

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO



Centro de Geociencias, Campus Juriquilla

Posgrado en Ciencias de la Tierra



Edad y caracterización sedimentológica de los depósitos recientes de avalancha y flujo de escombros del volcán Cofre de Perote, Veracruz, México

TESIS

Que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra (Vulcanología)

Presenta:

José Luis Rodríguez Vargas

Director de Tesis:

Dr. Gerardo Carrasco Núñez

2010



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.

Agradecimientos

A mi tutor Dr. Gerardo Carrasco Núñez por todas sus enseñanzas, consejos y por guiarme durante mis estudios de posgrado. También le agradezco que nunca dejó de apoyarme ni de creer en mi.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico otorgado durante mi estancia en el Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM y por el financiamiento durante la realización de esta tesis con el proyecto 44549-F “Análisis de la estabilidad del volcán Cofre de Perote: implicaciones de riesgo de colapso sectorial de volcanes inactivos”.

A los revisores: Dr. Sergio Rodríguez Elizarrás, Dr. Gerardo Carrasco Núñez, Dra. Lucía Capra, Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy y Dr. Ricardo Saucedo Girón por sus valiosos comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar este trabajo. Asimismo, extendo mi agradecimiento al Dr. Gerardo Aguirre y al Dr. Luca Ferrari por sus valiosos comentarios durante los exámenes anuales.

A todo el personal administrativo y de la Biblioteca del Centro de Geociencias (Sol y Tere), por su disponibilidad y ayuda otorgada. También agradezco a todos los profesores que me dieron clases en el posgrado, los cuales contribuyeron enormemente en mi formación académica.

Un especial agradecimiento a Marta Pereda, por su orientación, explicaciones y realización de trámites, siempre paciente y amable. Sin su ayuda, difícilmente este trabajo se habría concluido.

A las personas que me ayudaron durante el trabajo de campo: Dr. Lee Siebert, Dr. Rodolfo Díaz, M.C. Isaac Gutiérrez, M.C. Héctor Lamadrid, gracias por sus explicaciones, comentarios y discusiones.

A las personas que me ayudaron en el trabajo de laboratorio: Sr. Bartolo Rodríguez quien realizó el tamizado de las muestras y a la M. en C. Carolina Muñoz quien efectuó los análisis granulométricos de las porciones finas.

A Lucy por todo su amor, por apoyarme en todo momento y por su comprensión durante la escritura de este trabajo.

A mi familia, Ma. Auxilio Vargas, José Guadalupe Rodríguez, Rosario y Karina Rodríguez Vargas por la motivación que siempre me brindan y por apoyarme incondicionalmente.

Al Ing. Jorge Islas por las facilidades otorgadas para terminar con la escritura de esta tesis.

A mis amigos Iván, Blanca, Isidro, Héctor, Isaac, Montserrat, Fernando y Lupillo por tantos buenos momentos que vivimos juntos de ocio y de trabajo. También a mis amigos y compañeros del Centro de Geociencias.

ÍNDICE

<u>LISTA DE FIGURAS</u>	III
<u>LISTA DE TABLAS</u>	IX
<u>RESUMEN</u>	X
<u>ABSTRACT</u>	XII
<u>I INTRODUCCIÓN</u>	1
<u>I.1. LOCALIZACIÓN</u>	<u>2</u>
<u>I.2. ANTECEDENTES</u>	<u>3</u>
<u>I.3. OBJETIVOS</u>	<u>6</u>
<u>I.4. TERMINOLOGÍA</u>	<u>6</u>
<u>II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</u>	10
<u>II.1. FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA</u>	<u>11</u>
<u>II.2. SECTOR ORIENTAL DE LA FVTM</u>	<u>13</u>
<u>II.3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN COFRE DE PEROTE</u>	<u>15</u>
<u>II.3.1. BASAMENTO</u>	<u>16</u>
<u>II.3.2. EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN COFRE DE PEROTE</u>	<u>17</u>
<u>II.3.3. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DEL CP</u>	<u>19</u>
<u>III. DEPÓSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS Y COLAPSO DE VOLCANES</u>	21
<u>III.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y RASGOS DISTINTIVOS</u>	<u>21</u>
<u>III.1.1. ÁREA FUENTE</u>	<u>22</u>
<u>III.1.2. MORFOLOGÍA</u>	<u>23</u>
<u>III.1.3. ESTRUCTURA Y TEXTURA</u>	<u>26</u>
<u>III.1.4. GRANULOMETRÍA</u>	<u>28</u>
<u>III.1.5. TRANSPORTE Y EMPLAZAMIENTO</u>	<u>29</u>
<u>III.1.6. MOVILIDAD</u>	<u>30</u>
<u>III.2. TIPOS DE DEPÓSITOS Y ORIGEN</u>	<u>32</u>

<u>III.3. FACTORES QUE CONTROLAN LA INESTABILIDAD DE UN EDIFICIO VOLCÁNICO</u>	<u>32</u>
<u>III.4. MECANISMOS DE DISPARO</u>	<u>34</u>
<u>IV. DEPÓSITOS DE AVALANCHA DEL VOLCÁN COFRE DE PEROTE</u>	<u>36</u>
<u>IV.1. ÁREA FUENTE</u>	<u>36</u>
<u>IV.2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS DEPÓSITOS</u>	<u>41</u>
<u>IV.2.1. FLUJO DE ESCOMBROS LOS PESCADOS</u>	<u>41</u>
<u>IV.2.2. AVALANCHA XICO</u>	<u>43</u>
<u>IV.3. GEOMETRÍA Y VOLUMEN DE LOS DEPÓSITOS</u>	<u>47</u>
<u>IV.3.1. FLUJO DE ESCOMBROS LOS PESCADOS</u>	<u>47</u>
<u>IV.3.2. AVALANCHA XICO</u>	<u>48</u>
<u>IV.4. EDAD Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA</u>	<u>52</u>
<u>IV.5. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE LOS DEPÓSITOS</u>	<u>58</u>
<u>IV.5.1. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS ÓPTICOS</u>	<u>58</u>
<u>IV.5.2. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS POR TAMIZADO</u>	<u>60</u>
<u>IV.5.3. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS POR MEDIO DEL FOTOSEDIMENTÓGRAFO</u>	<u>60</u>
<u>IV.5.4. INTEGRACIÓN DE DATOS</u>	<u>60</u>
<u>IV.5.5. GRANULOMETRÍA</u>	<u>61</u>
<u>IV.6. MOVILIDAD</u>	<u>79</u>
<u>IV.7. MINERALES ARCILLOSOS EN LOS DEPÓSITOS</u>	<u>80</u>
<u>V. DISCUSIÓN</u>	<u>84</u>
<u>V.1. TIPOS DE DEPÓSITOS</u>	<u>84</u>
<u>V.2. CONDICIONES DE INESTABILIDAD DEL COFRE DE PEROTE</u>	<u>85</u>
<u>V.3. MECANISMOS DISPARADORES DE LOS COLAPSOS</u>	<u>89</u>
<u>V.4. EDAD E IMPLICACIONES DE PELIGRO VOLCÁNICO EN EL CP</u>	<u>91</u>
<u>VI. CONCLUSIONES</u>	<u>92</u>
<u>REFERENCIAS</u>	<u>94</u>

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localización del volcán Cofre de Perote, usando un modelo de elevación digital, generado a partir de los valores topográficos de INEGI. En amarillo se muestran los principales poblados, en rojo, las principales vías de acceso, y en azul, el río Los Pescados.

Figura 1.2. Fotografía tomada desde el SE, que muestra las estructuras conocidas como “Pico de Mitancingo” y “Cofre”. Igualmente, se muestra la zona de escarpes de la cima del CP.

Figura 2.1. Distribución de la FVTM y los sectores que la integran, de acuerdo con Pasquaré et al. (1991). Los triángulos indican los principales volcanes, los círculos indican algunas calderas, los cuadros indican algunas ciudades principales. Volcanes: P, Parícutin; Calderas: LP, La Primavera; LA, Los Azufres; AM, Amealco; LH, Los Humeros. CVLT, Campo Volcánico Los Tuxtlas; FT, Fractura de Tamayo; ZFT, Zona de Fractura de Tamayo; ZFR, Zona de Fractura de Rivera; CR, Cresta de Rivera.

Figura 2.2. Modelo de elevación digital de una parte del sector oriental de la FVTM, donde se puede observar el extremo norte de la CVCPC compuesto por el Complejo Volcánico de La Gloria y el Cofre de Perote, la cuál separa la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO) de la planicie Costera del Golfo (PCGM). Los cuadros indican las principales poblaciones.

Figura 2.3. Sección estructural de la planicie costera del Golfo de México (Estado de Veracruz), en la que se muestra la configuración inclinada del basamento hacia el oriente. M.I., Mioceno Inferior; O, Oligoceno; E, Eoceno; C, Cretácico; J, Jurásico. Modificado de Mossman y Viniegra (1976).

Figura 2.4. Clasificación de las rocas del CP en el diagrama de TAS (Total Álcalis vs Sílice)(Le Bas et al., 1986) . Análisis en base anhidra, normalizadas al 100 %.

Figura 2.5. Diagramas de Harker para muestras provenientes del CP. Los círculos corresponden a las rocas de 1.3-0.51 Ma. (Etapa I), los cuadros a las rocas de 0.4-0.31 Ma. (Etapa II) y los triángulos a las rocas 0.25-0.2 Ma. (Etapa III).

Figura 3.1. Imagen que muestra el cráter con forma de herradura formado a partir de la erupción de 1980 del Monte Santa Elena. Tomada de USGS.

Figura 3.2. Montículos de forma cónica sobre la superficie de un depósito de avalancha ocurrido en 1964 en el volcán Shiveluch, Kamchatka. Fotografía tomada de Belousov et al. (1999).

Figura 3.3. Tipos de *hummocks*. Tipo A, facies de bloques sin facies de matriz. Tipo B, facies predominantemente de matriz con escasos bloques pequeños. Tipo C, bloques suspendidos en facies de matriz. BAE: Bloque de avalancha de escombros. Modificado de Glicken (1996).

Figura 3.4. Elementos principales de inestabilidad de un edificio volcánico. Modificado de McGuire (1996).

Figura 4.1. Modelo de elevación digital del CP, mostrando los diferentes juegos de escarpes, cuyas relaciones sugieren su edad. La línea azul indica el escarpe correspondiente al depósito de avalancha Antigua (AA); la línea amarilla al depósito de flujo de escombros Los Pescados (LP) y la línea roja al depósito de avalancha Xico (AX).

Figura 4.2. Mapa geológico del CP. Las líneas discontinuas indican los escarpes encontrados, AA: Avalancha antigua; LP: Los Pescados; AX: Avalancha Xico. Las líneas azules indican los límites entre zonas del depósito de Avalancha Xico. Poblaciones, Pc: Pocitos; Tl: Tlacuilolan; Tc: Ticuahutipan; XV: Xico Viejo; Cc: Cocoxatla; Al: Alxojuca; Jl: Jalcomulco; PL: Paso Limón.

Figura 4.3. Fotografía que muestra a un flujo de lava de ~0.4 Ma. (Carrasco-Núñez et al., en prensa) sobreyaciendo al depósito de avalancha antiguo.

Figura 4.4. Fotografía tomada desde el flanco oriental del CP, donde se muestra la zona de escarpes recientes, resaltada por la escasa vegetación. Los nombres de Xico y Los Pescados, sugieren la tentativa y muy posible correlación de esos depósitos con los escarpes representados, lo cual queda evidenciado por las edades y los componentes de los depósitos, como se describirá más adelante.

Figura 4.5. Fotografía del depósito de flujo de escombros Los Pescados, mostrando el arreglo masivo, sin gradar de los bloques andesíticos subangulosos soportados por una matriz limo-arcillosa.

Figura 4.6. Vista panorámica del río Los Pescados mostrando, en el fondo, calizas mesozoicas. El valle del río rellenado por una terraza superior compuesta por un flujo de lava basáltico que fue cortada y posteriormente rellenada por el depósito Los Pescados.

Figura 4.7. Fotografía que muestra el carácter masivo del depósito Xico a 12 km de la cima del CP.

Figura 4.8. Fotografía que muestra un clasto con fracturamiento de rompecabezas, en el depósito de avalancha Xico a 5 km de la cima del CP. El martillo mide 35 cm.

Figura 4.9. Fotografía que muestra la morfología relativamente plana del depósito Xico en la zona distal, en las afueras del poblado del mismo nombre.

Figura 4.10. Fotografía que muestra al depósito de flujo de escombros Los Pescados (FELP) en la localidad de Cuahutemecatla, sobreyaciendo a lavas de la primera etapa de formación del CP y subyaciendo a un paleosuelo, que a su vez esta cubierto por el depósito de avalancha Xico (AX). La altura del vehículo es de 1.60 m.

Figura 4.11. Modelo de elevación digital donde se muestran los dos sectores en que se dividió la zona media del depósito Xico. El sector I corresponde a la zona plana y el sector II a la zona con morfología *hummocky*. La escala de colores muestra la altura en metros sobre el nivel medio del mar.

Figura 4.12. Fotografías de dos montículos encontrados en el sector II del depósito de avalancha Xico.

Figura 4.13. Perfiles geológicos que cortan perpendicularmente a los depósitos Los Pescados y Xico, donde se muestra que estos depósitos rellenan las partes topográficamente bajas. La ubicación y rumbo de los perfiles puede verse en la figura 4.2.

Figura 4.14. Localización de las secciones geológicas levantadas en la barranca Tlacuilolan y a lo largo del río Los Pescados. La línea negra gruesa muestra el rumbo del perfil topográfico.

Figura 4.15. Secciones estratigráficas levantadas para los depósitos de Los Pescados y Xico. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 4.14.

Figura 4.16. Afloramiento del depósito de avalancha Xico en donde se tomó la muestra CP155c para fechamiento por ^{14}C , muy cerca de la localidad de Ticuahutipan, a unos 11 km a partir de la cima del CP.

Figura 4.17. Explicación gráfica del procedimiento llevado a cabo en el método óptico. A) Se localiza el afloramiento del depósito a investigar y se limpia para dejar expuestos de la mejor manera posible los componentes del depósito. B) Se sobrepone al afloramiento un marco mallado de 102.4 x 102.4 cm con divisiones cada 64 mm con la finalidad de identificar los clastos mayores a esta medida. C) Se toma la foto sin el marco y se manipulan las propiedades de color, brillo y contraste de luz originales de la fotografía. D) Se contabilizan los clastos de acuerdo a su diámetro máximo (diferentes colores) y se determinan las proporciones relativas de las diferentes clases de tamaño mayores a 6.4 cm.

Figura 4.18. Localización de muestras tomadas para los análisis sedimentológicos. Los círculos negros indican muestras tomadas en el depósito Xico y los círculos blancos las muestras del depósito Los Pescados. Los sectores I, II A, II B, y III corresponden a la zona proximal, media plana, media *hummocky* y distal, respectivamente, del depósito de avalancha Xico.

Figura 4.19. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de los depósitos de Los Pescados.

Figura 4.20. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas del depósito de Xico (zona proximal).

Figura 4.21. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas del depósito de Xico (zona media).

Figura 4.22. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas del depósito de Xico (zona distal).

Figura 4.23. Áreas comprendidas por las curvas acumulativas de cada zona de Xico y Los Pescados. Los colores amarillo, verde y azul corresponden a las zonas proximal, media y distal del depósito de Xico; respectivamente, mientras que el color rojo corresponde a Los Pescados.

Figura 4.24. Diagramas triangulares mostrando las características granulométricas de los depósitos de Los Pescados y Xico. A) Porcentaje de Grava (> 2 mm), Arena (de 2 a 0.063 mm) y Lodo (< 0.063 mm) en los depósitos del CP. B) Composición de la matriz mostrando las proporciones relativas de arena, limos y arcilla. G: grava; GF: grava lodosa; GFA: grava lodo arenosa; GA: grava arenosa; FG: lodo gravoso; AFG: arena lodo gravosa; AG: arena gravosa; FA: lodo arenoso; AF: arena lodosa. Los contornos verde, morado y azul corresponden a muestras de depósitos de Avalancha de escombros, flujo de escombros no cohesivo y flujo de escombros cohesivo, respectivamente (Folk et al., 1970; Modificado de Carreras-Soriano y Capra, 2008).

Figura 4.25. Porcentajes de fracciones granulométricas contra la distancia. A) Grava, B) Arena, C) Lodo (limo+arcilla) D) Clastos >64 mm. Los triángulos corresponden a las muestras del depósito de Xico y las cruces a Los Pescados. Las líneas punteadas negras separan las zonas proximal, media y distal de Xico. La línea continua marca el límite entre los dos depósitos. Las líneas punteadas de color naranja indican tendencias.

Figura 4.26. Diagramas de los parámetros estadísticos de los depósitos de Xico y Los Pescados. A) Clasificación; B) Sesgo inclusivo; y C) Curtosis. Los triángulos

amarillos, verdes y azules corresponden respectivamente a las muestras de las zonas proximal, media y distal del depósito de Xico; y las cruces, a Los Pescados. Figura 4.27. Diagramas de parámetros estadísticos contra distancia. A) Media; B) Clasificación; C) Sesgo inclusivo; y D) Curtosis. Los triángulos son las muestras correspondientes al depósito de Xico, las cruces a Los Pescados. Las líneas punteadas separan las zonas proximal, media y distal. La línea continua negra marca el límite entre los dos depósitos.

Figura 4.28. Gráfica de H/L contra volumen. Modificada de Carrasco-Núñez et al. (1993).

Figura 5.1. Modelo de elevación digital de la CVPCPC donde puede apreciarse el alineamiento con rumbo NE que forman los volcanes La Gloria-Cofre de Perote-Las Lajas perpendicular a la dirección de colapso de los flujos que originaron los depósitos de Los Pescados y Xico. Tomada de Carrasco-Núñez et al., 2009.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1. Límites de clase y terminología para describir las clases de tamaño de grano (Wentworth, 1922).

Tabla 1.2. Fórmulas de Inman (1952) y Folk (1974) para calcular los parámetros sedimentológicos.

Tabla 4.1. Edades obtenidas por el método de ^{14}C .

Tabla 4.2. Forma, diámetro y altura de los montículos encontrados en el sector II de la zona media del depósito de avalancha Xico.

Tabla 4.3. Espesor, área y volumen de los depósitos Xico y Los Pescados.

Tabla 4.4. Características y parámetros sedimentológicos de Los Pescados.

Tabla 4.5. Características y parámetros sedimentológicos de Xico zona proximal.

Tabla 4.6. Características y parámetros sedimentológicos de Xico zona media.

Tabla 4.7. Características y parámetros sedimentológicos de Xico zona distal.

Tabla 4.8. Altura, Longitud y Relación H/L.

Tabla 4.9. Análisis DRX: Plag= plagioclasa; Qtz= cuarzo; Crist= cristobalita; Sm= esmectita; Hall= halloysita; Jar= jarosita; Najar= natrojarosita; Kao= caolinita; Gyp= yeso; Hem=hematita; Nat= natroalunita; Ens= enstatita; Gibb= gibbsita; Verm= vermiculita; Mhall= metahalloysita, Illt= illita; Mht= maghemita; Rta= rectorita;CP= Cofre de Perote; AX= avalancha Xico; LP= Los Pescados.

RESUMEN

El Cofre de Perote es un volcán híbrido de tipo escudo-compuesto (*Compound Shield-like Volcano*), localizado en el extremo septentrional de la Cordillera Volcánica Cofre de Perote-Citlaltépetl (CVPC), en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). La actividad del Cofre de Perote comprende esencialmente una sucesión de lavas de composición andesítica, dacítica y traquiandesítica, dentro de un rango de edades de 1.3 a 0.24 Ma.

El volcán presenta claras evidencias de etapas de colapsamiento sectorial. En la cima del Cofre de Perote puede observarse una zona de escarpes que, en conjunto, forman una clara estructura en forma de herradura. Asimismo, en los flancos SE del volcán se encuentran depósitos vulcaniclásticos de gran volumen que muestran por lo menos dos eventos de colapso sectorial.

El primer colapso ocurrió hace aproximadamente 44,000 años y generó el depósito Los Pescados, que alcanzó una distancia mínima de 54.5 km, con un volumen de 1.28 km^3 . Este depósito es un flujo de escombros no-cohesivo, sin embargo, algunas características tales como su volumen y la existencia de clastos con fracturamiento de rompecabezas, sugieren que haya sido el resultado de una transformación a partir de una avalancha de escombros.

El segundo colapso ocurrió hace 13,000- 11,000 años, generó al depósito Xico que alcanzó una longitud de 24 km con un volumen de 2.17 km^3 . Este depósito corresponde a una avalancha de escombros y muestra una típica morfología de lomeríos (*hummocks*), aunque en las facies distales presenta características de un flujo de escombros.

En virtud de que ambos eventos ocurrieron en tiempos muy posteriores al cese de la actividad del Cofre de Perote (0.24 m.a.), y al no encontrarse material juvenil en los depósitos que indique un origen magmático de los depósitos, se considera entonces que factores externos fueron los responsables de los eventos catastróficos de colapso que les dieron origen. Aunque no se tienen evidencias acerca del mecanismo disparador de esos eventos, se considera que es más

probable que un sismo haya sido el factor principal, dada la magnitud de los mismos.

La configuración irregular del basamento parece que fue el factor dominante que controló la dirección del sector a colapsarse, favorecido además, por factores de inestabilidad tales como relieve abrupto, régimen tectónico y alteración hidrotermal de las rocas.

Abstract

Cofre de Perote volcano is a Compound Shield-like volcano, located at the northern end of the Cofre de Perote – Citlaltépetl volcanic range in the eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. The activity of the Cofre de Perote volcano essentially includes a succession of andesitic, trachyandesitic and dacitic lava flows, within a range of ages from 1.3 to 0.24 Ma.

The volcano presents clear evidence of stages of sectorial collapse. The summit area of Cofre de Perote volcano is characterized by a prominent set of scarps that as a group show a spectacular horseshoe shape. Also, at the lower part of the volcano, on the eastern slopes a high volume of vulcanoclastic deposits are found, showing at least two events of sectorial collapse.

The first collapse occurred 44,000 y.b.p., generating Los Pescados deposit, which reach a minimum distance of 54.5 km, and a volume of 1.28 km³. This deposit is a non-cohesive debris flow, nevertheless, some characteristics like volumen and precenses of fractured clasts suggest a derivation from a debris avalanche.

The second collapse occurred between 13,000 – 11,000 y.b.p., and generated the Xico deposit, which reach a distance of 24 km and has a volume of 2.17 km³. This deposit correspond to a debris avalanche and shows a typical morphology of hummock, although at the distal facies has debris flow characteristics.

Due to the fact that both events occurred long after the last activity period of Cofre de Perote (0.24 m.a), and due to the lack of juvenile material at the deposits showing a magmatic origin of the deposit, it is considered that the external facts were the responsible for the catastrophic events that generated them. Even when is no evidence about the trigger mechanism these events, an earthquake is considered as a main fact due to the magnitude of them.

The irregular configuration of the basement seems like the dominant factor controlling the direction of the collapsed sector, favored by instability factors like scarped morphologies, tectonic setting and hydrothermal alteration of rocks.

I. Introducción

Las avalanchas volcánicas son los eventos más catastróficos relacionados con la actividad de un volcán. Sin embargo, estos fenómenos han sido apenas recientemente observados y reconocidos como un proceso relativamente común en la evolución de volcanes poligenéticos, especialmente en los grandes estratovolcanes. La erupción del Monte Santa Elena (1980) fue la primera erupción documentada científicamente en la que se observó la formación y depósito de una avalancha volcánica (Voight et al. 1981). A partir del estudio detallado de estos depósitos, se han identificado numerosos ejemplos en todo el mundo, lo que ha permitido hacer una muy buena caracterización de su estructura y rasgos distintivos que permiten distinguirlos de otros depósitos que anteriormente habían sido interpretados de manera equivocada, tales como flujos de lodo, flujos piroclásticos, morrenas, etc.

Una avalancha volcánica es el producto de un colapso de gran escala de un sector de un edificio volcánico. Algunos de los rasgos más característicos de los depósitos de avalancha de escombros son, entre otros: la formación de un cráter con forma de herradura en la cima del edificio volcánico, una topografía de lomeríos (*hummocky*) en la superficie del depósito y grandes clastos líticos con estructura de rompecabezas (Siebert, 1984).

En este trabajo, se presentan evidencias sobre los procesos de colapsamiento episódico que han tenido lugar en el volcán Cofre de Perote, las cuales consisten en la identificación de los prominentes escarpes en forma de herradura que caracterizan la cima del edificio volcánico, y la existencia de dos depósitos de avalancha de escombros provenientes del volcán Cofre de Perote que aparecen en sus partes bajas, a lo largo del río Los Pescados que se dirige al SE del Cofre de Perote. Un aspecto muy importante de este trabajo radica en el hecho de que las edades obtenidas para esos depósitos indican que los colapsos sectoriales del edificio ocurrieron en tiempos muy recientes (44,000 y 11,000 años), los cuales son muy posteriores al cese de actividad del Cofre de Perote, ocurrida en alrededor de 0.2 Ma. Esto tiene implicaciones muy importantes para la

evaluación de peligros volcánicos, ya que indica que esos eventos catastróficos podrían ocurrir en el futuro sin actividad eruptiva asociada, y sin ningún tipo de alertamiento.

I.1. Localización

El volcán Cofre de Perote (CP) ó Cerro de cuatro lados, como lo indica el vocablo original derivado del Náhuatl "*Nauhcampatépetl*", tiene una altitud de 4282 m y se localiza en las coordenadas 19° 30' N y 97° 10' O, a 12 km al sudeste de la ciudad de Perote, en el estado de Veracruz.

El acceso principal al CP es por la carretera Núm. 140 México- Veracruz, pasando por la ciudad de Perote, al occidente del volcán, y por Xalapa, capital del estado, al oriente del mismo. Existen varios caminos de terracería y brechas que facilitan el acceso a los afloramientos del volcán, a partir de Perote, Las Vigas, Xico, etc. (Figura 1.1).

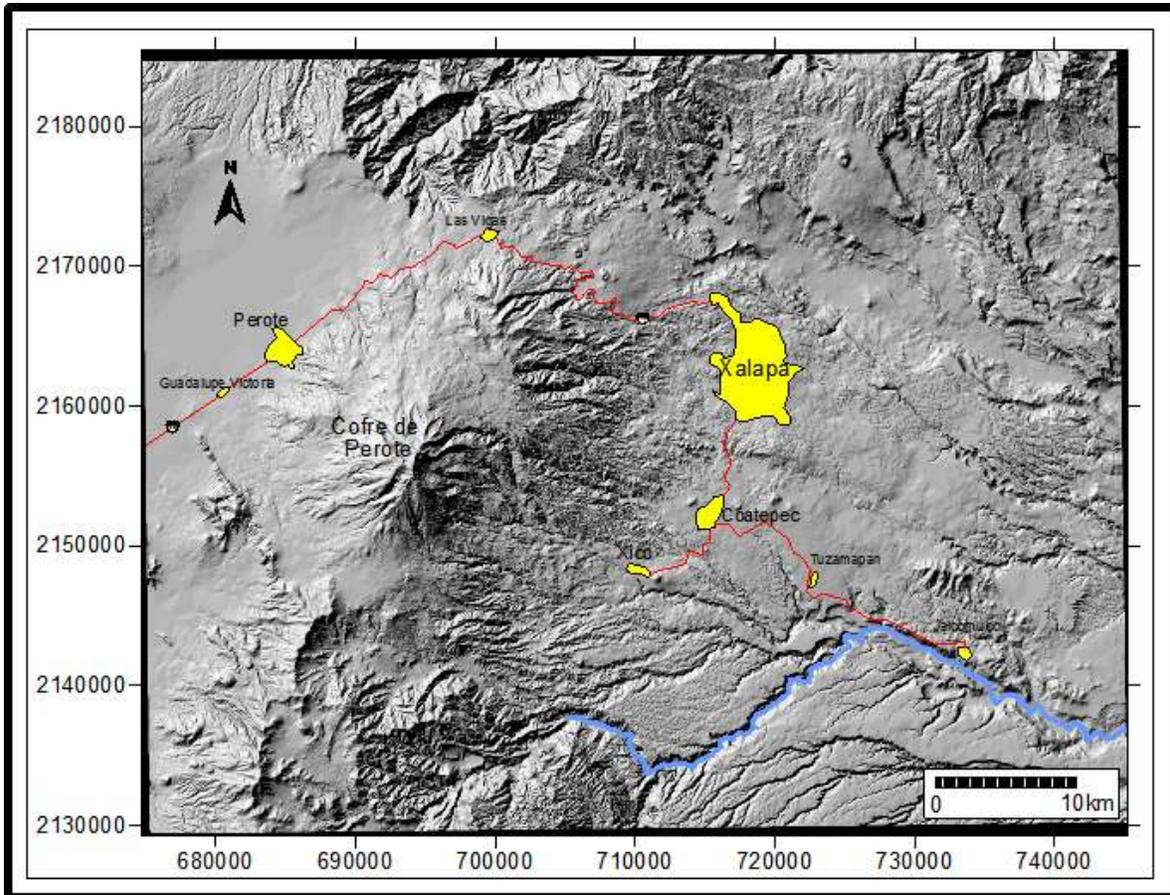


Figura 1.1. Mapa de localización del volcán Cofre de Perote, usando un modelo de elevación digital, generado a partir de los valores topográficos de INEGI. En amarillo se muestran los principales poblados, en rojo, las principales vías de acceso, y en azul, el río Los Pescados.

El CP pertenece al sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y se localiza en el extremo septentrional de la Cordillera Volcánica Cofre de Perote- Citlaltépetl (CVCPC) de orientación general N-S.

I.2. Antecedentes

En los principales volcanes que integran la FVTM se han identificado varios depósitos de avalancha de escombros. Entre los volcanes mejor estudiados en México que han sufrido colapso sectorial del edificio volcánico están: el volcán de Colima (Robin et al., 1987, 1990; Stoopes y Sheridan, 1992; Komorowski et al.,

1997), Jocotitlán (Siebe et al., 1992), Nevado de Toluca (Capra y Macías, 2000), Popocatepetl (Robin y Boudal, 1987; Lozano-Velázquez y Carrasco-Núñez, 1997), Las Derrumbadas (Siebe et al., 1995), Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez et al., 1993; Hoskuldsson y Robin, 1993), Tancítaro, Santa Marta, San Martín Pajapan (Garduño-Monroy et al., 1999; Capra et al., 2002), y Las Cumbres (Rodríguez, 2005).

Capra, et al. (2002), hicieron una compilación de los principales eventos de colapso sectorial, tanto reportados con anterioridad como nuevos ejemplos, de los volcanes pertenecientes a la FVTM. Ellos encontraron que la orientación preferencial de los colapsos en la FVTM es hacia el sur y noreste, muy probablemente como reflejo del régimen tectónico de fallas activas con rumbo E-O y NNO.

Aunque para el volcán CP se ha reportado evidencia de haber sufrido por lo menos dos colapsos de una parte del edificio volcánico (Lozano-Velázquez y Carrasco-Núñez, 2000; Carrasco-Núñez, et al., 2006; Rodríguez-Vargas et al., 2006; Carrasco-Núñez et al., 2009), no existe hasta el momento una documentación detallada de sus depósitos, su estructura, geometría y rasgos texturales.

A pesar de esos reportes recientes sobre los episodios de colapso sectorial del CP, observaciones sobre la parte faltante de la cima del CP ya habían sido realizadas desde hace más de 100 años. Ezequiel Ordoñez (1904) notó una profunda cavidad en la cima del volcán que se abre hacia el oriente, entre el “Cofre” y el “Pico de Mitancingo”, en cuyo fondo se observa una gran cantidad de escombros (Figura 1.2). Además, notó que el contorno de esta gran cavidad tenía la forma de un arco semi-circular, y que aunque las paredes formaban parte de prominentes acantilados, los taludes del fondo le daban el aspecto de un medio cono invertido. En su trabajo, Ordoñez propone que la parte oriental del CP desapareció a causa de un gran número de erupciones pequeñas o por una sola erupción explosiva, seguida de una fuerte erosión que continuaba hasta entonces (Ordoñez, 1904).

Silva-Mora (1984) reporta que hacia el lado oriente del volcán aflora un derrame de lava andesítico de 30 m de espesor, que sobreyace a un flujo de escombros. Igualmente reporta depósitos de avalancha como característicos de las fases finales de actividad eruptiva del CP, pero no menciona su ubicación ni características físicas.

Carrasco-Núñez et al. (2006) correlacionan el escarpe en forma de herradura que aparece en la cima del CP con los depósitos denominados como avalancha-lahar Los Pescados y la avalancha Xico, que se canalizaron a lo largo del río Los Pescados. Asimismo, hacen una descripción preliminar de esos depósitos y sus edades. Carrasco- Núñez et al. (2009) reportan la evolución geológica del CP e integran a la estratigrafía general del volcán los depósitos vulcanoclásticos de Xico y Los Pescados.

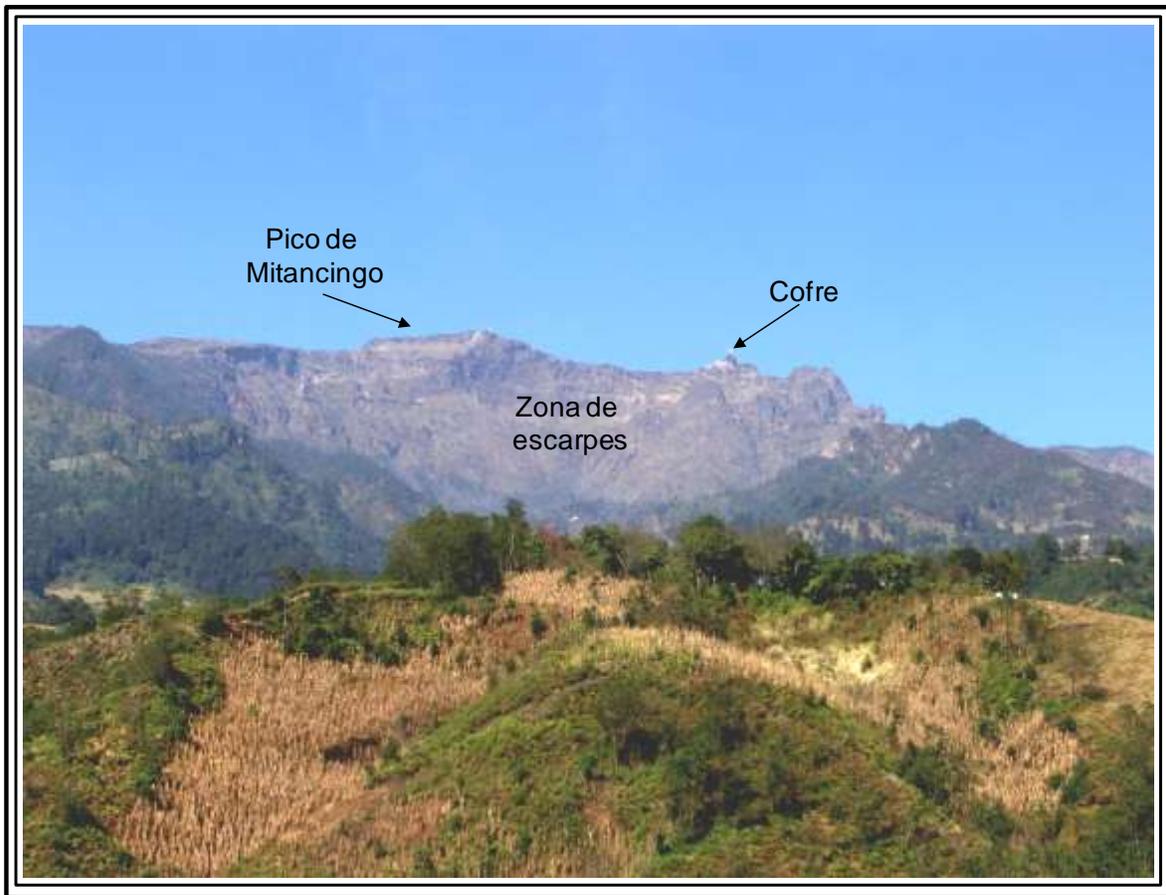


Figura 1.2. Fotografía tomada desde el SE, que muestra las estructuras conocidas como “Pico de Mitancingo” y “Cofre”. Igualmente, se muestra la zona de escarpes de la cima del CP.

I.3. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es:

- Reconstruir los eventos geológicos que dieron lugar a la generación de los depósitos de avalancha y flujos de escombros recientes, identificados a lo largo del río Los Pescados, asociados a la evolución geológica del volcán Cofre de Perote con base en sus características sedimentológicas y la determinación de su edad.

Para el logro de este objetivo general, será necesario cumplir con los siguientes objetivos particulares:

- Determinar la estructura y características del área fuente.
- Determinar la distribución, geometría, volumen y edad de los depósitos en estudio.
- Determinar las características físicas, texturales, y composicionales de los depósitos vulcanoclásticos en estudio.
- Analizar las variaciones granulométricas espaciales de los depósitos estudiados.

I.4. Terminología

La terminología utilizada en este trabajo es la sugerida en los trabajos de Ui, (1983), Palmer, et al. (1991) y Glicken (1991).

- Textura. Tamaño, forma y fábrica (patrón de arreglo) de las partículas que forman el depósito.
- Partícula. Unidad distinta o separable dentro del depósito o del material en movimiento.
- Bloque. Componentes del depósito con diámetros entre 2 mm y 1 m, limitados por una superficie externa y que muestra homogeneidad litológica interna. Incluye todas las porciones del flujo que actúan como unidades

coherentes y rocas que han sido intensamente brechadas pero mantienen su forma relativa durante el transporte.

- Megabloque. Bloque con diámetro mayor a 1 m.
- Matriz. Partículas con diámetro menor que 2 mm. Puede ser interclasto, cuando se encuentra entre los clastos, o intraclasto, cuando está presente dentro de los clastos o megaclastos.
- Facies de bloques. Consiste de bloques de avalancha de escombros no consolidados o poco consolidados que varían de centímetros a metros, generalmente están deformados y fracturados pero su estructura original se conserva intacta.
- Facies de matriz. Consiste de clastos heterogéneos en una mezcla de mezcla de material homogéneo mal seleccionado, no gradado ni estratificado.

La terminología sedimentológica utilizada es la escala de tamaño de clases de Wentworth (1922) (Tabla 1.1). El rango granulométrico aquí utilizado va de -8 (256 mm, grava) a 8 ϕ (0.0039 mm, arcilla). En este trabajo se emplea el termino lodo para agrupar a los tamaños de partículas que van de limos a arcillas.

Tabla 1.1. Límites de clase y terminología para describir las clases de tamaño de grano (Wentworth, 1922).

ϕ	mm	Wentworth, 1922	
-8	≥ 256	Bloque	Grava
-7	128	Canto	
-6	64		
-5	32	Guijarro	
-4	16		
-3	8		
-2	4		
-1	2	Granulo	
0	1	Arena muy gruesa	Arena
1	0.5	Arena gruesa	
2	0.25	Arena media	
3	0.125	Arena Fina	
4	0.063	Arena muy fina	
5	0.031	Limo	Limo
6	0.016		
7	0.008		
8	0.0039		
≤ 8	≤ 0.0039	Arcilla	Arcilla

Los parámetros sedimentológicos se obtuvieron con el propósito de caracterizar sus atributos texturales, particularmente su tamaño, y de esa manera, poder hacer inferencias acerca de las condiciones dinámicas del flujo y su relación con el transporte de los sedimentos (Tabla 1.2).

- Mediana (Md). Corresponde al valor que divide en dos partes de igual área a la curva de distribución normal, y es el diámetro que corresponde a la ordenada del 50 % en la curva acumulativa.

- Media (Mz). Medida gráfica de tamaño medio basada en tres puntos de la curva.
- Desviación estándar gráfica (σ_G). Mide el grado de dispersión de los valores en relación con el valor de la media y con ello determina el grado de selección de la muestra. Abarca el 68 % de la curva de distribución.
- Desviación estándar inclusiva (σ_I). Considera el 90 % de la curva de acumulativa. Es más representativa que σ_G .
- Sesgo gráfico (SK_G). Mide la simetría de la curva de frecuencia acumulativa y representa el desplazamiento de la mediana desde el punto medio entre Φ_{16} y Φ_{84} es decir, la tendencia de una distribución a alejarse de la forma simétrica. Varía de +1 (exceso de material fino) a -1 (exceso de material grueso). Considera sólo la parte central de la curva de frecuencia acumulativa.
- Sesgo inclusivo (SKI). Calculada sobre el 90 % de la curva de frecuencia acumulativa.
- Curtosis (K_G). Mide la relación entre el grado de selección en las colas y la porción central de la curva. Si la porción central está mejor seleccionada que las colas, la curva es leptocúrtica o muy aguda, si el sesgo está mejor seleccionado que la cola, la curva es platicúrtica, o de pico plano. También, indica el grado de selección, ya que entre más pobre es la selección, más plana es la curva.

Tabla 1.2. Fórmulas de Inman (1952) y Folk (1974) para calcular los parámetros sedimentológicos.

Parámetros estadísticos sedimentológicos	
Inman (1952)	Folk (1966)
$Md = \Phi_{50}$	$Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$
$\sigma_G = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/2$	$\sigma_I = (\Phi_{16} - \Phi_{84})/4 + (\Phi_5 - \Phi_{95})/6.6$
$SK_G = (\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50})/(\Phi_{84} - \Phi_{16})$	$SKI = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{16} + \Phi_{84}) + (\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_5 - \Phi_{95})$
	$K_G = \Phi_{95} - \Phi_5 / 2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})$

II. Marco Geológico Regional

El centro de México está caracterizado por la provincia geológica conocida como Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cuál se encuentra tanto volcánica como sísmicamente activa, debido a la subducción de las Placas de Rivera y Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica (Figura 2.1). Anterior a la FVTM se originó la SMO, la cual está asociada a la subducción de la extinta Placa Farallón.

La FVTM, junto con la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMO), forma parte del Arco Volcánico Cenozoico (AVC) propuesto por Ferrari et al. (1999), ambos representan arcos volcánicos que han cambiado su distribución y características volcano-magmáticas a lo largo del tiempo. Se han reconocido 5 episodios principales de actividad del AVC, los cuáles difieren entre sí en cuanto a edad, orientación, posición geográfica y composición (Ferrari et al., 1999). A continuación se describen esos 5 episodios de vulcanismo, en donde los 3 primeros corresponden a la formación de la SMO y los dos últimos a la FVTM.

1) El primer episodio (38-25 Ma.) conocido como ignimbrite flare-up, tuvo una composición principalmente silícica, y se asocia a volúmenes extraordinarios de ignimbritas. Este vulcanismo presenta una orientación con rumbo N150° y se extiende desde Zacatecas hasta Oaxaca (McDowell y Clabaugh, 1979).

2) En el Mioceno Temprano (25-17 Ma.), el AVC giró 30° en sentido contrario de las manecillas del reloj y cubrió amplias zonas de los estados de Baja California, Nayarit, Jalisco y Guanajuato. Rocas menos diferenciadas de esta edad se encuentran en Michoacán (Morelia y Zitácuaro) y al noroeste de Oaxaca (Scheubel et al., 1988).

3) En el Mioceno Medio (17-12 Ma.), el AVC alcanzó la costa actual del Golfo de México y cubrió zonas de Baja California, Nayarit, Jalisco, Michoacán, Guanajuato, Querétaro, Edo. de México, Hidalgo, Puebla y Veracruz.

4) En el Mioceno Tardío (12-7 Ma.), el AVC rotó nuevamente en sentido contrario de las manecillas del reloj hasta alcanzar una tendencia estable de

rumbo WNW-ESE que se extendió desde la costa del Pacífico hasta el norte de Puebla en forma de volcanes compuestos y mesetas basálticas (Pérez-Venzor et al., 1997; Carrasco-Núñez et al., 1997).

5) Desde hace 7 Ma. hasta la actualidad, el AVC tiene la misma tendencia de rumbo E-W, aunque el frente volcánico ha migrado hacia la trinchera (Ferrari et al., 1999). La composición del vulcanismo es principalmente andesítica, sin embargo, en el lapso de tiempo entre 7 y 3.5 Ma. se ha reportado vulcanismo silíceo en la parte oeste y central de FVTM (Aguirre-Díaz, 1997).

Ferrari et al. (1999) proponen que el límite entre el vulcanismo de la SMO y la FVTM puede situarse en el Mioceno Tardío, alrededor de 12-14 Ma.

II.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La FVTM es uno de los arcos volcánicos más complejos del Cinturón de Fuego del Pacífico. La FVTM tiene una longitud cercana a los 1000 km y se extiende desde Nayarit, en el Pacífico, hasta Veracruz, en el Golfo de México; tiene una amplitud mínima de 50 km y máxima de 150 km (Demant, 1978) (Figura 2.1).

Algunas características distintivas de la FVTM son: a) variabilidad del estilo volcánico y composición química, b) vulcanismo predominantemente calci-alcalino con presencia aislada de vulcanismo alcalino de tipo intraplaca, c) oblicuidad entre el frente volcánico y la trinchera y d) variación del ancho del arco (Ferrari, 2000)

Tradicionalmente se ha dividido a la FVTM en tres sectores (Pasquaré et al., 1991; Ferrari, 2000): occidental, central y oriental; los cuáles presentan diferencias significativas en cuanto al comportamiento estructural, tipo de vulcanismo y composición química.

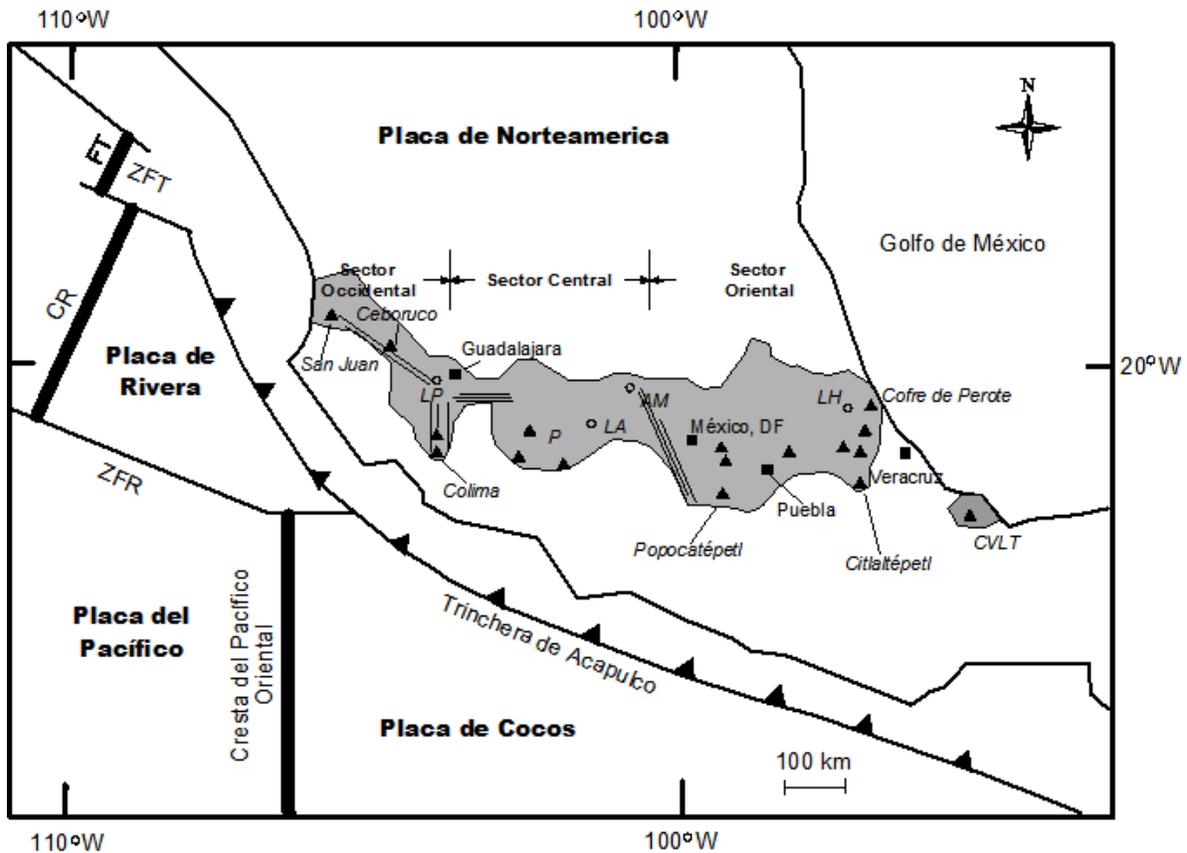


Figura 2.1. Distribución de la FVTM y los sectores que la integran, de acuerdo con Pasquaré et al. (1991). Los triángulos indican los principales volcanes, los círculos indican algunas calderas, los cuadros indican algunas ciudades principales. Volcanes: P, Parícutin; Calderas: LP, La Primavera; LA, Los Azufres; AM, Amealco; LH, Los Humeros. CVLT, Campo Volcánico Los Tuxtlas; FT, Fractura de Tamayo; ZFT, Zona de Fractura de Tamayo; ZFR, Zona de Fractura de Rivera; CR, Cresta de Rivera.

El sector occidental se extiende desde la costa del Pacífico hasta la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); el sector central, comprende desde dicha estructura hasta el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) (Demant 1978; Alaniz- Álvarez et al., 2002); y el sector oriental desde SFTSMA hasta la costa del Golfo de México. El Cofre de Perote se ubica en el sector oriental de la FVTM.

II.2. Sector Oriental de la FVTM

La parte más oriental de este sector de la FVTM comprende fisiográficamente dos diferentes zonas: la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO) y la Planicie Costera del Golfo de México (PCGM) (Figura 2.2). Tales provincias se encuentran separadas por la Cordillera Volcánica Cofre de Perote-Citlaltépetl (CVPCPC).

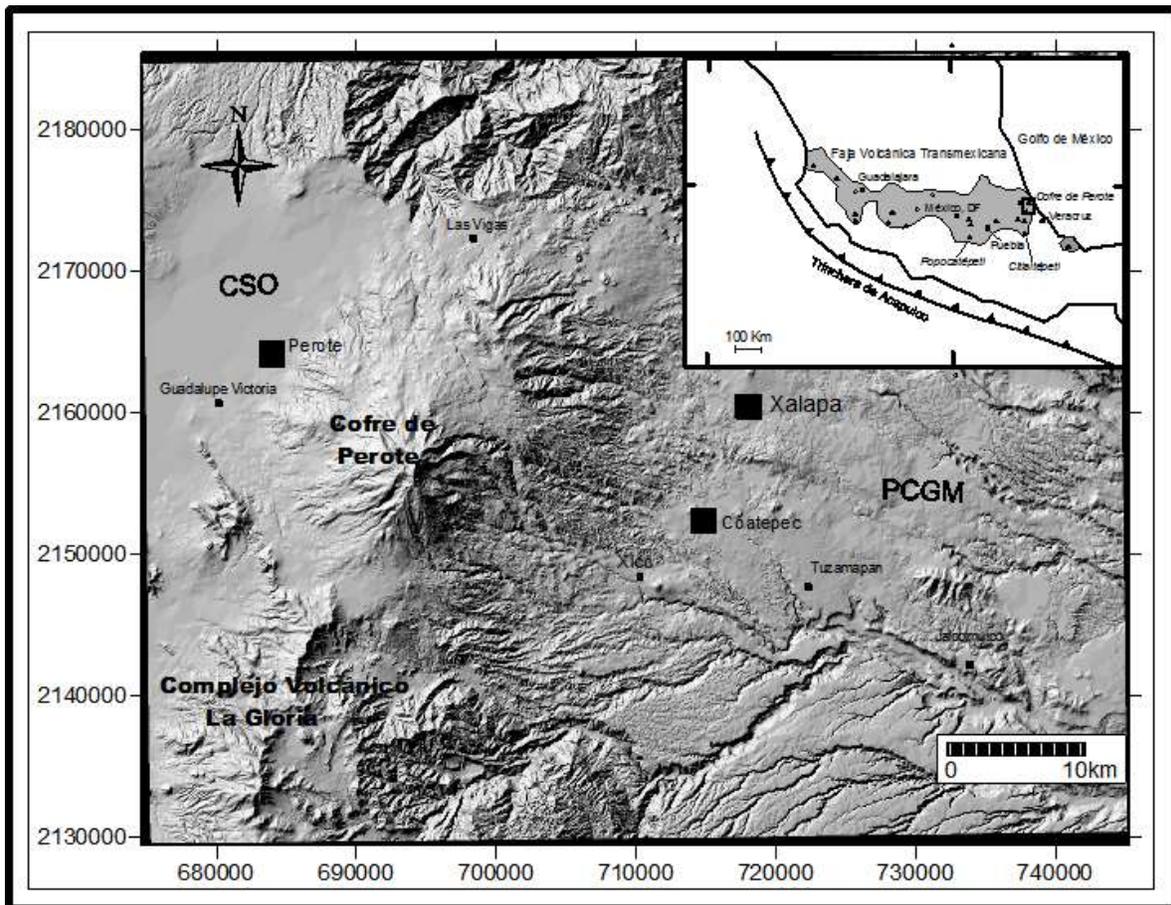


Figura 2.2. Modelo de elevación digital de una parte del sector oriental de la FVTM, donde se puede observar el extremo norte de la CVPCPC compuesto por el Complejo Volcánico de La Gloria y el Cofre de Perote, la cuál separa la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO) de la planicie Costera del Golfo (PCGM). Los cuadros indican las principales poblaciones.

Aunque tradicionalmente se ha considerado a la CVPCPC como el límite oriental de la FVTM, Nelson y González-Cáver (1992) proponen que los productos del Campo Volcánico de Los Tuxtlas (CVLTU) han sido influenciados por la Placa

de Cocos, por lo tanto, este límite puede extenderse hasta la costa del Golfo de México.

La Cuenca de Serdán- Oriental tiene una altitud promedio de 2400 m y sus límites son: al este la CVPC, al oeste la Sierra de Tlaxco, compuesta por un vulcanismo andesítico-dacítico de edad miocénica (Carrasco-Núñez et al., 1997), al norte la Sierra de Chignautla, y la caldera de Los Humeros; y al sur está limitada por varias sierras de rumbo NW-SE, compuestas por rocas sedimentarias de edad mesozoica, en donde se encuentran los poblados de Acatzingo, Tecamachalco y Ciudad Serdán.

Un rasgo sobresaliente al norte de la Cuenca, lo constituye la caldera de Los Humeros, la cual comenzó su actividad hace 0.47 Ma. con la extrusión de domos riolíticos seguida por la formación de una caldera de aproximadamente 20 km de diámetro; la actividad finalizó hace aproximadamente 20,000 años con la erupción de lavas basálticas de olivino. Los productos eruptivos de la caldera de Los Humeros abarcan un amplio rango de composiciones que van desde basálticas hasta riolíticas, pero el vulcanismo muestra una tendencia a incrementar su composición máfica con el tiempo. Este patrón es probablemente producto de un incremento en el volumen de la tasa de erupción que excedió la tasa de regeneración de magmas diferenciado (Ferriz y Mahood, 1984). Cabe señalar que productos de esta caldera afloran al occidente del Cofre de Perote.

Otra característica de la Cuenca de Serdán-Oriental es la existencia de un vulcanismo monogenético bimodal (Yáñez-García, 1982; Riggs y Carrasco-Núñez, 2004) que comprende domos aislados de composición riolítica como Las Águilas, Cerro Pizarro (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004), Cerro Pinto y Las Derrumbadas (Siebe et al., 1995), alineados con rumbo casi NO-SE; así como también algunos conos de escoria y conos de lava de composición basáltica; y cráteres de explosión freática y freatomagmática como Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007), Alchichica, Aljojuca y Tecluitapa (Ort y Carrasco-Núñez 2009).

La CVPCPC constituye una importante barrera topográfica y forma el límite entre dos provincias fisiográficas, al oeste el Altiplano Mexicano (2500 msnm), y al este la Planicie Costera del Golfo de México (1300 msnm). La CVPCPC está formada por una serie de centros volcánicos (estratovolcanes, conos cineríticos y domos) alineados con un rumbo general casi N-S y tiene una extensión cercana a 70 km. Existen dos alineamientos principales, uno al norte de rumbo NE-SW formado por los volcanes Las Lajas- Cofre de Perote- La Gloria, y otro al sur de rumbo N-S conformado por los volcanes La Gloria-Las Cumbres-Citlaltépetl. Se han distinguido depósitos de avalancha a lo largo de la CVPCPC, asociados a los estratovolcanes Las Cumbres (Rodríguez, 2005) y Citlaltépetl (Carrasco-Núñez et al., 1993), todos ellos depositados en dirección este, por lo que, probablemente, la configuración irregular del basamento es el factor dominante que controla la dirección de colapso sectorial de los principales edificios volcánicos de la CVPCPC (Carrasco-Núñez et al., 2006; Concha-Dimas et al., 2005).

II.3. Geología del Volcán Cofre de Perote

El volcán Cofre de Perote (CP) se localiza en el extremo septentrional de la CVPCPC. Tradicionalmente se ha considerado que el CP es un estratovolcán o volcán compuesto; sin embargo, recientemente Carrasco Núñez et al. (2009, en prensa) lo han definido como un volcán compuesto tipo escudo (*Compound Shield-like Volcano*) debido a su morfología y a su estructura asociada a varios conductos volcánicos, en lugar de uno solo, como es característico de los estratovolcanes. El CP está formado principalmente por derrames de lava andesíticos y dacíticos, los cuales le dan una forma de volcán escudo con pendientes suaves. Los flujos de lava hicieron erupción a través de diferentes cráteres, como en un volcán compuesto.

II.3.I. Basamento

El basamento regional está formado por un potente paquete de rocas sedimentarias de edad Mesozoica, principalmente de edad Cretácica, las cuales se encuentran intensamente deformadas, formando pliegues con rumbo NO-SE y afectadas hacia el Golfo por fallas distensivas con el mismo rumbo (Carrasco-Núñez, 2000). Mossman y Viniegra (1976), por medio de datos geofísicos, revelan una configuración irregular del basamento para la zona de la Planicie Costera del Golfo, el cual se encuentra inclinado hacia la costa del Golfo de México (Figura 2.3)

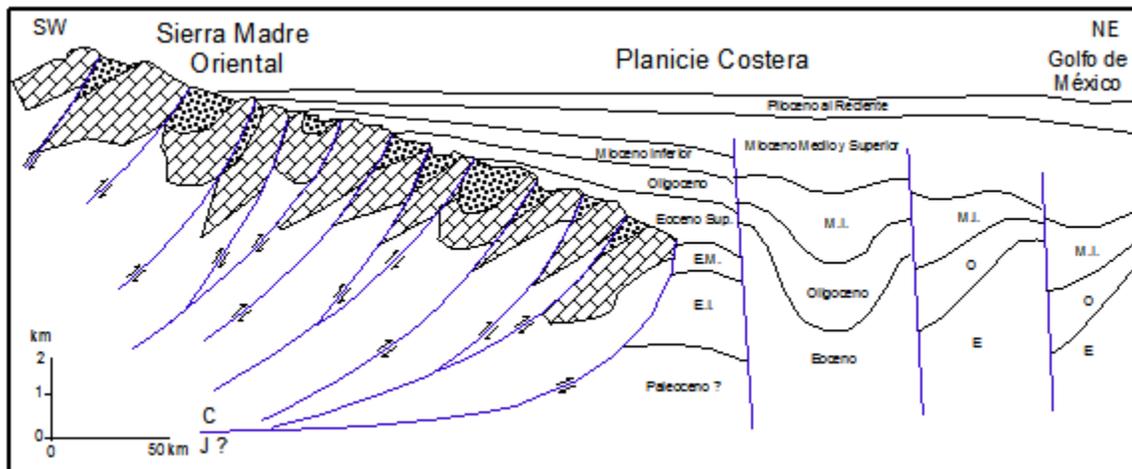


Figura 2.3. Sección estructural de la planicie costera del Golfo de México (Estado de Veracruz), en la que se muestra la configuración inclinada del basamento hacia el oriente. M.I., Mioceno Inferior; O, Oligoceno; E, Eoceno; C, Cretácico; J, Jurásico. Modificado de Mossman y Viniegra (1976).

Existen afloramientos del basamento tanto al poniente, en la Cuenca de Serdán-Oriental, como al oriente del CP, en el margen del río Los Pescados, lo cual muestra también esa inclinación regional del basamento sedimentario pre - volcánico.

II.3.2. Evolución del Volcán Cofre de Perote

Carrasco-Núñez et al. (2009, en prensa), han identificado un total de 5 etapas de formación que caracterizan al CP, las cuales consisten en: 1) el emplazamiento de un complejo de domos con múltiples conductos que forman la estructura basal del CP, hace aproximadamente 1.3-0.51 Ma.; 2) la construcción de la estructura inferior del CP hace 0.42- 0.31 Ma.; 3) erupción de lavas en forma de domos que forman la parte superior del edificio (0.25-0.2 Ma.); 4) al menos dos eventos de colapso que han ocurrido después del cese de la actividad magmática del CP hace aproximadamente 40,000 y 10,000 años; 5) erupción de un gran número de conos monogenéticos en los flancos del CP, de edad Pleistoceno-Holoceno, probablemente relacionados al vulcanismo regional.

1) La primera etapa de formación, consiste en el emplazamiento de un complejo de domos que forman la estructura basal del complejo volcánico, en un rango de tiempo que va de 1.3 a 0.51 Ma. Las rocas de esta etapa son esencialmente andesitas-traquitas de dos piroxenos, aunque también existen basaltos de olivino en la parte basal. Bajo el microscopio, estas rocas presentan una textura porfídica (en ocasiones seriada) a vitrofídica, con microfenocristales de plagioclasa, augita, hiperstena y raras veces biotita inmersos en una matriz que varía de microlítica a vítrea. Algunos cristales de plagioclasa presentan texturas esqueletal y de intercrecimiento.

2) Durante la segunda etapa, 0.4- 0.31 Ma. (Carrasco-Núñez et al., 2009), se formó la estructura inferior del volcán compuesto CP, la cual consiste en productos efusivos que fueron eruptados a través de, por lo menos, dos conductos. Las rocas son andesitas porfídicas (en ocasiones seriada) de dos piroxenos con fenocristales de plagioclasa, augita, hiperstena y escasa biotita inmersos en una matriz microlítica.

Cabe señalar que entre las etapas 1 y 2, tuvo lugar una poderosa erupción relacionada con la formación de la caldera Los Humeros hace ~ 0.47 Ma., cuyos

productos (ignimbrita Xaltipan, Ferriz y Mahood, 1984) fueron capaces de cruzar los domos formados en la primera etapa, hacia el sector oriental del CP.

3) La tercera etapa consistió en una sucesión de flujos de lava en la parte superior del edificio volcánico, los cuales fueron emitidos a través de varios conductos, hace 0.24 m.a. Vistas al microscopio, las rocas presentan textura porfídica (seriada en ocasiones) a vitrofídica con fenocristales de plagioclasa, augita, hiperstena y posiblemente escasos cristales de anfíbol, inmersos en una matriz microlítica a vítrea. Algunos cristales de plagioclasa presentan textura esquelética e intercrecimiento. Esta etapa puede considerarse como el final de la actividad del sistema magmático del CP.

4) La cuarta etapa está representada por dos eventos de colapso del edificio, sin una aparente componente magmática asociada durante el Pleistoceno y Holoceno. Las características de los depósitos formados a partir de estos colapsos son el tema central de este trabajo.

5) La etapa final del CP está representada por un gran número de conos monogenéticos, aunque probablemente estén más bien relacionados al vulcanismo regional. Estos conos son de edad Pleistocénica - Holocénica y se emplazaron en el flanco noreste del CP. La composición de las rocas en esta etapa, en general, es basáltica, aunque su afinidad es tanto calcialcalina como alcalina (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; González-Mercado, 2005; Rodríguez et al., 2009).

Aunque el CP se considera como un volcán inactivo, Díaz (2009) ha analizado las condiciones de inestabilidad, particularmente en la parte superior del edificio volcánico, mostrando que el colapso sectorial es un proceso que puede ocurrir en el futuro sin previo aviso. Además, la aparición de conos monogenéticos en sus flancos es probable, tal como lo muestra su ocurrencia en tiempos históricos en el área norte en donde se ubica El Volcancillo (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; Carrasco-Núñez et al., 2005).

II.3.3. Geoquímica de las rocas del CP

Las rocas del CP tienen un contenido SiO_2 que varía de 54.47% a 66.04% (Carrasco-Núñez et al., 2009). Las composiciones en el diagrama de TAS se ubican en los campos de traquiandesitas basálticas a dacitas (Figura 2.4), aunque la mayoría son traquiandesitas y traquidacitas.

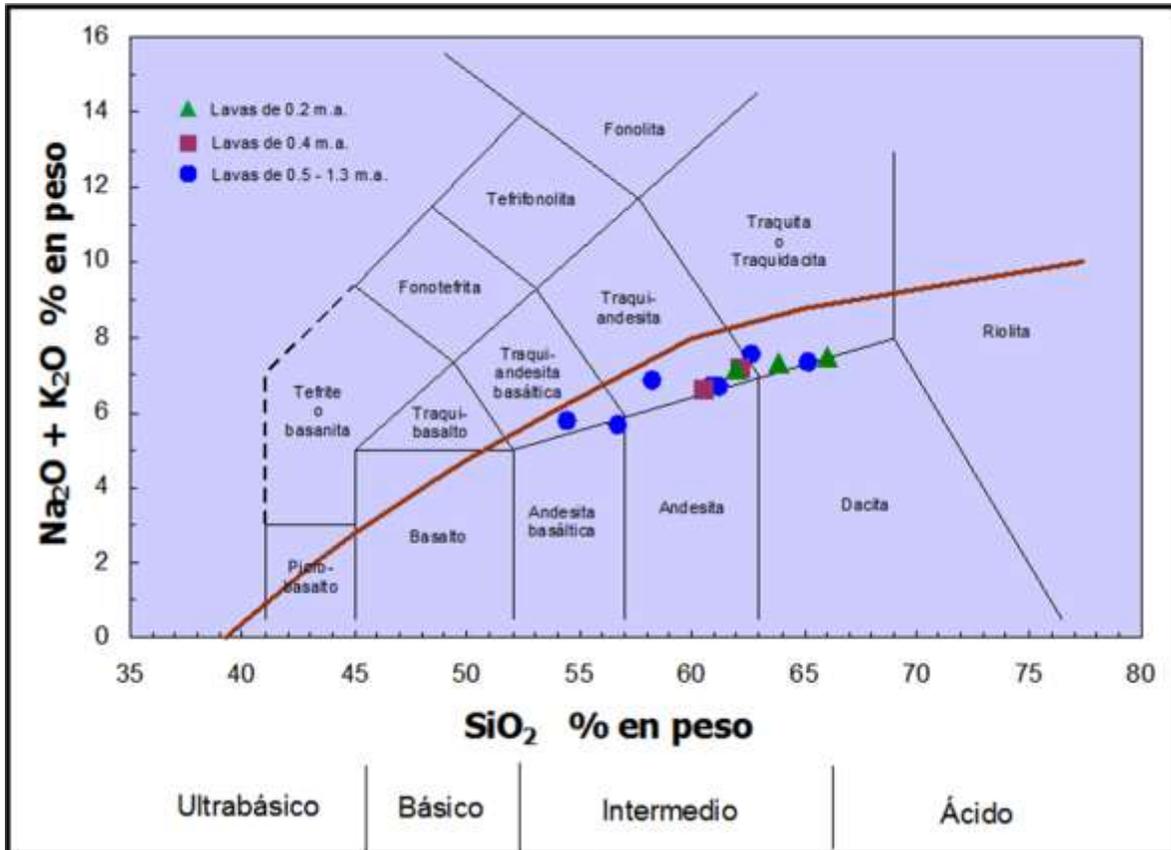


Figura 2.4. Clasificación de las rocas del CP en el diagrama de TAS (Total Álcalis vs Sílice)(Le Bas et al., 1986) . Análisis en base anhidra, normalizadas al 100 %.

Los diagramas tipo Harker, en los que se grafican los elementos mayores en función de SiO_2 , muestran tendencias casi lineales de todos los elementos, siendo un poco más dispersos para los álcalis. Es posible que la cristalización fraccionada sea el mecanismo de segregación dominante en los magmas del CP, como lo demuestra el incremento de K_2O y el decremento en CaO , FeO , MgO y TiO_2 respecto al incremento del SiO_2 (Figura 2.5), aunque no hay evidencias mayores para sostener esta hipótesis.

Se observa que, en general, las rocas más jóvenes del CP (~0.2 Ma.) tienden a ser más evolucionadas que aquellas de las primeras etapas.

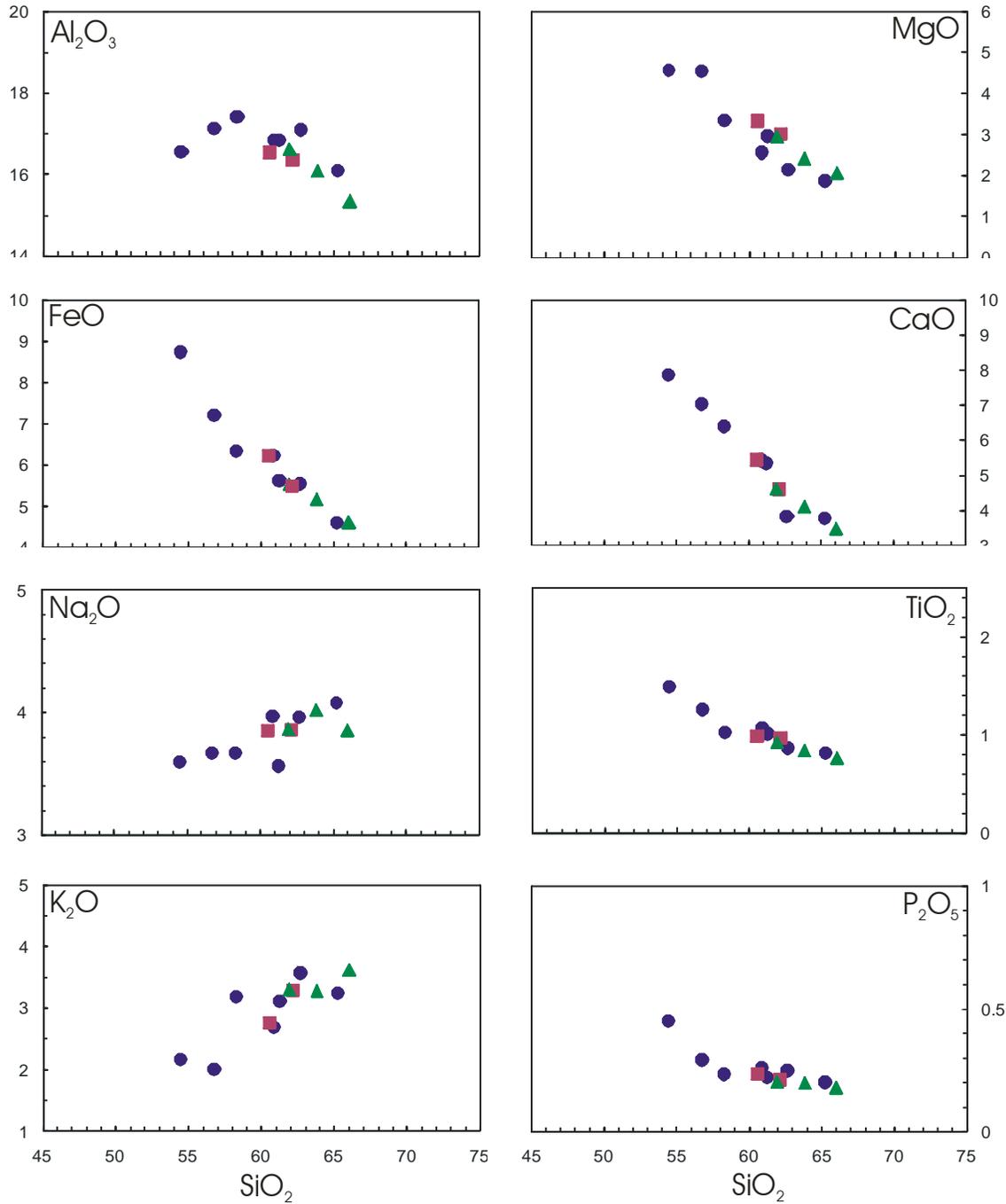


Figura 2.5. Diagramas de Harker para muestras provenientes del CP. Los círculos corresponden a las rocas de 1.3-0.51 Ma. (Etapa I), los cuadros a las rocas de 0.4-0.31 Ma. (Etapa II) y los triángulos a las rocas 0.25-0.2 Ma. (Etapa III).

III. Depósitos de Avalancha de escombros y colapso de volcanes

Los volcanes no sólo son peligrosos cuando se encuentran en actividad y el magma llega a la superficie a través de un conducto, ya sea erupción efusivamente en forma de lava o fragmentado explosivamente como corrientes piroclásticas de densidad, también muchos volcanes, sean activos o inactivos, son altamente inestables y susceptibles de colapsar y afectar amplias áreas en zona baja.

En ciertas condiciones, un edificio volcánico puede colapsar catastróficamente, produciendo avalanchas de escombros extremadamente móviles que se aceleran pendiente abajo y viajan a velocidades mayores que 100 m/s por distancias de decenas de kilómetros (Siebert, 1984).

En este capítulo se presentan los rasgos distintivos de las avalanchas de escombros, las características del área fuente y las de sus depósitos.

III.1. Características generales y rasgos distintivos

Una avalancha de escombros es el producto del colapso a gran escala de un sector de un edificio volcánico. Como resultado de ese proceso se origina típicamente un cráter en forma de herradura (*horseshoe scarp*) en la cima del edificio volcánico, siendo éste una de las características más comunes asociada a volcanes que han sufrido algún colapso a lo largo de su historia.

Otro de los rasgos distintivos de los depósitos de avalancha de escombros es la morfología superficial de una zona de los depósitos, formada por montículos (*hummocks*) de tamaños variables, que varían de unos cuantos metros hasta cientos de metros, en algunos casos excepcionales. La morfología de los lomeríos también es variable, aunque es común encontrar promontorios cónicos, así como elongados, o siguiendo formas irregulares. Su interior suele estar formado por

grandes bloques (megabloques), que llegan a preservar la estructura original de las rocas en su posición original (Ui, 1983; Siebert, 1984).

Los depósitos de avalancha de escombros consisten de una mezcla pobremente clasificada de escombros brechados. El constituyente dominante es el material lítico del volcán, aunque también puede estar presente material juvenil, en pequeñas proporciones. Algunos fragmentos de grandes dimensiones pueden desprenderse casi intactos del edificio volcánico, con tamaños de varios cientos de metros de diámetro, son llamados megabloques y pueden ser transportados a grandes distancias desde su fuente. Las avalanchas de escombros son un fenómeno común y repetitivo en la historia de evolución de un volcán (Siebert, 1984; Ui, et al., 2000).

III.1.1. Área fuente

En el área fuente del colapso sectorial queda un escarpe muy prominente como evidencia de ese proceso. Comúnmente, esta estructura vista en planta tiene forma de herradura (Figura 3.1), sin embargo, existen otras formas, por ejemplo, en forma de “V” invertida, como la mostrada por el volcán Jocotitlán (Siebe, et al., 1992). El ángulo de apertura suele variar entre 15° y 120°.

La anchura del escarpe varía de 1 a 10 km y son comparables típicamente en tamaño a pequeñas calderas de colapso (Siebert 1996). Algunos volcanes mantienen remanentes de varias generaciones de colapso, como es el caso de Cofre de Perote.



Figura 3.1. Imagen que muestra el cráter con forma de herradura formado a partir de la erupción de 1980 del Monte Santa Elena. Tomada de USGS.

www.vulcan.wr.usgs.gov/Images/Jpg/MSH/Images/MSH80_st_helens_from_johnston_ridge_09-10-80_med.jpg

III.1.2. Morfología

Aunque no todos los depósitos de avalancha de escombros presentan topografía de montículos, esta parece ser una característica típica para la mayoría de ellos, con numerosas colinas pequeñas y depresiones cerradas. El drenaje superficial es a menudo irregular o discontinuo y se pueden formar pequeños lagos en el interior de las depresiones. En algunas ocasiones, cuando las avalanchas entran en cuerpos someros de agua, pueden formarse numerosos islotes (Siebert 1996).

El tamaño de los montículos, para depósitos subaéreos, varía de uno a varios cientos de metros en altura (Figura 3.2) y pueden llegar a ser mayores a 1

km en longitud. Los depósitos de avalancha pueden contener cientos o miles de montículos estrechamente espaciados. La altura y densidad de los montículos decrece, normalmente a partir de la fuente (Siebert, 1996).



Figura 3.2. Montículos de forma cónica sobre la superficie de un depósito de avalancha ocurrido en 1964 en el volcán Shiveluch, Kamchatka. Fotografía tomada de Belousov et al. (1999).

Los montículos, algunas veces tienen forma cónica, aunque más a menudo tienen forma oval o no presentan una forma definida. La orientación del eje mayor de los *hummocks* alargados está generalmente alineada aproximadamente con la dirección de flujo de la avalancha (Siebert, 1996).

Formación de montículos

Glicken (1996) propone tres mecanismos principales formadores de montículos, aunque es posible que muchos de esos montículos se formen a partir de una combinación de dos o más de estos mecanismos:

Mecanismo1: Algunos montículos representan los *horsts* de un simple sistema de *horst y graben*.

Mecanismo 2. Algunos montículos probablemente representen la superficie topográfica original. Esto está ilustrado por montículos que muestran un contacto paralelo con el depósito subyacente.

Mecanismo 3. Algunos montículos se forman conforme el material va desacelerando por cizalla basal o lateral. Hay dos clases de montículos formados por este mecanismo.

Mecanismo 3A .Montículos con el eje mayor paralelo al flujo. Muchos montículos con el eje mayor paralelo a la dirección de flujo probablemente se formaron cuando el material, desacelerado por cizalla basal, fue esculpido por material moviéndose con una velocidad más alta. Montículos adyacentes en los márgenes de los valles pueden ser considerados como *levees*. Los *levees* son interpretados como representantes de “regiones muertas” en los márgenes de un flujo viscoso tipo Coulomb. El modelo propuesto por Glicken (1996) predice que el material en el centro del canal se mueve como una masa rígida, limitado por zonas de flujo laminar, donde la velocidad varía de un máximo en el límite con la masa a cero cerca de las paredes del canal; el material es inmovilizado debido a que la cizalla generada por el movimiento de los escombros fluyendo, no puede vencer el esfuerzo del material.

Algunos montículos alargados orientados, paralelos a la dirección de flujo pero no adyacentes a las paredes del valle pueden resultar de un proceso similar. Sin embargo, probablemente el material ideal considerado por Johnson y Rodine (1984), tiene parámetros de esfuerzo uniformemente distribuidos en toda la masa en movimiento. Las avalanchas de escombros consisten de una combinación de muchos diferentes materiales y están caracterizadas por esfuerzos no homogéneos.

Mecanismo 3B. Montículos con el eje mayor orientado de manera fortuita. Este tipo de montículos se observa principalmente en las zonas distales del depósito y

son debidos a agentes externos como troncos de árboles, como es el caso del Monte Santa Elena en 1980. Cuando el movimiento del flujo es relativamente estable, algunos árboles se rompen y continúan moviéndose; cuando el material desacelera, los árboles se enredan y pueden causar una mayor desaceleración. Algunos árboles no enredados pueden seguir fluyendo unos metros más alrededor del montículo. Debido a que en estas zonas (distales) de la avalancha, la diferencia de velocidad entre los montículos y el área inter-montículos es mínima, los montículos no pueden ser esculpidos en la dirección de flujo.

III.1.3. Estructura y Textura

Los depósitos de avalancha, típicamente se dividen en dos unidades, estructural y sedimentológicamente diferentes, una facies de bloques y una facies de matriz (Mimura et al., 1982; Ui, 1987; Siebert, 1984). El material de las facies de bloques, en la cual predominan los montículos, consiste en segmentos del volcán transportados relativamente intactos. Glicken (1996), basado en la relación de facies de bloques a facies de matriz, divide los montículos en tres diferentes tipos (Figura 3.3). Por matriz se entiende la fracción de material menor a 2 mm de diámetro, esta puede contener partículas de tamaño de arena, limo y arcillas.

Tipo A, montículos de facies de bloques. Estos pueden consistir de un solo bloque grande, múltiples clastos de un solo tipo de roca o de múltiples grupos de clastos deformados y de diferente litología. No existe matriz en los montículos, ni en el área inter-montículos.

Tipo B, montículos predominantemente de facies de matriz. Estos montículos están hechos casi en su totalidad de matriz. El material de las facies de matriz representa partes mayormente homogeneizadas y texturalmente más similares al material de depósitos de flujos de escombros o de lodo. Aunque el material de las facies de matriz puede contener escasos bloques pequeños, ésta es dominada por grano fino.

Tipo C, montículos compuestos por bloques descansando en facies de matriz.
Estos montículos están compuestos por grandes bloques que descansan en facies de matriz y se pueden considerar como una combinación de los tipos A y B.

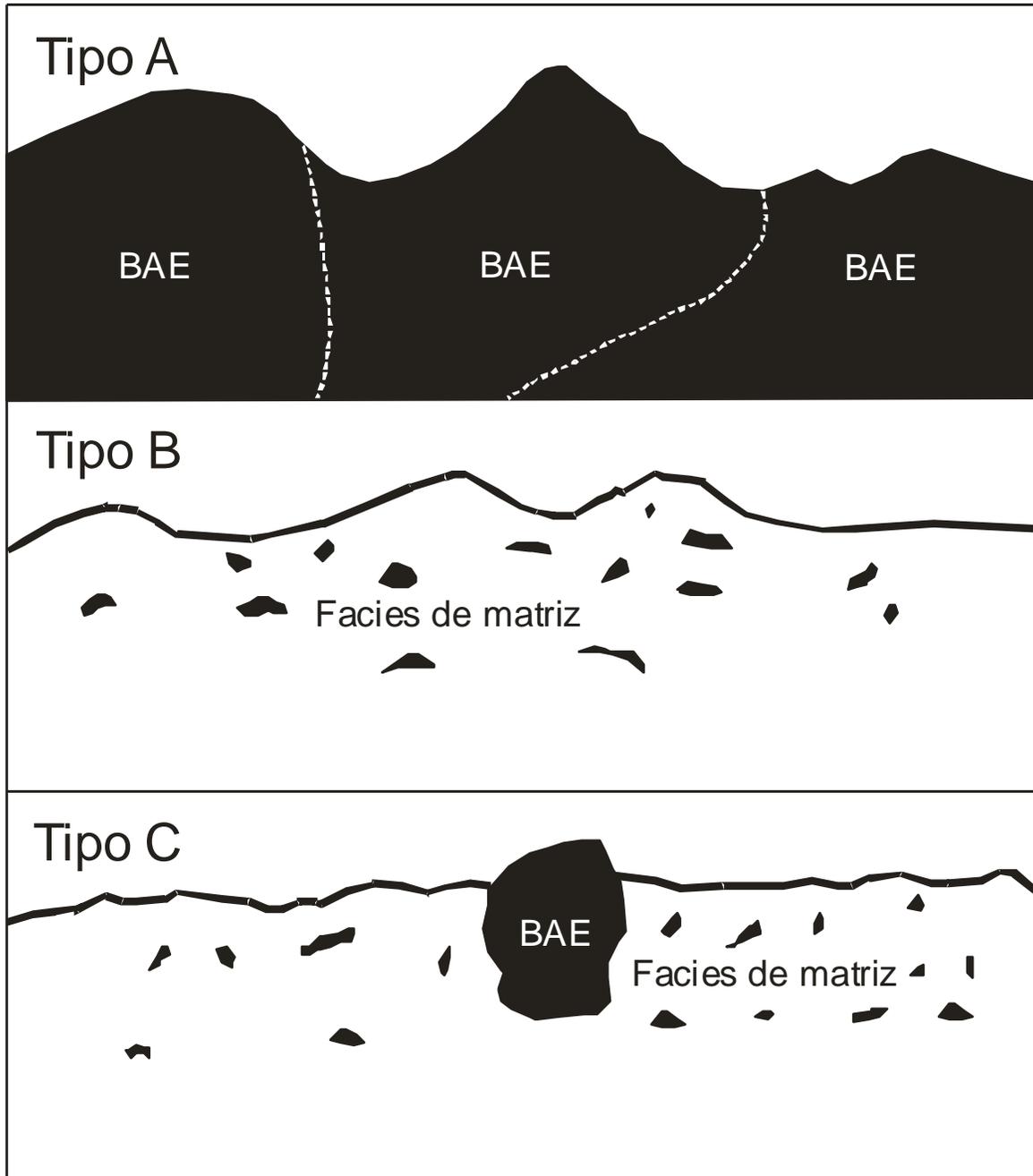


Figura 3.3. Tipos de *hummocks*. Tipo A, facies de bloques sin facies de matriz. Tipo B, facies predominantemente de matriz con escasos bloques pequeños. Tipo C, bloques suspendidos en facies de matriz. BAE: Bloque de avalancha de escombros. Modificado de Glicken (1996).

Los depósitos de avalancha, por lo general, están formados de clastos angulosos a subangulosos soportados en una matriz de grano fino, son mal seleccionados y pobremente gradados. Los clastos a menudo se presentan muy fracturados, sin embargo, algunas veces conservan su estructura original.

Los patrones de fracturamiento en los clastos son comúnmente radiales o irregulares, y son comúnmente conocidos como fracturas de rompecabezas (*jigsaw cracks*). Este estilo de fracturamiento difiere de las juntas de enfriamiento en los flujos de lava, márgenes fríos de diques o fracturas prismáticas de fragmentos juveniles en depósitos de flujo piroclástico (Ui, 1987). En un estudio realizado en Monte Egmont, Nueva Zelanda, Ui et al. (1986) observó que el número de clastos con fracturamiento en rompecabezas no varía con la distancia, sugiriendo que este tipo de estructura se forma por descompresión inicial en la fase de deslizamiento al liberarse la presión litostática durante el transporte lo que ocasiona dilatación y disgregación de los clastos. En algunos casos, la interacción entre clastos es tan intensa que pocos conservan esta estructura durante el proceso de transporte.

Otra característica textural distintiva de los depósitos de avalancha de escombros es la combinación desordenada de colores, producidos por la yuxtaposición de material de diferente litología, particularmente el procedente de zonas con diferente grado de alteración que representan áreas internas en donde se lleva a cabo una intensa interacción de fluidos volcánicos (Siebert, 1996).

III.1.4. Granulometría

El tamaño de las partículas existentes en un depósito de avalancha de escombros es ampliamente contrastante, variando desde arcillas hasta grandes bloques denominados como megabloques o bloques de avalancha de escombros (Ui, 1983) que son definidos como piezas coherentes del volcán poco consolidado que fueron transportados y depositados intactos. Así, por naturaleza, los depósitos de avalancha son mal clasificados y su distribución granulométrica es

normalmente bimodal. El tamaño de los clastos tiende a decrecer con la distancia como resultado de la disgregación y mezcla parcial durante el transporte; sin embargo, en algunos casos, esta disminución en los clastos no es muy apreciable, quizá porque el fracturamiento no se da durante el transporte sino más bien cerca de la fuente, en las primeras etapas del deslizamiento (Glicken, 1996; Siebert, 1996; Capra et al., 2002).

Los clastos de las avalanchas de escombros son, por lo regular, angulosos a subangulosos pero también puede haber algunos con formas redondeadas, sobre todo en las zonas distales debido a la abrasión, como se observa en los depósitos del Monte Egmont, en Nueva Zelanda (Ui et al., 1986). Es común que, durante el transporte de una avalancha de escombros, ésta recoge material ajeno a la fuente de origen, a este proceso se le conoce como *bulking*, tal y como ocurre también en los flujos de escombros (Vallance, 2000).

III.1.5. Transporte y emplazamiento

Al inicio de una avalancha, la porción del volcán que colapsa se comporta como un cuerpo rígido (Takarada et al., 1999), favoreciendo una generación de esfuerzos que provocan su dilatación, deformación y disgregación de los materiales que acarrea. Cuando el volumen de material se ha fragmentado suficiente, se comporta entonces como un flujo.

Una gran cantidad de modelos se han propuesto para tratar de explicar el movimiento, emplazamiento y alcance de las avalanchas de escombros, sin embargo, hasta el día de hoy, no se ha establecido uno que incorpore todas las características observadas en los depósitos.

Los modelos comúnmente invocan una fricción reducida por factores tales como capas de aire comprimido (Shreve, 1968), polvo entre los clastos (Hsü, 1975), autolubricación (Campbell, 1989) fusión a lo largo del plano de deslizamiento (Erismann, 1979), o por fluidización por aire (Kent, 1966), vapor de

agua (Habib, 1975) o por la vibración acústica (Melosh, 1979). Otros autores como Davies (1982), invocan una fluidización mecánica a través de fuerzas dispersivas entre los granos.

Takarada et al. (1999), propusieron un modelo en el cual las avalanchas de escombros se comportan como un flujo en forma de tapón (*Plug flow*), con una capa límite laminar (*laminar boundary layer*) en la base. El *Plug flow* se comporta como un cuerpo semirígido que casi no se deforma, no así la capa límite laminar que se encuentra muy deformada debido a que el esfuerzo de cizalla en la base excede la resistencia crítica. Cuando el esfuerzo de cizalla en la capa límite laminar es menor a la resistencia crítica del fluido, a causa de la desaceleración, ocurre el desplazamiento. Probablemente, una combinación de estos modelos pueda ser aplicada en muchos casos, dependiendo de la composición, origen, volumen y ambiente de la avalancha.

Algunos clastos conservan su estructura primaria, tales como capas de pómez, esto es evidencia de un flujo con comportamiento principalmente laminar. Otra evidencia de un flujo laminar, es la encontrada por Mimura et al. (1982), quienes a través de mediciones de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), observaron que los clastos grandes de un depósito de avalancha están rotados en el plano horizontal, pero no en el vertical.

Aunque un comportamiento de flujo laminar domina en el emplazamiento de una avalancha, algunas evidencias texturales sugieren un flujo turbulento en sitios particulares, esto es importante considerar en avalanchas iniciadas de manera explosiva (Siebert, 1996).

III.1.6. Movilidad

Las avalanchas de escombros son flujos granulares inerciales cuyos fluido intersticial (agua, aire y material fino) se encuentra en una proporción menor al 10 % en peso (Pierson y Costa, (1987), por esta razón se les considera secos.

Los flujos de escombros tienen un contenido de fracción sólida variable entre el 70 y el 90 % en peso, y si la matriz contiene más del 3-5 % de arcilla se definen como cohesivos (Vallance y Scott, 1997).

La movilidad está definida por la relación H/L o también conocida como *Coefficiente de Heim* (Heim, 1932), donde H es la diferencia de altura entre el punto de generación del flujo y el sitio en donde se deposita, y L, es la distancia máxima alcanzada por el flujo. A la pendiente formada entre estos dos puntos se le conoce como línea de energía, por lo tanto, a menor H/L, corresponde una mayor movilidad.

Ui (1983), encontró que las avalanchas volcánicas tienen un menor H/L que las avalanchas no-volcánicas de volumen similar, lo que indica que son más móviles. En ambos casos, el H/L decrece con el incremento del volumen. Por otra parte, el esfuerzo crítico y la viscosidad, decrecen drásticamente con la distancia, contribuyendo a conseguir un mayor alcance (Siebert, 2002).

La mayor movilidad de las avalanchas volcánicas, respecto a las no-volcánicas, ha sido atribuido a factores como: la presencia de material piroclástico y alterado, el desarrollo de fracturas debido a la intrusión de un criptodomo y la presencia de fluidos hidrotermales dentro del edificio volcánico o de gases volcánicos cuando son disparadas por eventos altamente explosivos (Ui, 1983; Siebert, 1984).

Otro factor que contribuye a la gran movilidad de las avalanchas, es la rápida aceleración que alcanzan sobre las pendientes del volcán, lo cual produce velocidades extremadamente altas, permitiendo el transporte a grandes distancias debajo del volcán. Velocidades máximas calculadas a partir de análisis cinemáticos alcanzan de 50 a 150 m/s (Siebert, 1996). El contenido de agua puede aumentar la movilidad de una avalancha, y en muchos casos, transformarla a lahar, como en el volcán Santa Elena (1980) (Glicken, 1996).

III.2. Tipos de depósitos y origen

Los procesos para generar una avalancha de escombros son varios. Hasta el día de hoy, se han propuesto tres tipos principales de avalanchas: Bezymianny, Bandai y Unzen (Siebert, 1984; Siebert et al., 1987; Ui et al., 2000).

1) Tipo Bezymianny. Estas avalanchas están asociadas con erupciones magmáticas. Cuando el plano de deslizamiento corta un cuerpo magmático, la consecuente descompresión rápida puede producir explosiones laterales conocidas como *blasts*, tales como las ocurridas en los volcanes Bezymianny en 1956 y Monte Santa Elena en 1980 (Siebert et al., 1987). No siempre la descompresión es súbita, en estos casos se puede presentar sólo eyección de escoria o efusión de lava. En casos como en el Monte Santa Elena, la inyección de un cuerpo magmático a niveles muy someros (prácticamente dentro del edificio volcánico) produjo la deformación del flanco norte del volcán.

2) Tipo Bandai. Estas avalanchas de escombros ocurren cuando el magma está ausente cerca de la superficie, por lo tanto, las explosiones son estrictamente freáticas, causadas por la interacción de una fuente de calor con agua subterránea.

3) Tipo Unzen. Las avalanchas de escombros tipo Unzen no están relacionadas directamente con actividad volcánica. Estas pueden ser accionadas por sismos tectónicos o sismicidad acompañante a erupciones de volcanes cercanos al que colapsa.

III.3. Factores que controlan la inestabilidad de un edificio volcánico

La inestabilidad de un volcán puede ser definido como la condición dentro de la cuál, un edificio volcánico ha sido desestabilizado a un grado suficiente que incrementa la posibilidad de sufrir un colapso de una parte o de todo el edificio (McGuire, 1996). La inestabilidad inherente de volcanes es atribuible a un gran número de factores que pueden actuar individualmente o en conjunto (Figura 3.4)

(Siebert, 2002). Aunque las condiciones de inestabilidad persisten por mucho tiempo, el colapso puede ocurrir súbitamente en presencia o ausencia de actividad magmática.

Estratovolcanes de gran altura y con pendientes pronunciadas son claros candidatos a colapsar (Francis y Wells, 1988). Otros factores estructurales que contribuyen a la inestabilidad de un edificio tienen que ver con su estructura interna, por ejemplo capas intercaladas de flujos de lavas con depósitos piroclásticos o brechoides, así como la inclinación particular de las mismas. En otros casos, la construcción de edificios asimétricos sobre basamentos inclinados puede ser el factor fundamental de inestabilidad (Carrasco-Núñez et al., 2006), o bien el desplazamiento promovido por la intrusión de enjambres de diques paralelos (Siebert, 1984) o zonas de intersección de fallas (Carracedo, 1996).

En volcanes costeros, los efectos de la erosión marina y cambios en el nivel del mar son factores desestabilizadores que producen un colapso preferencial en dirección al mar (McGuire, 1996). Presiones de fluidos elevadas, generadas por varios procesos, pueden reducir el esfuerzo crítico. La alteración hidrotermal puede convertir grandes segmentos de la cima del volcán en minerales arcillosos (López y Williams, 1993). Day (1996) argumenta que la inestabilidad resulta no se debe a la reducción del coeficiente de fricción de masas de roca alterada, sino del incremento de la permeabilidad que eleve la presión del fluido de poro. La saturación de agua hidrotermal, que suele acompañar a las intrusiones magmáticas de algunas porciones del volcán puede elevar la presión del fluido debilitando el edificio (Voight et al., 1983). Asimismo, cambios climáticos abruptos que intervienen en los procesos de glaciación y deglaciación, y la ocasional formación de huracanes y otras perturbaciones meteorológicas pueden favorecer las condiciones de inestabilidad de montañas volcánicas (Capra, 2006).

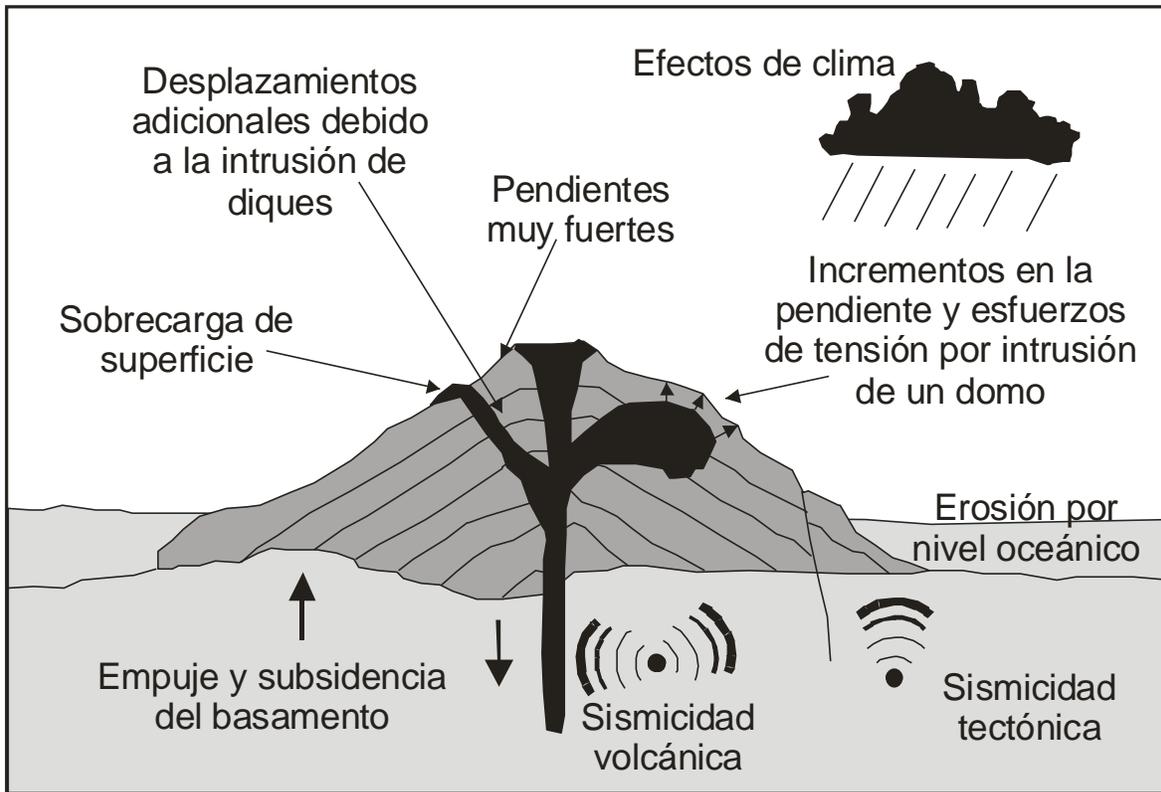


Figura 3.4. Elementos principales de inestabilidad de un edificio volcánico. Modificado de McGuire (1996).

III.4. Mecanismos de disparo

Los mecanismos de disparo pueden clasificarse en magmáticos o internos y no-magmáticos ó externos (McGuire, 2003). Los magmáticos están relacionados a la extrusión o intrusión de magma que tiene el potencial de accionar el colapso a través de cargas gravitatorias, de empujes mecánicos o de cambios en la presión del poro relacionados a la temperatura. Los volcanes Bezymianny (1956) en Kamchatka y Santa Elena (1980) en Estados Unidos, colapsaron debido a intrusiones magmáticas que deformaron el edificio, aunque la ocurrencia de un sismo de magnitud 5 parece haber sido el agente disparador para el segundo caso. Otro detonante de colapso está asociado a explosiones freáticas, como el caso del volcán Bandai (1988).

De acuerdo al ambiente tectónico, los sismos y el movimiento de fallas de basamento juegan un papel importante como iniciadores de colapsos, aún en terrenos no volcánicos. Si una estructura volcánica es inestable, un sismo puede desencadenar el movimiento súbito de uno de sus flancos, todo dependerá de que tan resistente sea. Según Keefer (1984), los principales parámetros a ser considerados para que un sismo trabaje como disparador en un deslizamiento son: a) intensidad mínima que puede disparar un deslizamiento, b) la relación entre la magnitud y el área afectada por un sismo, c) la relación entre la magnitud y la distancia máxima del epicentro que puede provocar un deslizamiento, d) la frecuencia mínima e intensidad a la cual los deslizamientos son generados.

En fallas normales, el colapso se localiza comúnmente en dirección perpendicular a la de máxima compresión horizontal, la cual coincide con el emplazamiento de diques y conos parásitos emplazados a través de fallas importantes (Siebert, 1984). Si la dirección de los esfuerzos regionales principales ocasiona fallas de movimiento transcurrente, entonces la superficie de deslizamiento debe ser oblicua a la dirección del movimiento de la falla (Lag may et al., 2000).

Asimismo, factores hidrometeorológicos como lluvias torrenciales intensas, también son importantes mecanismos de disparo (McGuire, 2003). En Nicaragua (1998), el volcán Casita, que ya estaba debilitado por alteración hidrotermal, sufrió un pequeño colapso sectorial a causa de lluvias intensas provocadas por el huracán Mitch (van Wyk de Vries et al., 2000).

IV. Depósitos de avalancha del volcán Cofre de Perote

La cima del volcán Cofre de Perote (CP) está caracterizada por una zona de escarpes que, en conjunto, forman una impresionante estructura con forma de herradura. Dos depósitos han sido identificados hacia el flanco este del CP, quedando expuestos a lo largo del río Los Pescados. Aunque estos depósitos fueron definidos con anterioridad como Xico y Los Pescados por Carrasco-Núñez et al. (2006), sus características físicas (particularmente texturales) no fueron descritas en detalle.

IV.1. Área fuente

En el modelo de elevación digital del CP (Figura 4.1) claramente se observan varias estructuras semicirculares de forma asimétrica, que evidencian, por lo menos, tres eventos de colapso sufridos a lo largo de su historia. Al menos tres juegos distintos de escarpes pueden ser discriminados.

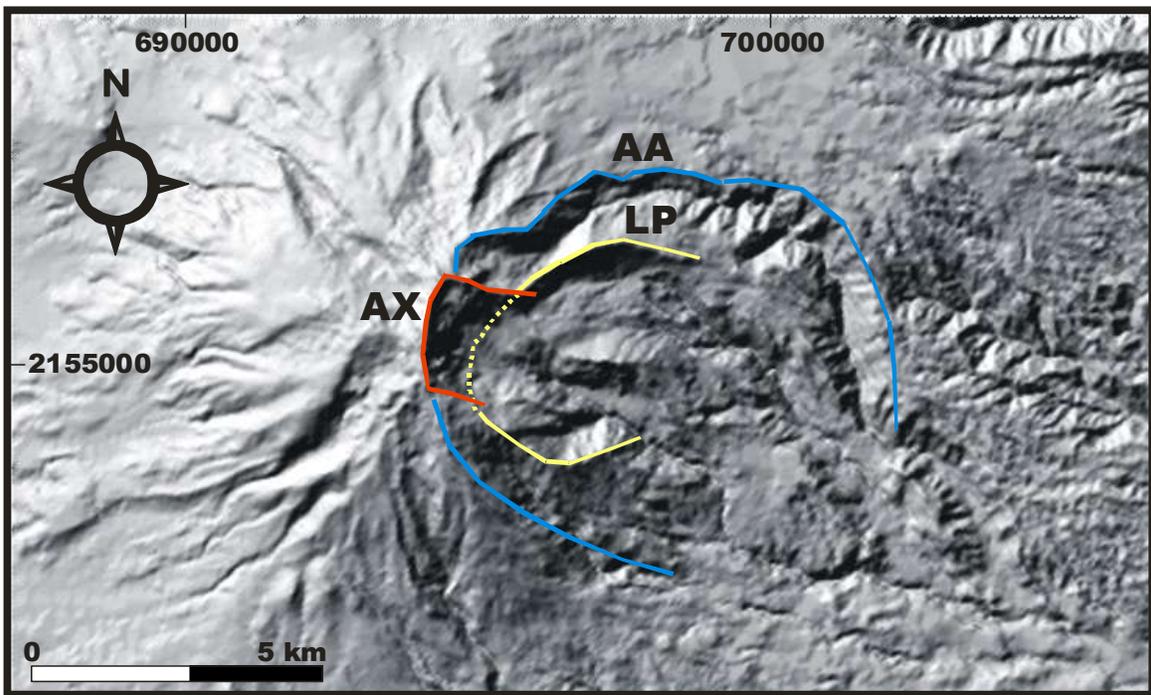


Figura 4.1. Modelo de elevación digital del CP, mostrando los diferentes juegos de escarpes, cuyas relaciones sugieren su edad. La línea azul indica el escarpe correspondiente al depósito de

avalancha Antigua (AA); la línea amarilla al depósito de flujo de escombros Los Pescados (LP) y la línea roja al depósito de avalancha Xico (AX).

A partir de las relaciones de corte de los juegos de escarpes observados en la cima del CP (Figura 4.1), se puede considerar que el escarpe AA es el más antiguo y podría corresponder a un evento de colapso antiguo, ya que afecta a las rocas de la primera etapa de formación del CP (1.3- 0.5 Ma.) (Figura 4.2). Este escarpe tiene un diámetro cercano a los 6 km y se abre en dirección SE. Se puede observar que ese escarpe es truncado por escarpes más recientes LP y AX, y está cubierto por flujos de lava más jóvenes (Figura 4.2). En la figura 4.3., se observa un flujo de lava de ~0.4 Ma. cubriendo a un depósito de avalancha antiguo el cual se relaciona aquí con el escarpe AA.

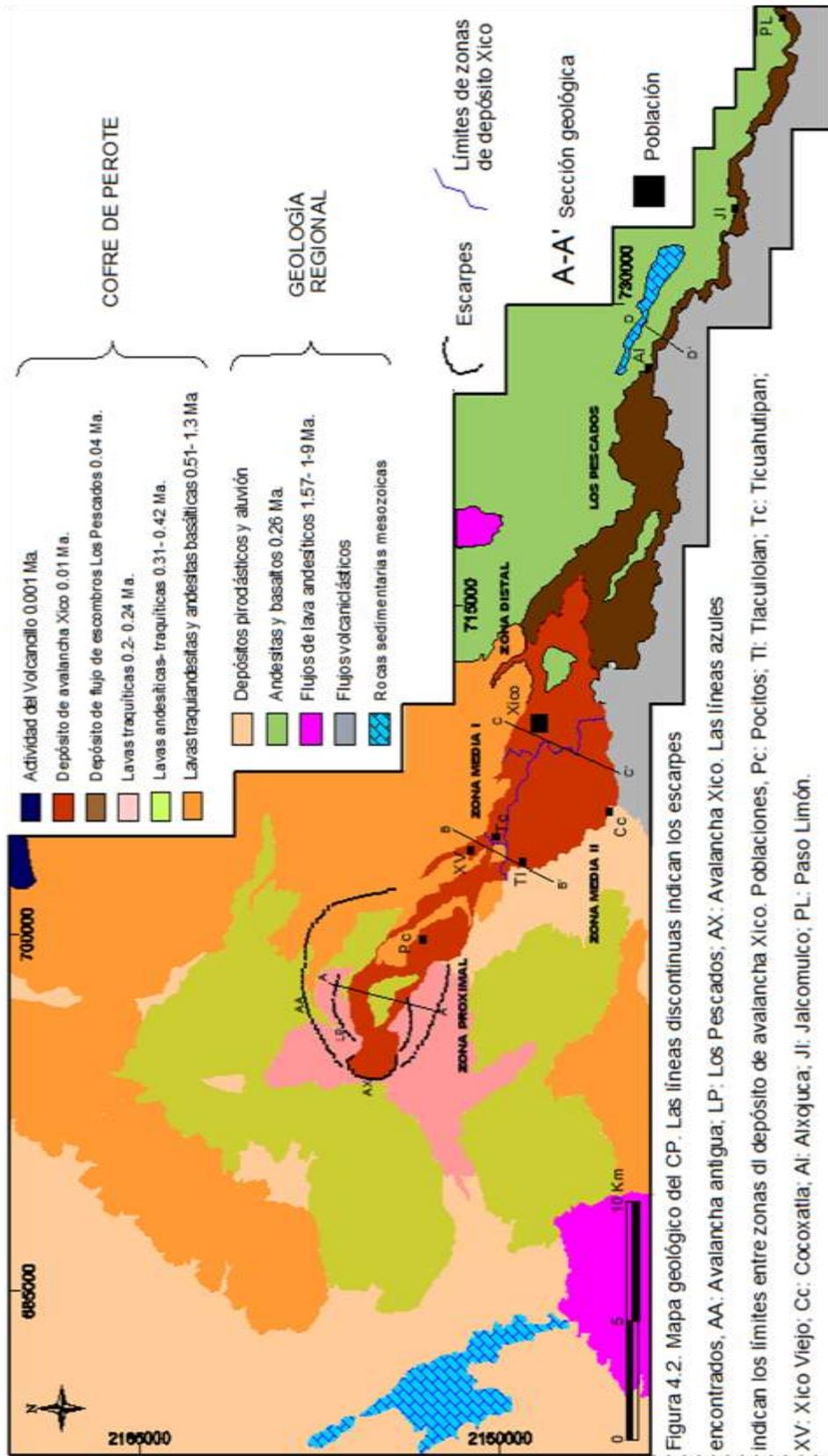


Figura 4.2. Mapa geológico del CP. Las líneas discontinuas indican los escarpes encontrados, AA: Avalancha antigua, LP: Los Pescados, AX: Avalancha Xico. Las líneas azules indican los límites entre zonas de depósito de avalancha Xico. Poblaciones, PC: Pocitos; TI: Tlacuiloian; Tc: Ticuahutipan; XV: Xico Viejo; Cc: Ccoxatla; AI: Aixjuca; JI: Jalcomulco; PL: Paso Limón.

En el camino entre los poblados de Tembladeras y Pocitos se encontró una de las pocas exposiciones de un depósito que, por encontrarse en su mayor parte cubierto por flujos de lava fechados por Carrasco-Núñez et al. (2009) en 0.4 Ma. (Figura 4.2), se considera que son de los más antiguos en su tipo y pudieran estar asociados al colapso más antiguo que aquí ha sido identificado como escarpe AA. Este es un depósito heterolitológico, masivo, mal seleccionado, compuesto por clastos líticos angulosos a subangulosos soportados por una matriz limo-arenosa (escasa) de color café. Es común encontrar bloques con estructura de rompecabezas en este depósito, por lo que se ha interpretado como un depósito de avalancha de escombros.

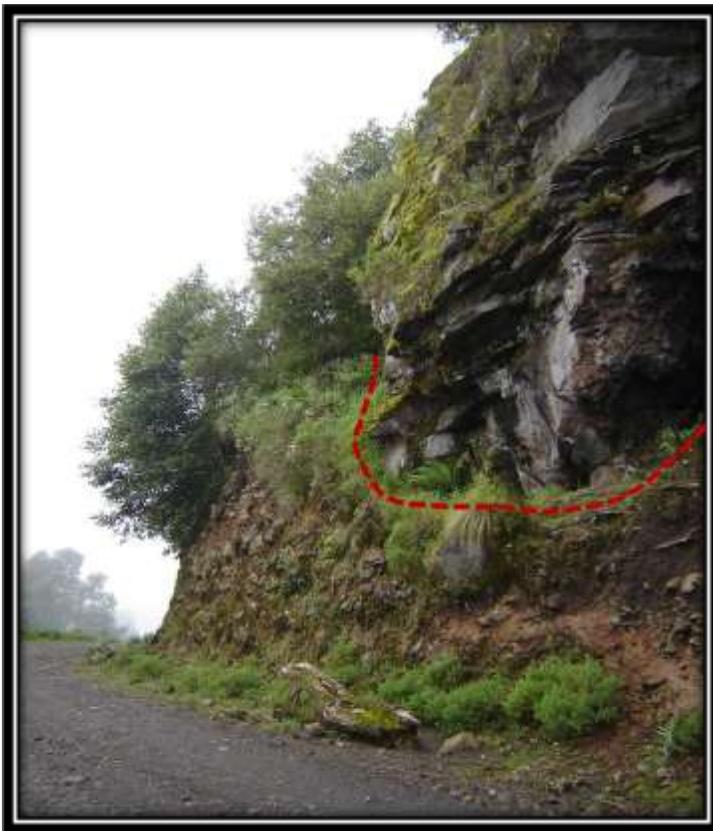


Figura 4.3. Fotografía que muestra a un flujo de lava de ~0.4 Ma. (Carrasco- Núñez et al., en prensa) sobreyaciendo al depósito de avalancha antiguo.

A partir de la interpretación de imágenes de satélite y fotografías aéreas, se pudieron observar las relaciones de corte de los escarpes LP y AX, mostrando que

el escarpe LP es anterior al escarpe AX, ya que este se encuentra truncando al escarpe LP (Figura 4.4). Se propone en este punto que los depósitos de Xico y Los Pescados que se describirán más adelante, están asociados a eventos de colapso que generaron esos escarpes.

El escarpe LP tiene un diámetro máximo de ~4 km, mientras que el escarpe AX tiene un diámetro de ~1.6 km, ambos abiertos en dirección sureste. La zona de escarpes recientes afecta a rocas originadas en la tercera etapa de formación del CP, es decir, a flujos de lava traquiandesíticos- dacíticos.

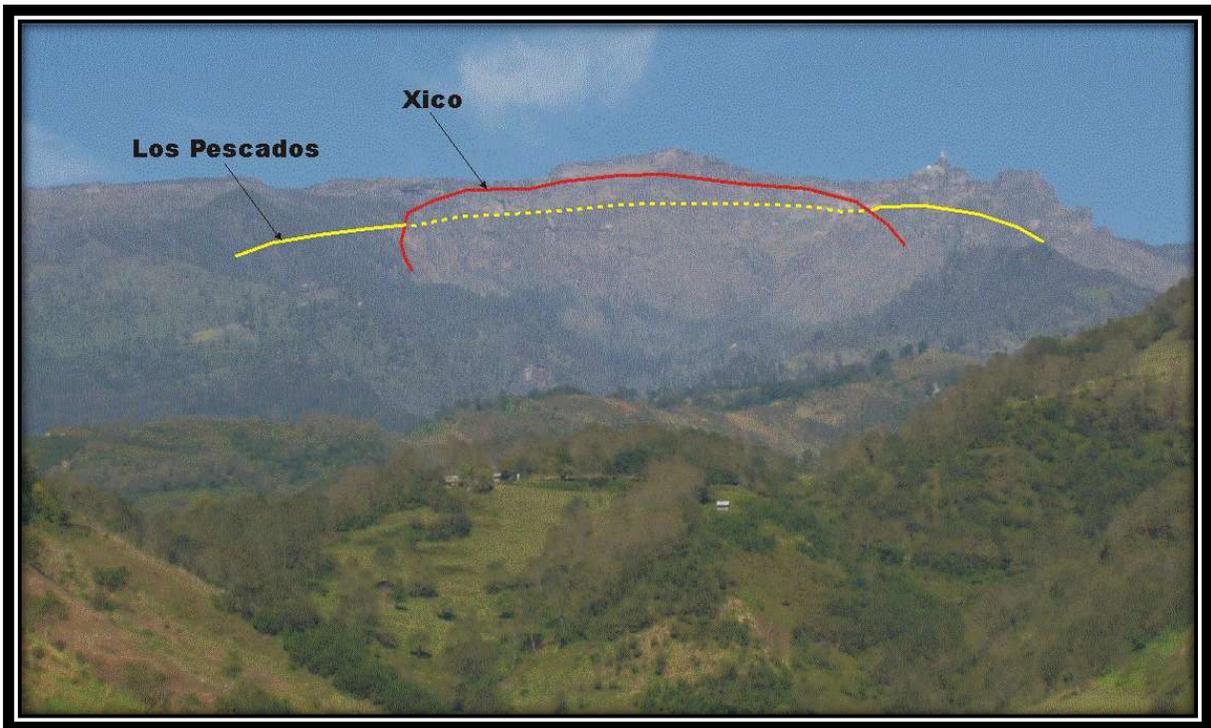


Figura 4.4. Fotografía tomada desde el flanco sur-oriental del CP, donde se muestra la zona de escarpes recientes, resaltada por la escasa vegetación. Los nombres de Xico y Los Pescados, sugieren la tentativa y muy posible correlación de esos depósitos con los escarpes representados, lo cual queda evidenciado por las edades y los componentes de los depósitos, como se describirá más adelante.

El color de las rocas en la cima del CP es gris a gris oscuro, excepto en la zona de escarpes, donde el alto grado de alteración les da tonalidades

amarillentas a rojizas. Cabe destacar la casi total ausencia de vegetación en esta zona, así como la presencia de bloques de regular tamaño desprendidos recientemente.

IV.2. Descripción general de los depósitos

IV.2.1. Flujo de escombros Los Pescados

El depósito Los Pescados consiste en un depósito heterolitológico, masivo, mal seleccionado de clastos líticos angulosos a redondeados cuyo tamaño varía de 2 mm a 80 cm, encontrándose algunos de hasta 2 m de largo, soportados en una matriz homogénea limo-arenosa color café claro a amarillo (Figura 4.5). Los clastos dominantes son de andesita con textura afanítica y porfirítica de color gris a gris oscuro, aunque también se han encontrado clastos de dacita, basalto vesicular y no-vesicular, todos con distintos grados de alteración. La consistencia del depósito es de semiconsolidado a consolidado, muy probablemente por el contenido de material fino en la matriz que varía de 5.6-7.13 %. Solo en algunos afloramientos, como en el cruce del puente del río Los Pescados, a unos 35 km de la cima del CP, se observaron escasos bloques de 0.5 a 0.8 m de diámetro con fracturamiento en forma de rompecabezas.



Figura 4.5. Fotografía del depósito de flujo de escombros Los Pescados, mostrando el arreglo masivo, sin gradar de los bloques andesíticos subangulosos soportados por una matriz limo-arcillosa.

La morfología de este depósito es principalmente plana, con terrazas que rellenan el valle. Las paredes están formadas por depósitos vulcanoclásticos antiguos, coladas basálticas-andesíticas, ignimbritas y calizas mesozoicas (Figura 4.6) (Carrasco-Núñez et al., 2009). Esa morfología y la textura general del depósito permiten clasificar al depósito Los Pecados como flujo de escombros.

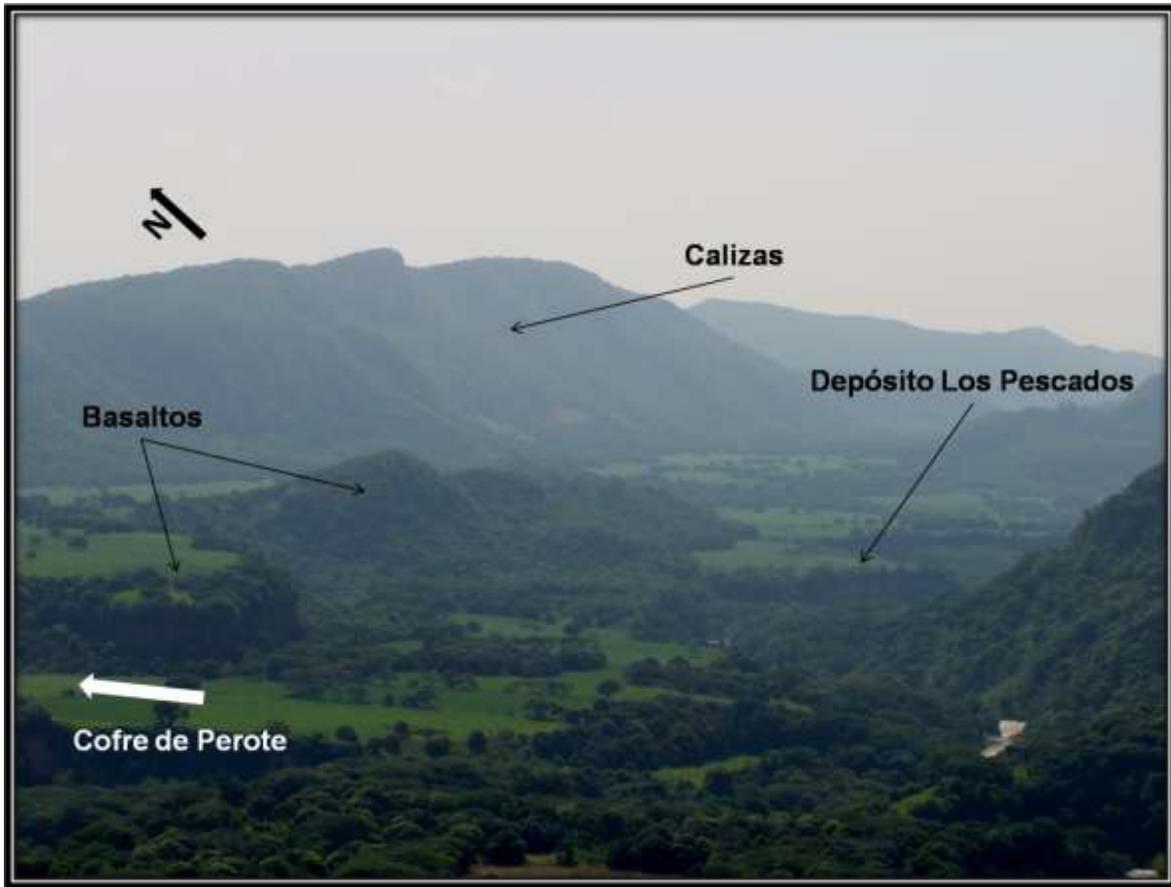


Figura 4.6. Vista panorámica del río Los Pescados mostrando, en el fondo, calizas mesozoicas. El valle del río relleno por una terraza superior compuesta por un flujo de lava basáltico que fue cortada y posteriormente rellena por el depósito Los Pescados.

Los mejores afloramientos de éste depósito se encuentran a lo largo del río Los Pescados, en el rancho Alxojuca y en los poblados de Jalcomulco y Paso Limón (ver ubicación en la figura 4.2).

IV.2.2. Avalancha Xico

El depósito Xico consiste en un depósito heterolitológico, masivo, mal seleccionado con clastos líticos angulosos a subredondeados cuyo tamaño varía de 2 mm a 1 m, encontrándose algunos bloques de hasta 15 m de largo en la zona de *hummocks*, soportados en una matriz areno-limosa de color café a rojizo

(Figura 4.7). Los clastos dominantes son de andesita afanítica y porfirítica, aunque también se han encontrado clastos de dacita y basalto vesicular, todos con distintos grados de alteración. La consistencia del depósito es de deleznable a semiconsolidado. Presenta clastos con fracturamiento de rompecabezas, en la zona proximal y media, principalmente (Figura 4.8).



Figura 4.7. Fotografía que muestra el carácter masivo del depósito Xico a 12 km de la cima del CP.



Figura 4.8. Fotografía que muestra un clasto con fracturamiento de rompecabezas, en el depósito de avalancha Xico a 5 km de la cima del CP. El martillo mide 35 cm.

El depósito Xico tiene en su parte proximal y media, morfología de lomeríos; sin embargo, en la zona distal la morfología es relativamente plana (Figura 4.9). Además, en esta misma zona (distal), aumenta el contenido de clastos subredondeados y no se observan clastos con fracturamiento de rompecabezas.



Figura 4.9. Fotografía que muestra la morfología relativamente plana del depósito Xico en la zona distal, en las afueras del poblado del mismo nombre.

Los mejores afloramientos del depósito de avalancha Xico se encuentran en los poblados de Xico, Tlacuilolan, Ticuahutipan, Xico viejo y Cocoxatla.

IV.3. Geometría y volumen de los depósitos

IV.3.1. Flujo de escombros Los Pescados

El depósito de flujo de escombros Los Pescados (FELP) se distingue más allá de los límites del depósito de avalancha Xico. Solamente se encontró un afloramiento en áreas proximales, en donde presenta una morfología plana. En este lugar, el depósito tiene una base erosiva, se encuentra sobreyaciendo a un paleosuelo y en ocasiones a flujos de lava de la etapa I de formación del CP (Figura 4.10). Está cubierto por un paleosuelo y por el depósito de avalancha Xico; cubre un área de 5.4 km² con un espesor promedio de 2 m.



Figura 4.10. Fotografía que muestra al depósito de flujo de escombros Los Pescados (FELP) en la localidad de Cuahutemecatla, sobreyaciendo a lavas de la primera etapa de formación del CP y subyaciendo a un paleosuelo, que a su vez está cubierto por el depósito de avalancha Xico (AX). La altura del vehículo es de 1.60 m.

El depósito de FELP puede observarse de manera casi continua a partir de los 25 km del CP, en el cauce del río Los Pescados, formando terrazas relativamente planas, aunque ligeramente inclinadas en la dirección del drenaje. En esta zona, alcanza su ancho máximo de 3.5 km. La longitud total del depósito es de 54.5 km.

El área cubierta por el depósito FELP en esta zona es de 53.48 km², con un espesor promedio de 23.5 m. El volumen total del depósito FELP se estima en 1.27 km³.

IV.3.2. Avalancha Xico

Con la finalidad de tener un mejor entendimiento de las características texturales y emplazamiento del depósito de avalancha Xico, este se dividió en tres zonas: proximal, media y distal, tal como se observan delimitadas en la figura 4.2; las cuales presentan diferencias tanto en la morfología como en la inclinación promedio del terreno.

El depósito de avalancha Xico alcanza una extensión máxima de 24 km y un ancho máximo de 5.1 km en la zona media. El límite distal de éste depósito se infirió a partir de su morfología, mediante la interpretación de fotografías aéreas escala 1:20000 y con base en los resultados de difracción de Rayos X, los cuales se presentan en la sección IV.7, ya que se encuentra cubierto por suelo, vegetación o cultivos de café.

En la zona proximal, el depósito de avalancha Xico, tiene una morfología relativamente plana, aunque también se han observado algunos escasos montículos pequeños y se le encuentra rellenando los drenajes existentes al momento del colapso. El espesor promedio en esta zona es de 26 m y cubre un área aproximada de ~13 km².

La zona media puede dividirse en dos sectores, uno, caracterizado por una morfología plana (I) y el otro, por una morfología de lomeríos (*hummocky*) (II). El

sector I, tiene un área de $\sim 3 \text{ km}^2$ y un espesor promedio de 27 m, mientras que el sector II cubre un área de $\sim 19 \text{ km}^2$ y tiene un espesor promedio de 72.5 m (Figura 4.11).

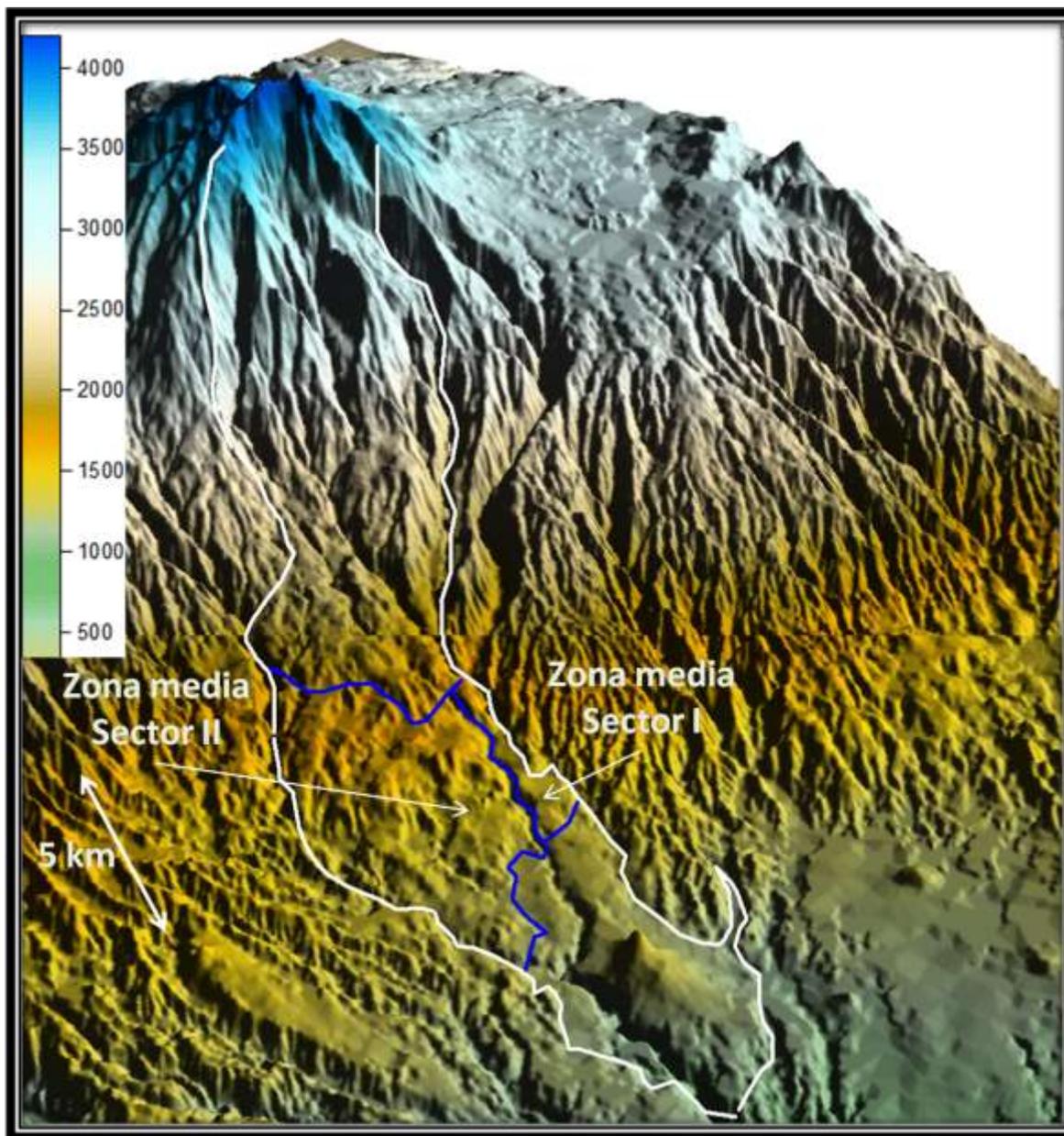


Figura 4.11. Modelo de elevación digital donde se muestran los dos sectores en que se dividió la zona media del depósito Xico. El sector I corresponde a la zona plana y el sector II a la zona con morfología *hummocky*. La escala de colores muestra la altura en metros sobre el nivel medio del mar.

En esta zona se localizan más de 40 *hummocks* que tienen forma circular u oval en planta y tienen diámetros que varían de 25 a 320 m por alturas que van de

los 5 a los 40 m (Figura 4.12). En la tabla 4.1 se muestran las características geométricas y forma de los principales montículos identificados en la zona II.

Tabla 4.1. Forma, diámetro y altura de los montículos encontrados en el sector II de la zona media del depósito de avalancha Xico.

Número	Forma	Diámetro (m)	Altura (m)	Número	Forma	Diámetro (m)	Altura (m)
1	Cónica	< 50	20	23	Alargado	320	20
2	Cónica	< 50	15	24	Alargado	220	25
3	Cónica	< 50	15	25	Alargado	115	15
4	Cónica	< 50	15	26	Alargado	140	15
5	Alargado	< 50	15	27	Cónica	110	10
6	Cónica	< 50	15	28	Alargado	210	15
7	Cónica	< 50	15	29	Alargado	90	15
8	Alargado	< 50	15	30	Cónica	150	20
9	Alargado	< 50	15	31	Alargado	240	20
10	Cónica	< 50	5	32	Cónica	210	20
11	Cónica	< 50	10	33	Alargado	220	20
12	Cónica	< 50	20	34	Alargado	240	25
13	Cónica	< 50	15	35	Cónica	130	20
14	Cónica	< 50	5	36	Cónica	150	15
15	Cónica	254	20	37	Cónica	100	20
16	Cónica	97	15	38	Alargado	160	20
17	Cónica	149	20	39	Alargado	240	20
18	Cónica	300	40	40	Alargado	260	15
19	Cónica	160	15	41	Cónica	110	15
20	Alargado	120	20	42	Cónica	230	15
21	Alargado	140	15	43	Cónica	150	20
22	Alargado	300	20				

La zona distal presenta una morfología principalmente plana, abarca un área de $\sim 19 \text{ km}^2$ con un espesor promedio de 23 m.

Así, el área total cubierta por el depósito de avalancha Xico ha sido calculada en 55.55 km^2



Figura 4.12. Fotografías de dos montículos encontrados en el sector II del depósito de avalancha Xico.

El volumen fue calculado dividiendo el depósito en zonas (proximal, media I y II; y distal) y usando el espesor promedio para cada zona. Así, el volumen total para el depósito de avalancha Xico es de 2.17 km³.

La tabla 4.2 resume los resultados obtenidos para los cálculos de volumen de los depósitos.

Tabla 4.2. Espesor, área y volumen de los depósitos Xico y Los Pescados.

Zona	Distancia (km)	Espesor promedio (m)	Area (km ²)	Volumen (km ³)
Xico Z. Proximal	0-10	26.8	13.13	0.35
Xico Z. Media (<i>Hum.</i>)	10-14	72.5	19.34	1.40
Xico Z. Media (<i>Plana</i>)	10-14	27.2	3.28	0.09
Xico Z. Distal	14-24	16.5	19.78	0.33
Total	24		55.53	2.17
Los Pescados I	9- 15	2	5.4	0.01
Los Pescados II	25- 54.5	23.5	53.48	1.27
Total	54.5		58.88	1.28

IV.4. Edad y correlación estratigráfica

Como ya se ha mencionado anteriormente, el emplazamiento del flujo de escombros Los Pescados y la avalancha Xico son los últimos fenómenos relacionados al volcán CP y ocurrieron cuando éste ya estaba en etapa de inactividad, lo cual queda documentado mas adelante. Asimismo, dichos depósitos son evidencia de actividad geológica (no magmática) reciente en la región, como puede notarse en la figura 4.13, donde se observan rellenando las partes topográficamente bajas y formando la terraza más joven a lo largo del río Los Pescados.

Se levantaron secciones a lo largo del río Los Pescados, que aguas arriba drena por la barranca de Tlacuilolan- Texolo (Figura 4.14), con la finalidad de conocer la relación estratigráfica de los depósitos Los Pescados y Xico con otros depósitos y rocas.

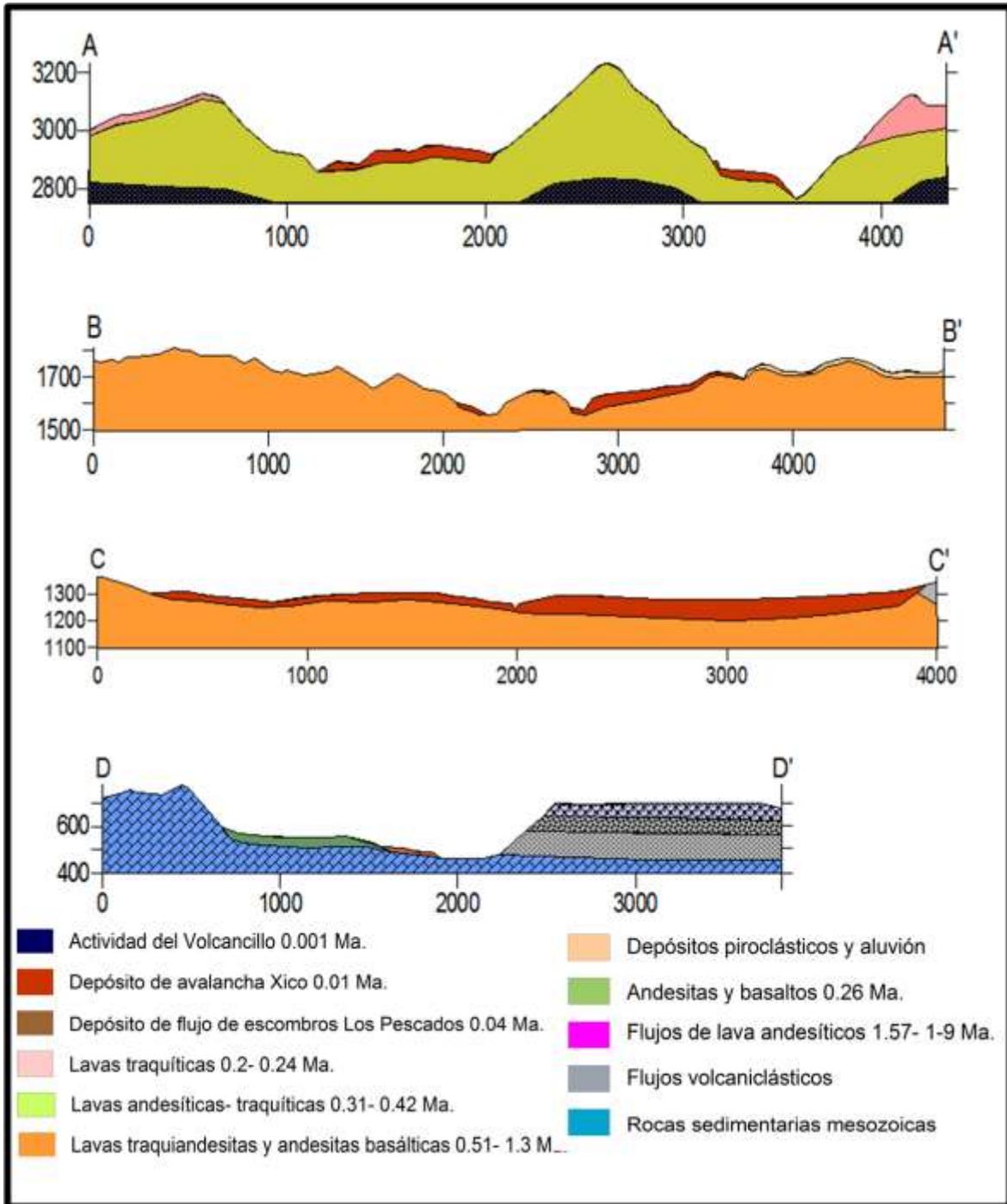


Figura 4.13. Perfiles geológicos que cortan perpendicularmente a los depósitos Los Pescados y Xico, donde se muestra que estos depósitos rellenan las partes topográficamente bajas. La ubicación y rumbo de los perfiles puede verse en la figura 4.2.

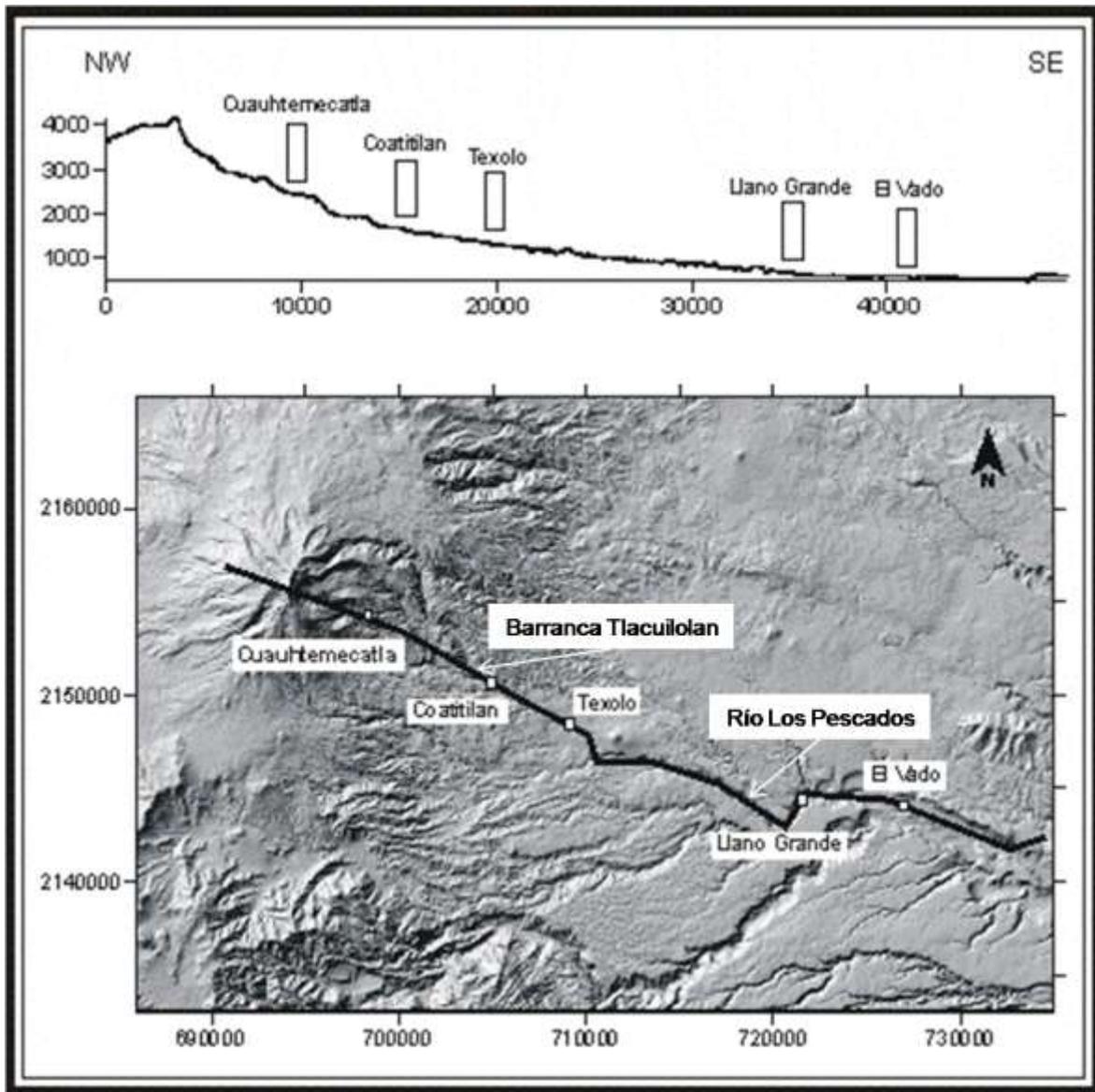


Figura 4.14. Localización de las secciones geológicas levantadas en la barranca Tlacuilolan y a lo largo del río Los Pescados. La línea negra gruesa muestra el rumbo del perfil topográfico.

La sección “Cuauhtemecatla” es la única donde se observó la relación estratigráfica entre ambos depósitos (Los Pescados y Xico), los cuáles se encuentran separados por un paleosuelo que fue fechado por el método de ^{14}C resultando una edad de 23,120 +/- 170 años.

En la figura 4.15 se presentan los perfiles estratigráficos más representativos a lo largo del drenaje principal del sector SE del volcán, y se indicó

la posición estratigráfica en donde se encontró el material utilizado para los fechamientos de ^{14}C . Por lo que respecta a los depósitos de Los Pescados y Xico, estos fueron fechados directamente, ya que en ellos se encontraron piezas de pequeños troncos parcialmente carbonizados que fueron analizados por el método de ^{14}C . Las edades de ^{14}C de los depósitos de Los Pescados y Xico, se muestran en la tabla 4.3. Los análisis se hicieron en el laboratorio de Geocronología de la Universidad de Arizona, en Tucson, EUA, bajo la responsabilidad del Dr. Chris Eastoe.

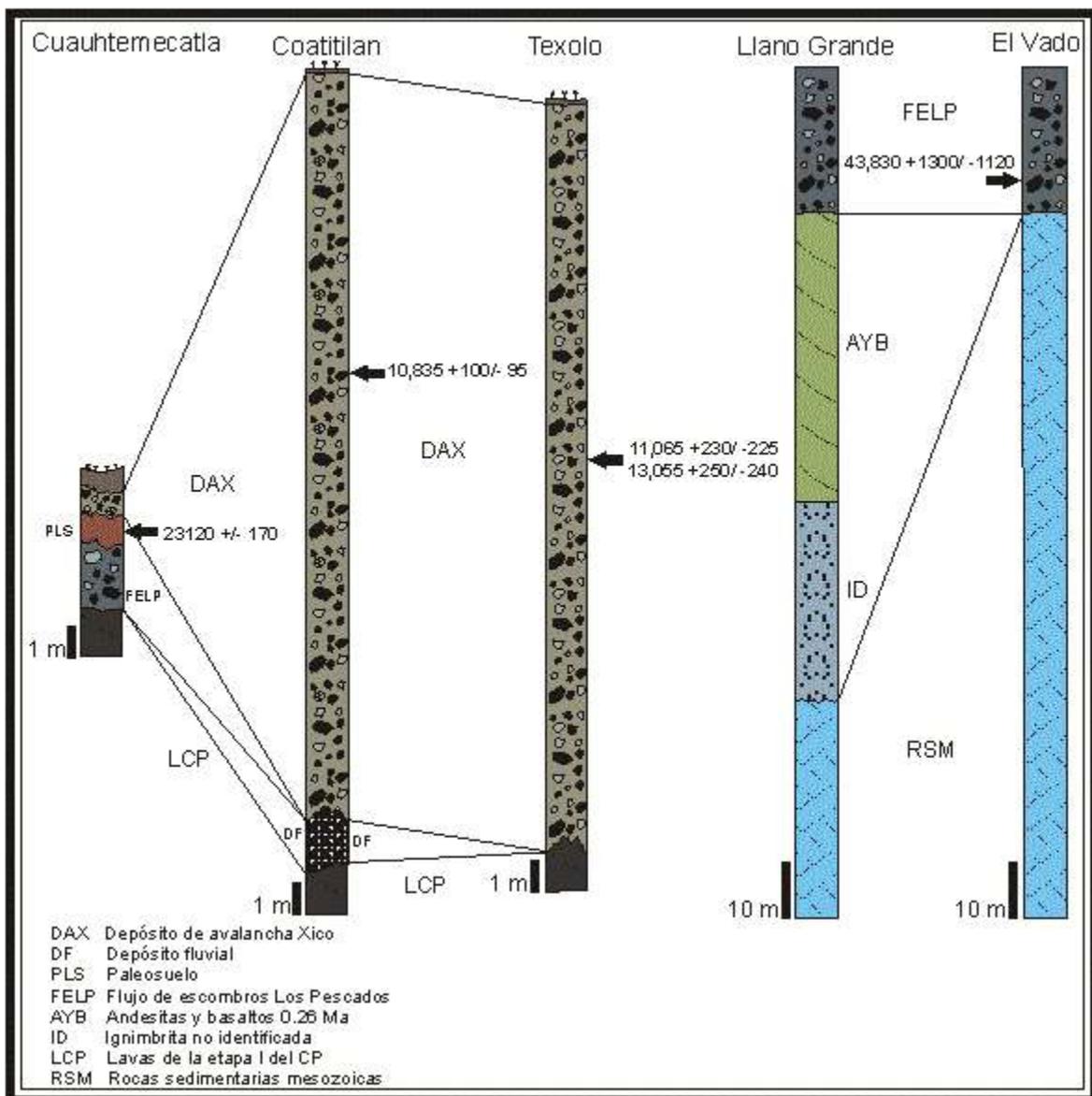


Figura 4.15. Secciones estratigráficas levantadas para los depósitos de Los Pescados y Xico. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 4.14.

A lo largo del río Los Pescados, este depósito del mismo nombre se encuentra canalizado por paredes formadas por coladas andesíticas- basálticas, antiguas ignimbritas y depósitos vulcanoclásticos, incluso por calizas mesozoicas (Figura 4.10). La edad obtenida para el depósito de flujo de escombros Los Pescados es de 43,830 años a partir de un trozo de madera no carbonizado encontrado dentro de éste.

La razón por la cual el FELP no se observa en las secciones Coatitlan y Texolo es incierta. Una posibilidad es que en esa zona el flujo tuvo un efecto predominantemente erosivo más que deposicional, lo que favorecería la ausencia de depósitos en ese segmento en particular, ya que el cauce es además bastante estrecho. Otra posibilidad es que un depósito originalmente de avalancha de escombros haya sufrido una transformación indirecta a flujo de escombros debido a una aportación inusual de agua, removiendo gran parte del material depositado en un principio. Es posible que la primera posibilidad sea la respuesta más simple.

Para el depósito AX se obtuvieron tres edades distintas (Tabla 4.3), a partir de fragmentos de troncos ligeramente carbonizados en su parte superficial como los encontrados en una localidad a aproximadamente 11 km de distancia del cráter del CP con la muestra CP155c (Figura 4.16). Las edades de 10,835 y 11,065 años se traslapan en el rango de error, por lo tanto, la edad mínima para el depósito AX es de 10,835 años. La edad de 13,055 años puede ser debida a la incorporación de troncos “muertos” durante el flujo, los cuales habían comenzado ya el proceso del decaimiento radioactivo del ^{14}C .

Tabla 4.3. Edades obtenidas por el método de ^{14}C .

Muestra	Localización		Depósito	Edad	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$
	Longitud	Latitud			
CP155c	705765	2149865	Xico	10,835 +100/-95	-25.2
CP510a	707663	2148795	Xico	11,065 +230/-225	-26.6
CP510b	707663	2148795	Xico	13,055 +250/240	-27.3
CP714	700163	2153141	Paleosuelo	23,120 +/- 170	-25.8
CP184	726635	2143450	Pescados	43,830 +1300/-1120	-23.5

El escaso crecimiento de suelo encima del depósito AX (de 10 a 50 cm) nos indica una edad relativamente joven para éste, coincidiendo con la edad obtenida de ~11,000 años. Además de esto, el escarpe de la cima del CP con el cual se propone la correlación con el depósito de Xico, muestra una morfología que es congruente con un evento de colapso muy reciente.



Figura 4.16. Afloramiento del depósito de avalancha Xico en donde se tomó la muestra CP155c para fechamiento por ^{14}C , muy cerca de la localidad de Ticuahutipan, a unos 11 km a partir de la cima del CP.

IV.5. Características texturales de los depósitos

Debido a la naturaleza masiva y mal seleccionada de los depósitos de avalancha, un solo método analítico no es suficiente para describir su espectro granulométrico completo, dada la amplia variabilidad de tamaños involucrados en los depósitos estudiados, que van desde limos y arcillas, hasta grandes bloques de decenas de centímetros y hasta megabloques métricos. Por lo tanto, se utilizaron tres métodos analíticos, cada uno de ellos, comprende diferentes rangos de tamaño, que deben ser integrados para obtener una única caracterización granulométrica total.

Es necesario que los métodos utilizados proporcionen datos comparables. Estos métodos son: el método óptico para clastos mayores a 64 mm (-6 phi), el método de tamizado físico para clastos menores a 64 mm (-6 phi) y mayores a 0.06 mm (4 phi), y el método fotosedimentológico para partículas menores a 0.06 mm (4 phi). Los tres proporcionan datos volumétricos que son comparables (Sarocchi, 2006). A continuación se describe cada uno de los métodos utilizados.

IV.5.1. Análisis granulométricos ópticos

Este método consiste en tomar fotografías de varios afloramientos del depósito para posteriormente ser procesadas por medio de un programa de análisis de imágenes, en este caso se utilizó el programa Image PRO Plus.

Las fotografías se tomaron con una cámara digital montada en un trípode a una distancia de entre 1 y 2 m, sobreponiendo al depósito un marco mallado de 102.4 x 102.4 cm con divisiones cada 64 mm con la finalidad de identificar los clastos mayores a esta medida y así, hacer una estimación de éstos en el campo. La misma fotografía se tomó sin el marco de referencia para hacer en ella el análisis de las áreas ocupadas por los clastos de las clases -6, -7 y -8 phi (Figura 4.17); con base en su diámetro mayor. Para dicho análisis se modificaron las propiedades de color, brillo y contraste de luz originales de la fotografía con el fin

de obtener un mejor contraste entre los clastos mayores a -6ϕ y menores que éstos.

Este método ha sido usado anteriormente en flujos de bloques y cenizas de la actividad reciente del volcán de Colima (Sarocchi, 2006), en donde se ha demostrado la confiabilidad de los resultados obtenidos con esta metodología.

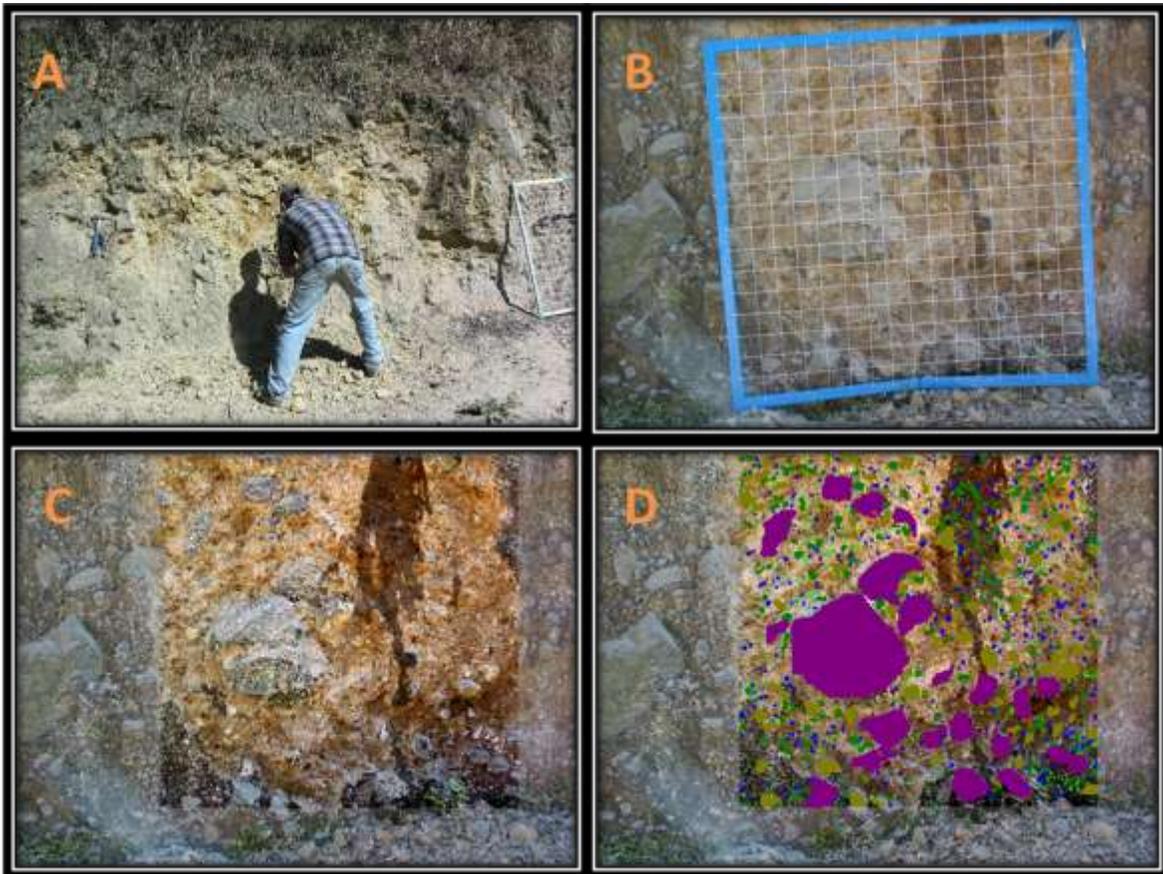


Figura 4.17. Explicación gráfica del procedimiento llevado a cabo en el método óptico. A) Se localiza el afloramiento del depósito a investigar y se limpia para dejar expuestos de la mejor manera posible los componentes del depósito. B) Se superpone al afloramiento un marco mallado de 102.4×102.4 cm con divisiones cada 64 mm con la finalidad de identificar los clastos mayores a esta medida. C) Se toma la foto sin el marco y se manipulan las propiedades de color, brillo y contraste de luz originales de la fotografía. D) Se contabilizan los clastos de acuerdo a su diámetro máximo (diferentes colores) y se determinan las proporciones relativas de las diferentes clases de tamaño mayores a 6.4 cm.

IV.5.2. Análisis granulométricos por tamizado

Los clastos con tamaños menores a 6.4 cm y mayores a 0.06 mm, se analizaron por el método de tamizado en seco, utilizando tamices estándar, espaciados cada 1 phi, desde -6 phi (6.4 cm) a 4 phi (0.06 mm). La agitación se hizo utilizando un equipo *Ro Tap* durante 12 minutos. Las fracciones fueron pesadas en una báscula de precisión. Para éstos análisis se tomaron entre 1 y 3 kg de muestra.

IV.5.3. Análisis granulométricos por medio del Fotosedimentógrafo

Para el análisis de las partículas más finas (menores a 0.06 mm: 4 phi), se utilizó un Fotosedimentógrafo Fritsch, que mide la velocidad de sedimentación de partículas sólidas en suspensión en una columna de agua. El medio de sedimentación usado fue agua destilada. La solución agua destilada y sedimento fueron agitadas manualmente y un minuto en ultrasonido. No se aplicó ningún tipo de dispersante químico. Se efectuaron de 2 a 3 replicas y cuando los resultados coincidieron se tomaron los valores de uno de ellos como representativos de la muestra.

IV.5.4. Integración de los datos

Por lo menos, una fracción granulométrica se sobreponía entre dos métodos diferentes (adyacentes), en todos los casos se escogió el valor más representativo entre las dos fracciones al momento de unirlos. El método óptico y el de tamizado, se sobrepusieron en la clase -4 phi (16 mm), mientras que el de tamizado y el Fotosedimentógrafo en la clase de 4 phi (0.06 mm).

Para presentar los resultados en gráficas de volumen contra porcentajes (%) combinando los tres métodos, se calculó el área ocupada por los clastos mayores de 6.4 cm (-6 phi) en el área total medida, la diferencia entre éstas nos

proporciona el área ocupada por los clastos menores. Basado en la ecuación propuesta por Delesse (1847), en la cuál el área ocupada por un elemento en un área total es proporcional al volumen del elemento en un volumen total, se convierten los valores de área a volumen.

$$\frac{Aa}{At} = \frac{Va}{Vt}$$

Donde: Aa= área ocupada por los elementos (en este caso, los clastos), At= área total analizada, Va= volumen ocupado por los elementos y Vt= volumen total analizado.

Así, el peso total de la muestra analizada por el método de tamizado físico, se convierte en el porcentaje del área total ocupado por la matriz en el método óptico y, consecuentemente, los porcentajes fueron normalizados y recalculados. Esta transformación fue simple, a pesar del carácter heterolitológico de los depósitos, ya que casi en su totalidad los clastos líticos son de composición andesítica- dacítica y se asume que la densidad es la misma.

De igual manera, los porcentajes analizados a partir del método fotosedimentológico fueron normalizados y recalculados respecto a la fracción menor de 0.06 mm (4 phi) obtenida por el método de tamizado físico.

IV.5.5. Granulometría

Siguiendo la anterior metodología se tomaron muestras de los depósitos de Xico y Los Pescados en diferentes localidades, cuya ubicación se muestra en la figura 4.18.

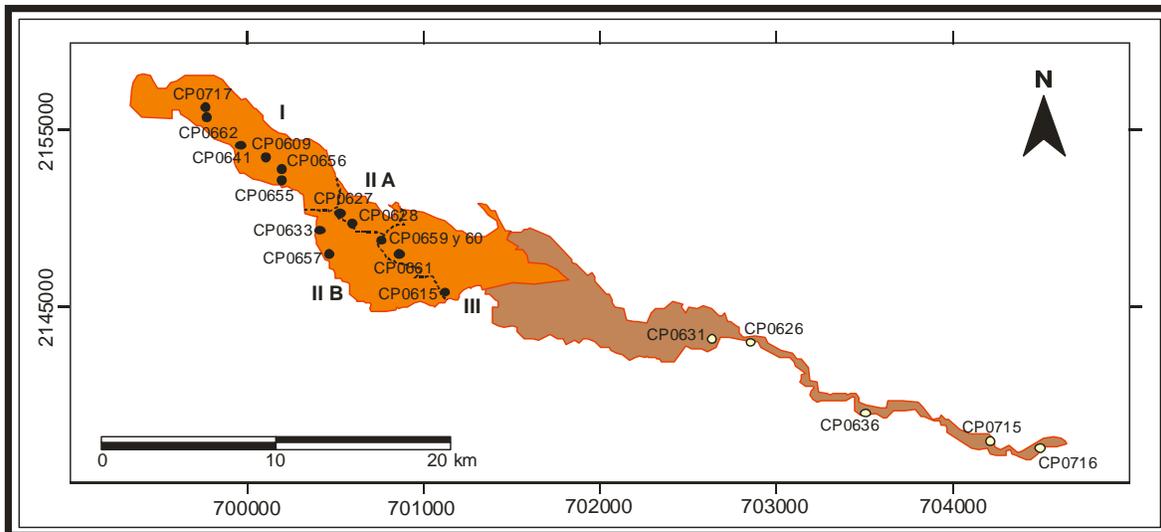


Figura 4.18. Localización de muestras tomadas para los análisis sedimentológicos. Los círculos negros indican muestras tomadas en el depósito Xico y los círculos blancos las muestras del depósito Los Pescados. Los sectores I, II A, II B, y III corresponden a la zona proximal, media plana, media *hummocky* y distal, respectivamente, del depósito de avalancha Xico.

Flujo de escombros Los Pescados

Este depósito tiene un contenido de grava que oscila entre el 53 y 95 %. La matriz del depósito generalmente es mayor al 5 %, y está constituida principalmente por arena, que representa entre el 92 y 95 %. El material fino (limo + arcilla) no representa más del 4 % en el depósito y del 7 % en la matriz. El contenido de arcilla no alcanza el 1 % en la matriz (Tabla 4.4), por lo cual se puede considerar que se trata de un flujo de escombros no-cohesivo, ya que de acuerdo con Vallance y Scott (1997), únicamente depósitos con un porcentaje de arcilla superior al 3-5 % en la matriz, pueden ser denominados como “cohesivos”.

En lo que refiere a los parámetros sedimentológicos, la media presenta valores muy variables que van de -1.30 a -6.10 phi. La desviación estándar tiene valores que van de 1.65 a 3.50, es decir, el grado de selección va de pobre a muy pobre. La asimetría es positiva, tiende a la granulometría fina. Los valores de la curtosis van de 0.86 a 1.34, reflejándose en curvas platicúrticas, mesocúrticas y leptocúrticas.

Tabla 4.4. Características y parámetros sedimentológicos de Los Pescados.

Muestra	Distancia (km)	G: A: L (%)			A: L: Ar: (%)			Parámetros sedimentológicos				
		Md	Mz	σ_i	Skl	KG						
CP0631	33.1	73.76	24.45	1.79	93.18	6.60	0.22	-2.91	-2.95	3.22	0.03	0.90
CP0626	36.5	53.02	43.63	3.35	92.87	6.37	0.76	-1.34	-1.30	3.50	-0.02	0.86
CP0636	44.4	69.77	28.84	1.39	95.40	4.05	0.55	-2.76	-2.49	2.97	0.11	1.05
CP0715	51.2	95.38	4.40	0.23	95.13	4.87	0.00	-6.23	-6.10	1.65	0.25	1.34
CP0716	54.8	85.21	13.92	0.86	94.15	5.85	0.00	-5.51	-4.73	3.14	0.39	1.06

G: Grava L: Limo F: Finos (L + Ar) Md: Mediana σ_i : Desviación estándar inclusiva
A: Arena Ar: Arcilla Mz: Media Skl: Sesgo Inclusivo KG: Curtosis

Los histogramas granulométricos presentan una distribución generalmente polimodal, con modas en -7,-3,-2 y 0 phi, principalmente; excepto la muestra CP0715, donde la distribución es unimodal, con una moda muy pronunciada en -7 phi. Las curvas acumulativas muestran el alto contenido de material grueso (Figura 4.19). Aunque no se observa una variación sistemática de la granulometría de los depósitos con la distancia, es evidente una tendencia general a aumentar el tamaño promedio de los fragmentos con la distancia, particularmente para el tamaño de grava, a partir del segmento de 44 a 54 km de distancia del cráter.

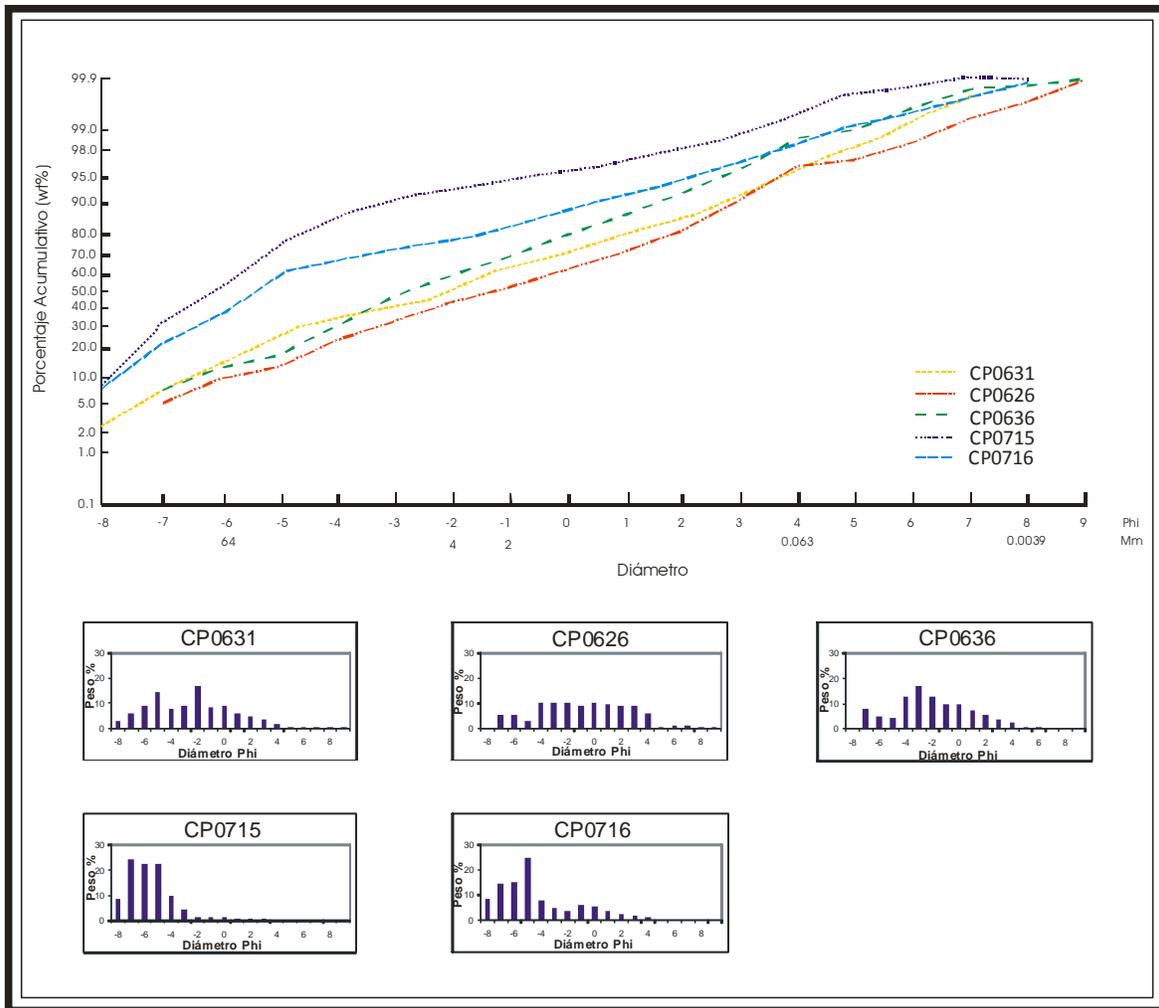


Figura 4.19. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de los depósitos de Los Pescados.

Avalancha Xico (zona proximal)

Esta unidad tiene un contenido de grava que varía de 62-80 %, excepto la muestra CP0655 que presenta un valor bajo de 37 %. La matriz del depósito generalmente es mayor al 20 %, y está constituida principalmente por arena, que representa entre el 91 y 97 %. El material lodoso (limo + arcilla) no representa más del 5 % dentro del depósito o del 9 % en la matriz. El contenido de arcilla no alcanza ni siquiera el 1 % en la matriz (Tabla 4.5).

La media de las muestras de esta zona varía de -2.60 a -3.51 phi, excepto la muestra CP0655 (-0.34). La desviación estándar indica que todas las muestras

son muy pobremente clasificadas. La asimetría va de positiva a negativa. La curtosis tiene valores de 0.74 a 1.01, y definen curvas mesocúrticas y platicúrticas, es decir, el grado de selección es mejor en las colas que en la porción central.

Tabla 4.5. Características y parámetros sedimentológicos de Xico zona proximal.

Muestra	Distancia (km)	G: A: L (%)			A: L: Ar: (%)			Parámetros sedimentológicos				
		Md	Mz	σ_i	Skl	KG						
CP0662	3.3	64.97	32.81	2.22	93.66	5.97	0.37	-2.78	-2.73	3.74	0.04	0.74
CP0717	3.4	79.60	19.84	0.56	97.25	2.04	0.71	-3.51	-3.43	2.95	0.11	1.00
CP0641	5.5	71.69	26.25	2.06	92.72	6.33	0.95	-2.88	-2.8	3.08	0.07	0.91
CP0609	7.1	62.77	35.23	2.00	94.63	5.37	0.00	-2.6	-3.13	4.00	-0.11	0.75
CP0655	8.2	37.24	58.12	4.63	92.62	7.01	0.38	-0.34	-1.13	3.36	-0.31	1.01
CP0656	8.2	62.92	34.00	3.07	91.71	8.29	0.00	-2.75	-2.97	4.22	-0.02	0.83

G: Grava L: Limo F: Finos (L + Ar) Md: Mediana σ_i : Desviación estándar inclusiva
A: Arena Ar: Arcilla Mz: Media Skl: Sesgo Inclusivo KG: Curtosis

Los histogramas granulométricos presentan una distribución generalmente polimodal, con modas en -7, -4, -3 y 0 phi, principalmente (Figura 4.20).

Las curvas acumulativas reflejan la distribución polimodal de las muestras con formas irregulares que se alejan de la línea recta. Se observa un empobrecimiento de material fino, a partir de 5 phi. En este caso, existe un traslape entre las muestras y no es posible distinguir una tendencia particular de la granulometría con la distancia.

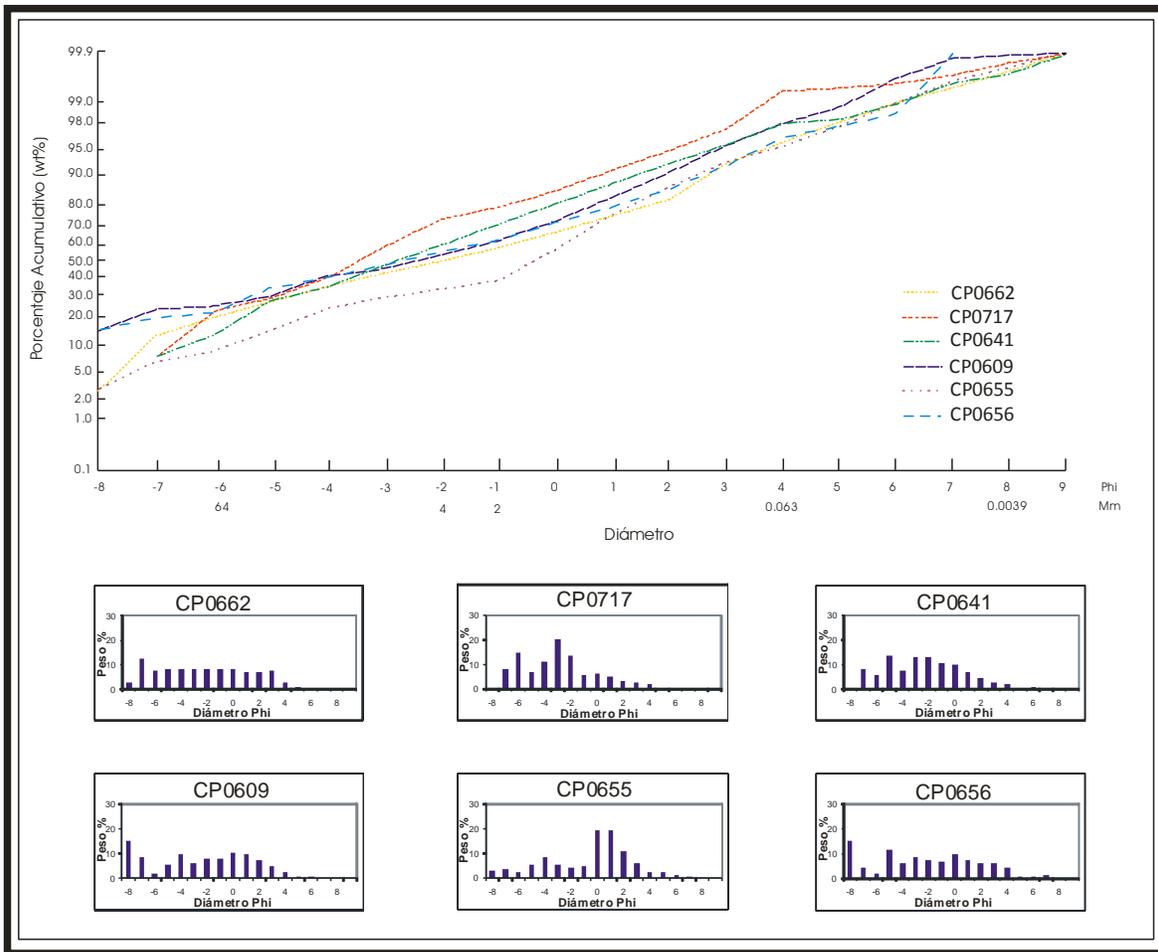


Figura 4.20. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de Xico zona proximal.

Avalancha Xico (zona media I y II)

Esta unidad tiene un contenido de grava que varía del 71 al 80 %, excepto la muestra CP0657 con un 33 %. La matriz del depósito generalmente es mayor al 17 % y está constituida principalmente por arena, que representa entre el 89 y 96 %. El material fino (limo + arcilla) no representa más del 6 % dentro del depósito o del 11 % en la matriz. La única muestra que tiene arcilla en la zona es la CP0627 con casi 2 % (Tabla 4.6).

En lo referente a los parámetros sedimentológicos, la media presenta valores que varían de -2.82 a -3.39 phi, excepto la muestra CP0657, con un valor de -0.82. La desviación estándar refleja un grado de selección muy pobre en la zona (2.78- 3.03). La asimetría es positiva en casi todas las muestras, mostrando

una tendencia hacia el material fino. La curtosis define curvas mesocúrticas, leptocúrticas y platicúrticas, en general, el grado de selección es mejor en la porción central que en las colas.

Tabla 4.6. Características y parámetros sedimentológicos de Xico zona media.

Muestra	Distancia (km)	G: A: L (%)			A: L: Ar: (%)			Parámetros sedimentológicos				
		Md	Mz	σ_i	Skl	KG						
CP0633	11.2	74.76	23.61	1.63	93.54	6.46	0.00	-3.44	-2.86	2.85	0.29	1.00
CP0627	12.1	80.34	17.56	2.10	89.32	8.82	1.86	-3.86	-3.39	2.92	0.26	1.16
CP0657	12.4	33.46	61.26	5.28	92.07	7.93	0.00	-0.39	-0.82	3.25	-0.22	1.50
CP0628	12.9	71.94	26.89	1.17	95.83	4.17	0.00	-2.85	-2.82	2.97	0.04	0.85

G: Grava L: Limo F: Finos (L + Ar) Md: Mediana σ_i : Desviación estándar inclusiva
A: Arena Ar: Arcilla Mz: Media Skl: Sesgo Inclusivo KG: Curtosis

Los histogramas granulométricos presentan distribuciones bimodales y polimodales. La muestra CP0627 presenta una distribución bimodal, con modas en -7 y -4 phi. La muestra CP0633 presenta una distribución bimodal, con modas en -6 y -4 phi. Las muestras CP0657 y CP0628 presentan una distribución polimodal, con modas en -8, -3, 0 y -7, -2, 0 phi, respectivamente (Figura 4.21).

Las curvas acumulativas de las muestras de esta zona muestran un enriquecimiento relativo de arena, de -1 a 4 phi.

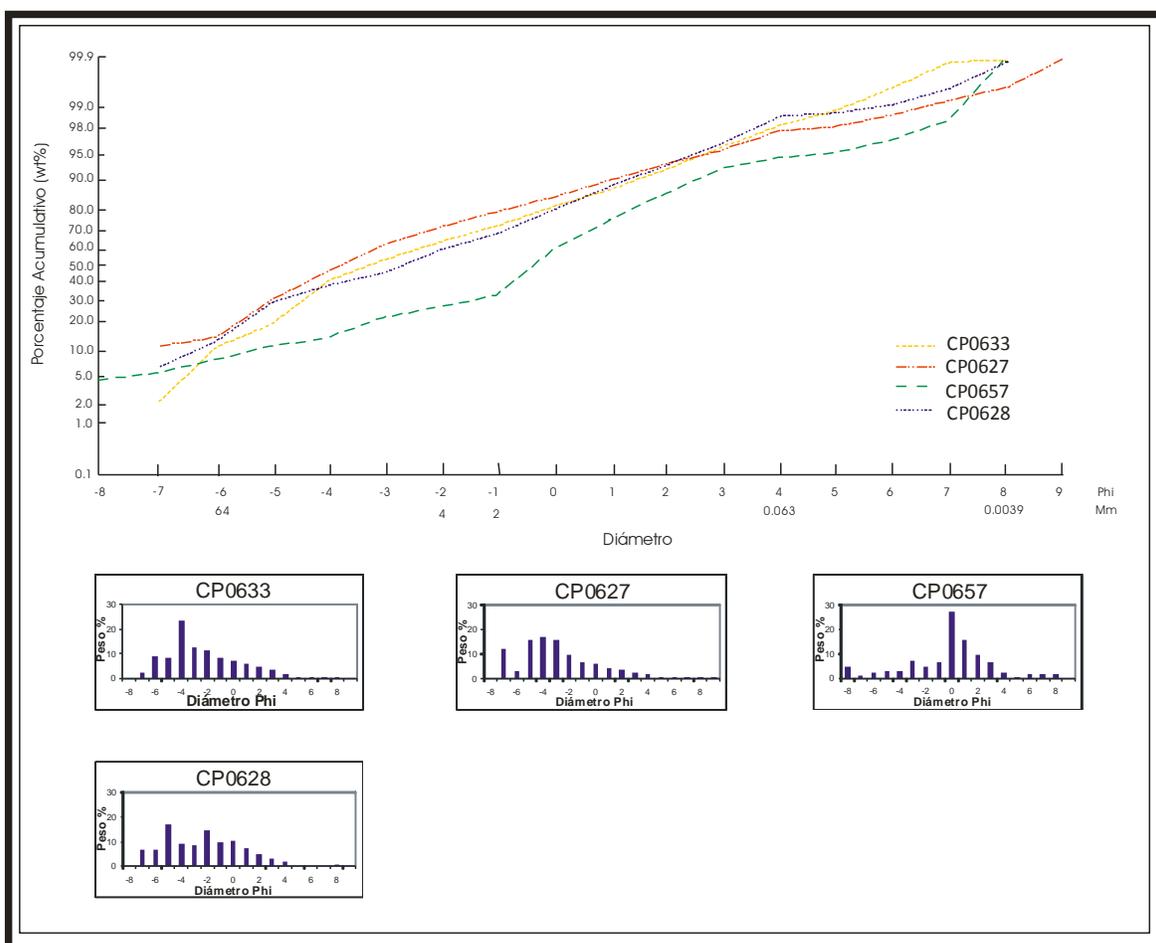


Figura 4.21. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de Xico zona media.

Avalancha Xico (zona distal)

En esta zona el depósito de avalancha Xico tiene un contenido de grava que oscila entre el 51 y 75 %. La matriz del depósito generalmente es mayor al 25 %, y está constituida principalmente por arena, que representa entre el 82 y 98 %. El material fino (limo + arcilla) no representa más del 8 % dentro del depósito y más del 17 % en la matriz. La arcilla es prácticamente nula en los depósitos de Xico dentro de esta zona (Tabla 4.7).

Los valores de media son variables entre -1.27 y -3.00 phi. La desviación estándar refleja grados de selección muy pobre (2.73 – 3.46). La asimetría es principalmente positiva. La curtosis define curvas mesocúrticas, leptocúrticas y

platicúrticas, en general, el grado de selección es mejor en la porción central que en las colas.

Tabla 4.7. Características y parámetros sedimentológicos de Xico zona distal.

Muestra	Distancia (km)	G: A: L (%)			A: L: Ar: (%)			Parámetros sedimentológicos				
		Md	Mz	σ_i	Skl	KG						
CP0659	15	58.18	34.70	7.12	82.97	17.03	0.00	-1.72	-1.69	3.46	0.12	0.97
CP0660	15	63.13	34.55	2.32	93.71	6.29	0.00	-1.81	-2.12	2.70	-0.11	0.92
CP0661	16	51.75	42.77	5.47	88.65	11.35	0.00	-1.09	-1.27	2.92	0.00	1.27
CP0615	18.8	75.67	23.91	0.41	98.30	1.26	0.44	-3.04	-3.00	2.73	0.04	0.83

G: Grava L: Limo F: Finos (L + Ar) Md: Mediana σ_i : Desviación estándar inclusiva
A: Arena Ar: Arcilla Mz: Media Skl: Sesgo Inclusivo KG: Curtosis

Los histogramas granulométricos presentan una distribución generalmente polimodal, con modas en -7, -5, -1 y 8 phi, principalmente (Figura 4.22).

Las curvas acumulativas muestran el carácter polimodal de las muestras, así como un enriquecimiento en la fracción de -5 phi, de arena y un empobrecimiento de material fino.

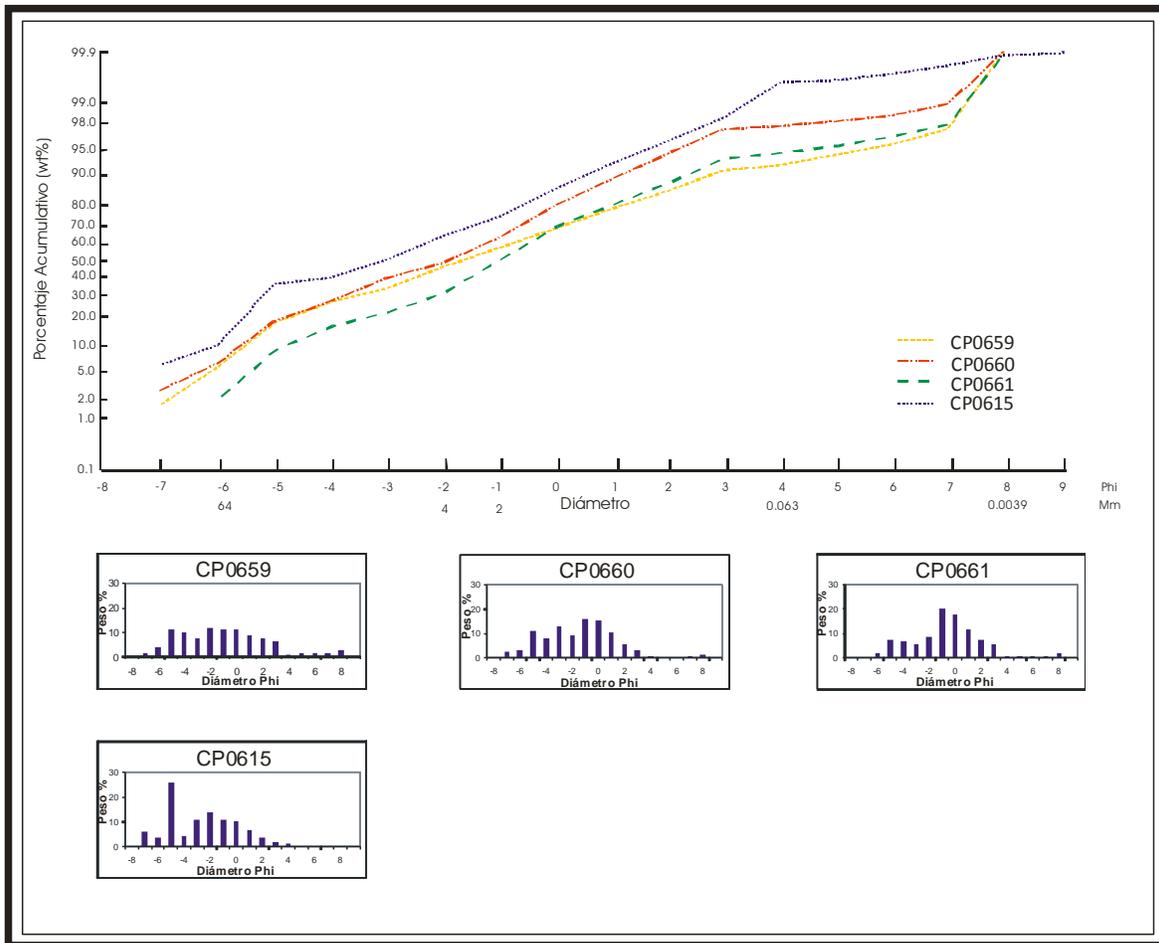


Figura 4.22. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de Xico zona distal.

Comparación e interpretación de los depósitos

A continuación se hará una comparación entre los dos depósitos (Xico y Los Pescados), con base en los datos texturales obtenidos de los análisis granulométricos.

En la figura 4.23, se muestran los rangos de variación que comprenden las curvas acumulativas de cada zona para los depósitos de Xico y Los Pescados.

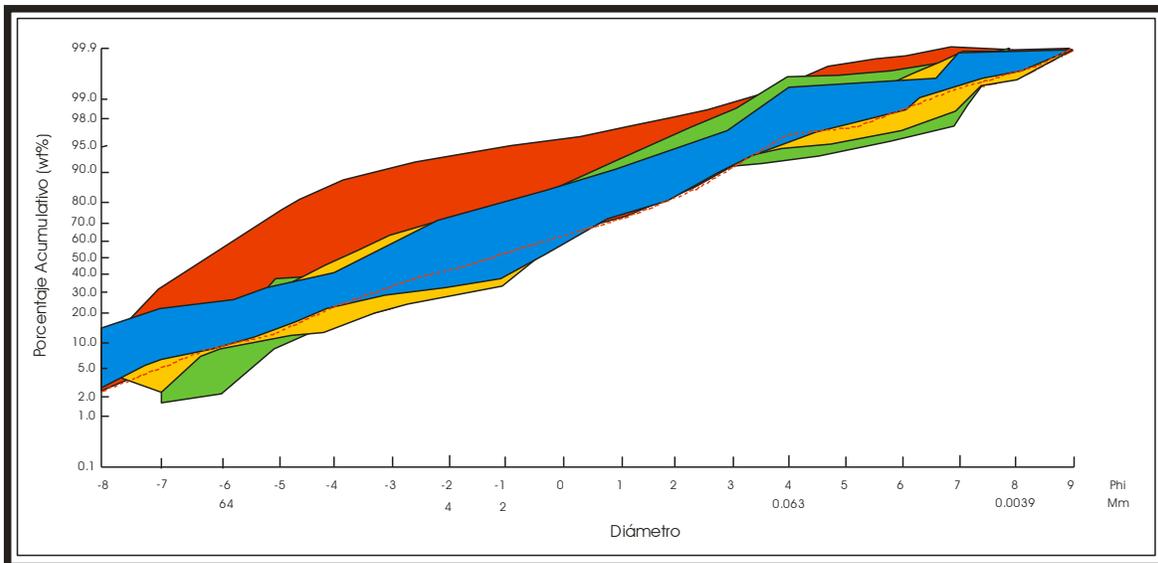


Figura 4.23. Áreas comprendidas por las curvas acumulativas de cada zona de Xico y Los Pescados. Los colores amarillo, verde y azul corresponden a las zonas proximal, media y distal del depósito de Xico; respectivamente, mientras que el color rojo corresponde a Los Pescados.

Las áreas que comprende el depósito de Xico se traslapan, es decir, sus características texturales permanecen casi iguales desde la zona proximal hasta la distal.

El área correspondiente al depósito Los Pescados, abarca prácticamente la misma que las ocupadas por Xico, sin embargo, se extiende aún más hacia valores con un mayor contenido de material grueso, sobre todo en las muestras más distales (Fig. 4.23).

De acuerdo a la clasificación de sedimentos propuesta por Folk et al. (1970), la mayoría de las muestras presentan como tamaño dominante: gravas arenosas, excepto dos muestras de la zona distal de Xico, que caen en el campo de grava fango-arenosa; y las dos muestras mas lejanas de Los Pescados, que caen en el campo de grava (Figura 4.24.A).

La matriz de los dos depósitos es bastante similar, compuesta en su mayoría por arena, sin embargo, puede verse un aumento de partículas de tamaño de limo en las muestras de la zona distal de Xico (Figura 4.24.B).

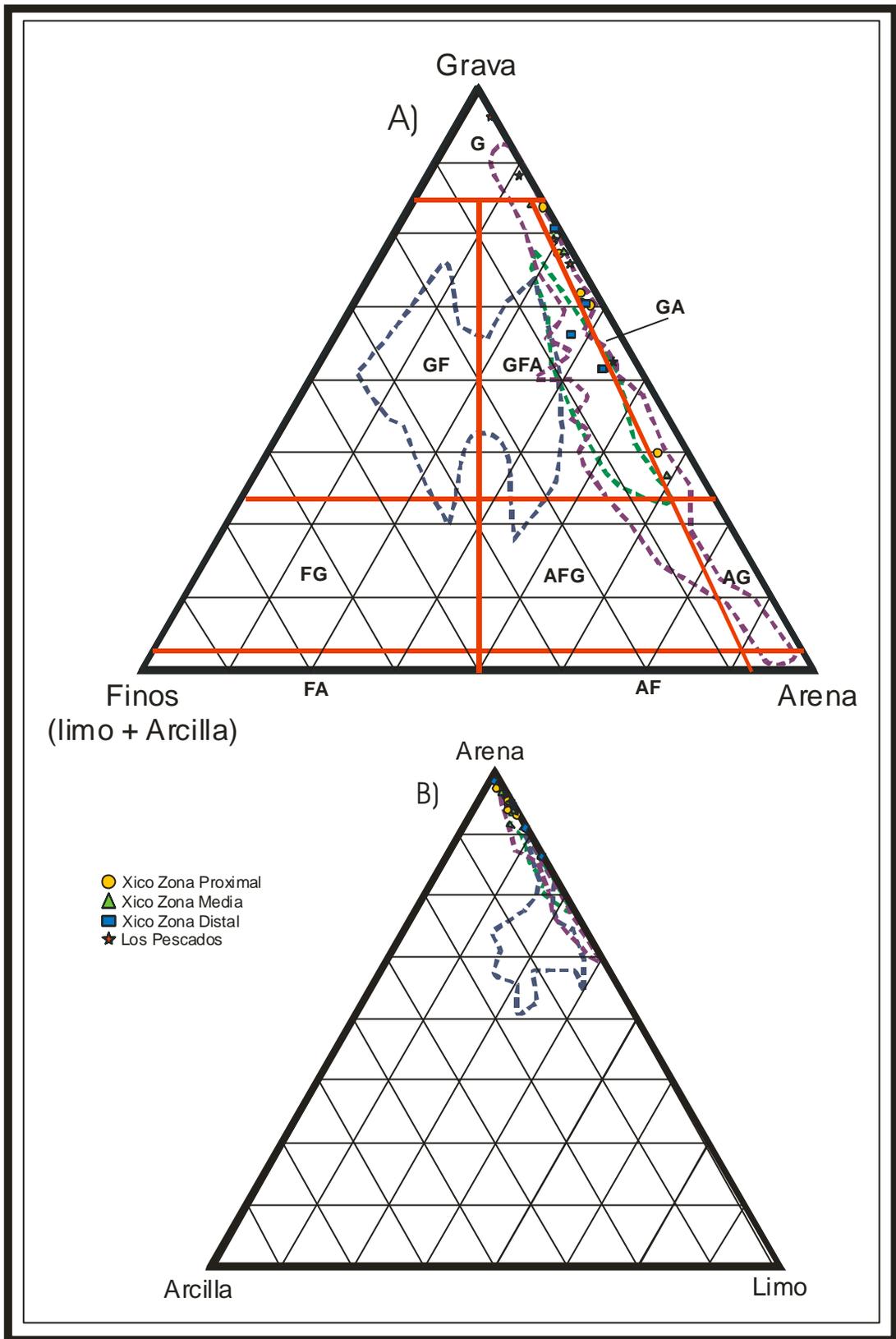


Figura 4.24. Diagramas triangulares mostrando las características granulométricas de los depósitos de Los Pescados y Xico. A) Porcentaje de Grava (> 2 mm), Arena (de 2 a 0.063 mm) y Lodo (<

0.063 mm) en los depósitos del CP. B) Composición de la matriz mostrando las proporciones relativas de arena, limos y arcilla. G: grava; GF: grava lodosa; GFA: grava lodo arenosa; GA: grava arenosa; FG: lodo gravoso; AFG: arena lodo gravosa; AG: arena gravosa; FA: lodo arenoso; AF: arena lodosa. Los contornos verde, morado y azul corresponden a muestras de depósitos de Avalancha de escombros, flujo de escombros no cohesivo y flujo de escombros cohesivo, respectivamente (Folk et al., 1970; Modificado de Carreras-Soriano y Capra, 2008).

A partir de los diagramas ternarios de Carreras y Capra (2008), se definen las áreas que agrupan a los principales depósitos vulcaniclásticos: avalanchas de escombros y flujos de escombros tanto cohesivos como no-cohesivos. Al graficar las muestras de los depósitos los Pescados y Xico se encuentra que éstas caen en los campos de flujos de escombros no cohesivo y avalanchas de escombros (Figura 4.24).

Graficando los porcentajes de grava, arena y lodo, y el porcentaje de clastos >64 mm contra la distancia pueden notarse algunas tendencias generales (Figura 4.26). El contenido de grava para las muestras del depósito de Xico presenta una tendencia a disminuir con la distancia; sin embargo, presenta una concentración elevada en la zona media. Esto puede ser reflejo del cambio en la pendiente en esta zona y, por lo tanto, de una desaceleración del flujo, permitiendo la depositación de material mas grande y pesado. La muestra CP0655 presenta un contenido anómalamente bajo, en comparación con las muestras de la zona proximal, debido a que la muestra fue tomada cerca de un alto topográfico que sirvió de barrera para que el flujo se canalizara por un costado, quedando “embarrada” esta parte del depósito. Igualmente, la muestra CP0657 presenta un valor anómalamente bajo relativo a las muestras de la zona media, esto puede ser debido a que la muestra fue tomada en la margen del depósito, donde los esfuerzos de cizalla pueden jugar un papel importante en el rompimiento y disgregación de las partículas (Figura 4.25.A).

En el depósito Los Pescados, el contenido de grava es variable, pero como ya se mencionó antes, se puede observar una tendencia general a aumentar con la distancia. De hecho se observa en las muestras más distales, donde supera el 85 % de contenido.

En el depósito de flujo de escombros Los Pescados, el contenido de arena y lodo tiende a disminuir con la distancia. En el depósito de avalancha Xico, el contenido

de arena tiende a disminuir con la distancia al principio, de la zona proximal a la intermedia, excepto en la zona distal de Xico, donde ocurre una concentración anómalamente alta de éstas partículas. Esto puede ser resultado de la alta depositación de grava en la zona media, quedando dentro del flujo las partículas más finas para depositarse después en la zona distal (Figuras 4.25.B y C).

El contenido de lodo en el depósito de avalancha Xico presenta dos tendencias, una a incrementarse con la distancia y otra a disminuir, sin embargo, en campo no se observan cambios en la estructura del depósito, la cual es masiva. Ambas tendencias, pueden deberse a una fragmentación selectiva de los clastos dependiendo de su composición y/o grado de alteración.

Cabe destacar el caso de las muestras CP0659 y CP0660, las cuales se tomaron a una distancia menor que 10 m de separadas, una de otra, con el fin de hacer una calibración del método. Estas dos muestras tienen un comportamiento similar en cuanto al contenido de grava, arena y clastos mayores que 64 mm; no así en el contenido de lodo.

La figura 4.25.D muestra el porcentaje de clastos mayores que 64 mm contra la distancia. En el depósito de avalancha Xico, la tendencia general es a disminuir el tamaño de las partículas con la distancia. En el depósito de flujo de escombros Los Pescados, la tendencia también es a disminuir con la distancia excepto en las muestras más distales donde se observa un incremento de este tamaño de clastos. Este enriquecimiento “anormal” en dichas muestras puede ser adjudicado a la incorporación (*bulking*) de clastos accidentales en el flujo durante el transporte. Este es un proceso relativamente común que se observa en flujos de escombros después de recorrer grandes distancias.

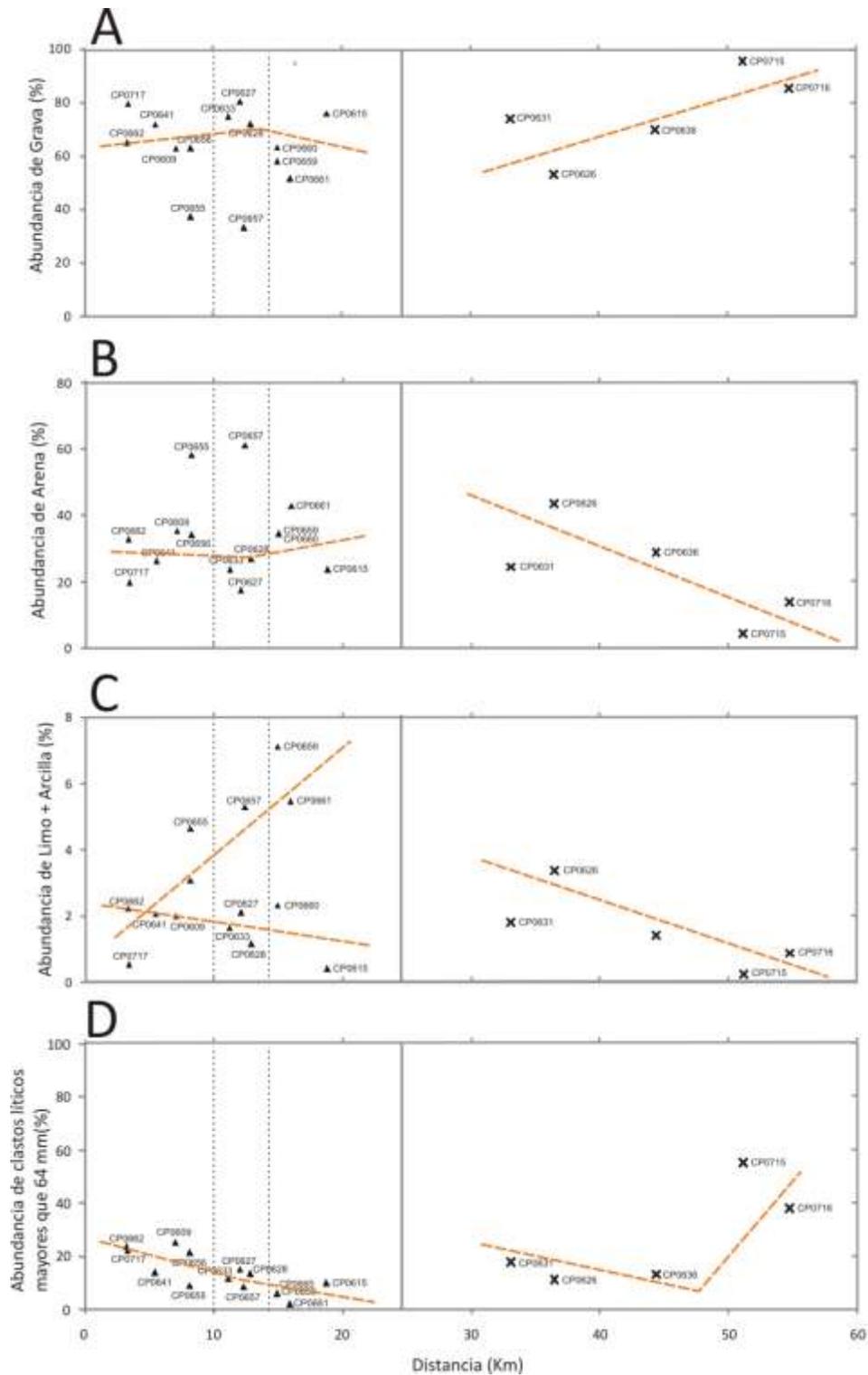


Figura 4.25. Porcentajes de fracciones granulométricas contra la distancia. A) Grava, B) Arena, C) Lodo (limo+arcilla) D) Clastos >64 mm. Los triángulos corresponden a las muestras del depósito de Xico y las cruces a Los Pescados. Las líneas punteadas negras separan las zonas proximal, media y distal de Xico. La línea continua marca el límite entre los dos depósitos. Las líneas punteadas de color naranja indican tendencias.

En cuanto a los parámetros estadísticos, en general, la clasificación (σ_i) de las muestras de ambos depósitos es muy pobremente clasificada (Figura 4.26.A) y esta tiende a mejorar con la distancia (Figura 4.27.B).

El Sesgo inclusivo (Sk_i), de las muestras de ambos depósitos, varía de forma asimétrica positiva a asimétrica negativa (Figura 4.26.B), con una ligera tendencia a aumentar con la distancia particularmente para el depósito Los Pescados (Figura 4.27.C).

En lo que se refiere a la Curtosis (KG), las muestras caen en los campos que van de platicúrticas a leptocúrticas (Figura 4.26.C), mostrando una ligera tendencia a incrementarse con la distancia para el caso de ambos depósitos (Figura 4.27. D).

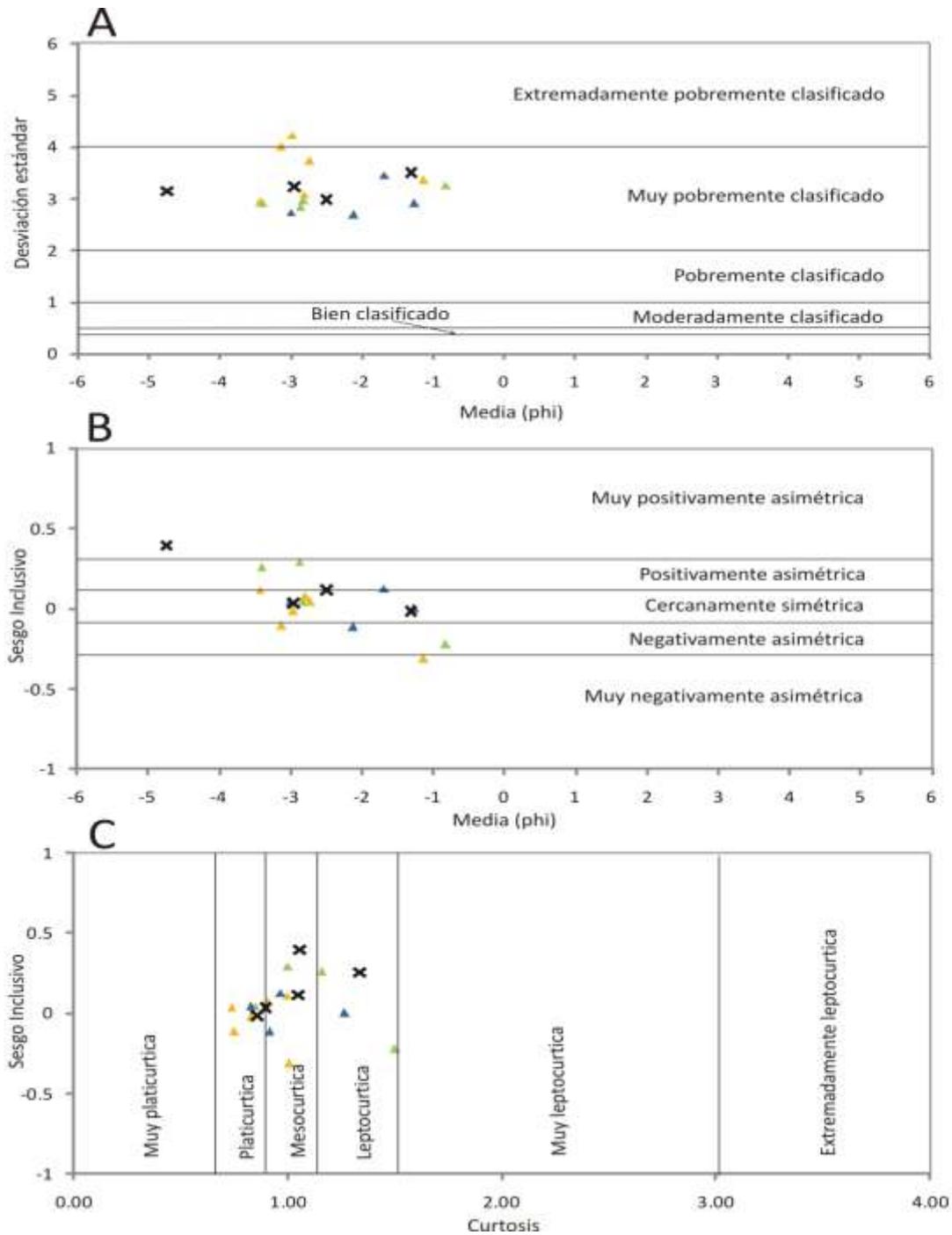


Figura 4.26. Diagramas de los parámetros estadísticos de los depósitos de Xico y Los Pescados. A) Clasificación; B) Sesgo inclusivo; y C) Curtosis. Los triángulos amarillos, verdes y azules corresponden respectivamente a las muestras de las zonas proximal, media y distal del depósito de Xico; y las cruces, a Los Pescados.

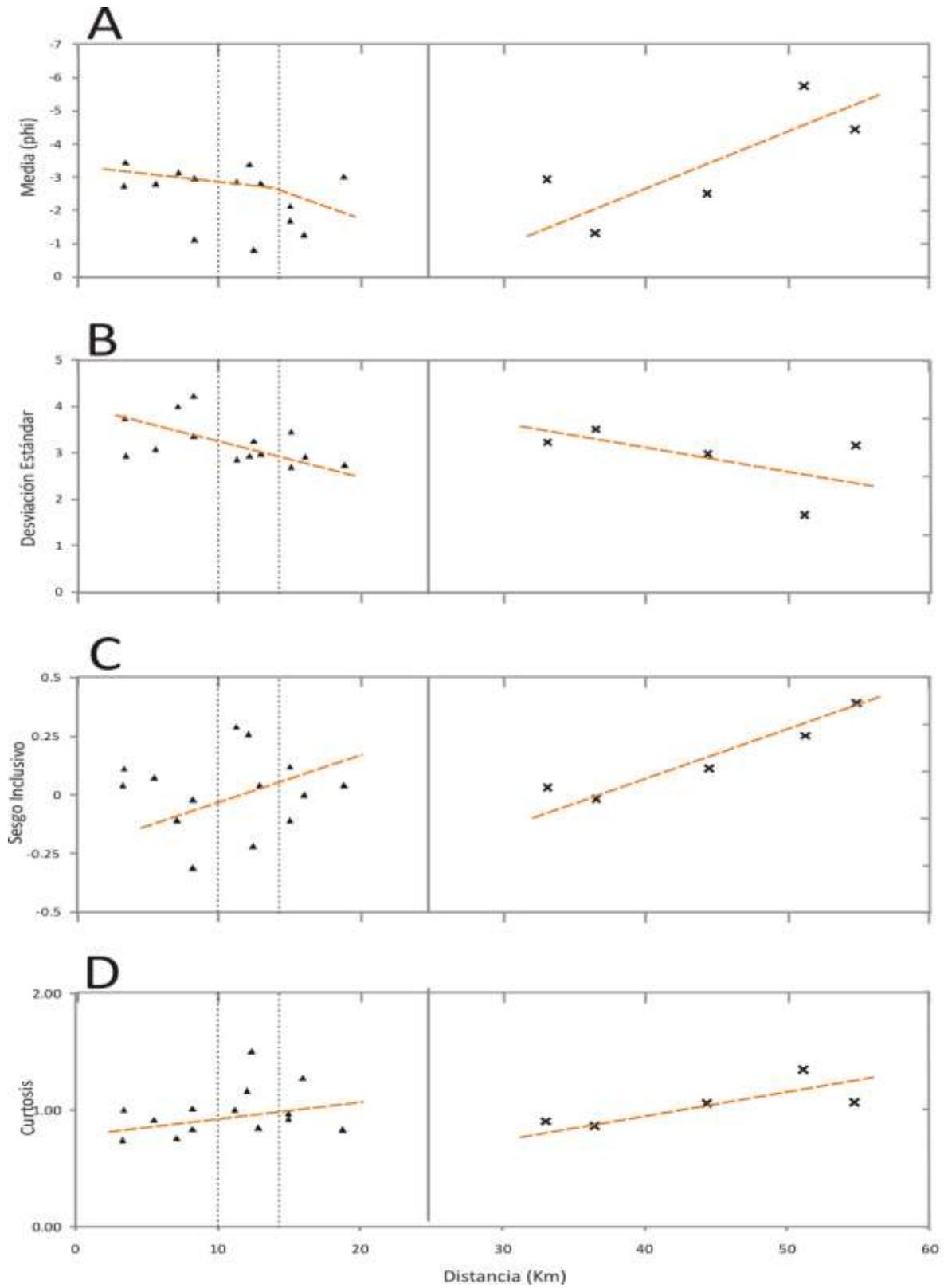


Figura 4.27. Diagramas de parámetros estadísticos contra distancia. A) Media; B) Clasificación; C) Sesgo inclusivo; y D) Curtosis. Los triángulos son las muestras correspondientes al depósito de

Xico, las cruces a Los Pescados. Las líneas punteadas separan las zonas proximal, media y distal. La línea continua negra marca el límite entre los dos depósitos.

IV. 6. Movilidad

La movilidad de los flujos que dieron lugar a los depósitos estudiados, está dada por el coeficiente de Heim o coeficiente de fricción aparente (Heim, 1932). El Coeficiente de Heim esta definido por la relación: H/L donde: H: diferencia de altura entre el punto de generación del flujo y el sitio donde se deposita. L: distancia máxima alcanzada por el flujo.

La altura a la cual se asume que se generaron los flujos es de 4280 msnm, considerando que la altura del edificio volcánico en el momento en que ocurrieron los colapsos sectoriales fue aproximadamente la misma que actualmente presenta el CP. La altura a la cual se encontró el depósito Xico es de 1000 msnm, mientras que para el depósito Los Pescados es de 260 msnm. Así, la Altura (H) para los depósitos Xico y Los Pescados es de 3280 m y 4020 m, respectivamente; la longitud del depósito Xico es de 24 km y para Los Pescados es de 54.5 km. Por lo tanto, el H/L de Xico es de 0.136 y el de Los Pescados es de 0.073 (Tabla 4.8).

Tabla 4.8. Altura, Longitud y Relación H/L.

Depósito	H (m)	L (Km)	H/L
Xico	3280	24	0.136
Los Pescados	4020	54.5	0.073

Al graficar los valores de H/L contra volumen de los depósitos, se encuentra que los valores del depósito de la avalancha Xico coinciden con los de otros depósitos de avalancha, mientras que el depósito de flujo de escombros Los Pescados presenta un valor anormalmente alto de volumen para este tipo de depósito (Figura 4.28). Esta característica, hace suponer que el flujo de escombros Los Pescados es producto de una transformación a partir de una avalancha de escombros, apoyado además por la presencia de clastos líticos con fracturamiento de rompecabezas dentro del depósito.

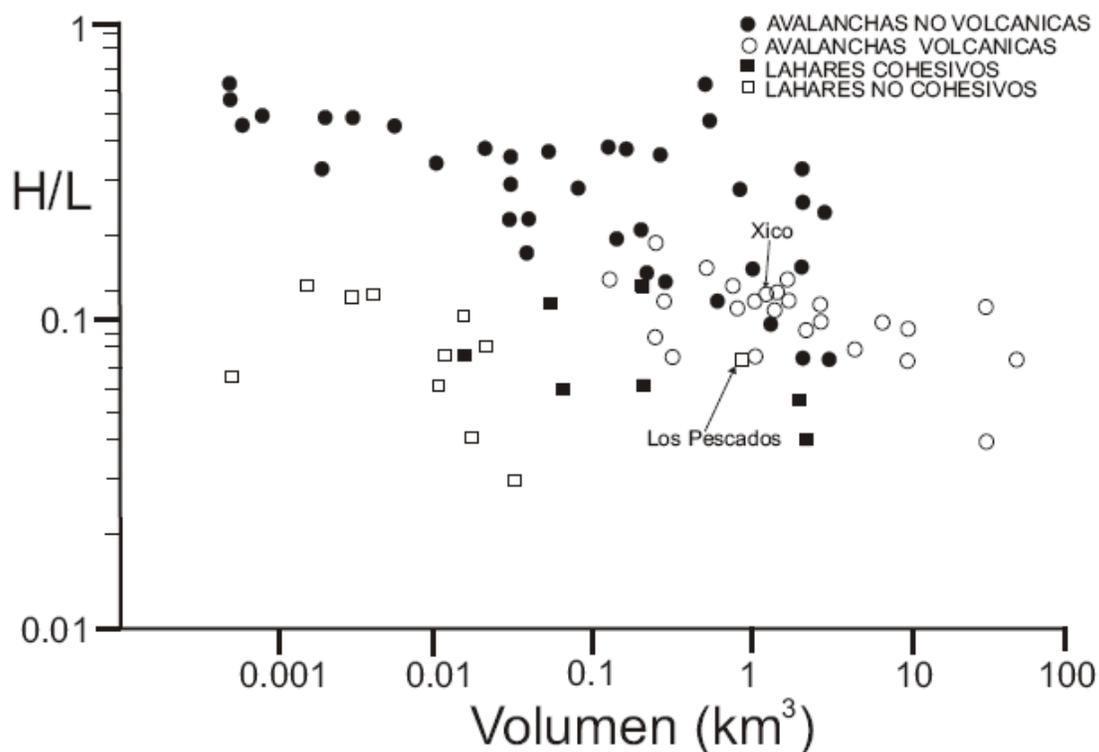


Figura 4.28. Gráfica de H/L contra volumen. Modificada de Carrasco-Núñez et al. (1993).

IV.7. Minerales arcillosos en los depósitos

Se realizaron análisis de difracción de Rayos X con el fin de identificar los minerales arcillosos contenidos en la matriz de los depósitos. Los análisis fueron hechos en el laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. Además, se tomaron en cuenta los resultados obtenidos, por las técnicas de difracción de Rayos X y Espectrometría analítica de Díaz-Castellón (2009), para muestras tomadas de los depósitos y de la cima del CP. Los resultados se muestran en la tabla 4.9.

En la cima del volcán, las fases dominantes de minerales secundarios encontrados por Díaz-Castellón (2009) son esmectita, halloysita, caolinita y (natro) jarosita.

Los minerales identificados en los análisis realizados en este trabajo fueron feldespatos (plagioclasas), cristobalita y cuarzo. Los minerales arcillosos comúnmente encontrados en los depósitos son esmectita y halloysita. A pesar de que los depósitos no presentan diferencias mineralógicas significativas, se observa que la caolinita sólo está presente en el depósito de avalancha Xico.

La caolinita es un mineral común de zonas altas en sistemas hidrotermales (e. g. Camprubí y Albinson, 2007; Mas, et. al., 2006; Thompson, et. al., 1996), lo cual indica que al menos una parte de la cima del Cofre de Perote estuvo expuesta a la interacción de fluidos hidrotermales que originaron un cierto grado de alteración hidrotermal. Asimismo, la presencia de caolinita en el depósito de avalancha Xico, permite correlacionarlo con algunas de esas zonas. La ausencia de caolinita en el depósito Los Pescados puede ser debida a que el colapso afectó sólo a niveles intermedios e/o inferiores del edificio volcánico, o simplemente a diferentes zonas de la cima. Un origen que no sea hidrotermal de la caolinita en el depósito Xico es poco probable ya que dicho depósito como el de Los Pescados proceden de una roca fuente similar y están sometidos a las mismas condiciones climáticas, de drenaje y topografía.

La presencia de caolinita en el depósito Xico permitió diferenciarla en la zona distal del depósito Los Pescados, donde la cubierta vegetal impide la visualización exacta de los contactos entre dichas unidades.

Otros minerales arcillosos identificados en algunas muestras de los depósitos fueron: jarosita, yeso, vermiculita e illita. El primero de ellos también indica condiciones de alteración hidrotermal (Hubbard, 2001), y ello permite hacer una clara discriminación en contraposición con un posible origen por intemperismo.

A pesar de que la presencia de algunos minerales arcillosos demuestra un origen hidrotermal, la relativa escasez de esos minerales en ambos depósitos (con proporciones siempre menores al 2 %), no permiten hacer inferencias importantes

acerca del papel que pudo tener el sistema hidrotermal en el pasado en la generación de esos eventos de colapsamiento sectorial múltiple.

Tabla 4.9. Análisis DRX: Plag= plagioclasa; Qtz= cuarzo; Crst= cristobalita; Sm= esmectita; Hal= halloysita; Jar= jarosita; Naj= natrojarosita; Kao= caolinita; Gyp= yeso; Hem= hematita; Nat= natrolita; Ens= enstatita; Gibb= gibbosa; Verm= vermiculita; Mhal= metahalloysita, lit= litia; Mnt= maghemita; Rta= rectorita; CP= Cofre de Perote; AX= avelancha Xico; LP= Los Pescados.

Muestra	Origen	Plag	Qtz	Crst	Sm	Hal	Jar	Naj	Kao	Gyp	Hem	Nat	Ens	Gibb	Verm	Mhal	lit	Mnt	Rta	
CP-0637*	CP (0.24Me)	✓			✓															
CP-0515*	CP (0.24Me)	✓																		
CP-0520*	CP (0.24Me)	✓																		
CP-0519*	CP (0.24Me)	✓	✓				✓					✓								
CP-0527*	Lavas st. (1.3-1.9Me)	✓				✓						✓								
CP-0521*	AX	✓				✓						✓								✓
CP-155*	AX	✓				✓		✓												
CP-0523*	AX	✓				✓					✓									
CP-0511*	AX	✓	✓			✓			✓											
CP-0510*	AX	✓				✓			✓											✓
AX-1*	AX	✓				✓			✓											
CP-163*	AX	✓				✓			✓						✓					
CP-197*	AX	✓				✓														✓
CP-0615	AX	✓				✓														✓
CP-0616	AX	✓	✓			✓			✓											
CP-0627	AX	✓				✓														✓
CP-0528	AX	✓				✓														
CP-0633	AX	✓				✓														
CP-0514M*	LP	✓				✓														
CP-16M*	LP	✓				✓														
LP-01*	LP	✓				✓														✓

V. Discusión

V.1. Tipos de depósitos

El depósito FELP se extiende hasta por lo menos 54.5 km a partir de la cima del CP. Su morfología es predominantemente plana y es común encontrar sus afloramientos formando terrazas a lo largo del río Los Pescados. El depósito ocupa un área de 58.88 km² y tiene un volumen de 1.28 km³, el cual es comparativamente alto para un depósito de flujo de escombros, en especial considerando que no se trata de un flujo de escombros cohesivo con cantidades mayores a 3–5 % de arcilla en la matriz, como en el caso del lahar cohesivo Tetelzingo, derivado del volcán Citlaltépetl hace ca. 16,500 años A.P., con un volumen de ca. 2 km³ (Carrasco-Núñez et al., 1993). Este volumen y la existencia de escasos clastos líticos con estructura de rompecabezas sugieren que este depósito haya sido el resultado de una transformación directa a partir de una avalancha de escombros como ha sucedido, por ejemplo, en el Monte Santa Elena (Glicken, 1996). Sin embargo, no es posible verificar la existencia de una avalancha de escombros en las facies proximales del depósito, debido a que se encuentra cubierto por el depósito de Xico.

A partir de los resultados de los análisis granulométricos se puede decir que el contenido de arena y lodo tiende a disminuir con la distancia en el depósito FELP, mientras que el contenido de grava y fragmentos >64 mm tienden a aumentar con la distancia. Este enriquecimiento “anormal” en dichas muestras puede ser explicado por la incorporación de clastos accidentales (*bulking*) en el flujo durante el transporte.

En virtud de que el contenido de arcilla del depósito FELP no alcanza ni el 1 % en la matriz (Tabla 4.2), se puede considerar que se trata de un flujo de escombros no-cohesivo.

El depósito de avalancha Xico tiene una longitud de 24 km con dirección SE a partir de la cima del CP. Presenta una morfología de lomeríos (*hummocky*) sobre todo en la zona media, y relativamente plana en la zona distal (14-24 km). Ocupa

un área de 55.53 km² y tiene un volumen de 2.17 km³, lo que indica un evento significativo, aunque no demasiado grande en comparación con los reportados en la literatura, como por ejemplo el depósito de avalancha de Mount Shasta con 26 km³ (Ui et al., 2000).

El contenido de grava para las muestras del depósito de Xico presenta una tendencia a disminuir con la distancia. El contenido de arena y lodo en los dos depósitos, tiende a disminuir con la distancia al principio, de la zona proximal a la intermedia, sin embargo en la zona distal de Xico, ocurre una concentración anómalamente alta de estas partículas.

Aunque el depósito de Xico presenta características distintivas de una avalancha de escombros, como son su típica morfología de lomeríos (*hummocks*) y el fracturamiento en forma de rompecabezas de algunos grandes bloques que lo componen, la facies de matriz se asemeja mucho a un flujo de escombros no-cohesivo, particularmente en sus porciones distales, en donde se observa, en ocasiones, una burda gradación inversa y cierta imbricación de clastos, lo cual podría indicar que el depósito en sus facies distal podría representar la transformación lateral del frente del depósito de avalancha primario a un flujo de escombros.

V.2. Condiciones de inestabilidad del Cofre de Perote

Se han identificado depósitos formados a partir del colapso sectorial de volcanes a lo largo de la CVPC, asociados a los estratovolcanes Las Cumbres (Rodríguez, 2005) y Citlaltépetl (Carrasco-Núñez et al., 1993), todos ellos depositados en dirección este, por lo que se cree que la configuración irregular del basamento es el factor dominante que controla la dirección del sector a colapsarse, favorecidos además, por factores de inestabilidad tales como relieve abrupto, ambiente tectónico y alteración hidrotermal (Carrasco-Núñez et al., 2006).

Por lo que respecta al Cofre de Perote, Díaz (2009) sugiere igualmente que la dirección en que se generaron los colapsos que dieron origen a los depósitos de Los Pescados y Xico, puede encontrarse controlada por la posición de la superficie de soporte, lo que sugiere que el modelo propuesto por Mossman y Viniegra (1976) es adecuado para la superficie de soporte (Figura 2.3). Además, los esfuerzos locales y regionales pueden influir en la dirección de colapso del edificio volcánico (Siebert, 1984). En el caso de fallas normales, el colapso y sus depósitos se localizan en dirección perpendicular a la de máxima compresión horizontal, lo cual coincide con el emplazamiento de diques y conos parásitos emplazados en fallas. El eje mayor de dispersión de las avalanchas de escombros coincide con el eje de máxima distensión. Carrasco-Núñez et al. (2009) notaron que la dirección de colapso de los flujos que originaron los depósitos de Los Pescados y Xico es SE, perpendicular al alineamiento de rumbo NE que forman los volcanes La Gloria-Cofre de Perote-Las Lajas (Figura 5.1).

Tibaldi (1995) y Lagmay et al. (2000), han reconocido que la orientación y cinemática de fallas en el basamento están relacionadas a la dirección de colapso de volcanes, aspecto que puede ser aplicado al caso del Cofre de Perote.

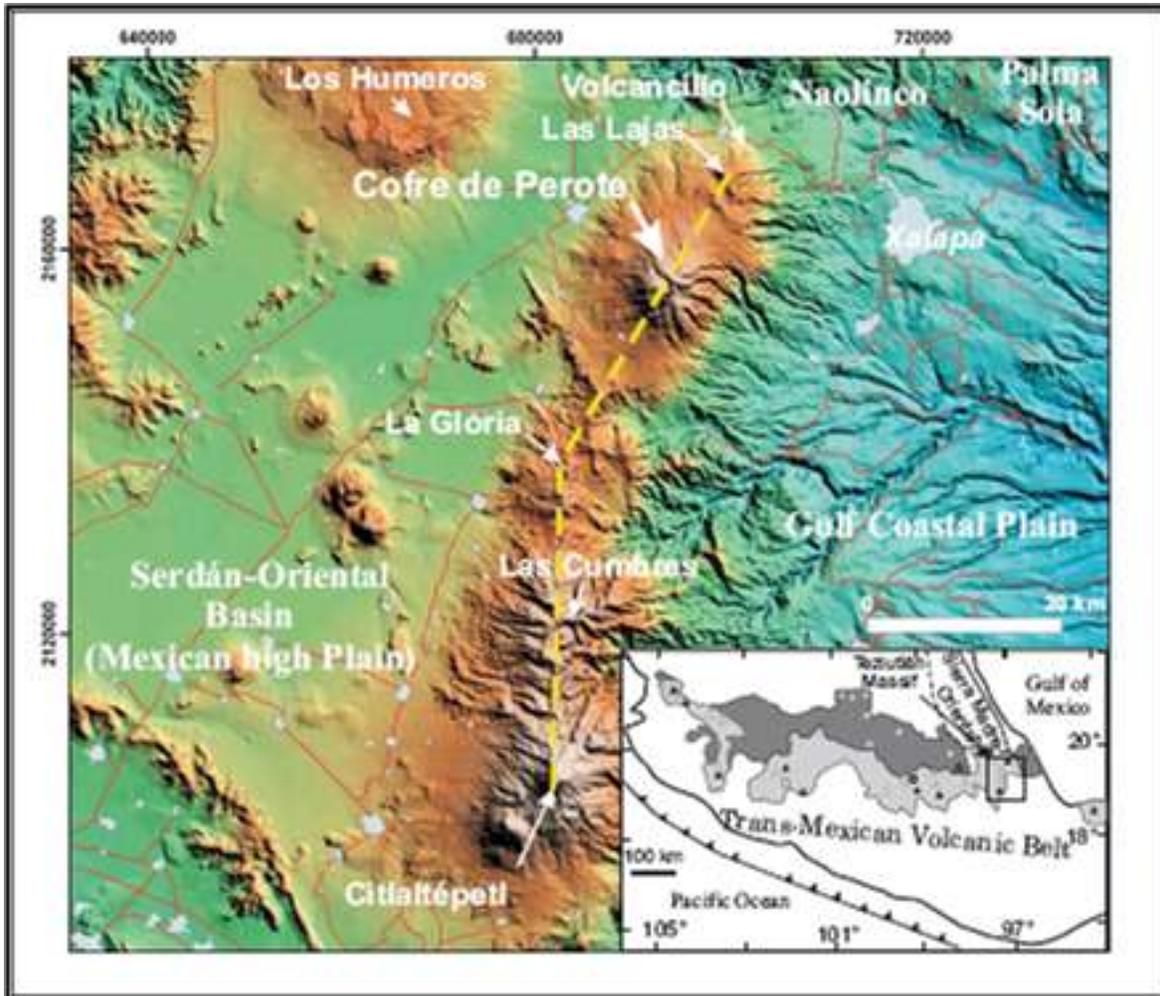


Figura 5.1. Modelo de elevación digital de la CVCPC donde puede apreciarse el alineamiento con rumbo NE que forman los volcanes La Gloria-Cofre de Perote-Las Lajas perpendicular a la dirección de colapso de los flujos que originaron los depósitos de Los Pescados y Xico. Tomada de Carrasco-Núñez et al. (2009).

Una característica de los depósitos de Xico y Los Pescados es que contienen clastos líticos con diferentes grados de alteración, que son correlacionables con las rocas de la cima del CP. Los análisis de minerales arcillosos realizados por Díaz (2009) coinciden con los llevados a cabo en este trabajo para los depósitos de Los Pescados y Xico, y para la cima del CP se encontraron, entre otros, minerales de origen hidrotermal. Esto sugiere que gran parte del debilitamiento de la estructura se debió a la interacción de las rocas con

fluidos hidrotermales. Cabe señalar que la alteración en el CP no es generalizada sino más bien zonificada y con diferentes grados de intensidad (Díaz, 2009).

La alteración hidrotermal ha sido identificada como un factor importante que causa el debilitamiento progresivo en las cimas de otros volcanes, por ejemplo en el volcán Citlaltépetl en México (Carrasco-Núñez et al., 1993), y en el volcán La Casita en Nicaragua (van Wyk de Vries et al., 2000). En el primer caso se ha considerado que esa alteración pudo ser intensificada por la acción progresiva de un glaciar en la cima del Citlaltépetl, ya que éste, además de proveer una fuente constante y racionada de agua, permite controlar la salida de los gases volcánicos, facilitando así su interacción con el agua y la formación de minerales de alteración hidrotermal que finalmente ocasionan un debilitamiento estructural del edificio volcánico.

Aunque es evidente que para el caso del CP, la alteración hidrotermal que se ha identificado es mucho más limitada, ésta se encuentra presente y pudo ser favorecida de alguna manera debido a la existencia de un glaciar. De hecho, el CP muestra rasgos de erosión glaciar, Carrasco-Núñez et al. (2009) han encontrado evidencias (morrenas) de la posible distribución que el glaciar tuvo en el pasado, y que sufrió un retroceso o deglaciación hace alrededor de 14,000- 11,500 años, de acuerdo a edades preliminares de ^{36}Cl . Estas edades se traslapan con las reportadas para los depósitos de avalancha Xico, sugiriendo que el proceso de deglaciación habría sido responsable de favorecer una desestabilización de la cima del volcán, ya que además de proporcionar suficiente agua, incrementa las condiciones de presión de poro, y disminuye la carga del macizo rocoso. Aunque para el caso de Los Pescados no se encontraron edades de avances glaciales en el CP, existen reportes de edades mínimas de tills para otros volcanes del centro de México como Ajusco, Malinche y Nevado de Toluca, que indican la posible ocurrencia de glaciares en periodos anteriores a 30,000 años (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

Considerando lo anterior, es muy probable que el agua que seguramente estuvo involucrada durante la formación tanto de el FELP como de la avalancha

Xico provino del derretimiento de un glaciar, y que este pudo haber contribuido a su estado de inestabilidad en el pasado. Para el caso de Los Pescados, se infiere que debió existir una mayor cantidad de agua, lo que generó la formación de un flujo de escombros no-cohesivo, en contraste con el depósito Xico que se comportó como una avalancha, y sólo en sus porciones distales tuvo un comportamiento como un flujo de escombros.

Otras fuentes de agua que pudieron también participar en el proceso de formación de los depósitos vulcaniclásticos del CP, están relacionados con periodos de lluvia intensa, que puede aportar grandes volúmenes de agua.

V.3. Mecanismos disparadores de los colapsos

Si bien la alteración hidrotermal puede causar un debilitamiento progresivo de un edificio volcánico, se necesita un agente disparador para generar el colapso súbito del mismo. Carrasco- Núñez et al. (2009) propusieron que agentes externos tales como sismos tectónicos o periodos extraordinarios de lluvia intensa durante eventos de huracanes pudieron accionar el colapso súbito de un sector del CP, el cuál pudo haber estado ya en condiciones inestables por debilitamiento estructural, exposición a un ambiente hidrotermal, erosión glaciar, régimen de esfuerzos regional, entre otras causas.

Periodos extraordinarios de lluvia intensa ya han sido invocados anteriormente como agentes disparadores para deslizamientos de tierra de origen no-volcánico y volcánico. Algunos ejemplos de estos procesos son descritos a continuación:

En Teziutlán, municipio ubicado en la Sierra Norte de Puebla, se produjeron numerosos procesos gravitacionales de deslizamiento y flujo de escombros a consecuencia de un periodo de lluvia intensa en el mes de octubre de 1999 (Lugo-Hubp et al., 2005; Alcántara-Ayala et al., 2001; Capra et al., 2003).

En 1998, lluvias torrenciales durante el paso del huracán Mitch ocasionaron el colapso sectorial del volcán Casita en Nicaragua, y la formación de un flujo de escombros (van Wyk de Vries et al., 2000; Scott et al., 2005) que mató a más de 2000 personas.

En el Salvador, un flujo de suelo y rocas con un volumen aproximado de 100000m^3 sepultó por completo gran parte de una zona habitada, ocasionando la pérdida de más de 500 vidas. Dicho movimiento se produjo a consecuencia de un sismo de 7.6 grados de magnitud que ocurrió el 13 de enero de 2001 (Alcántara-Ayala et al., 2001).

En 1792, dos terremotos intensos ocasionaron uno de los desastres naturales de origen volcánico más catastróficos en Japón, al provocar el colapso sectorial del volcán Unzen y la formación de un avalancha de escombros (p. e. Siebert 2002).

Por lo que respecta al CP, ya se ha mencionado que forma parte de la CVCPC, la cual representa una importante barrera natural que separa el Altiplano Mexicano (2500 msnm) y la Planicie Costera del Golfo (1300 msnm), y ocasiona la precipitación de la humedad que entra del Golfo de México. Asimismo, esta zona es susceptible a recibir la humedad proveniente de los huracanes formados en el océano Atlántico.

Por otro lado, el CP se encuentra en una región sísmicamente activa, esto es evidenciado por el sismo de Xalapa ocurrido en 1920, de 6.5 grados de magnitud (Camacho y Flores, 1922). El epicentro de este sismo se asocia a la fractura Huitzilapan, ubicada al SE del CP, la cuál tiene una orientación NE.

Aunque ambos agentes (sismos y lluvias torrenciales) pudieron ocasionar los eventos de colapso de los cuales se produjeron los depósitos de Los Pescados y Xico, ya sea actuando uno sólo o en conjunto, aunque se considera que, por la magnitud de los eventos, es más viable que hayan sido disparados más fácilmente por un sismo que por lluvias torrenciales, que en todo caso podrían contribuir a generar eventos de menores dimensiones.

V.4. Edad e implicaciones de peligro volcánico en el CP

La edad obtenida para los depósitos Los Pescados y Xico (44,000 y 11,000-13,000 años, respectivamente), es claramente más joven que la edad en la que finalizó la actividad del volcán (0.24 m.a.) (Carrasco-Núñez et al., 2006; Carrasco-Núñez et al., 2009). Además, la ausencia de material juvenil dentro de los depósitos y la inexistencia de depósitos de origen explosivo relacionados a los eventos de colapso sectorial del CP, sugieren que agentes externos no asociados con actividad volcánica contemporánea actuaron como mecanismos de disparo para tales eventos de colapso.

Díaz-Castellón et al. (2008) evaluaron las condiciones de inestabilidad del CP e identificaron las zonas de la cima más propensas a colapsar. Estas áreas fueron usadas por Carrasco-Núñez et al. (2009) para hacer simulaciones de avalanchas de escombros y delinear zonas de peligro por eventos relacionados con el deslizamiento de amplios sectores de la cima del CP.

El hecho de que el CP sea considerado un volcán inactivo aumenta su peligrosidad de que un evento catastrófico ocurra, ya que muy probablemente ocurrirá sin acciones premonitoras como lo son sismos volcánicos o pequeñas erupciones. Además, dado el origen no-magmático de FELP y la avalancha Xico no existe una periodicidad entre los colapsos y lo que es más, tales eventos catastróficos pueden ocurrir en cualquier momento sin previo aviso.

Los factores que provocaron la inestabilidad en el pasado del CP tales como alteración hidrotermal, basamento irregular inclinado e intenso fracturamiento en la cima, siguen presentes en la actualidad. Bajo estas condiciones, un colapso sectorial puede ser accionado por agentes externos tales como un sismo o periodos extraordinarios de lluvia.

VI. Conclusiones

- Existen claras evidencias de colapsamiento sectorial del edificio volcánico del Cofre de Perote. Los prominentes escarpes en forma de herradura que caracterizan la cima del CP, se correlacionan con dos grandes depósitos vulcaniclásticos que afloran hacia su flanco SE, a lo largo del río Los Pescados.
- El primer colapso, ocurrido hace 44,000 años, generó al depósito Los Pescados que alcanzó una distancia mínima de 54.5 km, con un volumen de 1.28 km³. Este depósito es un flujo de escombros no-cohesivo, sin embargo, algunas características tales como su volumen y la existencia de clastos con fracturamiento de rompecabezas, sugieren que haya sido el resultado de una transformación a partir de una avalancha de escombros.
- El segundo colapso, formado hace 13,000-11,000 años, generó al depósito Xico que alcanzó una longitud de 24 km con un volumen de 2.17 km³. Este depósito es una avalancha de escombros; sin embargo, en las facies distales presenta características de un flujo de escombros.
- Considerando que los catastróficos eventos que ocasionaron la destrucción parcial del edificio volcánico ocurrieron en forma muy posterior al cese de la actividad eruptiva del CP que finalizó hace aproximadamente 200 mil años, se infiere que no estuvieron relacionados a actividad volcánica contemporánea, por lo que entonces es muy posible que un factor externo como lluvias torrenciales o actividad sísmica pudieron haber sido los factores disparadores de esos eventos. De ellos es posible que un sismo sea el proceso más favorable para originar esos grandes volúmenes de depósitos vulcaniclásticos.

- La configuración irregular del basamento parece que fue el factor dominante que controló la dirección del sector a colapsarse, favorecido además, por factores de inestabilidad tales como relieve abrupto, ambiente tectónico y alteración hidrotermal de las rocas.
- Los factores que provocaron la inestabilidad en el pasado del CP tales como alteración hidrotermal, basamento irregular inclinado e intenso fracturamiento en la cima, siguen presentes en la actualidad, por lo que, la probabilidad de que un evento catastrófico como los descritos aquí ocurra, está latente y podría ocurrir sin ningún alertamiento premonitorio.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G., 1997. Volcanic stratigraphy of the Amealco Caldera and vicinity, central Mexico Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 13, 10-51.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L., Xu, S., 2002. El Sistemas de fallas Taxco- San miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 55, 12-29.
- Alcantara-Ayala I., Echavarría-Luna A., Gutiérrez-Martínez C., Domínguez-Morales L., Noriega-Rioja I., 2001. Inestabilidad de laderas. Serie Fascículos. CENAPRED.
- Allan, J., 1986. Geology of the colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Gaological Society of America Bulletin*. 97, 473-485.
- Belousov A., Belousova M., Voight B., 1999. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bull. Volcanol*. 61: 324-342.
- Camacho, H., Flores, T., 1920. Memoria relativa al Terremoto Mexicano del 3 de enero de 1920. *Bol. Inst. Geol. Méx.* 38-39, 107 pp.
- Campbell, C., 1989. Self-lubrication for long runout landslides. *The Journal of Geology*. Vol. 97. p. 653-665.
- Camprubí A. y Albinson T., 2007. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen conmemorativo del centenario. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México. Tomo LVIII, Num. 4, 2006, p. 27-81.

- Cantagrel, J. M. y Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks; relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99-114.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., Borseli, L., 2003. Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlan, Mexico: *Engineering Geology*, 69, 359–379.
- Capra, L., Macías, J. L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 102, 149-168.
- Capra, L., Macías, J. L., Scout, K. M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V. H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, México – behavior, and implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 81-110.
- Capra, L., 2006. Abrupt climatic changes as triggering mechanisms of massive volcanic collapses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 155(3-4), 329-333.
- Carracedo J. C., 1996. A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands, in McGuire, W. J., Jones, A.P., and Neuberg J., eds. *Volcano instability on the earth and other planets: Geological Society (London) Special Publication 110*, p. 125-135.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J. W., Rose, W. I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 35-46.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano surrounding area, Central Mexico. *Geological Society of America Maps and Charts series MCH 081*. 10 p.
- Carrasco-Núñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) Mexico. *Geological Society of America Special Paper 334*.

- Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., Aranda-Gómez, J., 2005. Contemporaneous eruption of calci-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contrib. Mineral Petrol.* (2005) 150: 423-440.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M. F., Rodríguez, S., 2006. Multiple collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: the role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 151-176.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M., Romero, C., 2007. Evolution and hydrological of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159, 179-197.
- Carrasco-Núñez G., Siebert L., Díaz-Castellón R., Vázquez-Selem L., Capra L., 2009. Evolution and Hazards of a long- quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Publicado online.
- Concha –Dimas, Aline; Cerca Martínez, Mariano; Rodríguez Segio R; Watters Robert (2005). Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote- Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology*, v. 72: 19- 39.
- Davies, T.R.H., 1982, Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization: *Rock Mechanics*, v. 15, p. 9-24.
- Day S. J., 1996. Hydrothermal pore fluid pressure and the instability of porous, permeable volcanoes, in McGuire W.J., Jones A.P., and Neuberg J., eds. *Volcano instability on the earth and other planets: Geological Society (London) Special publication 110*, p. 77-93.

- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*. 2, 178-187.
- Díaz-Castellón, R., 2009. Análisis de las condiciones estructurales de estabilidad en el volcán Cofre de Perote. UNAM. Tesis Doct. 154pp.
- Díaz-Castellón, R., Carrasco-Núñez, G., Alvarez-Manilla, A., 2008. Mechanical instability quantification of slopes at Cofre de Perote volcano, eastern Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 58(2), 187-201.
- Erismann T.H., 1979. Mechanisms of large landslides: *Rock mechanics*, v. 12, p. 15-46.
- Ferrari, L., López Martínez M., Aguirre Díaz G., Carrasco Núñez G., 1999. Space-time pattern of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, v.27, n.4, p. 303-306.
- Ferrari, L. 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII p. 84-92.
- Ferriz, H. y Mahood, G., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Hornos Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v.89, p.8511-8524.
- Folk, R.L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks*: Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 105p.
- Francis P.W., and Wells G.L., 1988. Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes: *Bulletin of Volcanology*, v.50, p. 258-278.
- Garduño-Monroy, V. H., Corona-Chávez, P., Israde-Alcantara, I., Mennella, L., Arreygue, E., Bigioggero, B., Chiesa, S., 1999. *Carta Geológica de*

Michoacán, escala 1: 250 000. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Glicken, H. (1991). Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Editors): Sedimentation in volcanic settings. SEPM (Society for sedimentary Geology) Special Publication No. 2: p. 99-106.

Glicken, H. 1996. Rockslide- Debris avalanche of may 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. U.S. Geological Survey Open-file report 96-667, 90 p. Currently available in electronic version only at the Cascades Volcano Observatory [web site:](http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Glicken/framework.html)
<http://vulcan.wr.usgs.gov/Projects/Glicken/framework.html>

González-Mercado, Esmeralda (2005). Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.

Habib, P., 1975. Production of gaseous pore pressures during rockslides: Rock mechanics, v. 7, p. 193-197.

Heim, A., 1932. Bergsturz and menschenleben. Zurich, Fretz and Wasmuth Verlag.

Hoskuldsson, A., Robin, C., 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. Bull. Volcanol. 55, 571-587.

Hsu, K.J., 1975, Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 129-140.

Hubbard, B.E. (2001). Volcanic hazard mapping using Aircraft, Satellite, and Digital Topographic Data: Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México. Geology. Buffalo, State University of New York SUNY: 322.

Inman, D.L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments: Journal of Sedimentary Petrology, 22(3), 125-145.

Johnson, A.M. y Rodine, J.R., 1984. Debris flow, in Brunnsden, D., and Prior, D.B., Eds., Slope instability: New York, John Wiley, p. 257-361.

- Keefer, D. K. (1984). "Landslides caused by earthquakes." Geological society of America Bulletin 95: 406-421.
- Kent, P.E., 1966. The transport mechanism in catastrophic rock falls: Journal of Geology, v. 74, p. 79-83.
- Komorowsky, J. C., Navarro, C., Cortes, A., Saucedo, R., Gavilanes, J. C., Siebe, C., Espíndola, J. M., Rodríguez-Elizarrás, S. R., 1997. The Colima Volcanic Complex. Field Guide 3. In: IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta.
- Lagmay, A.M.F., van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Pyle, D.M., 2000. Volcano instability induced by strike-slip faulting. Bull. Volcanol. 62, 331–346.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeinsen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. J. Petrol. 77, 24-37.
- López D.L. y Williams S.N., 1993. Catastrophis volcanic collapse: relation to hydrothermal processes: Science, v. 260, p. 1794-1796.
- Lozano-Velazquez, L., Carrasco-Núñez, G., 1997. Laharic sequences at the sothwestern flank of Popocatepetl volcano, Mexico. IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, Abstract, p. 95.
- Lozano, L. y Carrasco-Núñez G., 2000. Evidencias de colapsamiento sectorial del volcán Cofre de Perote. 7º Reunión Internacional del volcán de Colima.
- Lugo-Hubp J., Zamorano-Orozco J., Capra L., Inbar M., Alcántara-Ayala I., 2005. Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: Causa y efectos. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, num. 2 (2005) p. 212- 228.
- Mas A., Guisseau D., Patrier Mas P., Beaufort D., Genter A., Sanjuan B., Girard J.P., 2006. Clay minerals related to the hidrotermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe) . J. Volcanol. Geoth. Res. 158 (2006) 380-400.

- McDowell, F. W. y Clabaugh, S. E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113-124.
- McGuire W.J., 1996. Volcano instability: A review of contemporary themes, In McGuire W.J., Jones A.P., and Neuberg J., eds., Volcano instability on the earth and other planets: Geological Society (London) Special Publication 110, p. 1-23.
- McGuire W.J., 2003. Volcano instability and lateral collapse. CV Arg. Revista v. 1, p.33-45.
- Melosh, H.J., 1979. Acoustic fluidization: A new geologic process?: Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 7513-7520.
- Mimura, Koji, Kawachi, Shimpei, Fujimoto, Ushio, Taneichi, Mizuho, Hyuga, Tadahiko, Ichikawa, Shigenori, and Koizumi, Mitsuaki, 1982, Debris avalanche hills and their natural remnant magnetization – Nirasaki debris avalanche, central Japan: Journal of the Volcanological Society of Japan, v. 88, p. 653-663.
- Miyashiro A. (1974): Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274, 321-355.
- Mossman, R. y Viniegra, F., 1976. Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.60, n.3, p. 379-388.
- Nelson, S., González-Cáver, E., 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico: Bulletin of Volcanology. 55, 85-96.
- Ordoñez, E., 1904. El Nauhcampatepelt o Cofre de Perote. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 1, 151-168.

- Ort, M. y Carrasco-Núñez, G., 2009. Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east-central Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 181 (2009) 67-77.
- Palmer, B.A., Alloway, B.V., Neall, V.E., 1991, Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zeland- Lithofacies organization in unconfined, wet- avalanche flows, *in* Fisher, R.V., Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM Special Publication . 45: 89-98.*
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of Mexican Volcanic Belt, States of Michoacan and Guanajuato, scale 1: 300 000. Geological Society of America Map and Charts series, MCH 072. 22 p.
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. K., Solorio-Munguía, J. G., 1997. Bosquejo de la evolución geológica del volcán Palo Huérfano, Guanajuato. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* 13, 174-183.
- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, *in* Costa J.E., Wieczorek, G.F. (eds.), *Debris flow/avalanches: Process, Recognition, and Mitigation: Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 7, 1-12.
- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1999. Superficial hydrologic hazards and volcanoes: debris avalanches, lahars and floods: processes, interpretation of deposits, and techniques of Hazard assessment and mitigation. U. S. Geological Survey Open-File Report. Washington, United States. 137 pp.
- Riggs, N. y Carrasco- Núñez, G., 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central Mexico. *Bull. Volcanol.* 66, p. 322-335.
- Robin, C., Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianni-type event at the beginning of modern volcan Popocatépetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 115-130.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.-M., Gourgaud, A., Vincent, P.M., 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 115-130.

- Robin, C., Komorowsky, J. C., Boudal, C., Mossand, P., 1990. Mixed- magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, Mexico. Bull. Volcanol. 52, 391-403.
- Rodríguez, S. 2005. Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.22, n.2, p. 181-199.
- S.R. Rodríguez, W. Morales-Barrera, P. Layer, E. González-Mercado, 2009. [A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents](#). J. Volcanol. Geoth. Res.
- Rodríguez-Vargas, J. L., Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., 2006. Depósitos de avalancha recientes del volcán cofre de Perote, Veracruz, México. GEOS, v. 26., 215pp.
- Sarocchi, Damiano., 2006. Análisis textural del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 d jullio de 1999 en el volcán de Colima. Tesis doctoral, Universidad Nacional autónoma de México.
- Scheubel, F. R., Clark, K., and Porter, E., 1988. Geology, tectonic enviroment and structural control in the San Martin de Bolaños district, Jalisco, Mexico. Economic Geology. 83, 1703-1720.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W., Devoli, G., 2005. Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. Earth Surf. Process. Landforms 30, 59-79.
- Shreve, R.L., 1968, The Blackhawk Landslide: Geological Society of America Special Paper, no. 108, p. 1-47.

- Siebe, C., Komorowsky, J. C., Sheridan, M. F., 1992. Morphology and emplacement collapse of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico. *Bull. Volcanol.* 54, 573-589.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez-Elizarrás, S. R., Castro, R., Delgado, H., 1995. Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: Implication for future hazard. *Geol. Soc. Am. Annu. Meet.* 1995, New Orleans, LA, Field Trip Guide Book no. 1, 47pp.
- Siebert L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source áreas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.22, p.163-197.
- Siebert L., Glicken H., Ui T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai type eruptions. *Bull Volcanol* 49: 435-459.
- Siebert L., 1996. Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Editors): *Monitoring and mitigation of volcano hazards*: 541-572.
- Siebert, L. 2002. Landslides resulting from structural failure of volcanoes. In Evans, S.G., and DeGraff, J.V., eds., *Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms*: Boulder, Colorado, Geological Society of America *Reviews in Engineering Geology*, v. XV, p. 209-235.
- Siebert, L. y Carrasco- Núñez, G., 2002. Late- Pleistocene to precolumbian vented-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115. p. 179-205.
- Silva- Mora, L., 1984. El volcán Cofre de Perote, estado de Veracruz. *Memorias del primer Congreso Mexicano de Mineralogía. Convención Evolución Geológica de México*, p. 205-208.

- Stoopes, G. R., Sheridan, M. F., 1992. Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implication for long-runout landslides (> 100km). *Geology* 20, 299-302.
- Takarada S., Ui T., Yamamoto Y., 1999. Structural features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bulletin of Volcanology* 60: 508-522.
- Thompson A. J. B., Thompson J. F. H., 1996. Atlas of alteration. Geological association of Canada. Mineral Deposits Division, pp. 119.
- Tibaldi, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100, B12, 24,521–24,535.
- Ui, T., 1983, Volcanic debris avalanche deposits --identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 18, p. 135-150.
- Ui T., Kawachi S., Neall V., 1986. Fragmentation of debris avalanche material during flowage evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 27: 255-264.
- Ui T., 1987. Discrimination between debris avalanches and others volcaniclastic deposits. In: Latter J.H. (Ed.) *Volcanic hazards*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp. 201-209.
- Ui T., Takarada, S., Yoshimoto M., 2000. Debris avalanches. In Sigurdson H., *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press.
- Vallance, J.W., Scott K.M., 1997, The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow: *Geological Society of America Bulletin*, 109(2), 143-163.
- Vallance, J.W., 2000, Lahars, en Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: London, Academic Press, 601-616.

- Van Wyk de Vries, b., Kerle, N., Petley, D., 2000. Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology* 28, 167-170.
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004. Late Quaternary glaciation of Mexico. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica*. Elsevier, Amsterdam, 233-242 pp.
- Voight B., Glicken H., Janda R.J., Douglass P.M., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: Lipman P.W. Mullineaux D.R. (eds). *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. US Geol. Surv. Prof. Pap. 1250: 347-377.
- Voight, Barry, Janda, R.J., Glicken, Harry, and Douglass, P.M., 1983, Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980: *Geotechnique*, v. 33, p. 243-273.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class term for clastic sediment: *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Yañez- García, C., 1982. Exploración de la Región Geotérmica Los Humeros- Las derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad. 96 p.