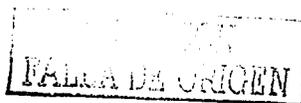
Si se considera, que antes de iniciar el movimiento, la energía potencial de la masa es máxima, y no se presenta ningún movimiento, entonces se puede asumir que la energía cinética es mínima. Por otra parte, una vez que inicia el movimiento y se desplaza hasta que llega al reposo, se puede pensar que toda la energía potencial ha sido transformada en energía cinética, por lo que entonces es posible igualar la energía potencial a la energía cinética, tal como se puede ver en la figura 5.1. De acuerdo a lo anterior, la eficiencia del flujo, y el coeficiente de Heim, se encuentran relacionados, por lo que utilizando para cualquiera de los dos criterios, la distancia total alcanzada por el flujo, no se encuentra en función de la masa sino de las condiciones topográficas del terreno para cuando los flujos trabajan en régimen friccionante, por otra parte cuando se involucra el parámetro de la viscosidad, a medida que se incrementa la viscosidad del flujo, éste alcanzará una distancia mayor de la que podría alcanzar si solo trabajara en un régimen friccionante, es posible utilizar el mismo criterio agregando el parámetro de viscosidad a la ecuación de movimiento del flujo.

Tomando esto en consideración, (sin importar el software que se esta utilizando) es necesario obtener los parámetros con los cuales será alimentado el programa. Las fuentes de los datos pueden obtenerse a partir de:

a) observaciones directas de campo; b) Datos obtenidos en forma experimental; c) Análisis de depósitos (Iverson 1997).

La densidad de un flujo de escombros, varía entre los 1400 y 2400 kg/m³ (Iverson 97), esta tasa de variación es debida a la fracción fina. La distancia total recorrida en flujos de origen volcánico es mayor que la que alcanzan flujos no volcánicos de volumen similar (López y Williams, 1993).

A medida que la fracción fina aumenta la viscosidad del flujo se incrementa. Para que un flujo empiece a comportarse como un fluido tipo Bingham, la fracción fina debe tener concentraciones mas bajas de 1% en volumen o de 3% en peso. A



partir de este punto, a medida que aumenta la fracción fina, aumenta la viscosidad del flujo en forma significativa (Caldño *et al.*, 2002). Por otra parte, la concentración de partículas con respecto al volumen de material es determinante, tanto en el alcance del flujo, como en su velocidad, debido a que a medida que el tamaño de las partículas aumenta, el espacio entre las mismas es mayor, y por lo tanto es menor la densidad del flujo. Por otra parte, si se tienen partículas de diferentes diámetros en el fluido, hay interacción entre partículas que de otra forma permanecerían en suspensión en el líquido permitiendo que solamente las fuerzas de viscosidad actúen de manera que los parámetros fricción y viscosidad serán determinantes en el alcance final del flujo, como se discute mas adelante.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V.2 Modelado en dos dimensiones (Programa Flow – 2D)

La modelación del mapa de peligros, se hizo utilizando secciones (o perfiles) en dos dimensiones, para ello se utilizó una recompilación del código Flow-2D, (Sheridan, 1986), la recompilación del código se llevó a cabo principalmente por que para distancias superiores a los 30 km, y considerando intervalos constantes a cada 50 metros de distancia, no era posible llevar a cabo las modelaciones, por ello, la nueva versión del código puede utilizar intervalos a separaciones incluso menores y distancias muy grandes, dentro de la modelación del presente mapa de peligros, se llegaron a elaborar secciones hasta de 100 km sin problemas. El programa esta diseñado para simular flujos utilizando intervalos constantes, y se ha considerado que 50 metros es la separación mas óptima por que las secciones digitales que se han utilizado para la modelación se obtuvieron de la base de datos de INEGI conocida como GEMA (Geomodelos de Altimetría), esta base de datos se encuentra almacenada a cada 3" de Arco, por lo que la distancia promedio entre puntos de elevación varía entre entre 88 y 93 métrros, y no resultaría práctico considerar intervalos menores a los que fueron considerados.

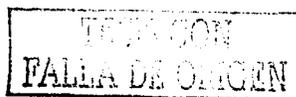
Tanto el programa Flow-2D como el Flow-3D (Sheridan, 1986 y Kover, 1995), han sido diseñados bajo un criterio muy similar el cual utiliza una variante de la fórmula de Coulomb.

$$\tau = c + \sigma \cdot \tan \phi \dots\dots\dots(1)$$

Donde:

τ – Resistencia a la deformación; c – Cohesión; σ – Fuerza Normal; ϕ – Angulo de fricción interna.

El programa ignora la cohesión y asume que la masa permanece constante para la que se consideran dos parámetros fricción basal y viscosidad quedando la ecuación como sigue:



$$\tau = a_0 + va_1 \dots \dots \dots (2) \text{ (Mailin y Sheridan, 1982; Sheridan 1980)}$$

Donde: τ – Resistencia al esfuerzo de cizalla; a_0 – Fricción Basal; a_1 – Viscosidad;
 v – Velocidad del flujo.

La modelación en dos dimensiones considera tres diferentes escenarios que se interpretan como tres diferentes niveles de peligro en este trabajo, una de las razones, ha sido para que sea consistente con las convenciones que se han adoptado para la elaboración de mapas como Pico de Orizaba, Popocatépetl y Volcán de Colima.

V.2.1 Limitante de las modelaciones.

En el caso de movimiento de flujos, la disipación por viscosidad ha sido considerada como constante, y la variable ha sido la fricción basal. En la modelación resultaron flujos con alcances bastante grandes. Las constantes utilizadas fueron calibradas utilizando el alcance documentado del lahar Teteltzingo (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993) para el caso del peor escenario. Por otra parte, para el caso del escenario de menor alcance se usaron datos de los lahares originados en la en la erupción ocurrida hace 4,200 años (Carrasco-Núñez, 1999). Para las modelaciones del mapa de flujos piroclásticos de volcán Pico de Orizaba (PO) (Anexo C), los parámetros utilizados para los tres casos de peligros fueron los mismos que aquellos que fueron determinados en 1999 para la elaboración del mapa de peligros del volcán PO por Sheridan y colaboradores (2002).

El movimiento de los flujos para toda la cordillera fue evaluado en secciones topográficas a lo largo de drenajes previamente seleccionados, y que se encuentran ilustrados en la figura 5.2. Las secciones se encuentran sobrepuestas (traslapadas), dado que los arroyos convergen en diversos puntos. Sin embargo, las secciones se consideran a lo largo de todo el arroyo sin importar cuantas otras secciones se incorporen a esta a lo largo de su trayecto.



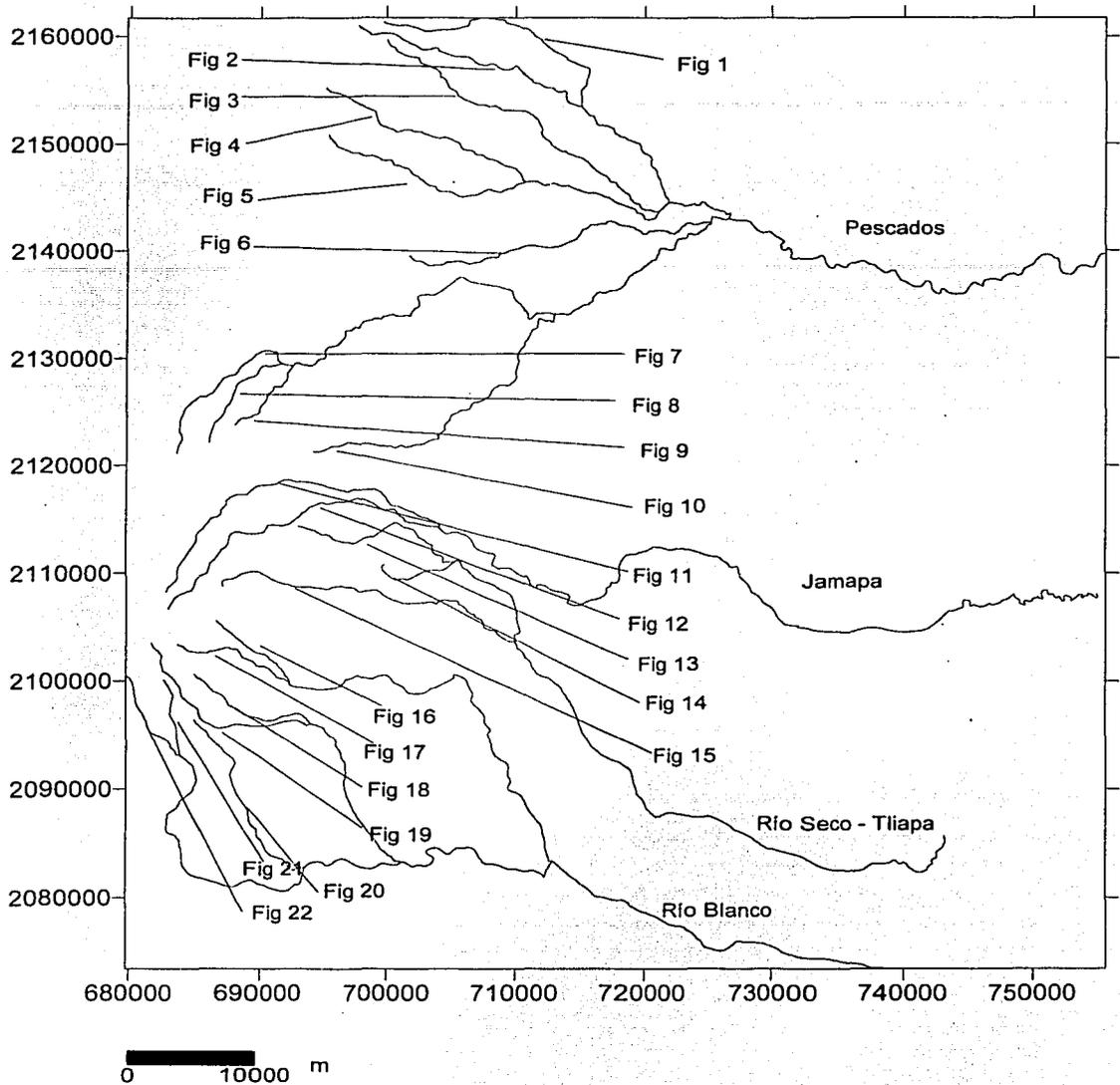


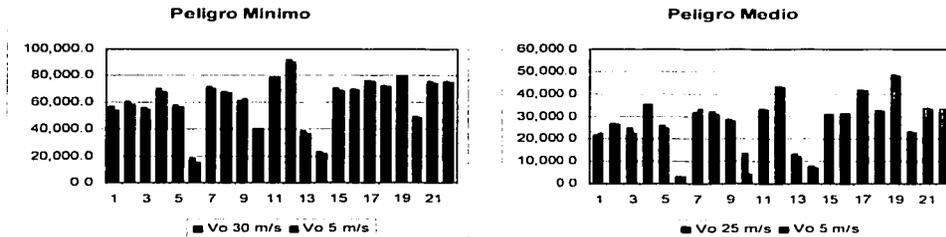
Figura 5.2 Hidrología del modelo e identificación de cada uno de los archivos como aparecen en el Anexo "A"

TESIS COM
FALLA DE ORIGEN

Para la parte Norte, los arroyos convergen en El río Pescados, mientras que al sur lo hacen en los ríos: Jamapa, río Seco – Tliapa y Río Blanco. En la figura 5.2 se señalan los nombres que corresponden a cada una de las Secciones del modelo, que los identifica en el cuadro del Anexo A.

Un flujo de escombros, o flujo de materiales con altas concentraciones de sedimentos, generalmente comienza con una velocidad inicial bastante baja, o simplemente desde el reposo, por ello, se puede decir que el movimiento y alcance del mismo se encuentran relacionados de forma directa con la energía potencial del mismo. Se deduce entonces que la energía potencial de la masa que entrará en movimiento es uno de los factores determinantes en el alcance final de un flujo de materiales.

Si se considera una velocidad inicial del cero, esto es considerando que el flujo parte del reposo, este no entrará en movimiento dadas las características del programa, por ello una velocidad inicial constante (cero) no fue utilizada para llevar a cabo las modelaciones (Anexo A), sin embargo, y como puede ser verificado en los resultados de las gráficas de la figura 5.3, el alcance frinal del flujo no depende de la velocidad inicial del flujo, si no de otros factores como ya ha sido discutido. Las velocidades 5, 25 y 30 m/s, ilustran mejor lo propuesto.



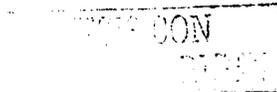
TESIS OC
FALLA DE ORIGEN

Francisco Paz, Yanga, Palmillas y El Maguey, sobre el río Metlac, la población de Dos Ríos se encuentra en el escenario de peligro medio, al igual que la ciudad de Fortín. Al norte sobre el Río Blanco, la población Plán de Capulín también se encuentran en condiciones de peligro máximo, Hacia el norte por el río Orizaba, las poblaciones de Mariano Escobedo y La Perla se encuentran también en el área de peligro máximo, las ciudades de Río Blanco, y Orizaba, las cuales se encuentran sobre los ríos Orizaba y Río Blanco, que sirven como drenaje al volcán Pico de Orizaba, podrían ser afectadas en caso de colapso aún en un escenario de mínimo alcance, lo cual implica que ambas ciudades se encuentran en la zona de peligro mas alto y estas podrían ser alcanzadas incluso sin erupción volcánica alguna.

V.2.2 De los resultados obtenidos se desprenden las siguientes consideraciones:

- 1.- El alcance final de los flujos no depende de la velocidad inicial de los mismos, si no que de las características reológicas del material y de la morfología del terreno.
- 2.- La relación de la distancia total recorrida en función del la altura (constante de Heim) se asocian directamente a la energización del flujo. Dicho de otra forma, la transformación de la energía potencial a energía cinética del flujo dependerá de la constante de Heim, y el alcance del mismo será una función de las características de la masa y su habilidad para conservar energía.

Finalmente, los resultados de las modelaciones se encuentran plasmados en el mapa figura 5.6, donde se muestran los tres niveles de peligro. Considerando que los eventos mayores tienen una recurrencia menor y por ende, estadísticamente representan un menor peligro. Al observar el mapa, del resultado de las modelaciones se puede ver de forma muy clara, como una pendiente fuerte, aún cuando esta cuente con poca distancia horizontal recorrida, puede energizar un

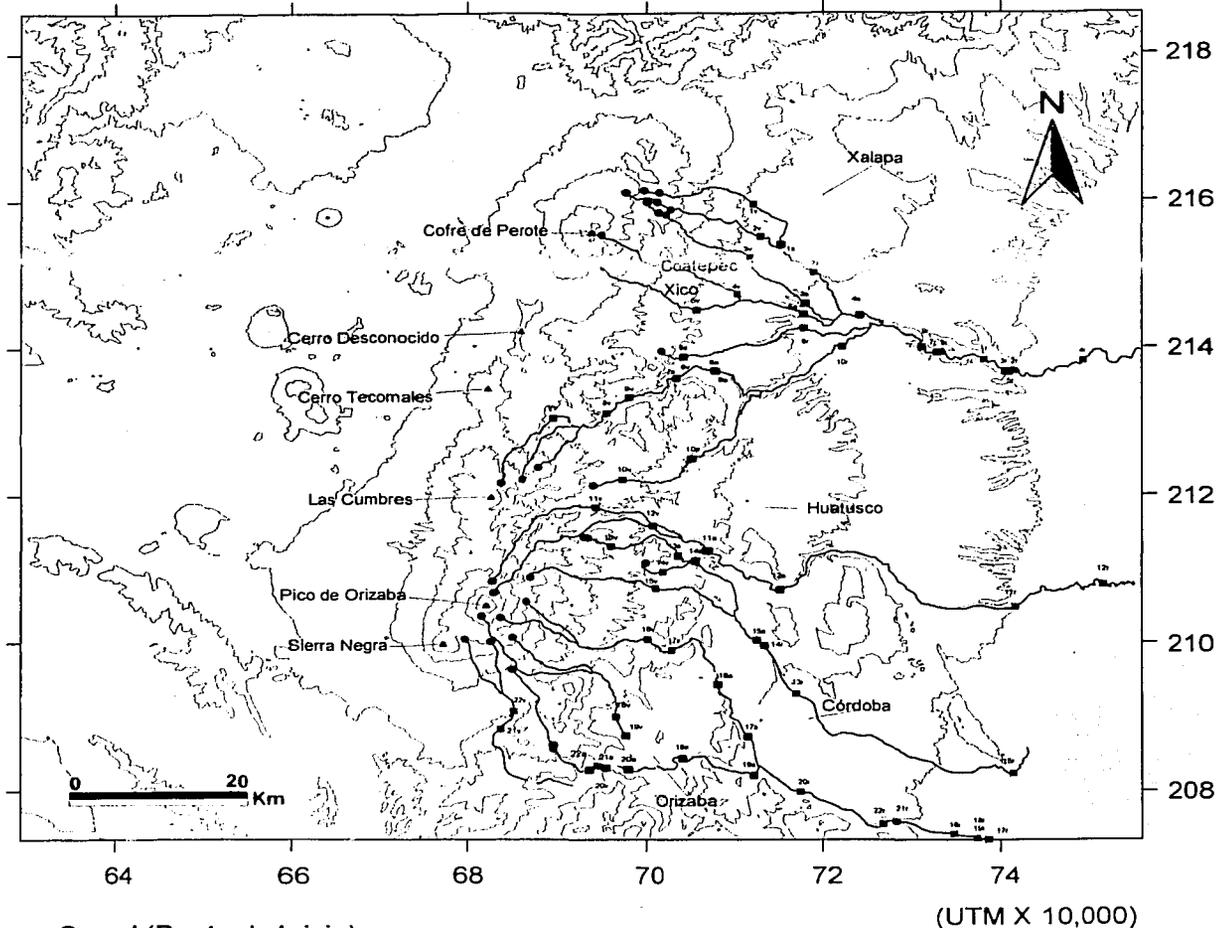


flujo lo suficiente para que este alcance distancias considerables, tal como se puede ver sobre el río Huitzilapan, y Tliapa.

El mapa de peligros por flujos, (Fig. 5.6) se elaboró utilizando los datos que aparecen en los anexos A y B, para eventos de flujo en escala 1:250,000. Para el caso del flujo sísmogénico de 1920, si se considera la distancia total recorrida a partir del sitio de origen sobre el río Huitzilapan, no es posible alcanzar la distancia reportada por Scott, *et al.*, 2001. Haciendo modelaciones con el programa Flow-2D, el flujo debería haber empezado al menos 18 kilómetros río arriba, del sitio reportado por Scott y colaboradores (2001) para alcanzar la distancia de al menos 30 kilómetros reportada. El análisis de la figura 4.9, podría ayudar a resolver este problema, si se analiza detalladamente, es probable que el flujo haya sido el producto de desprendimiento de partes del talud a lo largo del río, dado que los escarpes mas pronunciados se presentan en esa zona sin embargo un levantamiento detallado en campo sería necesario para comprobar estas observaciones, de cualquier forma, este parece el escenario mas probable de origen del flujo de escombros de 1920 .

En el mapa finalizado de la figura 5.6, en los modelos correspondientes a las figuras 6 y 10, señalados en el mapa con un símbolo (■), la pendiente no es lo suficientemente alta para ocasionar que los flujos se muevan demasiado, por lo que se puede observar que para los casos de peligro alto y medio, estos prácticamente no presentan movimiento. Por otra parte, para los flujos correspondientes a los archivos 1 y 2 los cuales se identifican en el mapa con el símbolo (★), los flujos de alcance máximo, tienen la capacidad de iniciar antes que los flujos de alcance medio y mínimo, por lo que para facilidad de interpretación del mapa, estos se unieron a la parte de peligro máximo al inicio del flujo.

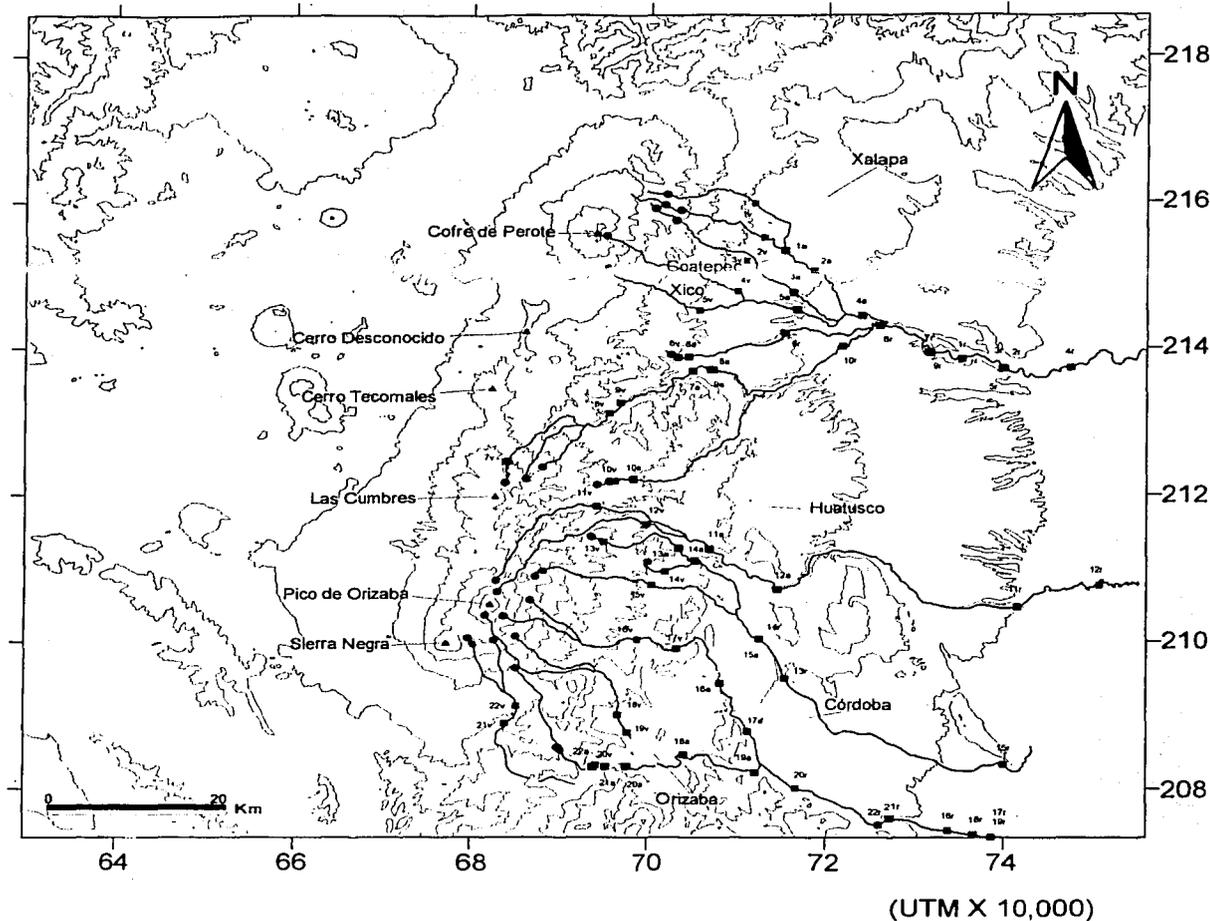
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



- **Caso I (Punto de Inicio)**
- **Caso I (Final del flujo)**
- **Caso II (Punto de Inicio)**
- **Caso II (Final del Flujo)**
- **Caso III (Punto de Inicio)**
- **Caso III (Final del Flujo)**

Velocidades Iniciales
 30 m/s para Caso I
 25 m/s para Casos II y III

Figura 5.4. Modelación de flujos con el programa Flow-2D. Los puntos de alcance máximo para cada escenario se identifican de acuerdo al número de la sección a la que pertenecen de acuerdo a como se muestra en la figura 5.2. Las letras "r", "a", "v", corresponden a los escenarios máximo, medio y mínimo respectivamente.



- **Caso I (Punto de Inicio)**
- **Caso I (Final del flujo)**
- **Caso II (Punto de Inicio)**
- **Caso II (Final del Flujo)**
- **Caso III (Punto de Inicio)**
- **Caso III (Final del Flujo)**

**Velocidad Inicial
5 m/s**

Figura 5.5. Modelación de flujos con el programa Flow-2D. Los puntos de alcance máximo para cada escenario se identifican de acuerdo al número de la sección a la que pertenecen de acuerdo a como se muestra en la figura 5.2. Las letras "r", "a", "v", corresponden a los escenarios máximo, medio y mínimo respectivamente.

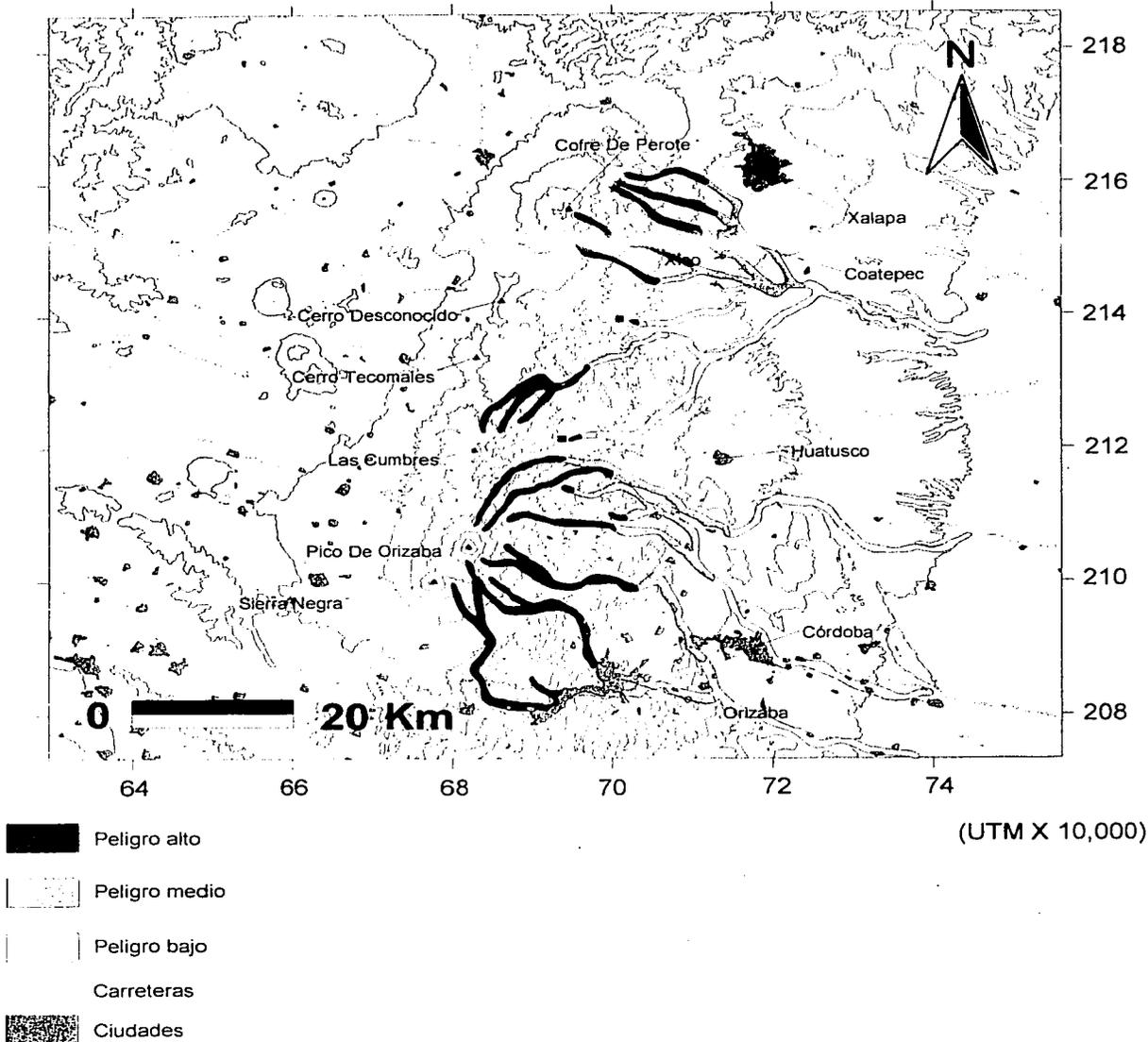


Figura 5.6, Mapa de peligros de avalanchas de escombros, flujos de escombros y flujos hiperconcentrados (Modelación en Flow-2D).



V.2.3 Elaboración del mapa de flujos piroclásticos.

El mapa para flujos piroclásticos fue elaborado de forma similar al mapa de flujos de escombros, sin embargo se hicieron algunas modificaciones, con el objeto de poder plasmar en tres dimensiones los resultados.

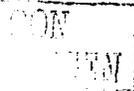
Primero, considerando características reológicas del flujo las cuales son consistentes al movimiento de flujos piroclásticos utilizado en la elaboración del mapa de peligros de Sheridan y colaboradores (2002) (Anexo C), se trazaron secciones a cada 10°, a partir del Este franco (Sección No. 0) incrementándose de manera consecutiva en contra de las manecillas del reloj (sec0, sec10, sec20, etc.). Una vez que se llevaron a cabo modelaciones para cada sección en cada uno de los tres casos (peligro alto, medio y bajo), se trasladó la distancia de cada modelación en todas las secciones y se representaron en el mapa digital (Figura 5.7). En este punto, se consideró que debido a que la topografía en el cuadrante que va de Este a Norte es muy accidentada, era necesario agregar un número mayor de secciones para evitar extrapolaciones erróneas, por esto, fueron agregadas secciones adicionales al modelo las cuales van de 5° a 75°, aunque solamente se modelaron los flujos para el alcance máximo (Anexo C). En el resto del mapa, las secciones se encuentran separadas cada 10°. Como resultado se elaboraron un total de 36 secciones, en cada una se llevaron a cabo tres simulaciones con el programa Flow-2d, (excepto en la parte en la que se llevaron a cabo modelaciones adicionales para incrementar la precisión del modelo) con el objeto de modelar los tres casos.

En todos ellos, la velocidad inicial fue considerada como constante (30 m/s), se unieron los puntos utilizando las curvas topográficas como referencia y de esa forma se obtuvo el mapa de la figura 5.7. Posteriormente y con fines comparativos se tomó el mapa de peligros del volcán Pico de Orizaba (Sheridan *et al.* 2002) y se digitalizaron las áreas de los tres casos considerados para flujos piroclásticos (fig. 5.8).

Para poder hacer un análisis comparativo del mapa de peligros publicado, con los resultados obtenidos en el presente trabajo, se tomaron los tres casos digitalizados del mapa, posteriormente se agregaron las 36 secciones digitales y se marcó el punto de intersección de cada sección con cada uno de los casos del mapa. Posteriormente se calculó la distancia máxima alcanzada por los flujos, los datos obtenidos, y las comparaciones con el mapa de este trabajo se encuentran en la tabla 6.1. Es algo incierta la forma en la que el mapa de peligros de Sheridan *et al.*, (2002) fue elaborado, esto por la fuerte convergencia que existe con el presente mapa en algunos puntos, y también diferencias elevadas en otros puntos del mismo caso. El mapa se obtiene utilizando el criterio de cono de energía (Sheridan *et al.*, 2001) ya que no parece haber interpolación entre los datos obtenidos por el programa Flow-3D y Flow-2D.

Es probable que las modelaciones con el programa Flow-2D para distancias que excedan 40 km, con puntos de elevación separados a una distancia constante de 50 metros; la versión original del programa Flow-2D no tenga capacidad para calcular la distancia total hasta el final del flujo. La presente modelación está elaborada con una nueva versión del código del programa original, el cual fue recompilado y adaptado para operar bajo ambiente Windows para este trabajo (Díaz y Moreno, 2002), con el objeto de evitar este tipo de contratiempos.

Al comparar el mapa derivado de la modelación numérica, con el mapa de Sheridan y colaboradores (Fig. 5.8), se observan coincidencias entre ambos. Para el caso de la zona de mayor peligro, se observan similitudes entre ambos mapas, con excepción del área alrededor del volcán Sierra Negra. En este caso las modelaciones de este trabajo se muestra de manera más real que la zona se extiende más allá de aquella separada en mapa de Sheridan *et al.*, (2002). En general se puede considerar que los dos mapas son muy parecidos, ya que ambos mapas coinciden en un 89.19% en la distancia perimetral y en 91.74% del área total, lo que es muy evidente al observar la figura 5.8. Las diferencias más



significativas, se encuentran en aquellas zonas para la cual existen barreras topográficas.

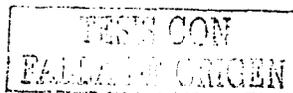
Para la zona de peligro medio, se encuentran las mayores divergencias entre ambos mapas, siendo la convergencia perimetral del 85.15% y la convergencia de área entre ambos del 78.58%. Mientras que para el sector occidental y sur, los límites se extienden unos kilómetros más allá que lo determinado por Sheridan *et al.*, (2002), para el oriente hay una coincidencia mayor y únicamente se observa como en ciertos puntos se extiende un poco más.

Para la zona de peligro bajo, la convergencia perimetral del mapa es bastante baja, 66.23%, sin embargo esto se explica ya que en varias partes el flujo se canaliza sobre los drenajes existentes (área NE), en cambio la convergencia del área de ambos mapas, es bastante alta es del 85.1% del área total de afectación. La convergencia de los dos mapas para cada uno de los tres escenarios, puede ser observada en la tabla 5.1 .

Se considera que los resultados de las modelaciones presentadas en este trabajo representan de manera más real las condiciones de peligro, específicamente en zonas no protegidas por barreras topográficas. La precisión de los trazos es soportada por la gran cantidad de secciones, con separación de al menos 10° entre ellas, y secciones intermedias para el cuadrante N-E, para el cual se tienen secciones a cada 5° (solamente para el alcance máximo, o área de menor probabilidad de afectación). Al observar las diferencias entre el perímetro ocupado por el mapa del modelo y el mapa de peligros, especialmente para el cuadrante N-E se puede observar como los flujos son canalizados, lo que sugiere que el nuevo modelo es más aproximado a las condiciones topográficas del terreno.

Tabla 5.1 Relación de similitud entre el mapa de peligros del modelado y el Mapa de peligros existente

	Mapa de Peligros Sheridan <i>et al</i>		Mapa de peligros de modelación		Relación de perímetro	Relación de Área
	Perímetro (m)	Área (m ²)	Perímetro (m)	Área (m ²)		
Máximo	79,184.76	326,806,633.32	88,779.43	356,240,779.68	89.19%	91.74%
Medio	143,313.00	1,010,310,475.63	168,307.48	1,285,730,733.98	85.15%	78.58%
Mínimo	215,658.03	2,111,118,291.61	325,621.17	2,480,856,759.53	66.23%	85.10%



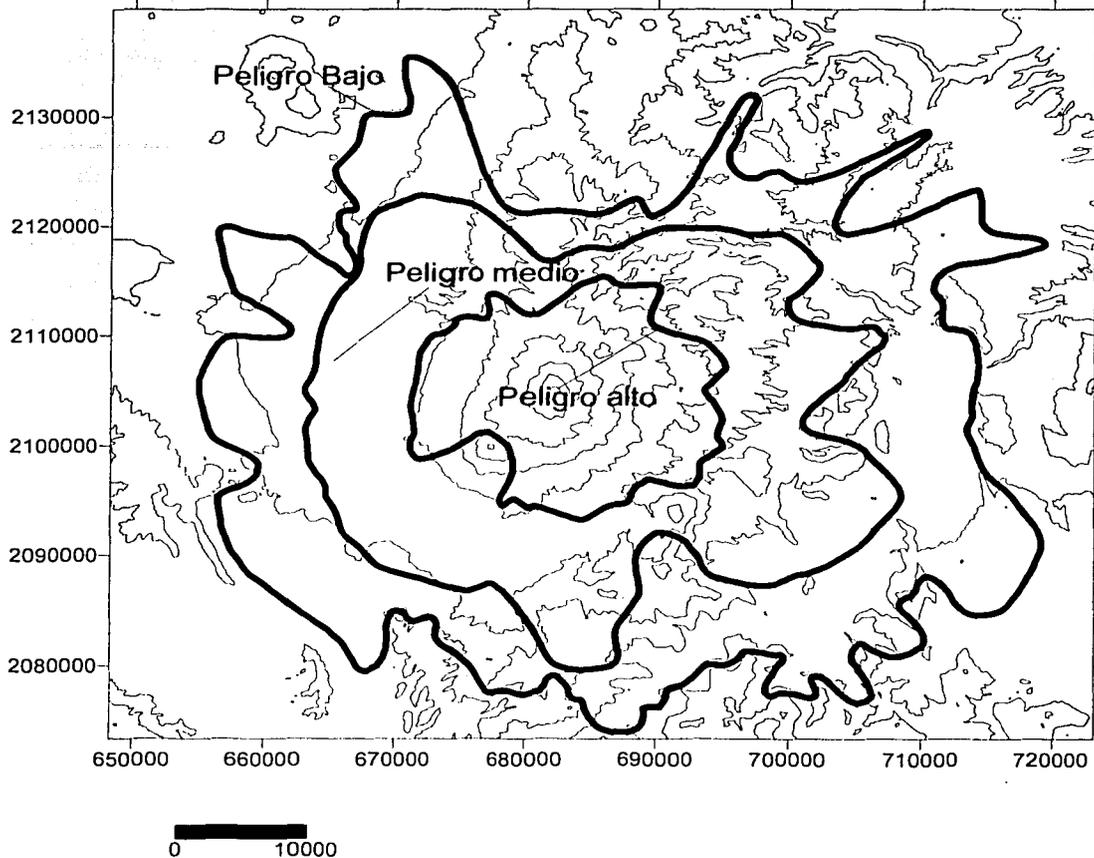


Figura 5.7 Mapa de peligros por flujos piroclásticos para el volcán Pico de Orizaba (Citlaltépetl), en el que se consideran tres escenarios de peligro: bajo, medio y alto.

TESIS CON
 FOLIO 107

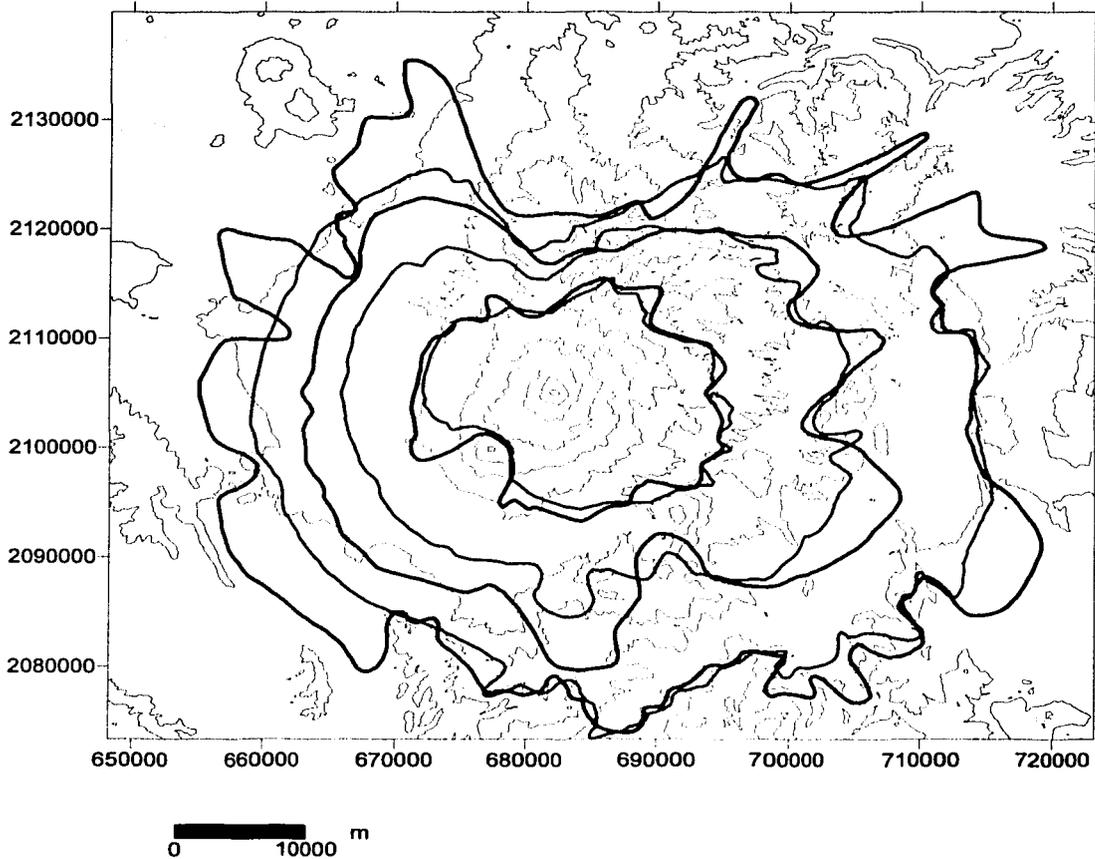


Figura 5.8 Mapa de peligros publicado por Sheridan y colaboradores (2002) del volcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl (Rojo), y mapa de la presente modelación para comparativa numérica (Azul).

TESIS COL
FALLA DE ORIGEN

VI CONCLUSIONES

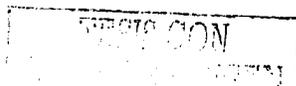
El análisis regional de las condiciones de estabilidad del sector oriental de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, ha permitido determinar una zonificación general de peligro relacionado a la ocurrencia potencial de un fenómeno de deslizamiento o colapso sectorial que produciría flujos de escombros o avalanchas catastróficas. Aunque esta es una primera aproximación regional que requerirá de trabajos mas detallados para definir con mayor precisión las características de las zonas potencialmente inestables, se considera que es de gran importancia ya que se identifican áreas críticas en donde deberán enfocarse estudios posteriores.

Además de ese mapa, que muestra la distribución de las fuentes potenciales de colapsos o deslizamientos, se presentan otros dos mapas de peligros:

1. Para flujos de escombros y avalanchas de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote.
2. Para flujos piroclásticos del volcán Pico de Orizaba (Citlaltépetl).

El primero es el resultado de la conjunción de la información de los depósitos de avalancha y flujos de escombros catastróficos reportados para toda la cadena Pico de Orizaba – Cofre de Perote, junto a la modelación de los mismos basados esencialmente en la ejecución del programa Flow-2D que fue adaptado exclusivamente para este trabajo, para poder lograr modelar flujos a mayores distancias.

Este mapa muestra la zonificación de tres niveles de peligro (alto, medio y bajo) por flujos de escombros cuya distribución está controlada fuertemente por el patrón hidrográfico que caracteriza a la planicie costera del Golfo. Es importante señalar que en términos generales, los alcances obtenidos a partir de modelaciones tienen una buena correlación con los alcances de los depósitos



reales. Modelaciones subsecuentes deberán incorporar información sobre los campos volcánicos de Las Cumbres y La Gloria, así como actualizar si fuera el caso, información del Cofre de Perote; con lo cual se podrá refinar mejor la zonificación del peligro que se presenta en este trabajo como una evaluación general inicial del peligro por esos procesos.

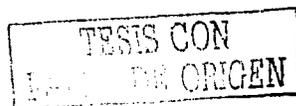
En lo que respecta al segundo mapa, este tiene el propósito de optimizar la zonificación propuesta por Sheridan *et al.*, (2002) para la delimitación de los tres niveles de peligro para flujos piroclásticos del volcán Pico de Orizaba (Citlaltépetl). De hecho una comparación de ambos mapas muestra gran similitud; sin embargo el mapa que aquí se presenta muestra una distribución mapas precisa de algunas zonas que llegan a extenderse más de lo considerado en el mapa anterior. Esto es importante para ser considerado en términos de acciones de protección civil, ya que había algunas áreas en las que el peligro había sido subestimado.

En el futuro se hace necesario un reconocimiento de campo intensivo, análisis del material suelto en todas aquellas áreas las cuales son susceptibles de colapso (especialmente aquellas indicadas en el presente trabajo como las más probables de colapso o desprendimiento de grandes volúmenes de material), estudios estructurales para cada uno de los volcanes que conforman la cordillera. Pruebas de resistencia mecánica de la roca, fracturamiento de la roca, determinación de parámetros como: RMR (*Rock Mass Rating*) clasificación geomecánica; RQD (*Rock Quality Designation*) parámetro o índice de calidad de la roca; y GSI (*Geological Strength Index*) índice de resistencia geológico. Además de estudios mecánicos de estabilidad de las laderas, y trabajos de cartografía geológica especialmente ubicando rasgos estructurales e identificando concentraciones de minerales de alteración.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Bibliografía

- Acocella, V., F. Cifelli and R. Funiello (2000). "Analogue models of collapse calderas and resurgent domes." Journal of Volcanology and Geothermal Research **104**: 81-96.
- Alaniz-Alvarez, S. A., P. van der Heyden, A. F. Nieto-Samaniego and F. Ortega-Gutierrez (1996). "Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico." Geology **24**(5): 443-446.
- Alaniz-Alvarez, S. A., A. F. Nieto-Samaniego and L. Ferrari (1998). "Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic belt." Geology **26**(7): 591-594.
- Bienawski, Z. T. (1989). Engineering Rock Mass Classifications. Wiley. New York.
- Bieniawski, Z. T. 1997 "Classification of Rock Masses for Engineering: The RMR System and Future Trends." Pennsylvania State University, University Park, PA, USA.
- Bonini, M., D. Sokoutis, G. Mulugeta, M. Boccaletti, G. Corti, F. Innocenti, P. Manetti and F. Mazzarini (2001). "Dynamics of magma emplacement in centrifuge models of continental extension with implication for flank volcanism." Tectonics **20**(6): 1053-1065.
- Caldño Villagómez, I. A., I. Bonola Alonso and G. Salgado Maldonado (2002). "Determinación en laboratorio de los parámetros reológicos de mezclas agua-sedimentos para el cálculo de flujos de lodo y debris." Ingeniería Hidráulica en México XVII(3): 27-35.
- Camacho, H. (1922). "Terremoto Mexicano del 3 de Enero de 1920." Boletín del Instituto Geológico de México **38-39**: 107p.
- Cantagrel, J. M. and C. Robin (1979). "K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and alkaline provinces." Journal of Volcanology and Geothermal Research **5**: 99-114.
- Cantagrel, J. M. and G. A. Robin (1984). "Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico)." Bulletin of Volcanology **47**(4(1)): 735-748.
- Capra-Pedol, L. (2001). Colapsos de Edificios Volcánicos: Transformación de Avalanchas de Escombros en Flujos Cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Geofísica. Ciudad Universitaria Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México: 176.
- Capra, L. and J. L. Macías (2002). "The cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km³): A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (México)." Journal of Volcanology and Geothermal Research **117**: 213-235.
- Capra, L., J. L. Macías, K. M. Scott, A. Abrams and V. H. Garduño-Monroy (2002). "Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - behavior, and implications for hazard assessment." Journal of Volcanology and Geothermal Research(113): 81-110.
- Carrasco-Núñez, G. (1993). Structure, eruptive history, and some major hazardous events of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México. Geology. Michigan, Michigan Technological University: 182.
- Carrasco-Núñez, G. (1997). "Los peligros volcánicos y su mitigación." GEOS, Unión Geofísica Mexicana.
- Carrasco-Núñez, G. (1997). "Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, México." Geol. Mag **134**: 151-162.
- Carrasco-Núñez, G. (2002). Datos no publicados.
- Carrasco-Núñez, G. (1999). "Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico." Journal of Volcanology and Geothermal Research **88**: 47-66.
- Carrasco-Núñez, G. (2000). "Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México." Geological Society of America Special Paper **334**: 247-262.
- Carrasco-Núñez, G., J. W. Wallace and W. I. Rose (1993). "A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl Volcano, México: Implications for hazard assessment." Journal of Volcanology and Geothermal Research **59**: 35-46.



Bibliografía

Carrasco-Núñez, G. and M. Ban (1994). "Geologic map and structure sections of the Citlaltépetl volcano summit area, Mexico with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area." Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 9.

Carrasco-Núñez, G. and W. I. Rose (1995). "Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka." Journal of Volcanology and Geothermal Research 69: 197-215.

Carrasco-Núñez, G. and A. Gómez-Tuena (1997). "Volcanogenic sedimentation around citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, México." IAVCEI General Assembly 16: 131-151.

Carrasco-Núñez, G. and S. Nelson (1998). Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Edad y tasa de crecimiento del Volcán Cofre de Perote., México D.F.

Carrasco-Núñez, G., R. Díaz-Castellón, B. Hubbard, L. Siebert, M. Sheridan, L. Lozano, D. Zimbelman, R. Watters and S. Rodríguez (2002). Flank-collapse events at the Citlaltépetl-Cofre de Perote Range, Eastern Mexican volcanic belt. Colloque International Peleé 1902-2002, Ile La Martinique.

Cedillo, F. (1997). "Geología del subsuelo del campo geotérmico de los Humeros, Pue." Reporte Interno CFE, México: 30p.

Centeno-García, E. (1988). Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico. Facultad de Ciencias, México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México: 156p.

Cervantes, P., H. Delgado and R. Molinero (1994). "Southern Mexico City settled on a debris avalanche deposit and basaltic lava flows: Late Pleistocene-Holocene volcanic history." EOS Trans. AGU 75, 737.

Chyan Deng, J. and S. Hsieh Wen (1997). Review Dynamic Modeling of Debris Flows. Recent Developments on Debris Flows. A. Armanini and M. Michiue, Springer Verlag: 93-113.

Crandell, D. R. (1971). "Postglacial Lahars from Mount Rainier volcano, Washington." G.S. Professional Paper 677.

Crandell, D. R. (1989). "Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano California, and debris avalanche hazard zonation." Bulletin of the US. Geological Survey(1383-C).

Crowley, J. K. and D. R. Zimbelman (1997). "Mapping hydrothermally altered rocks on Mount Rainier, Washington, with Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data." Geology 25(6): 559-562.

Dai, F. C., C. F. Lee and Y. Y. Ngai (2002). "Landslide risk assessment and management: an overview." Engineering Geology 64: 65-87.

Day, S. J. (1996). Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes. Volcano Instability on the Earth and Other Planets. W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg, London, The Geological Society. **110**: 77-93.

De la Cruz-Reyna, S. (1996). Long-term probabilistic Analysis of future explosive eruptions. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. R. Scarpa and R. I. Tilling, Springer Verlag: 599-629.

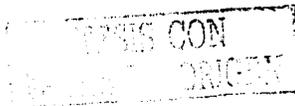
De la Cruz-Reyna, S. and G. Carrasco-Núñez (2002). "Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt." Journal of Volcanology and Geothermal Research(113): 307-318.

Deere, D. U. (1963). "Technical description of rock cores for engineering purposes." Felsmechanik and Ingenieurgeologie 1: 16-22.

Demant, A. (1978). "Características del Eje Neovolcánico Trans-mexicano y sus problemas de interpretación." Rev. Inst. Geol. UNAM México 2: 172-186.

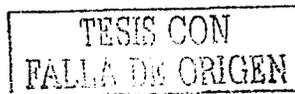
Díaz-Castellón, R., Moreno-Chacón, I. (2002) Flow-2D program versión 1.0 para Windows

Donnadieu, F. and O. Merle (1998). "Experiments on the indentation process during cryptodome intrusions: New insights into Mount St. Helens deformation." Geology 26(1): 79-82.



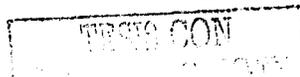
Bibliografía

- Elsworth, D. and B. Voight (1995). "Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks." Journal of geophysical research 100(B4): 6005-6024.
- Elsworth, D. and B. Voight (1996). Evaluation of volcano flak instability triggered by dyke intrusion. Volcano Instability on the Earth and Other Planets. W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological Society. 110: 45-53.
- Ferrari, L., M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz and G. Carrasco-Núñez (1999). "Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt." Geology 27(4): 303-306.
- García-Estrada, G. (1997). "Programa en FORTRAN para el manejo de modelos digitales de elevación del terreno del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática de México (INEGI)." Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía 12(3): 141-162.
- Garduño-Monroy, V. H., P. Corona-Chávez, I. Israde-Alcantara, L. Mennella, E. Arreygüe, B. Biggiogero and S. Chiesa (1999). Carta Geológica de Michoacán, Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo.
- Gaziev, E. Análisis de Estabilidad de Taludes en Medios Fracturados, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Goodman, R. E. and S. Kieffer (2000). "Behavior of rock in slopes." Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 126(8): 675-684.
- Hayashi, J. N. and S. Self (1992). "A Comparison of Pyroclastic Flow and Debris Avalanche Mobility." Journal of Geophysical Research 97(B6): 9063-9071.
- Heim, A. (1932). "Der Bergsturz von Elm." Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr. 34: 74-115.
- Hirano, M. (1997). Prediction of Debris flow for warning and Evacuation. Recent Developments on debris flows. A. Armanini and M. Michiue, Springer Verlag: 7-26.
- Hoek, E. and E. T. Brown (1997). "Practical estimates of rock mass strength." Int. J. Rock Mech. Min. Sci 34(8): 1165-1186.
- Höskuldsson, A. (1992). Le complexe volcanique Pico de Orizaba - Sierra la Negra - Cerro las Cumbres (Sud-Est Mexicain): Structure, dynamismes eruptifs et evaluations des aleas, University of Blaise Pascal: 210.
- Höskuldsson, A. and C. Robin (1993). "Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico." Bull. Volcanology 55: 571-587.
- Höskuldsson, A. and J. M. Cantagrel (1994). "Volcanic hazards in the surroundings of Pico de Orizaba, Eastern Mexico." Natural Hazards 10: 197-219.
- Hubbard, B. E. (2001). Volcanic Hazards Mapping using Aircraft, Satellite, and Digital Topographic Data: Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México. Geology. Buffalo, State University of New York SUNY: 322.
- INEGI, Instituto. Nacional. de. Estadística. Geografía. e. Informática. Carta E-14-3.
- INEGI, Instituto. Nacional. de. Estadística. Geografía. e. Informática. Carta E-14-6.
- INEGI, Instituto. Nacional. de. Estadística. Geografía. e. Informática. GEMA. Geomodelos de Altimetría.
- Iritiano, G., P. Versace and B. Sirangelo (1998). "Real-time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall." Environmental Geology 35: 175-183.
- Iverson, R. M. (1997). "The physics of debris flows." Reviews of Geophysics 35(3): 245-296.
- Jensen, J. R. (1996). Introductory Digital Image Processing. A Remote Sensing Perspective, Prentice Hall.
- Julien, P. Y. and J. S. O'Brien (1997). Selected notes on debris flow dynamics. Recent Developments on Debris Flows. A. Armanini and M. Michiue, Springer Verlag: 144-165.



Bibliografía

- Keefer, D. K. (2000). "Statistical analysis fo an earthquake-induced landslide distribution - the 1989 Loma Prieta, California event." Engineering Geology 58: 231-249.
- Kover, T. P. (1995). Application of a digital terrain model for the modeling of volcanic flows: A tool for Volcanic Hazard Determination. Ans. Buffalo, State University Of New York: 62.
- Lagmay, A. M. F., B. van Wyk de Vries and N. Kerle (2000). "Volcano instability induced by strike-slip faulting." Bulletin of Volcanology 62: 331-346.
- Lozano-Velazquez, L. and G. Carrasco-Núñez (1997). "Laharic sequences at the southwestern flank of Popocatepetl volcano, Mexico." IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, Abstract, p95.
- López, D. L. and S. N. Williams (1993). "Catastrophic volcanic Collapse: Relation to Hydrothermal Processes." Science 260: 1794-1796.
- Luhr, J. F. and K. L. Prestegard (1988). "Caldera formation at Volcán de Colima, México, by large Holocene volcanic debris avalanche." Journal of Volcanology and Geothermal Research, 35: 335-348.
- Mailin, Michael C. and Sheridan, Michael F. (1982). "Computer-Assisted Mapping of Pyroclastic Surges" Science 217, 13: 637-639
- Major, J. J. and R. M. Iverson (1999). "Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins." GSA Bulletin 111(10): 1424-1434.
- Matsukura, Y., K. Hashizume and C. T. Oguchi (2002). "Effect of microstructure and weathering on the strength anisotropy of porous rhyolite." Engineering Geology 63: 39-47.
- McGuire, W. J. (1996). Volcano Instability: a review of contemporary themes. Volcano Instability on the Earth and Other Planets. W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological Society. 110: 1-23.
- McNutt, S. R. (2000). Volcanic Seismicity. Encyclopedia of Volcanoes. H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer and J. Styx. New York, Academic Press: 1015-1033.
- Merle, O. and B. Vendeville (1995). "Esperimental modelling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions." Bulletin of Volcanology 57: 33-43.
- Merle, O. and A. Borgia (1996). "Scaled experiments of volcanic spreading." Journal of Geophysical research 101(B6): 13805-13817.
- Molina-Garza, R. and J. Urrutia-Fucugauchi (1993). "Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data." J. Geodynamics 15: 181-201.
- Moriya, I., Ed. (1980). Bandaian eruption and landforms associated with it. In: Collection of articles in memory of retirement of prof. K. Hishimura, Tohoku University.
- Mosser, F., H. Meyer-Abish and A. R. MacBirney (1958). "Catalogue of active volcanoes of the world; Part VI." International Association of Volcanology.: 146p.
- Murray, J. B. (1988). "The influence of loading by lavas on the siting of volcanic eruption vents on Mt. Etna." Journal of Volcanology and Geothermal Research 35: 121-139.
- Murray, J. B. and B. Voight (1996). Slope stability and eruption prediction en the eastern flank of Mount Etna. Volcano Instability on the Earth and Other Planets. W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological Society. 110: 111-114.
- Nakamura, K., K. Jacob and J. Davies (1976) "Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation -- Alcutians and Alaska." Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York 10964.
- Nakamura, K. (1977). "Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation- principle and proposal." Journal of Volcanology ad Geothermal Research 2: 1-16.
- Negendank, J. F. W., R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tobschall and D. Werle (1985). "Geological and



Bibliografía

geochemical investigations on the Eastern trans Mexican volcanic Belt." Geofísica Internacional 24(4): 477-575.

Nelson, S. A. and A. Lighthaht (1997). "An ancient buried debris avalanche deposit from Sierra Las Navajas, Hidalgo, Mexico." IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, Abstract p. 158.

Neupane, K. M., T. Yamabe and R. Yoshinaka (1999). "Simulation of a fully coupled thermo hydro mechanical system in freezing and thawing rock." International Journal of Rock Mechanics and Mining Science 36: 563-580.

Newhall, C. G. and R. S. Punongbayan (1996). Fire and Mud. Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines.

Newmark, N. M. (1965). "Effects of earthquakes on dams and embankments." Geotechnique 15(2): 139-159.

Palacios, D. and L. Vázquez-Selem (1996). "Geomorphic effects of the retreat of jamapa glacier, Pico de Orizaba Volcano (México)." Geografiska Annaler 78A(1): 19-34.

Pasquare, G., F. Forcella, A. Tibaldi, L. Vezzoli and A. Zanchi (1986). Structural Behavior of a Continental Volcanic Arc: The Mexican Volcanic Belt. The Origin of Arcs. F. C. Wezel, Elsevier: 509-527.

Paul, A., J. P. Gratier and J. Budon (1987). "A Numerical model for simulating deformation of Mount St. Helens Volcano." Journal of Geophysical Research 92(B10): 10299-110312.

Pierson, T. C. (1985). "Initiation and flow behavior of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington." Geological Society of America Bulletin 96: 1056-1069.

Pierson, T. C. and C. J. E. (1987). "A rheologic classification of subaerial sediment-water flows." Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology VII: 1-12.

Pierson, T. C., R. J. Janda, J.-C. Thouret and C. A. Borrero (1990). "Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado de Ruiz Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars." Journal of Volcanology and Geothermal Research 41: 17-66.

Praise, M. and R. W. Jibson (2000). "A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analysis characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California Earthquake." Engineering Geology 58: 251-270.

Quintas, Isabel (2000) "Documentación de la base de datos climatológica y del programa extractor" Coordinación de Desarrollo Profesional e Institucional. Subordinación de Desarrollo Institucional. 75p.

Reid, M. E., S. B. Christian and D. L. Brien (2000). "Gravitational stability of three dimensional stratovolcanic edifices." Journal of geophysical research 105(B3): 6043-6056.

Robin, C. (1981). Relations Volcanologioc-Magmatologic-Geodynamique: application au passage entre volcanism alcalin et andesitique dans le sud Mexicain (Axe trans.mexicain et provence alcaline orientale): 503p.

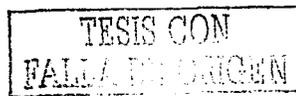
Robin, C. and J. M. Cantagrel (1982). "Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d'un grand volcan andesitique complexe." Bull. Volcanol. 45(4): 299-315.

Robin, C., P. Mossand, G. Camus, J. M. Cantagrel, A. Gourgaud and P. M. Vincent (1987). "Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico)." Journal of Volcanology and Geothermal Research 31: 99-113.

Rodriguez-Elizarraras, S. R. (1998). El campo volcanico de las cumbres, al oriente de la faja volcanica Trans-Mexicana: Evolucion geológica y vulcanologia de sus principales depositos piroclasticos. Geologia. Ciudad Universitaria, México, Universidad Nacional Autónoma de México: 263.

Rodriguez-Elizarraras, S. and A. Lozano-Cobo (1991). Primer congreso Mexicano de mineralogía. Las asociaciones alcalina y calcalcalina en la parte central de la cordillera volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba, Pachuca, Hgo., México.

Rodriguez-Elizarraras, S., J. C. Komorowski and M. Abrams (1992). GEOS Unión Geofísica Mexicana. El complejo volcánico de Las Cumbres, estados de Veracruz y Puebla: Planteamientos preliminares, Puerto Vallarta, Jal.



Bibliografía

Rodriguez-Elizarrarás, S. and J. C. Komorowski (1997). International Association of Volcanology and Chemistry of Earth's Interior. Las Cumbres Volcanic complex, Eastern Trans Mexican volcanic belt (TMVB): Geological evolution and characteristics of the main pyroclastic deposits, Puerto Vallarta, Jalisco, México.

Rodriguez, S. R., C. Siebe, J. C. Komorowski and M. Abrams (2002). "The Quetzalapa Pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt." Journal of Volcanology and Geothermal Research 113: 177-212.

Romeo, R. (2000). "Seismically induced landslide displacements: a predictive model." Engineering Geology 58: 337-351.

Schilling, S. P. (1998). LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. Vancouver, Washington, U.S. Geological Survey.

Scott, K. M., J. L. Macías, J. A. Naranjo, S. Rodriguez and J. P. McGeehin (2001). "Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic and tropical terrains -- can runout distances be predicted, and are warnings possible?"

Sheridan, M. (1980). "Pyroclastic block flow from the September, 1976, eruption La Soufrière volcano, Guadeloupe" Bull of Volcanology 43-2: 397-402

Sheridan, M. (1986). Flow-2D Program

Sheridan, M. F., B. E. Hubbard, W. Strauch and B. van Wyk de Vries (1999). "A hazard Model for the 30 October, 1998 Debris Avalanche and Lahar at Casita Volcano, Nicaragua." Eos, Transactions AGU 1999 Fall Meeting 80(46): 1154.

Sheridan, M. F., G. Carrasco-Núñez, B. E. Hubbard, C. Siebe and S. Rodriguez-Elizarrarás (2002). Mapa de peligros del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba). México, Centro Universitario de Prevención de Desastres, Universidad Autónoma de Puebla, U.B. University at Buffalo, New York, Universidad Nacional Autónoma de México. Institutos: Geología, Geofísica, Geografía, Gobierno del Estado de Veracruz, Secretaría de Seguridad Pública Veracruz, Subsecretaría de Protección Civil Veracruz,

Siebe, C., J. C. Komorowski and M. F. Sheridan (1992). "Morphology and emplacement collapse of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico." Bull. Volcanol. 54: 573-589.

Siebe, C., M. Abrams and M. F. Sheridan (1993). "Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards." Journal of Volcanology and Geothermal Research 59: 1-33.

Siebe, C., M. Abrams and J. L. Macías (1995). "Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis del 1994-1995." CENAPRED (Centro Nacional Para la Prevención de Desastres). UNAM, México D.F.: 195-220.

Siebe, C., J. L. Macías, M. Abrams, S. R. Rodriguez-Elizarrarás, R. Castro and H. Delgado (1995). "Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: Implications for future hazards." Geological Soc. Am. Annu. Meet. New Orleans, LA, Field Trip Guide Book no. 1, 47pp.

Siebert, L., H. Glicken and T. Ui (1987). "Volcanic hazards from Bezymianny-and Bandai-type eruptions." Bulletin of Volcanology 49: 435-459.

Siebert, L. and G. Carrasco-Núñez (2002). "Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards." Journal of Volcanology and Geothermal Research 115: 179-205.

Simkin, T., L. Siebert, L. McClelland, D. Bridge, C. Newhall and J. Latter (1981). "Volcanoes of the World. A regional directory gazetteer, and chronology of volcanism during the past 10,000 years. Smithsonian Institution, Stroudsboung, Pennsylvania Hutchinson & Ross," : 333p.

Stoopes, G. R. and M. F. Sheridan (1992). "Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, México:



Bibliografía

Implications for long-runout landslides (>100km) and hazard assessment." Geology 20: 299-302.

Suter, M., G. Aguirre, C. Siebe, O. Quintero and J.-C. Komorowski (1991). Volcanism and active faulting in the central part of the trans-Mexican volcanic belt, México, in Geological Excursions in Southern California and Mexico, Boulder Colorado, Geological Society of America.

Suter, M., M. Carrillo-Martínez and O. Quintero-Legorreta (1996). "Macroscopic Study of Shallow Earthquakes in Central and Eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México." Bulletin of the Seismological Society of America 86(6): 1952-1963.

Tadahide, U., T. Shinji and Y. Mitsuhiro (2000). Debris Avalanches. Encyclopedia of Volcanoes. H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt and J. Stix, Academic Press: 1417.

Tilling, R. I. and B. Beate (1993). Los Peligros Volcánicos. Santa Fé, Nuevo Mexico (EEUU), Organización Mundial de Observatorios Volcanológicos (WOVO).

Vallance, J. W. and K. M. Scott (1997). "The Osceola mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow." GSA Bulletin 109(2): 143-163.

Vallance, J. W., J. R. Girón, W. I. Rose, L. Siebert and N. G. Banks (1988). "Eventos de colapso de edificio volcánico en Guatemala y riesgos asociados con los mismos informe preliminar." Michigan Technological University.

Vallance, J. W. (2000). Lahars. Encyclopedia of Volcanoes. H. Sigurdsson, S. R. McNutt, H. Rymer and J. Stix. New York, Academic Press: 601-616.

Van Wyk de Vries, B. and A. Borgia (1996). The role of basement in volcano deformation. Volcano Instability on the Earth and Other Planets. W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberger. London, The Geological Society. 110: 95-110.

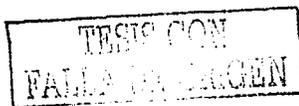
Vidal, N. and O. Merle (2000). "Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse." Journal of Volcanology and Geothermal Research 99: 9-26.

Viniestra, F. (1965). "Geología del Macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz." Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. 17(7): 101-163.

Watters, R. J. and W. D. Delahaut (1995). "Effect of argillic alteration on rock mass stability." Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology X: 139-150.

Watters, R. J., D. R. Zimbelman, S. D. Bowman and J. K. Crowley (2000). "Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, Cascade Range volcanoes." Pure and applied geophysics 157: 957-976.

Yañez-García, C. and S. García-Durán (1982). "Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz: Comisión Federal de Electricidad." (reporte interno inédito): 96p.



Anexo "A"



Anexo "A" Movimiento de flujos.

Nombre de Archivo	Coefficiente de Friccion	Viscosidad	Espesor del flujo (m)	Velocidad inicial	Posicion Inicial (m)	Posicion final (m)
Fig. 1	0.045	0.0001	50	30	0	57,026.5
Fig. 2	0.045	0.0001	50	30	0	60,510.7
Fig. 3	0.045	0.0001	50	30	0	55,894.9
Fig. 4	0.045	0.0001	50	30	0	70,544.3
Fig. 5	0.045	0.0001	50	30	0	57,772.4
Fig. 6	0.045	0.0001	50	30	0	18,248.0
Fig. 7	0.045	0.0001	50	30	500	71,847.2
Fig. 8	0.045	0.0001	50	30	0	67,583.5
Fig. 9	0.045	0.0001	50	30	0	60,927.0
Fig. 10	0.045	0.0001	50	30	0	40,240.4
Fig. 11	0.045	0.0001	50	30	0	79,055.2
Fig. 12	0.045	0.0001	50	30	0	92,405.4
Fig. 13	0.045	0.0001	50	30	0	38,936.5
Fig. 14	0.045	0.0001	50	30	0	23,174.1
Fig. 15	0.045	0.0001	50	30	0	70,195.5
Fig. 16	0.045	0.0001	50	30	0	69,791.0
Fig. 17	0.045	0.0001	50	30	0	75,992.0
Fig. 18	0.045	0.0001	50	30	0	72,184.5
Fig. 19	0.045	0.0001	50	30	0	79,717.0
Fig. 20	0.045	0.0001	50	30	0	49,243.1
Fig. 21	0.045	0.0001	50	30	0	75,368.3
Fig. 22	0.045	0.0001	50	30	0	75,453.9

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Anexo "A" Movimiento de flujos.

Nombre de Archivo	Coefficiente de Friccion	Viscosidad	Espesor del flujo (m)	Velocidad inicial	Posicion Inicial (m)	Posicion final (m)
Fig. 1	0.08	0.0001	50	25	1,800	21,734.9
Fig. 2	0.08	0.0001	50	25	4,000	26,677.6
Fig. 3	0.08	0.0001	50	25	2,000	24,787.9
Fig. 4	0.08	0.0001	50	25	0	35,061.7
Fig. 5	0.08	0.0001	50	25	0	26,045.6
Fig. 6	0.08	0.0001	50	30	0	3,113.1
Fig. 7	0.08	0.0001	50	25	500	31,623.7
Fig. 8	0.08	0.0001	50	25	0	31,949.1
Fig. 9	0.08	0.0001	50	25	0	28,532.6
Fig. 10	0.08	0.0001	50	25	0	13,678.3
Fig. 11	0.08	0.0001	50	25	0	33,152.8
Fig. 12	0.08	0.0001	50	25	0	43,430.2
Fig. 13	0.08	0.0001	50	25	0	13,315.8
Fig. 14	0.08	0.0001	50	25	0	7,754.7
Fig. 15	0.08	0.0001	50	25	0	31,140.0
Fig. 16	0.08	0.0001	50	25	0	31,292.1
Fig. 17	0.08	0.0001	50	25	0	41,833.9
Fig. 18	0.08	0.0001	50	25	0	32,491.7
Fig. 19	0.08	0.0001	50	25	0	48,245.4
Fig. 20	0.08	0.0001	50	25	12,000	23,135.5
Fig. 21	0.08	0.0001	50	25	0	33,695.0
Fig. 22	0.08	0.0001	50	25	0	33,100.3

COM
 11/11/2011
 10:58 AM

Anexo "A" Movimiento de flujos.

Nombre de Archivo	Coefficiente de Friccion	Viscosidad	Espesor del flujo (m)	Velocidad inicial	Posicion Inicial (m)	Posicion final (m)
Fig. 1	0.12	0.0001	50	25	1,800	13,935.5
Fig. 2	0.12	0.0001	50	25	6,000	18,047.0
Fig. 3	0.12	0.0001	50	25	3,000	15,195.6
Fig. 4	0.12	0.0001	50	25	0	18,538.3
Fig. 5	0.12	0.0001	50	25	0	13,002.3
Fig. 6	0.12	0.0001	50	25	0	3,056.9
Fig. 7	0.12	0.0001	50	25	500	12,200.7
Fig. 8	0.12	0.0001	50	25	0	15,618.7
Fig. 9	0.12	0.0001	50	25	0	16,048.8
Fig. 10	0.12	0.0001	50	25	0	3,462.9
Fig. 11	0.12	0.0001	50	25	0	17,757.4
Fig. 12	0.12	0.0001	50	25	0	23,520.4
Fig. 13	0.12	0.0001	50	25	500	3,411.0
Fig. 14	0.12	0.0001	50	25	0	3,312.2
Fig. 15	0.12	0.0001	50	25	0	15,584.9
Fig. 16	0.12	0.0001	50	25	0	17,023.5
Fig. 17	0.12	0.0001	50	25	0	22,758.8
Fig. 18	0.12	0.0001	50	25	0	18,801.8
Fig. 19	0.12	0.0001	50	25	0	27,902.4
Fig. 20	0.12	0.0001	50	25	12,500	19,191.4
Fig. 21	0.12	0.0001	50	25	0	13,130.8
Fig. 22	0.12	0.0001	50	25	0	11,896.5

TESTE COM
 PALLA DE OXIGEN
 NOO BISTE

Anexo "A" Movimiento de flujos.

Nombre de Archivo	Coficiente de Friccion	Viscosidad	Espesor del flujo (m)	Velocidad inicial	Posicion Inicial (m)	Posicion final (m)
Fig. 1	0.045	0.0001	50	5	2,200	53,694.5
Fig. 2	0.045	0.0001	50	5	4,500	58,705.5
Fig. 3	0.045	0.0001	50	5	1,000	54,914.0
Fig. 4	0.045	0.0001	50	5	0	67,830.8
Fig. 5	0.045	0.0001	50	5	0	56,411.0
Fig. 6	0.045	0.0001	50	5	800	15,416.1
Fig. 7	0.045	0.0001	50	5	500	70,565.7
Fig. 8	0.045	0.0001	50	5	0	67,340.3
Fig. 9	0.045	0.0001	50	5	0	62,658.7
Fig. 10	0.045	0.0001	50	5	0	39,986.0
Fig. 11	0.045	0.0001	50	5	0	78,795.4
Fig. 12	0.045	0.0001	50	5	0	90,196.8
Fig. 13	0.045	0.0001	50	5	500	36,607.0
Fig. 14	0.045	0.0001	50	5	0	22,024.2
Fig. 15	0.045	0.0001	50	5	0	68,259.9
Fig. 16	0.045	0.0001	50	5	0	68,869.1
Fig. 17	0.045	0.0001	50	5	0	75,923.7
Fig. 18	0.045	0.0001	50	5	0	71,427.6
Fig. 19	0.045	0.0001	50	5	0	79,702.0
Fig. 20	0.045	0.0001	50	5	0	48,556.9
Fig. 21	0.045	0.0001	50	5	0	74,539.6
Fig. 22	0.045	0.0001	50	5	0	74,712.4

Anexo "A" Movimiento de flujos.

Nombre de Archivo	Coefficiente de Friccion	Viscosidad	Espesor del flujo (m)	Velocidad inicial	Posicion Inicial (m)	Posicion final (m)
Fig. 1	0.08	0.0001	50	5	2,200	22,463.2
Fig. 2	0.08	0.0001	50	5	6,500	26,265.6
Fig. 3	0.08	0.0001	50	5	4,000	22,389.9
Fig. 4	0.08	0.0001	50	5	0	35,048.4
Fig. 5	0.08	0.0001	50	5	0	24,839.6
Fig. 6	0.08	0.0001	50	5	800	3,003.7
Fig. 7	0.08	0.0001	50	5	500	33,246.7
Fig. 8	0.08	0.0001	50	5	0	30,978.9
Fig. 9	0.08	0.0001	50	5	0	27,831.1
Fig. 10	0.08	0.0001	50	5	1,500	4,245.9
Fig. 11	0.08	0.0001	50	5	0	32,908.7
Fig. 12	0.08	0.0001	50	5	0	42,966.4
Fig. 13	0.08	0.0001	50	5	500	12,100.8
Fig. 14	0.08	0.0001	50	5	0	7,012.0
Fig. 15	0.08	0.0001	50	5	0	31,142.9
Fig. 16	0.08	0.0001	50	5	0	31,336.3
Fig. 17	0.08	0.0001	50	5	0	41,314.4
Fig. 18	0.08	0.0001	50	5	0	32,032.4
Fig. 19	0.08	0.0001	50	5	0	48,049.6
Fig. 20	0.08	0.0001	50	5	12,500	22,681.2
Fig. 21	0.08	0.0001	50	5	0	33,256.4
Fig. 22	0.08	0.0001	50	5	0	33,304.5

TESIS COM
 VALIA VER
 EN

Anexo "A" Movimiento de flujos.

Nombre de Archivo	Coefficiente de Friccion	Viscosidad	Espesor del flujo (m)	Velocidad inicial	Posicion Inicial (m)	Posicion final (m)
Fig. 1	0.12	0.0001	50	5	2,200	13,591.4
Fig. 2	0.12	0.0001	50	5	6,500	18,047.0
Fig. 3	0.12	0.0001	50	5	4,000	14,097.9
Fig. 4	0.12	0.0001	50	5	0	18,045.6
Fig. 5	0.12	0.0001	50	5	0	12,798.8
Fig. 6	0.12	0.0001	50	5	800	1,768.1
Fig. 7	0.12	0.0001	50	5	500	3,517.3
Fig. 8	0.12	0.0001	50	5	0	15,408.9
Fig. 9	0.12	0.0001	50	5	0	14,232.5
Fig. 10	0.12	0.0001	50	5	1,500	2,129.4
Fig. 11	0.12	0.0001	50	5	0	17,420.3
Fig. 12	0.12	0.0001	50	5	0	22,543.1
Fig. 13	0.12	0.0001	50	5	500	2,062.3
Fig. 14	0.12	0.0001	50	5	0	3,084.5
Fig. 15	0.12	0.0001	50	5	1,500	14,864.4
Fig. 16	0.12	0.0001	50	5	0	15,493.3
Fig. 17	0.12	0.0001	50	5	0	22,748.9
Fig. 18	0.12	0.0001	50	5	0	18,693.2
Fig. 19	0.12	0.0001	50	5	0	27,627.9
Fig. 20	0.12	0.0001	50	5	13,000	18,646.6
Fig. 21	0.12	0.0001	50	5	0	12,504.0
Fig. 22	0.12	0.0001	50	5	1,000	11,346.7

Anexo "B"

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Anexo "B" Movimiento de flujos.

Coordenadas en UTM

Nombre del Archivo	V _o	Posicion Incial	Posicion Final	S _o		S _i	
	m/s			X _o	Y _o	X _i	Y _i
Fig 1	30	0.0	57,026.5	699,691.0	2,161,330.0	738,095.4	2,138,282.7
Fig 2	30	0.0	60,510.7	697,718.0	2,161,040.0	741,486.1	2,136,791.3
Fig 3	30	0.0	55,894.9	700,024.0	2,159,700.0	740,505.1	2,136,737.7
Fig 4	30	0.0	70,544.3	695,087.0	2,155,300.0	749,292.8	2,138,157.8
Fig 5	30	0.0	57,772.4	695,337.0	2,150,930.0	740,925.0	2,136,570.0
Fig 6	30	0.0	18,248.0	701,725.0	2,139,570.0	717,781.4	2,142,637.1
Fig 7	30	500.0	71,847.2	683,762.3	2,121,597.2	732,693.8	2,139,270.0
Fig 8	30	0.0	67,583.5	686,114.0	2,122,090.0	733,137.7	2,139,331.9
Fig 9	30	0.0	60,927.0	688,057.0	2,123,710.0	730,918.6	2,140,023.6
Fig 10	30	0.0	40,240.4	694,131.0	2,121,300.0	722,042.1	2,140,072.6
Fig 11	30	0.0	79,055.2	682,855.0	2,108,250.0	741,747.8	2,104,767.4
Fig 12	30	0.0	92,405.4	683,008.0	2,106,680.0	751,664.3	2,107,801.3
Fig 13	30	0.0	38,936.5	693,083.0	2,114,280.0	716,885.3	2,093,073.3
Fig 14	30	0.0	23,174.1	699,929.0	2,110,780.0	713,432.0	2,099,540.9
Fig 15	30	0.0	70,195.5	687,226.0	2,108,750.0	741,493.1	2,082,353.5
Fig 16	30	0.0	69,791.0	686,699.0	2,105,630.0	734,735.4	2,074,161.4
Fig 17	30	0.0	75,992.0	683,757.0	2,103,420.0	738,690.0	2,073,400.0
Fig 18	30	0.0	72,184.5	685,058.0	2,100,680.0	737,398.3	2,073,573.1
Fig 19	30	0.0	79,717.0	681,660.0	2,103,540.0	738,641.0	2,073,415.8
Fig 20	30	0.0	49,243.1	685,004.0	2,096,370.0	717,426.4	2,079,868.1
Fig 21	30	0.0	75,368.3	682,674.0	2,100,110.0	728,166.9	2,075,850.1
Fig 22	30	0.0	75,453.9	679,758.0	2,100,430.0	726,746.6	2,075,500.8

Nombre del Archivo	V _o			S _o		S _i	
	m/s	Posicion Inicial	Posicion Final	X _o	Y _o	X _i	Y _i
Fig 1	25	1,800.0	21,734.9	701,448.8	2,161,043.5	715,183.0	2,153,940.0
Fig 2	25	4,000.0	26,677.6	701,182.5	2,159,749.5	718,935.4	2,150,246.2
Fig 3	25	2,000.0	24,787.9	701,360.1	2,158,281.4	717,959.0	2,146,006.6
Fig 4	25	0.0	35,061.7	695,087.0	2,155,300.0	723,994.9	2,144,334.0
Fig 5	25	0.0	26,045.6	695,337.0	2,150,930.0	717,775.1	2,144,528.2
Fig 6	25	0.0	3,113.1	701,725.0	2,139,570.0	704,433.0	2,138,730.0
Fig 7	25	500.0	31,623.7	683,762.3	2,121,597.2	703,579.2	2,135,845.0
Fig 8	25	0.0	31,949.1	686,114.0	2,122,090.0	707,839.8	2,136,814.4
Fig 9	25	0.0	28,532.6	688,057.0	2,123,710.0	707,839.8	2,136,814.4
Fig 10	25	0.0	13,678.3	694,131.0	2,121,300.0	705,334.0	2,124,870.0
Fig 11	25	0.0	33,152.8	682,855.0	2,108,250.0	707,041.0	2,112,328.2
Fig 12	25	0.0	43,430.2	683,008.0	2,106,680.0	715,097.0	2,107,055.6
Fig 13	25	0.0	13,315.8	693,083.0	2,114,280.0	703,807.9	2,111,716.4
Fig 14	25	0.0	7,754.7	699,929.0	2,110,780.0	705,782.2	2,110,970.6
Fig 15	25	0.0	31,140.0	687,226.0	2,108,750.0	712,594.0	2,100,300.0
Fig 16	25	0.0	31,292.1	686,699.0	2,105,630.0	708,122.2	2,094,285.1
Fig 17	25	0.0	41,833.9	683,757.0	2,103,420.0	711,567.9	2,087,311.5
Fig 18	25	0.0	32,491.7	685,058.0	2,100,680.0	704,334.0	2,084,340.0
Fig 19	25	0.0	48,245.4	681,660.0	2,103,540.0	712,278.1	2,082,040.9
Fig 20	25	12,000.0	23,135.5	689,763.2	2,086,175.4	697,987.0	2,082,855.1
Fig 21	25	0.0	33,695.0	682,674.0	2,100,110.0	695,609.5	2,083,099.3
Fig 22	25	0.0	33,100.3	679,758.0	2,100,430.0	693,710.1	2,082,819.6

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Anexo "B" Movimiento de flujos.

Coordenadas en UTM

Nombre del Archivo	V _o m/s	Posicion Inicial	Posicion Final	S _o		S _i	
				X _o	Y _o	X _i	Y _i
Fig 1	25	1,800.0	13,935.5	701,448.8	2,161,043.5	712,145.0	2,159,480.0
Fig 2	25	6,000.0	18,047.0	702,869.0	2,158,723.8	712,988.2	2,155,058.4
Fig 3	25	3,000.0	15,195.6	702,261.0	2,158,020.0	711,745.5	2,152,224.2
Fig 4	25	0.0	18,538.3	695,087.0	2,155,300.0	710,325.2	2,147,256.6
Fig 5	25	0.0	13,002.3	695,337.0	2,150,930.0	705,885.0	2,145,060.0
Fig 6	25	0.0	3,056.9	701,725.0	2,139,570.0	704,378.0	2,138,708.1
Fig 7	25	500.0	12,200.7	683,762.3	2,121,597.2	689,731.9	2,130,397.9
Fig 8	25	0.0	15,618.7	686,114.0	2,122,090.0	695,679.1	2,131,103.6
Fig 9	25	0.0	16,048.8	688,057.0	2,123,710.0	698,077.5	2,133,249.1
Fig 10	25	0.0	3,462.9	694,131.0	2,121,300.0	697,381.9	2,122,063.3
Fig 11	25	0.0	17,757.4	682,855.0	2,108,250.0	694,436.4	2,118,289.1
Fig 12	25	0.0	23,520.4	683,008.0	2,106,680.0	700,688.5	2,115,817.8
Fig 13	25	500.0	3,411.0	693,568.0	2,114,190.0	696,123.0	2,113,010.0
Fig 14	25	0.0	3,312.2	699,929.0	2,110,780.0	701,965.0	2,109,540.0
Fig 15	25	0.0	15,584.9	687,226.0	2,108,750.0	701,093.8	2,107,301.8
Fig 16	25	0.0	17,023.5	686,699.0	2,105,630.0	700,178.2	2,100,437.3
Fig 17	25	0.0	22,758.8	683,757.0	2,103,420.0	703,088.7	2,098,945.9
Fig 18	25	0.0	18,801.8	685,058.0	2,100,680.0	696,703.1	2,089,904.0
Fig 19	25	0.0	27,902.4	681,660.0	2,103,540.0	697,731.1	2,087,387.2
Fig 20	25	12,500.0	19,191.4	689,810.0	2,085,616.1	694,614.0	2,083,353.5
Fig 21	25	0.0	13,130.8	682,674.0	2,100,110.0	683,747.6	2,088,319.3
Fig 22	25	0.0	11,896.5	679,758.0	2,100,430.0	685,205.0	2,090,704.7

FIVE
 FIGS CON

Anexo "B" Movimiento de flujos.

Coordenadas en UTM

Nombre del Archivo	V _o			S _o		S _r	
		m/s	Posicion Inicial	Posicion Final	X _o	Y _o	X _r
Fig 1	5	2,200.0	53,694.5	701,803.9	2,160,946.0	735,268.0	2,138,485.7
Fig 2	5	4,500.0	58,705.5	701,616.0	2,159,490.0	739,972.5	2,137,078.3
Fig 3	5	1,000.0	54,914.0	700,605.6	2,158,976.5	739,758.0	2,137,190.0
Fig 4	5	0.0	67,830.8	695,087.0	2,155,300.0	747,251.2	2,137,261.5
Fig 5	5	0.0	56,411.0	695,337.0	2,150,930.0	739,758.0	2,137,190.0
Fig 6	5	800.0	15,416.1	702,319.0	2,139,030.0	715,296.0	2,141,970.8
Fig 7	5	500.0	70,565.7	683,762.3	2,121,597.2	731,404.9	2,139,308.1
Fig 8	5	0.0	57,340.3	686,114.0	2,122,090.0	726,036.5	2,142,970.2
Fig 9	5	0.0	62,658.7	688,057.0	2,123,710.0	731,628.7	2,139,252.6
Fig 10	5	0.0	39,986.0	694,131.0	2,121,300.0	721,775.8	2,140,161.7
Fig 11	5	0.0	78,795.4	682,855.0	2,108,250.0	741,481.5	2,104,656.5
Fig 12	5	0.0	90,196.8	683,008.0	2,106,680.0	750,624.2	2,107,594.4
Fig 13	5	500.0	36,607.0	693,568.0	2,114,190.0	715,443.0	2,094,910.0
Fig 14	5	0.0	22,024.2	699,929.0	2,110,780.0	712,544.4	2,100,315.0
Fig 15	5	0.0	68,259.9	687,226.0	2,108,750.0	739,972.5	2,083,231.8
Fig 16	5	0.0	68,869.1	686,699.0	2,105,630.0	733,835.0	2,074,320.0
Fig 17	5	0.0	75,923.7	683,757.0	2,103,420.0	738,690.0	2,073,400.0
Fig 18	5	0.0	71,427.6	685,058.0	2,100,680.0	736,688.2	2,073,830.8
Fig 19	5	0.0	79,702.0	681,660.0	2,103,540.0	738,641.0	2,073,415.8
Fig 20	5	0.0	48,556.9	685,004.0	2,096,370.0	716,805.0	2,080,043.7
Fig 21	5	0.0	74,539.6	682,674.0	2,100,110.0	727,368.0	2,075,951.2
Fig 22	5	0.0	74,712.4	679,758.0	2,100,430.0	726,214.0	2,075,075.0

TESIS COM
 EVALUACION

Anexo "B" Movimiento de flujos.

Coordenadas en UTM

Nombre del Archivo	V _o m/s	Posicion Inicial	Posicion Final	S _o		S _r	
				X _o	Y _o	X _r	Y _r
Fig 1	5	2,200.0	22,463.2	701,803.9	2,160,946.0	715,292.0	2,153,250.0
Fig 2	5	6,500.0	26,265.6	703,386.2	2,158,790.1	718,507.3	2,150,493.9
Fig 3	5	4,000.0	22,389.9	702,869.0	2,157,389.8	716,301.9	2,147,511.0
Fig 4	5	0.0	35,048.4	695,087.0	2,155,300.0	723,994.9	2,144,334.0
Fig 5	5	0.0	24,839.6	695,337.0	2,150,930.0	716,741.0	2,145,190.0
Fig 6	5	800.0	3,003.7	702,319.0	2,139,030.0	704,378.0	2,138,708.1
Fig 7	5	500.0	33,246.7	683,762.3	2,121,597.2	704,858.0	2,136,780.0
Fig 8	5	0.0	30,978.9	686,114.0	2,122,090.0	706,952.2	2,137,008.0
Fig 9	5	0.0	27,831.1	688,057.0	2,123,710.0	707,129.7	2,136,964.3
Fig 10	5	1,500.0	4,245.9	695,501.6	2,121,727.9	698,164.5	2,122,000.0
Fig 11	5	0.0	32,908.7	682,855.0	2,108,250.0	706,863.4	2,112,538.1
Fig 12	5	0.0	42,966.4	683,008.0	2,106,680.0	714,585.9	2,107,003.6
Fig 13	5	500.0	12,100.8	693,568.0	2,114,190.0	703,307.0	2,112,660.0
Fig 14	5	0.0	7,012.0	699,929.0	2,110,780.0	705,176.9	2,110,921.5
Fig 15	5	0.0	31,142.9	687,226.0	2,108,750.0	712,594.0	2,100,300.0
Fig 16	5	0.0	31,336.3	686,699.0	2,105,630.0	708,122.2	2,094,285.1
Fig 17	5	0.0	41,314.4	683,757.0	2,103,420.0	711,212.9	2,087,758.5
Fig 18	5	0.0	32,032.4	685,058.0	2,100,680.0	703,934.2	2,084,577.3
Fig 19	5	0.0	48,049.6	681,660.0	2,103,540.0	712,189.3	2,082,171.4
Fig 20	5	12,500.0	22,681.2	689,810.0	2,085,616.1	697,580.0	2,083,030.0
Fig 21	5	0.0	33,256.4	682,674.0	2,100,110.0	695,251.4	2,083,006.0
Fig 22	5	0.0	33,304.5	679,758.0	2,100,430.0	693,815.1	2,082,934.4

TESIS CON
 FALTA DE ORIGEN

Anexo "B" Movimiento de flujos.

Coordenadas en UTM

Nombre del Archivo	V _o m/s	Posicion Incial	Posicion Final	S _o		S _i	
				X _o	Y _o	X _i	Y _i
Fig 1	5	2,200.0	13,591.4	701,803.9	2,160,946.0	711,923.0	2,159,769.0
Fig 2	5	6,500.0	18,047.0	703,386.2	2,158,790.1	712,988.2	2,155,058.4
Fig 3	5	4,000.0	14,097.9	702,869.0	2,157,389.8	710,946.6	2,151,872.9
Fig 4	5	0.0	18,045.6	695,087.0	2,155,300.0	709,970.2	2,147,667.0
Fig 5	5	0.0	12,798.8	695,337.0	2,150,930.0	705,673.0	2,145,087.4
Fig 6	5	800.0	1,768.1	702,319.0	2,139,030.0	703,135.3	2,138,631.6
Fig 7	5	500.0	3,517.3	683,762.3	2,121,597.2	684,023.6	2,124,486.9
Fig 8	5	0.0	15,408.9	686,114.0	2,122,090.0	695,501.0	2,131,060.0
Fig 9	5	0.0	14,232.5	688,057.0	2,123,710.0	696,674.4	2,132,503.4
Fig 10	5	1,500.0	2,129.4	695,501.6	2,121,727.9	696,123.0	2,121,798.5
Fig 11	5	0.0	17,420.3	682,855.0	2,108,250.0	694,100.0	2,118,370.0
Fig 12	5	0.0	22,543.1	683,008.0	2,106,680.0	699,762.3	2,115,848.4
Fig 13	5	500.0	2,062.3	693,568.0	2,114,190.0	694,969.0	2,113,529.7
Fig 14	5	0.0	3,084.5	699,929.0	2,110,780.0	701,803.9	2,109,448.1
Fig 15	5	1,500.0	14,864.4	688,134.2	2,109,531.8	700,383.6	2,107,591.3
Fig 16	5	0.0	15,493.3	686,699.0	2,105,630.0	698,785.9	2,100,203.5
Fig 17	5	0.0	22,748.9	683,757.0	2,103,420.0	703,088.7	2,098,945.9
Fig 18	5	0.0	18,693.2	685,058.0	2,100,680.0	696,678.9	2,089,997.2
Fig 19	5	0.0	27,627.9	681,660.0	2,103,540.0	697,632.0	2,087,608.2
Fig 20	5	13,000.0	18,646.6	690,119.3	2,085,243.2	694,113.0	2,083,220.0
Fig 21	5	0.0	12,504.0	682,674.0	2,100,110.0	683,962.3	2,088,859.1
Fig 22	5	1,000.0	11,346.7	680,282.8	2,099,598.4	685,168.7	2,091,209.0

Anexo "C"

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Flujos Piroclásticos. Anexo "C"

Nombre	Espesor (m)	V ₀ (m/s)	Posicion final (m)	Posicion final (m)	Posicion final (m)
sec0	30	30	31,465.3	21,186.8	11,334.8
sec10	30	30	31,830.9	25,505.9	13,237.5
sec20	30	30	39,622.6	19,302.5	12,519.5
sec30	30	30	36,896.2	23,117.3	10,588.0
sec40	30	30	36,783.7	22,093.3	9,475.2
sec50	30	30	26,188.8	19,334.5	12,591.1
sec60	30	30	30,872.8	17,394.9	11,007.1
sec70	30	30	18,548.6	13,639.0	10,948.8
sec80	30	30	16,128.7	13,246.8	10,003.7
sec90	30	30	16,232.6	11,669.7	8,203.5
sec100	30	30	16,442.7	12,672.5	7,094.5
sec110	30	30	32,671.4	17,885.8	7,494.1
sec120	30	30	29,099.2	20,531.6	10,377.7
sec130	30	30	26,553.1	21,336.5	8,601.6
sec140	30	30	22,084.5	19,676.3	10,422.0
sec150	30	30	29,794.6	18,970.4	10,680.8
sec160	30	30	26,300.6	18,891.2	10,808.7
sec170	30	30	26,317.9	18,758.2	10,636.6
sec180	30	30	27,141.1	19,321.9	10,924.9
sec190	30	30	26,591.6	19,507.1	11,127.9
sec200	30	30	27,269.9	19,908.4	11,531.8
sec210	30	30	28,870.2	20,036.7	12,247.1
sec220	30	30	28,219.4	20,940.1	6,258.6
sec230	30	30	27,955.3	21,149.4	6,080.9
sec240	30	30	29,555.8	21,102.3	6,483.5
sec250	30	30	24,977.5	19,514.6	11,221.7
sec260	30	30	28,008.2	19,413.4	10,887.4
sec270	30	30	25,821.8	25,048.4	11,116.8
sec280	30	30	31,867.3	25,589.3	11,937.4
sec290	30	30	28,437.9	19,880.4	11,345.4
sec300	30	30	28,004.6	15,050.9	11,910.0
sec310	30	30	36,896.2	23,117.3	10,588.0
sec320	30	30	36,169.7	25,436.3	13,961.2
sec330	30	30	39,624.6	27,234.3	12,701.0
sec340	30	30	39,248.2	27,873.4	13,726.2
sec350	30	30	32,323.5	18,985.5	12,842.3

Parametros del flujo		
	Friccion	Viscosidad
Caso I	0.01	0.01
Caso II	0.05	0.01
Caso III	0.15	0.01

Nombre	V ₀	Friccion	Viscosidad	Espesor	Posicion final
sec15	30	0.01	0.01	30	30381.49
sec25	30	0.01	0.01	30	35486.927
sec35	30	0.01	0.01	30	25590.235
sec45	30	0.01	0.01	30	26866.191
sec55	30	0.01	0.01	30	24207.836
sec65	30	0.01	0.01	30	17415.11
sec75	30	0.01	0.01	30	16901.576

Flujos piroclásticos Anexo "C".

Datos en coordenadas UTM

Nombre de la Sección	General		Caso I		Caso II		Caso III	
	S ₀		S _I		S _{II}		S _{III}	
	X ₀	Y ₀	X _I	Y _I	X _{II}	Y _{II}	X _{III}	Y _{III}
sec0	682,247.30	2,104,970.40	713,698.2815	2,104,970.4000	703,401.6268	2,104,970.4000	693,548.7934	2,104,970.4000
sec10	682,247.30	2,104,970.40	713,609.5173	2,110,500.4167	707,396.0187	2,109,404.8070	695,324.0787	2,107,276.1938
sec20	682,247.30	2,104,970.40	719,477.4948	2,118,521.0746	700,383.6418	2,111,571.4846	693,992.6147	2,109,245.3424
sec30	682,247.30	2,104,970.40	714,230.8671	2,123,436.1212	702,247.6914	2,116,517.6314	691,418.4511	2,110,265.3666
sec40	682,247.30	2,104,970.40	710,414.0037	2,128,605.0700	699,173.9935	2,119,173.5818	689,509.1893	2,111,063.8484
sec50	682,247.30	2,104,970.40	699,092.8513	2,125,046.1474	694,634.4856	2,119,732.8738	690,353.2799	2,114,630.7312
sec60	682,247.30	2,104,970.40	697,659.1101	2,131,664.4357	690,931.8727	2,120,012.5198	687,756.6167	2,114,512.8155
sec70	682,247.30	2,104,970.40	688,604.3022	2,122,436.1183	686,907.9218	2,117,775.3519	685,991.8764	2,115,258.5381
sec80	682,247.30	2,104,970.40	685,047.5587	2,120,851.4577	684,554.4675	2,118,054.9979	683,979.1943	2,114,792.4615
sec90	682,247.30	2,104,970.40	682,247.3000	2,121,224.3190	682,247.3000	2,115,631.3994	682,247.3000	2,113,207.8009
sec100	682,247.30	2,104,970.40	679,397.7342	2,121,131.1037	680,055.1888	2,117,402.4906	681,008.4979	2,111,996.0017
sec110	682,247.30	2,104,970.40	671,072.5759	2,135,672.6947	676,127.7902	2,121,783.6110	679,690.1895	2,111,996.0017
sec120	682,247.30	2,104,970.40	667,696.5763	2,130,172.9904	671,979.0771	2,122,755.4822	677,060.8907	2,113,953.5235
sec130	682,247.30	2,104,970.40	665,167.0986	2,125,325.7934	668,530.4269	2,121,317.5344	676,743.2055	2,111,529.9250
sec140	682,247.30	2,104,970.40	665,321.7572	2,119,172.6153	667,185.8067	2,117,608.4922	674,286.9479	2,111,649.9278
sec150	682,247.30	2,104,970.40	656,445.3307	2,119,867.1753	665,854.3428	2,114,434.8792	672,984.7681	2,110,318.1258
sec160	682,247.30	2,104,970.40	657,510.5019	2,113,973.8538	664,481.2513	2,111,436.7097	672,067.8413	2,108,675.4181
sec170	682,247.30	2,104,970.40	656,356.5664	2,109,535.6445	663,812.7647	2,108,220.9128	671,801.5485	2,106,812.2717
sec180	682,247.30	2,104,970.40	655,113.8667	2,104,970.4000	662,925.1220	2,104,970.4000	671,357.7272	2,104,970.4000
sec190	682,247.30	2,104,970.40	656,090.2736	2,100,358.2008	663,013.8863	2,101,579.0231	671,268.9629	2,103,034.6189
sec200	682,247.30	2,104,970.40	656,622.8592	2,095,643.8709	663,546.4719	2,098,163.8586	671,357.7272	2,101,006.9216
sec210	682,247.30	2,104,970.40	657,244.2091	2,090,534.8574	664,877.9359	2,094,942.1920	671,624.0200	2,098,837.0459
sec220	682,247.30	2,104,970.40	660,625.8647	2,086,827.8634	666,209.3998	2,091,513.0052	677,482.4615	2,100,972.2262
sec230	682,247.30	2,104,970.40	664,286.3129	2,083,565.3270	668,666.4614	2,088,785.3853	678,365.3618	2,100,344.0858
sec240	682,247.30	2,104,970.40	667,467.2687	2,079,370.6372	672,203.2438	2,087,573.5860	678,991.4540	2,099,331.1098
sec250	682,247.30	2,104,970.40	673,710.0812	2,081,514.5898	675,576.0999	2,086,641.4327	678,392.0917	2,094,378.3049
sec260	682,247.30	2,104,970.40	677,388.2111	2,077,413.1154	678,883.9202	2,085,895.7101	680,363.1930	2,094,285.0896
sec270	682,247.30	2,104,970.40	682,247.3000	2,079,090.9913	682,247.3000	2,079,929.9292	682,247.3000	2,093,819.0129
sec280	682,247.30	2,104,970.40	687,780.2838	2,073,591.2870	686,695.4830	2,079,743.4985	684,317.3099	2,093,230.7897
sec290	682,247.30	2,104,970.40	691,591.2309	2,078,065.6227	688,774.7501	2,086,175.3561	685,958.2693	2,094,285.0896
sec300	682,247.30	2,104,970.40	696,273.8807	2,080,675.6518	689,761.9149	2,091,954.7064	688,201.1959	2,094,657.9509
sec310	682,247.30	2,104,970.40	705,975.7905	2,076,691.8845	697,099.3640	2,087,270.3983	689,023.2652	2,096,895.1187
sec320	682,247.30	2,104,970.40	709,970.1824	2,081,708.1404	701,758.0295	2,088,598.9546	692,927.4436	2,096,008.6958
sec330	682,247.30	2,104,970.40	716,538.7380	2,085,172.2289	705,798.2620	2,091,373.2457	693,282.5006	2,098,599.2239
sec340	682,247.30	2,104,970.40	719,112.9017	2,091,552.4264	708,461.1899	2,095,429.3301	695,146.5502	2,100,275.4597
sec350	682,247.30	2,104,970.40	714,053.3386	2,099,362.1255	700,916.2274	2,101,678.5575	694,880.2574	2,102,742.8641

TESIS CON
 FALTA DE
 PAGINAS

Flujos Piroclásticos. Anexo "C". Comparación del mapa de peligros del volcán Pico de Orizaba del presente trabajo, con el mapa de peligros de Sheridan y colaboradores, (2002)

Modelo			Mapa de peligros de Sheridan <i>et al.</i>			Diferencia en metros	Porcentaje de diferencia	Diferencia en metros	Porcentaje de diferencia	Diferencia en metros	Porcentaje de diferencia
Posicion final (m)	Posicion final (m)	Posicion final (m)	Posicion final (m)	Posicion final (m)	Posicion final (m)	caso I		caso II		caso III	
31,465.3	21,186.8	11,334.8	31,787.6	21,399.4	11,309.2	322.3	1.02%	212.6	1.00%	25.6	0.23%
31,830.9	25,505.9	13,237.5	32,336.9	22,484.1	12,096.9	506.0	1.59%	3,021.8	11.85%	1,140.6	8.62%
39,622.6	19,302.5	12,519.5	31,499.6	19,766.3	12,495.1	8,123.0	20.50%	463.8	2.40%	24.4	0.19%
36,896.2	23,117.3	10,588.0	27,510.7	20,475.0	10,117.0	9,385.5	25.44%	2,642.3	11.43%	471.0	4.45%
36,783.7	22,093.3	9,475.2	30,712.9	20,653.1	9,339.9	6,070.8	16.50%	1,440.2	6.52%	135.3	1.43%
26,188.8	19,334.5	12,591.1	25,640.5	19,611.1	10,315.6	548.3	2.09%	276.6	1.43%	2,275.5	18.07%
30,872.8	17,394.9	11,007.1	24,724.2	17,115.9	10,564.3	6,148.6	19.92%	279.0	1.60%	442.7	4.02%
18,548.6	13,639.0	10,948.8	18,596.8	15,932.0	10,750.3	48.2	0.26%	2,293.0	16.81%	198.5	1.81%
16,128.7	13,246.8	10,003.7	15,744.2	12,892.3	8,891.0	384.5	2.38%	354.5	2.68%	1,112.7	11.12%
16,232.6	11,669.7	8,203.5	13,987.7	10,953.9	7,540.8	2,244.9	13.83%	715.8	6.13%	662.6	8.08%
16,442.7	12,672.5	7,094.5	13,581.9	10,569.1	7,422.9	2,860.8	17.40%	2,103.4	16.60%	328.4	4.63%
32,671.4	17,885.8	7,494.1	20,605.6	12,926.9	8,080.9	12,065.8	36.93%	4,958.9	27.73%	586.7	7.83%
29,099.2	20,531.6	10,377.7	22,850.8	15,341.7	8,469.2	6,248.4	21.47%	5,189.9	25.28%	1,908.5	18.39%
26,553.1	21,336.5	8,601.6	23,222.8	15,677.6	8,685.6	3,330.3	12.54%	5,658.9	26.52%	84.0	0.98%
22,084.5	19,676.3	10,422.0	23,166.0	16,593.5	9,959.5	1,081.5	4.90%	3,082.8	15.67%	462.4	4.44%
29,794.6	18,970.4	10,680.8	22,603.8	16,448.3	10,163.8	7,190.8	24.13%	2,522.1	13.29%	516.9	4.84%
26,300.6	18,891.2	10,808.7	22,433.5	16,388.6	10,176.0	3,867.1	14.70%	2,502.6	13.25%	632.7	5.85%
26,317.9	18,758.2	10,636.6	22,643.2	16,111.1	10,231.1	3,674.1	13.96%	2,647.1	14.11%	405.5	3.81%
27,141.1	19,321.9	10,924.9	22,970.5	16,293.3	10,225.7	4,170.6	15.37%	3,028.6	15.67%	699.2	6.40%
26,591.6	19,507.1	11,127.9	23,327.6	16,155.0	9,835.5	3,264.0	12.27%	3,352.1	17.18%	1,292.5	11.61%
27,269.9	19,908.4	11,531.8	22,580.2	15,988.1	8,765.5	4,689.7	17.20%	3,920.3	19.69%	2,766.3	23.99%
28,870.2	20,036.7	12,247.1	23,331.2	15,781.5	6,568.6	5,539.0	19.19%	4,255.2	21.24%	5,678.6	46.37%
28,219.4	20,940.1	6,258.6	23,598.6	16,492.3	5,898.0	4,620.8	16.37%	4,447.8	21.24%	360.5	5.76%
27,955.3	21,149.4	6,080.9	23,886.5	16,665.6	5,739.2	4,068.8	14.55%	4,483.8	21.20%	341.7	5.62%
29,555.8	21,102.3	6,483.5	23,515.0	16,279.9	6,426.7	6,040.8	20.44%	4,822.4	22.85%	56.8	0.88%
24,977.5	19,514.6	11,221.7	23,484.9	16,289.7	8,774.1	1,492.6	5.98%	3,224.9	16.53%	2,447.6	21.81%
28,008.2	19,413.4	10,887.4	24,775.4	15,761.3	9,602.4	3,232.8	11.54%	3,652.1	18.81%	1,285.0	11.80%
25,821.8	25,048.4	11,116.8	26,901.3	20,142.9	10,134.0	1,079.5	4.18%	4,905.5	19.58%	982.8	8.84%
31,867.3	25,589.3	11,937.4	31,324.2	16,456.5	10,685.3	543.1	1.70%	9,132.8	35.69%	1,252.2	10.49%
28,437.9	19,880.4	11,345.4	28,971.7	17,800.2	10,823.0	533.8	1.88%	2,080.2	10.46%	522.4	4.60%
28,004.6	15,050.9	11,910.0	28,457.6	16,929.6	11,643.2	453.0	1.62%	1,878.7	12.48%	266.8	2.24%
36,896.2	23,117.3	10,588.0	32,394.5	22,325.8	12,529.7	4,501.7	12.20%	791.5	3.42%	1,941.8	18.34%
36,169.7	25,436.3	13,961.2	35,194.6	23,399.0	13,497.1	975.1	2.70%	2,037.3	8.01%	464.0	3.32%
39,624.6	27,234.3	12,701.0	35,572.5	23,786.5	12,765.6	4,052.1	10.23%	3,447.8	12.66%	64.6	0.51%
39,248.2	27,873.4	13,726.2	34,519.6	23,855.6	13,819.6	4,728.6	12.05%	4,017.8	14.41%	93.4	0.68%
32,323.5	18,985.5	12,842.3	33,046.9	20,421.5	13,648.3	723.4	2.24%	1,436.0	7.56%	806.0	6.28%

TESIS CON
 FALTA DE ORIZABA