

03095
2

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



**Colapsos de Edificios Volcánicos: Transformación de
Avalanchas de Escombros en Flujos de Escombros Cohesivos.
Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y
Nevado de Colima (México).**

T E S I S

Que para obtener el grado de

Doctor en Ciencias de la Tierra

(Sismología y Física del Interior de la Tierra)

presenta

Lucia Capra Pedol

2000

275533



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi familia

A Luigi

A Alessandra

Agradecimientos,
el capítulo más
difícil!!!

Antes que nada, gracias MACCAS, gracias a mi tutor José Luis Macías, y la postal de IAVCEI 1994 sin la cual nunca me hubiera decidido a venir a México. En estos cinco años he podido desarrollarme muy "libremente" gracias al apoyo incondicionado de mi tutor y de Juan Manuel Espíndola. Gracias a Claus Siebe por sus críticas tajantes que me han "obligado" a seguir mejorando... Gracias al apoyo y sobre todo divertida compañía de mis amigos José Luis "H" Arce, Armando, Renato, Yury, Laura, a los cuales con el transcurso del tiempo se han juntado Bernardo, Ricardo, Abel, las "niñeras" Paty, Ester, Karina...Beto, y por última Teresa "La Barese".

Quiero agradecer las "críticas constructivas" de mis revisores, José Luis Macías, Gerardo Carrasco, Claus Siebe, Hugo Delgado, Juan Manuel Espíndola, Kevin Scott y Víctor Garduño, el cual es la persona que desde hace muchos años (¡¡¡locho!!!) me soporta! Gracias al infatigable Kevin, al Cascade Volcano Observatory y al USGS Forest Service para un inolvidable verano en el Monte Santa Elena.

Gracias al Posgrado en Ciencias de la Tierra (Norma, Araceli y el Dr. Campos) y a los Institutos de Geofísica y Geología sin cuyos espacios e infraestructuras no hubiera podido llevar a cabo mi trabajo. Quiero también agradecer al personal de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra por su amable colaboración, y en particular al Lic. Arturo Méndez.

Un gracias especial a Luca, Arturo y sus familias con las cuales he compartido momentos muy felices...

Agradezco al Prof. Pasquaré por medio del cual pude conseguir una beca de la Universidad de los Estudios de Milan, y la DGAPA-DGEP por la beca en mis últimos dos años.

Mi trabajo ha sido apoyado por los proyectos DGAPA-UNAM (102297 a cargo del Dr. Juan Manuel Espíndola), CONACYT (179PT a cargo de José Luis Macías), UNAM-PADEP (030603 a mi cargo), y una beca de la Sociedad Geológica Americana (n 6199-98).

Por último, pero sin duda lo más importante, GRACIAS A MI GRANDE FAMILIA, mis padres Anna y Angelo, mis hermanos Giovanni, Elena y sus familias por haberme apoyado para poder "aguantar" hasta el último mi trabajo. Un gracias especial a Luigi, para empujarme cada día diciéndome "Hai voluto la bicicletta??? Adesso pedala" y a la última en llegar, ALESSANDRA, por haber crecido y aguantado tanto tiempo en aquel *zoológico* que es el Departamento de Vulcanología.

Resumen	p. VII
Abstract	p. XI
1. Introducción	p. 1
1.1. Propósito del presente trabajo	p. 1
1.2. Objetivos	p. 3
1.3. Metodología	p. 3
1.4. Terminología	p. 5
2. Colapso de edificios volcánicos: origen y depósitos asociados.	p. 10
2.1. Resumen	p. 11
2.2. Introducción	p. 11
2.3. Mecanismos disparadores	p. 16
2.3.1. Destabilización magmática	p. 16
2.3.2. Temblores	p. 16
2.3.3. Gravedad	p. 17
2.3.4. Factor hidrológico	p. 17
2.4. Causas de la inestabilidad	p. 18
2.4.1. Causas volcánicas	p. 18
2.4.2. Causas sismo-tectónicas	p. 20
2.4.3. Alteración hidrotermal	p. 21
2.5. Conclusiones	p. 23
3. Monte Santa Elena (EEUU).	p. 25
3.1. Resumen	p. 26
3.2. Introducción	p. 28
3.3. La erupción del 18 de mayo de 1980	p. 30
3.4. Trabajos anteriores	p. 31
3.5. El depósito: Unidad D y Unidad F	p. 34
3.5.1. Unidad D	p. 35
3.5.2. Unidad F	p. 40
3.6. Características sedimentológicas	p. 45
3.7. Fragmentación de los clastos y origen de la matriz	p. 50
3.8. Origen del North Fork Toutle lahar	p. 52
3.8.1. Características texturales y sedimentológicas	p. 52
3.8.2. Origen	p. 53
3.9. Discusión: Mecanismos de emplazamiento	p. 55
3.10. Conclusiones	p. 57
4. Volcán Nevado de Toluca (México)	p. 61
4.1. Resumen	p. 62
4.2. Introducción	p. 63
4.3. Trabajos previos	p. 65
4.4. Morfología del área fuente	p. 66
4.5. Distribución de los depósitos	p. 68
4.6. Relaciones estratigráficas	p. 71
4.7. El depósito de flujo de escombros Pilcaya	p. 71
4.7.1. Características texturales	p. 74
4.7.2. Componentes	p. 75
4.7.2.1. Composición de la fracción arcillosa	p. 76
4.7.3. Características sedimentológicas	p. 77
4.8. El depósito de flujo de escombros El Mogote	p. 81
4.8.1. Características texturales	p. 82

4.8.2. Componentes	p. 82
4.8.3. Características sedimentológicas	p. 83
4.9. Mecanismos de emplazamiento y control paleomorfológico.	p. 84
4.9.1. El depósito Pilcaya	p. 84
4.9.2. El flujo de escombros El Mogote	p. 90
4.10. Discusión	p. 90
4.10.1. Origen de los depósitos	p. 90
4.10.2. Origen del evento	p. 93
4.11. Evaluación del peligro	p. 96
4.12. Conclusiones	p. 98
5. Volcán Nevado de Colima (México)	p. 100
5.1. Resumem	p. 101
5.2. Introducción	p. 102
5.3. Trabajos Previos	p. 104
5.4. Características morfológicas del área.	p. 104
5.5. Distribución del depósito y relaciones estratigráficas.	p. 106
5.6. Características estratigráficas	p. 108
5.6.1. Depósito de avalancha de escombros	p. 108
5.6.2. Depósito de flujo de escombros Río Naranjo - Río Salado.	p. 109
5.7. Características sedimentológicas	p. 112
5.7.1. Depósito de avalancha de escombros	p. 112
5.7.2. Depósito de flujo de escombros.	p. 113
5.7.2.1. Composición química de la fracción arcillosa.	p. 117
5.7.2.2. Discusión de los resultados de los análisis sedimentológicos:	
Clasificación del depósito y proceso de "bulking".	p. 118
5.8. Mecanismos de emplazamiento del flujo de escombros cohesivo.	p. 120
5.9. Discusión	p. 123
5.9.1. El volumen del depósito de flujo de escombros como resultado del fenómeno de bulking	p. 125
5.10. Peligro	p. 129
5.11. Conclusiones	p. 130
6. Caracterización sedimentológica de avalanchas de escombros y flujos de escombros cohesivos: implicaciones genéticas.	p. 133
6.1. Resumen	p. 134
6.2. Introducción	p. 135
6.3. Avalanchas de escombros.	p. 135
6.4.1. Evidencias sedimentológicas	p. 137
6.4.2. Implicaciones sobre los mecanismos de emplazamiento.	p. 141
6.5. Flujos de escombros cohesivos	p. 143
6.5.1. Evidencias sedimentológicas.	p. 144
6.5.2. Implicaciones sobre los mecanismos de emplazamiento.	p. 147
6.6. Avalanchas de escombros vs. flujos de escombros cohesivo.	p. 149
6.7. Conclusiones	p. 155
7. Evaluación del peligro	p. 156
7.1. Resumen	p. 157
7.2. Introducción.	p. 158
7.3. Avalanchas de escombros: evaluación del peligro.	p. 158
7.4.1. Monte Santa Elena	p. 159

Lista de figuras

Figura 1. Localización de las áreas de estudio.	p. 2
Figura 2. Gráfica de volumen vs. frecuencia de eventos de colapsos en terrenos volcánicos.	p. 12
Figura 3. Secuencia fotográfica de la erupción del 18 de mayo de 1980, Monte Santa Elena.	p. 15
Figura 4. Distribución de los depósitos originados por explosiones dirigidas.	P. 19
Figura 5. Esquema que muestra la relación entre el régimen tectónico regional y la dirección del colapso.	p. 20
Figura 6. Esquema tectónico de la Cadena Volcánica de Cascadas.	p. 28
Figura 7. Sección transversal del edificio volcánico del Monte Santa Elena.	p. 31
Figura 8. Mapa litológico del depósito de avalancha de escombros (Glicken, 1998).	p. 32
Figura 9. Sección esquemática del flujo de avalancha de escombros (Glicken, 1998).	p. 34
Figura 10. Distribución del depósito de avalancha de escombros y zoneamiento del área.	p. 35
Figura 11. Secciones esquemáticas de la Unidad S del depósito de avalancha de escombros, zona próxima.	p. 36
Figura 12. Panorámica de las secciones del depósito de avalancha de escombros a lo largo del Río North Fork.	p. 37
Figura 13. Secciones esquemáticas de la Unidad S antes de la constricción Maratta Creek.	p. 38
Figura 14. Corte de la Unidad S en donde se observa una falla normal desplazando a la secuencia estratigráfica	p. 38
Figura 15. Sección de la Unidad S (facies de bloques) en donde se observa una superficie de corrimiento.	p. 39
Figura 16. Sección vertical de un montículo en donde se observan contactos estratigráficos primarios.	p. 40
Figura 17. Secciones esquemáticas de la Unidad F del depósito, zona próxima e intermedia.	p. 41
Figura 18. Panorámica de la Unidad F después de la constricción Maratta Creek.	p. 41
Figura 19. Panorámica de la unidad F en donde se puede observar la morfología típica de montículos.	p. 42
Figura 20. Secciones esquemáticas de la Unidad F del depósito de avalancha de escombros en la zona lejana.	p. 42
Figura 21. Detalle de la unidad F, en donde se aprecia el alto grado de fragmentación de los clastos.	p. 44
Figura 22. Facies de matriz de la unidad F con clastos subangulares embebidos en una matriz fina.	p. 44
Figura 23. Sección de uno de los montículos que caracterizan a la Unidad F en zona próxima.	p. 44
Figura 24. Histogramas granulométricos y curvas de los pesos acumulativos de la Unidad F, zona próxima.	p. 45
Figura 25. Histogramas granulométricos y curvas de los pesos acumulativos de la Unidad F, zona intermedia.	p. 47
Figura 26. Histogramas granulométricos y curvas de los pesos acumulativos de la unidad F, zona lejana.	p. 48
Figura 27. Diagramas de variación de los parámetros sedimentológicos de la Unidad F con la distancia.	p. 49
Figura 28. Depósito de avalancha de escombros unas horas después de su emplazamiento.	p. 54
Figura 29. Distribución de los depósitos Pilcaya y El Mogote.	p. 64
Figura 30. Modelo digital del terreno del edificio volcánico del Nevado de Toluca.	p. 67
Figura 31. Mapa de pendientes del Volcán Nevado de Toluca.	p. 67
Figura 32. Imagen de satélite del Volcán Nevado de Toluca y del sector sur.	p. 69
Figura 33. Modelo topográfico tridimensional del Volcán Nevado de Toluca.	p. 70
Figura 34. Perfiles topográficos a lo largo de la barranca del Río Chontalcuatlán .	p. 72
Figura 35. Correlación estratigráfica de secciones selectas del depósito Pilcaya.	p. 73
Figura 36. Fotografía panorámica de la barranca del Río Chontalcuatlán.	p. 74
Figura 37. Depósito Pilcaya. En este afloramiento se pueden observar las cavidades causadas por la erosión.	p. 75
Figura 38. Histogramas de las fracciones arena-limo-arcilla del depósito Pilcaya.	p. 78

Figura 39. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de los pesos, depósito Pilcaya.	p. 79
Figura 40. Gráficas de la variación de los parámetros granulométricos, depósito Pilcaya.	p. 80
Figura 41. Histogramas de muestras tomadas en la base y en la parte superior, depósito Pilcaya.	p. 81
Figura 42. Secuencia de los depósitos Pilcaya (DP) y El Mogote (MD).	p. 82
Figura 43. Secciones estratigráficas del depósito El Mogote.	p. 83
Figura 44. Textura característica del depósito El Mogote.	p. 83
Figura 45. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de los pesos para el depósito El Mogote.	p. 84
Figura 46. Gráficas de la variación de los parámetros granulométricos, depósito El Mogote.	p. 85
Figura 47. Esquema simplificado del mecanismo de crecimiento gradual (Branney y Kokelaar, 1992).	p. 87
Figura 48. Esquema de la zona transicional en donde se muestra la distribución que tuvo el flujo Pilcaya con respecto a la morfología.	p. 88
Figura 49. Bosquejo de los regímenes de flujo que actuaron durante el emplazamiento del flujo Pilcaya.	p. 89
Figura 50. Bosquejo de la transformación lateral de un flujo de avalancha en un flujo de escombros cohesivo (Scott et al., 2000a)	p. 92
Figura 51. Gráfica del área contra el volumen para los depósitos Pilcaya (DP) y El Mogote (DM).	p. 97
Figura 52. Localización del Complejo Volcánico de Colima en el CVTM.	p. 102
Figura 53. Modelo digital del terreno del Volcán Nevado de Colima.	p. 105
Figura 54. Distribución de los depósitos de avalancha de escombros y de escombros cohesivo.	p. 107
Figura 55. Sección de un montículo del depósito de avalancha de escombros del Volcán Nevado de Colima.	p. 108
Figura 56. Textura típica del depósito de flujo de escombros cohesivo.	p. 110
Figura 57. Secciones selectas del depósito de flujo de escombros cohesivo.	p. 110
Figura 58. Sección del depósito de flujo de escombros a lo largo del Río Naranjo.	p. 111
Figura 59. Histogramas granulométricos del depósito de avalancha de escombros, Volcán Nevado de Colima.	p. 113
Figura 60. Curvas de los pesos acumulativos para el depósito de flujo de escombros cohesivo, Nevado de Colima.	p. 115
Figura 61. Histogramas granulométricos para el depósito de flujo de escombros cohesivo, Nevado de Colima.	p. 116
Figura 62. Gráficas de la variación de los parámetros granulométricos respecto a la distancia desde la fuente.	p. 116
Figura 63. Esquema que muestra la variación de la velocidad del flujo y la formación de las distintas capas.	p. 122
Figura 64. Diagrama esquemático que ilustra el mecanismo de sedimentación por crecimiento gradual.	p. 122
Figura 65. Esquema del tipo de represa natural originada por el depósito de avalancha de escombros.	p. 129
Figura 66. Diagrama de área contra volumen para el depósito de flujo de escombros cohesivo.	p. 130
Figura 67. Gráficas triangulares de la granulometría de los depósitos de avalancha de escombros y de los depósitos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi.	p. 138
Figura 68. Gráfica triangular de arena-limo-arcilla (Fisher y Schmincke, 1987).	p. 139
Figura 69. Gráficas de a) M_z vs. SI y b) S_{kg} vs. SG para los depósitos de avalancha de escombros y los depósitos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi.	p. 141
Figura 70. Reología de un flujo tipo a) Bingham y b) bi-viscoso.	p. 142
Figura 71. Gráficas triangulares de a) grava-arena-escombros y b) arena-limo-arcilla para los depósitos de flujo de escombros cohesivos Pilcaya, El Mogote y Osceola.	p. 145
Figura 72. Gráficas de a) M_d vs. M_z y b) σ_1 vs. σ_G para los depósitos de flujo de escombros cohesivos Pilcaya y El Mogote (Volcán Nevado de Toluca), Colima y Osceola.	p. 146
Figura 73. Gráficas de M_z vs. σ_G , b) σ_G vs. kg , c) kg vs. S_{kg} , d) M_z vs. kg , e) S_{kg} vs. σ_G para los depósitos de flujo de escombros cohesivos Pilcaya y El Mogote, Colima y Osceola.	p. 147
Figura 74. Gráficas triangulares de a) grava-arena-escombros y b) arena-limo-arcilla para los depósitos de avalancha de escombros y depósitos de flujo de escombros.	

cohesivos.	p. 150
Figura 75. Diagramas circulares de la granulometría del depósito entero y de la matriz, de los depósitos de avalancha de escombros.	p. 151
Figura 76. Gráficas de a) M_z vs. σ_G , b) M_z vs. kg, c) σ_G vs. kg y d) S_{kg} vs. σ_G en donde se delimitaron los campos de avalanchas de escombros y flujos de escombros cohesivos para los depósitos estudiados.	p. 152
Figura 77. Diagrama de M_d vs. σ en donde se muestran los campos de los depósitos de caída y de flujos piroclásticos (Walker, 1971).	p. 153
Figura 78. Diagrama triangular arena-limo-arcilla de los depósitos de avalancha de escombros de los volcanes Monte Santa Elena y Colima y los respectivos lahares que se originaron por sus removilización.	p. 154
Figura 79. Mapa de amenaza del Volcán Monte Santa Elena (Crandell, 1988).	p. 160
Figura 80. Mapa de amenaza para avalanchas de escombros en el Volcán Nevado de Colima.	p. 162
Figura 81. Ejemplo en donde se muestra como fue aplicado el método LAHARZ para la determinación de los límites de inundación.	p. 165
Figura 82. Mapa de amenaza para flujos de escombros para el Nevado de Colima.	p. 167

Lista de tablas.

Tabla 1. Granulometría del depósito de avalancha de escombros en facies de matriz, Monte Santa Elena.	p. 46
Tabla 2. Composición mineralógica de la fracción arcillosa encontrada en la matriz del depósito Pilcaya y de otros depósitos de flujo de escombros cohesivos.	p. 77
Tabla 3. Parámetros sedimentológicos del depósito Pilcaya.	p. 78
Tabla 4. Parámetros sedimentológicos del depósito El Mogote.	p. 84
Tabla 5. Granulometría del depósito de avalancha de escombros del Volcán Nevado de Colima.	p. 112
Tabla 6. Granulometría del depósito de flujo de escombros cohesivo del Volcán Nevado de Colima.	p. 114
Tabla 7. Composición mineralógica de la fracción arcillosa presente en la matriz del depósito de flujo de escombros cohesivo y de otros ejemplos de esta clase de depósitos.	p. 117

Resumen

El colapso parcial de un edificio volcánico puede originar exclusivamente depósitos de avalanchas de escombros o flujos de escombros cohesivos, los cuales pueden presentar cambios laterales de facies entre ambos tipos de depósitos. Esta variación de facies puede ocurrir por distintas causas: removilización post-deposicional de un depósito de avalancha de escombros por sobre-saturación de agua, o la transformación directa durante el transporte de un flujo de avalancha de escombros a un flujo de escombros cohesivo. En el primer caso, el agua que satura el cuerpo de avalancha puede derivarse de los drenajes superficiales o de los fluidos intersticiales del cuerpo de avalancha (caso 1) o, en casos particulares, el depósito puede bloquear drenajes en valles cerrados originando represas temporales cuya ruptura removiliza el depósito de avalancha como un flujo de escombros cohesivo (caso 2). Estas condiciones se pueden tener independientemente del origen del depósito de avalancha de escombros. Por el contrario, para que una masa deslizante pueda transformarse directamente en un flujo de escombros cohesivo, se necesitan condiciones iniciales particulares como un elevado grado de alteración hidrotermal del edificio volcánico, posiblemente asociado a la presencia de un casquete glacial que facilite su erosión y circulación de fluidos, y saturación en agua de la masa antes de su deslizamiento (caso 3). Los casos analizados de la erupción de 1980 del Volcán Monte Santa Elena y de los colapsos pleistocénicos de los volcanes Nevado de Toluca y Nevado de Colima, representan cada uno un ejemplo de estas tres tipologías.

La erupción ocurrida el 18 de mayo de 1980 en el Monte Santa Elena representa un colapso de origen volcánico que originó un depósito de avalancha de escombros típico. Unas horas después de su emplazamiento el depósito fue removilizado parcialmente, originando un flujo de escombros cohesivo. El depósito de avalancha de escombros se

divide en dos unidades aquí referidas como D y F. La unidad D consiste de la facies de bloques, en donde predominan megaclastos que representan porciones casi intactas del edificio volcánico. Esta unidad se extendió hasta una distancia de 17 km donde se detuvo contra una barrera morfológica. La unidad F está compuesta tanto por facies de bloques como por facies de matriz, con megaclastos muy fracturados suspendidos en una matriz arenosa. La unidad F se extendió hasta una distancia de 29 km de la fuente. El flujo que depositó esta unidad se originó a partir de la mezcla de la masa deslizante y el material emitido por la explosión dirigida (*blast*) y las explosiones hidromagmáticas sucesivas. A partir de la unidad F se originó el lahar secundario "North Fork Toutle River". Éste último, se originó por la saturación progresiva y la subsecuente removilización de las porciones superficiales del cuerpo de avalancha, aproximadamente 5 horas después de su emplazamiento.

El colapso pleistocénico ocurrido en el Volcán Nevado de Toluca representa el caso de un edificio volcánico cuya debilidad fue provocada por una intensa alteración hidrotermal aunada a la presencia de un casquete glacial y de un régimen tectónico distensivo que favorecieron la erosión y el fracturamiento de la masa rocosa. Este evento originó una avalancha de escombros que se transformó rápidamente en un flujo de escombros cohesivo (depósito Pilcaya) que viajó hasta 55 km desde la cima del volcán rellenando drenajes y depositando una única unidad con un espesor máximo de hasta 40 m. Se interpreta que inmediatamente después del emplazamiento del depósito Pilcaya, abundantes lluvias y agua superficial provocaron la saturación de la porción superior del depósito ocasionando su removilización y la formación de dos flujos de escombros secundarios. Estos flujos viajaron hasta una distancia de 75 km desde el volcán y originaron el depósito El Mogote, con un espesor total de 15 m. El volumen total de material

movilizado por este evento es de 2.8 km^3 ; el área devastada es de aproximadamente 250 km^2 .

El colapso del Volcán Nevado de Colima ocurrido hace 18,500 años representa un buen ejemplo de la removilización post-deposicional de un depósito de avalancha de escombros por la ruptura de una represa temporal que originó un flujo de escombros cohesivo. El evento que causó el colapso parcial del sector oriental del volcán fue de origen volcánico, y derivó en una avalancha de escombros que se extendió hasta una distancia de 30 km donde se detuvo contra un obstáculo morfológico (Cerro La Carbonera) constituido por calizas cretácicas. El cuerpo de avalancha provocó la obstrucción del drenaje del Río Naranjo y formó así una represa natural temporal. Algún tiempo después, el agua acumulada por la represa saturó una porción del depósito de avalancha la cual fue removilizada causando la ruptura de la represa y originando un flujo de escombros cohesivo que viajó más de 90 km hasta la costa del Océano Pacífico. Este flujo se encañonó en los drenajes de los ríos Naranjo y Salado, en donde erosionó el cauce y bordes laterales lo cual facilitó enormemente su aumento en volumen debido a la introducción de material secundario acarreado en los drenajes de estos ríos.

Los depósitos de flujo de escombros cohesivos estudiados en este trabajo presentan las mismas características sedimentológicas, esto indica que independientemente del origen de estos flujos (transformación directa o removilización post-deposicional de una avalancha de escombros), los mecanismos de emplazamiento que actúan son los mismos (proceso de bulking y deposición por crecimiento gradual). El único parámetro que distingue el origen de los flujos de escombros cohesivos es el contenido de arcilla que resulta ser mucho mayor en los depósitos producidos a partir del colapso parcial de un edificio volcánico con alteración hidrotermal previa.

El coeficiente de fricción aparente H/L es el parámetro que normalmente ha sido utilizado para determinar la movilidad de las avalanchas de escombros y de esta forma delinear las posibles áreas amenazadas por un evento futuro. El valor de H/L para las avalanchas de escombros varía entre 0.05 y 0.13, y los casos del Monte Santa Elena (0.11) y del Nevado de Colima (0.12) están incluidos en este rango. Sin embargo, el parámetro H/L no puede ser utilizado para la zonificación de las áreas que podrían ser amenazadas por flujos de escombros, ya que no tiene en cuenta la expansión lateral de estos flujos. Es recomendable utilizar la relación entre el volumen y el área de inundación de estos flujos ya que permite determinar la magnitud del flujo así como su movilidad. Graficando estos dos parámetros para los depósitos estudiados y comparándolos con otros casos, el depósito pleistocénico de flujo de escombros cohesivo del Volcán Nevado de Colima ($V = 20 \text{ km}^3$, $A = 1360 \text{ km}^2$) representa el evento de mayor magnitud hasta la fecha estudiado.

Abstract

The collapse of a volcanic edifice can yield a debris avalanche deposit, a cohesive debris flow, or a transition between these two types of flows. This variation occurs due to different reasons: post-depositional remobilization of a debris avalanche deposit by secondary saturation of water, or direct transformation of a debris avalanche into a cohesive debris flow. In the first case, the water came from superficial drainage and internal fluids of the same deposit (case 1) or, under particular conditions, when the deposit forms a temporary dam which fails, remobilizing the debris avalanche into a debris flow (case 2). Both situations are possible independently of the origin of the deposit. On the contrary, the direct transformation of a debris avalanche into a cohesive debris flow requires initial conditions including intense hydrothermal alteration of the volcanic edifice, the presence of a ice cap which facilitates fluid circulation and erosion, and water saturation of the mass prior to collapse (case 3). Each one of the studied events represents an example of these three cases.

The 1980 Mt. St. Helens eruption yielded a volcanic debris avalanche deposit that five hours later partially remobilized into a lahar. The avalanche deposit is divided into two units. Unit S consists of a block facies dominated by megaclasts consisting of mainly intact portions of the pre-1980 edifice. It traveled 17 km and stopped against a topographic barrier. Unit F was a highly fluidized mixture of fractured megaclasts and matrix from the edifice, 1980 blast deposits, and introduced secondary material. It extended 29 km and was the source for a relatively small, secondary lahar produced by progressive dewatering and slumping of the surficial part of Unit F about 5 hours after emplacement.

The pleistocenic flank failure of the Nevado de Toluca volcano is the example of a highly altered volcanic edifice where the presence of an ice cap and the regional tectonic setting contributed to the erosion and fragmentation of the rock mass. This event produced

a debris avalanche that transformed into a debris flow (Pilcaya deposit) owing to water saturation and weakness of the altered pre-avalanche rocks. The Pilcaya debris flow traveled up to 55 km from the volcano summit. It filled major drainages and deposited a single unit with a maximum thickness of 40 m. Some time after the emplacement of the Pilcaya debris flow, heavy rains and superficial drainage contributed to remobilize the upper portions of the deposit, originating two secondary lahars. The total volume involved in this event is 2.8 km^3 spread over an area of 250 km^2 .

The volcanic collapse of the Nevado de Colima volcano occurring 18,500 years ago is the example of a cohesive debris flow originated from the remobilization of a debris avalanche deposit by failure of a natural dam. This collapse yielded a sequence consisting of a debris avalanche deposit and a cohesive debris flow which reached 120 km from the edifice, to the Pacific coast. The edifice collapse, which had a magmatic origin, formed a debris avalanche deposit that extended up to 30 km from the edifice, where it stopped against a topographic barrier formed by Cretaceous limestones (Cerro La Carbonera). The debris avalanche deposit obstructed the Naranjo River, forming a natural dam. Some time after, the accumulated water created an overpressure on the avalanche body, which finally failed forming a cohesive lahar which reached the Pacific coast.

The cohesive debris flow deposits studied in this work show the same sedimentological characteristics, indicative of the same mechanisms of emplacement (bulking process and incremental accretion) independently of their origin (direct transformation or post-depositional remobilization of a debris avalanche deposit). Only the clay content, which is higher for flows originated from the flank failure of a high hydrothermally altered volcanic edifice, is indicative of the origin of the flow.

The H/L coefficient of friction is normally used to determine the mobility of a debris avalanche deposit and to model its hazard zonation. This value is normally included between 0.05 and 0.13 and the Mt St. Helens and Nevado de Colima deposits fall within this range. On the contrary, the H/L relation can not be used to determine the mobility of lahars because it does not take into account the lateral spreading which characterizes these types of flows. Instead, the relationship V/A reflects the magnitude and mobility of a debris flow. Plotting this relation for the studied deposits and for other known cases, the Pleistocenic cohesive debris flow from Nevado de Colima proves to be the largest event studied.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Propósito del presente trabajo.

El colapso de su edificio representa un evento común en la historia eruptiva de numerosos estrato-volcanes. Sin embargo, solamente el colapso ocurrido en la erupción de 1980 del volcán Monte Santa Elena (EEUU) pudo ser directamente observado, hecho que contribuyó enormemente a entender este tipo de fenómeno. Los conocimientos actuales sobre el mismo, indican que dependiendo del origen del evento, el colapso de un flanco del edificio volcánico puede originar: 1) depósitos de avalanchas de escombros, 2) depósitos de flujos de escombros cohesivos y 3) el caso intermedio en el que avalanchas de escombros se transforman lateralmente en flujos de escombros cohesivos. El propósito del presente trabajo consiste en caracterizar estos tres tipos de fenómenos, reconstruyendo a partir de las características de los depósitos las causas que originaron el colapso y las transformaciones que pudieron ocurrir durante el emplazamiento de los flujos de escombros. Con este fin se escogieron tres volcanes, en cuyas laderas se encuentran depósitos de cada uno de estos tres tipos de eventos: el Monte Santa Elena (Edo. de Washington, EEUU), el Nevado de Toluca (Edo. de México) y el Nevado de Colima (Edo. de Colima) (Figura 1).

La erupción ocurrida el 18 de Mayo de 1980 en el Monte Santa Elena fue acompañada por el colapso de su edificio que originó un depósito de avalancha de escombros, considerado actualmente como un ejemplo típico de colapsos de origen volcánico (Capítulo 3). El colapso más reciente ocurrido en el Volcán Nevado de Toluca originó un flujo de escombros cohesivo que tiene características texturales constantes en toda su extensión (Capítulo 4). Finalmente, la actividad ocurrida hace 18,500 años en el Volcán Nevado de Colima representa el caso de una avalancha de escombros de origen volcánico que después de haberse emplazado fue removilizada

originando un flujo de escombros cohesivo de dimensiones y extensión comparables con el depósito estudiado en el Volcán Nevado de Toluca (Capítulo 4). Con base en el análisis de estos tres distintos casos se pretende determinar la relación que existe entre el origen del colapso y la naturaleza de los depósitos asociados, para así proponer una metodología para su identificación y estudio y la evaluación del peligro que representan.

1.2. Objetivos

Los objetivos principales de este trabajo son:

- Determinar y caracterizar el tipo de depósito originado por cada uno de los colapsos estudiados.
- Estudiar los mecanismos de emplazamiento de cada uno de los eventos.
- Establecer el origen de cada evento y su implicación sobre el tipo de depósito originado.
- Construir un modelo general que relacione los factores responsables de la inestabilidad de un edificio volcánico y el tipo de evento y depósitos generados.

1.3. Metodología.

La caracterización de los depósitos estudiados se basa en el estudio detallado de distintos parámetros tales como su morfología, textura, sedimentología y componentes principales.

Se utilizaron imágenes de satélite y fotografías aéreas para estudiar las características morfológicas generales y la distribución de los depósitos.

Para el estudio de la textura del depósito (apariencia del depósito resultado de la disposición particular de los componentes líticos y de la relación matriz/clastos) se utilizaron datos de campo y de laboratorio con base en secciones estratigráficas detalladas.

Para obtener el espectro granulométrico completo en los análisis sedimentológicos de las muestras se emplearon distintas metodologías. Para fragmentos de tamaño entre phi -8 (32 mm) y phi -3 (8 mm) se hizo un conteo en el afloramiento sobre 100 puntos utilizando una malla cuadrada de 1 metro. Para las fracciones más finas de phi -2 (4 mm) se hicieron análisis de laboratorio por tamizado seco o húmedo (phi entre -2 (4 mm) y 4 (63µm)) y por pipetas (phi entre 5 (31 µm) y 9 (2 µm)). Los resultados obtenidos con cada metodología fueron utilizados conjuntamente para obtener la distribución granulométrica de todo el depósito (Kellerhals y Dale, 1971).

Los parámetros estadísticos sedimentológicos se obtuvieron utilizando las formulas así como reportadas en Folk (1980):

FORMULA	SIGNIFICADO
➤ $Md = \phi_{50}$	Mediana: diámetro correspondiente al 50% de la curva cumulativa
➤ $M_z = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}) / 3$	Media: diámetro medio obtenido promediando toda la curva cumulativa. Tiene en cuenta toda la distribución granulométrica.
➤ $\sigma_I = (\phi_{16} - \phi_{84}) / 4 + (\phi_5 - \phi_{95}) / 6.6$	Selección: desviación estándar gráfica. Mide el grado de dispersión o de bimodalidad. Considera el 90% de la curva cumulativa, por lo tanto, es más representativa que el parámetro σ_G .
➤ $\sigma_G = (\phi_{16} - \phi_{84}) / 2$	Selección: calculada solamente en la porción central de la curva.
➤ $Sk_I = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}) / 2(\phi_{16} - \phi_{84}) + (\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}) / 2(\phi_5 - \phi_{95})$	Skewness: asimetría gráfica, mide la dirección de las "colas" de la curva cumulativa. Varía de +1 (abundancia material fino) a -1 (abundancia material grueso). Calculada sobre el 90% de la curva.
➤ $Sk_G = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}) / (\phi_{16} - \phi_{84})$	Skewness: asimetría gráfica, calculada considerando solo la porción central de la curva.
➤ $K_G = (\phi_{95} - \phi_5) / 2.44(\phi_{75} - \phi_{25})$	Kurtosis: mide la concavidad de la curva, indica el tipo de selección, entre más pobre es la selección más plana es la curva ($K_G < 1$). Por una distribución gaussiana K_G es igual a 1.

Para el análisis de la composición mineralógica de los minerales arcillosos encontrados en la matriz de los depósitos se prepararon secciones delgadas para analizarlas con el difractor de rayos X (Difractor Philips con generador 1410 Volts, tubo con anticátodo de cobre y monocromador de grafito). Las secciones se prepararon decantando la fracción más fina de 5 phi por más de una hora, tiempo después del cual solamente las fracciones arcillosas se mantienen en suspensión.

1.4. Terminología

Para la descripción de los depósitos de avalancha de escombros se utilizó la terminología propuesta por Glicken (1991) y Palmer et al. (1991). Asimismo, para facilitar la lectura de este trabajo a continuación se presentan las definiciones de los términos más utilizados:

- **Avalancha de escombros:** Flujos muy rápidos constituidos por una mezcla de rocas y fragmentos de suelo que se mueve bajo la fuerza de gravedad (Schuster y Crandell, 1984). Las avalanchas de escombros en *sensu stricto* se restringen a flujos granulares en donde la reología del flujo está determinada por la interacción entre granos (Pierson y Costa, 1987; Iverson, 1997) sin la presencia de un fluido intergranular.
- **Bloque de avalancha de escombros:** Porción del edificio volcánico transportado hasta su posición final sin sufrir importantes deformaciones. Puede ser monolitológico o bien puede representar una secuencia compleja de depósitos como se encontraban en el edificio volcánico.
- **Clasto:** Fragmento de roca de dimensiones variables, desde milímetros a un metro, que no se rompe si pasa a través de un tamiz.
- **Megaclasto:** Clasto de dimensiones mayores a 1 metro.
- **Matriz:** Fragmentos de material de dimensiones inferiores a 2 mm. Se distingue entre dos tipos de matriz: a) matriz intra-clasto es aquella que se encuentra rellenando los espacios

entre las fracturas de un clasto y b) inter-clasto para aquélla que rellena el espacio entre distintos fragmentos.

- Facies de bloques: Porción del depósito constituida completamente por bloques de avalancha de escombros
- Facies de matriz o mixta: Porción del depósito constituida por una matriz en la cual se encuentran clastos de dimensiones variables.
- Montículos: Morfología típica de los depósitos de avalanchas de escombros, representada por lomerios normalmente distribuidos en la zona cercana al volcán, y cuyas dimensiones disminuyen con la distancia desde la fuente. Según la clasificación propuesta por Glicken (1991) se distinguen tres tipos distintos, dependiendo de su composición y estructura:
 - Tipo A: Constituidos solamente por bloques de avalancha delimitados por fallas normales los cuales forman un sistema tipo cuencas y pilares. Normalmente presentes en la porción cercana del depósito.
 - Tipo B: Constituidos únicamente por la facies de matriz, son más abundantes en la porción lejana del depósito.
 - Tipo C: Constituidos por bloques de avalancha rodeados por la facies de matriz.
- Estructura en rompecabezas: Estructura particular de un clasto fragmentado cuya forma original puede aún reconstruirse por no haberse disgregado la mayoría de sus fragmentos.
- Flujo de escombros: Masa de sedimentos mal clasificados y saturados en agua que se desliza a lo largo de una pendiente bajo la fuerza de gravedad. El origen de estos flujos puede ser distinta, como por ejemplo la interacción de flujos piroclásticos calientes con nieve y hielo (Pierson et al., 1990) o la incorporación de sedimentos por flujos de agua (O'Connor et al., 1997, Costa, 1984), sin embargo, la movilización a partir de deslizamientos parece representar la causa más común (Johnson 1984). Diferentes tipos de clasificación han sido

propuestos para describir los flujos de escombros, con base en el tipo de material y movimiento (Varnes, 1958), contenido en fracción sólida y tipo de material (Coussot, 1996), porcentaje de fracción sólida y reología de movimiento (Pierson y Costa, 1987). Con base en las distintas clasificaciones, se puede resumir que los flujos de escombros son fluidos constituidos por el 70-90% en peso (47-77% en volumen) de fracción sólida de la masa total (Costa, 1984), en donde las partículas sólidas y el agua se mueven como un cuerpo viscoplástico (Johnson, 1970). Existe el término **flujo de lodo** el cual se entiende como un flujo de escombros con un contenido total de arena-limo-arcilla superior al 50% del peso total del flujo (e.g. Varnes, 1958, Crandell, 1971). Sin embargo, a la luz de las más recientes clasificaciones (Pierson y Costa, 1987), este término no tiene una validez científica ya que el contenido de matriz no influye en la reología del flujo, dado que se ha demostrado que un “flujo de lodo” puede ocurrir tanto en un régimen viscoso o bien inercial. Por esta razón, este término está en desuso manteniéndose como nombre formal en algunos depósitos. El comportamiento de los flujos de escombros depende principalmente de la distribución granulométrica y en particular del contenido en arcilla (Middleton y Hampton, 1976, Costa, 1984, Pierson y Costa, 1987). Con base en estas características, se distinguen flujos de escombros **cohesivos** y **no-cohesivos**. La distinción entre estos dos tipos de flujos fue inicialmente descrita por científicos rusos (Kurdin, 1973), así como en los trabajos relativos a turbiditas (Lowe 1979, 1982; Middleton y Hampton, 1973, 1976). Rodin y Johnson (1976) describieron a los flujos de escombros cohesivos como fluidos en donde los clastos más grandes son transportados por las fuerzas de cohesión y de flotación en una matriz constituida por una mezcla de agua y arcilla. Esta matriz puede representar tan solo el 5% del total del depósito para poder sostener los clastos y lubricar el movimiento entre ellos disminuyendo así la fricción. Sin embargo, esta clasificación fue retomada a partir de la erupción de 1980 del

Monte Santa Elena, en donde se observaron dos tipologías principales de flujos de escombros. La teoría más reciente (Pierson y Scott, 1985, Scott, 1988) considera como cohesivos a los flujos de escombros que mantienen sus características a lo largo de toda su extensión, mientras que los flujos no-cohesivos, son aquellos que depositan más rápidamente el material sólido dando origen a una transformación lateral a flujos más diluidos (**flujos hiperconcentrados**, flujos con una concentración de material sólido de 40% a 70% en peso, Pierson y Scott, 1985). El límite de contenido en el porcentaje de la fracción arcillosa en la matriz que distingue estos dos tipos de flujos es del 3% (Scott, 1988). Entonces, el comportamiento distinto de estos dos tipos de flujos depende de las características de la matriz. Los flujos de escombros cohesivos tienen una matriz compuesta por una mezcla de arena, limo y por lo menos un 3% de arcilla, mientras que la de los flujos no cohesivos esta compuesta por arena, limo y 1% de arcilla en promedio. Consecuencia de esta diferencia es que en los flujos cohesivos la interacción entre los clastos es lubricada por la fracción arcillosa que se adhiere a ellos, retardando así la depositación de las partículas más gruesas y el movimiento diferencial entre partículas de diferente tamaño. Por el contrario, en los flujos no-cohesivos, se producen gradaciones de los clastos y transformaciones laterales. Es muy importante notar que la textura de estos dos tipos de flujos refleja el origen de los mismos: el material fino de los flujos cohesivos tiene su origen en la abundante alteración (hidrotermal o por intemperismo) del material rocoso mientras que la carencia de la fracción fina en los flujos no cohesivos, refleja las características de los sedimentos volcánicos (normalmente depósitos piroclásticos), retrabajados por procesos superficiales.

- Lahar: Flujo compuesto por una mezcla de detritos y agua que se genera en los flancos de un volcán (Smith y Fritz, 1989). En este sentido un lahar es un **evento** que puede referirse a distintos procesos y orígenes, de manera independiente del depósito o producto final. Por lo

tanto, a partir de un lahar se pueden depositar flujos de escombros cohesivos o no, así como flujos hiperconcentrados. Por este motivo, no se utilizó este termino en el presente trabajo dado que no da indicaciones sobre las características del flujo y su origen.

- *Bulking*: Proceso de incorporación de material exótico por erosión durante el transporte de los flujos de lodo cohesivos, lo cual provoca el progresivo aumento en volumen del flujo mismo (Scott, 1988). En el presente trabajo se utilizará el término en ingles ya que no se encontró una traducción apropiada en español.

Para la descripción del tamaño de los granos se utilizó la nomenclatura sedimentológica tradicional, como sigue: bloques (> 256 mm), grava (256-2 mm), arena (2-0.0625 mm), limo (0.0625-0.004 mm) y arcilla (< 0.004 mm).

2.1 Resumen.

El colapso parcial de un edificio volcánico puede originar depósitos de avalanchas de escombros o bien flujos de escombros cohesivos aunque pueden presentarse cambios laterales de facies entre ambos tipos de flujo. Los depósitos de avalancha de escombros originados por actividad volcánica (freática o magmática) y por actividad tectónica son similares y solo la secuencia estratigráfica puede dar indicaciones sobre el tipo de evento que los originó. Por el contrario el colapso derivado de la debilidad del edificio volcánico por alteración hidrotermal produce flujos de escombros cohesivos cuya movilidad y poder de devastación son mayores que los de las avalanchas de escombros. Sin embargo, bajo particulares condiciones un depósito de avalancha de escombros puede removilizarse parcialmente y dar origen a flujos de escombros cohesivos. Este fenómeno de transformación puede ocurrir durante el desplazamiento del cuerpo de avalancha en sus porciones más lejanas o también después de varios días o años debido a la ruptura de represas naturales originadas por el mismo cuerpo de avalancha. Con base en evidencias estratigráficas se ha podido reconocer que los depósitos de avalancha de escombros primarios constituyen el mayor volumen de material producido por una erupción. Por el contrario, en el caso de colapsos asociados a alteración hidrotermal del edificio volcánico no se observa un depósito de avalancha asociado al depósito de flujo de escombros cohesivo que constituye la mayor porción del volumen total del material involucrado en la actividad.

2.2. Introducción.

El colapso de un edificio volcánico es un fenómeno que ha ocurrido en numerosos volcanes del mundo (Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987; Francis y Wells, 1988; Vallance et al.,

1995), y México no es la excepción (Robin y Boudal, 1987; Siebe et al., 1992; Carrasco-Núñez et al., 1993; Komorowski et al., 1994; Siebe et al., 1995, Carrasco-Núñez, 1997). La destrucción parcial del edificio volcánico origina una avalancha de escombros que puede devastar áreas extensas alrededor del volcán hasta distancias de decenas de kilómetros. El colapso deja como relicto un cráter en forma de herradura en el edificio volcánico, y este cráter no siempre es reconocible en edificios antiguos, debido a que la actividad posterior puede reconstruir totalmente el aparato volcánico y enmascarar estructuras antiguas.

Este fenómeno puede ocurrir a distintas escalas y en un intervalo de tiempo muy variable. Hasta la fecha se han reconocido eventos de colapso que representan episodios únicos en la historia eruptiva de un volcán o inclusive eventos cíclicos con recurrencias que varían desde miles de años hasta períodos tan cortos como 200 años, como es el caso del Volcán Augustine, Alaska (Beget y Kienle, 1992).

Se ha observado que los eventos que involucran un mayor volumen de material ocurren con una frecuencia de 10^5 años mientras que los eventos menores ocurren con intervalos de tiempo del orden de meses (en este caso extremo se habla de derrumbes pequeños) (Figura 2).

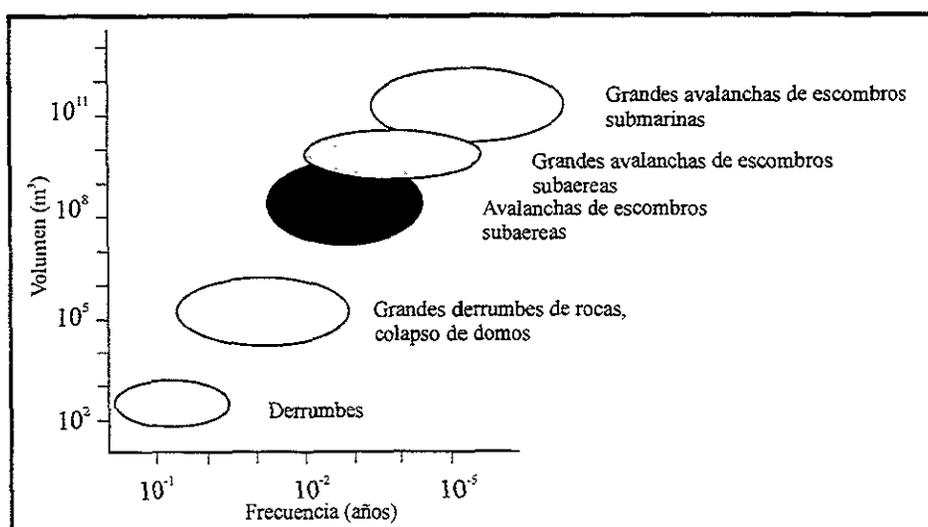


Figura 2. Gráfica de volumen vs. frecuencia en la cual se muestra la relación entre la magnitud del evento y la repetición en el tiempo de eventos de colapsos en terrenos volcánicos activos (Modificada de McGuire, 1996).

El estudio de este tipo de fenómeno se intensificó después de la erupción cataclísmica del volcán Monte Santa Elena (EEUU) del 18 de Mayo de 1980. Esta erupción representa el único caso en donde se ha observado directamente el colapso parcial del edificio volcánico y las modalidades de emplazamiento de los depósitos asociados (avalanchas de escombros y explosiones dirigidas) (Figura 3). Sin embargo, se ha observado que el tipo de actividad ocurrida en el Monte Santa Elena no es la única causa posible del colapso de un edificio volcánico. Las causas que originan estos eventos pueden ser múltiples y estar o no directamente relacionadas a la actividad volcánica. Así, las causas principales pueden ser: volcánicas, tectónicas o por alteración hidrotermal del edificio volcánico. Sin embargo, antes de analizar las causas responsables de la debilidad de un edificio volcánico es importante analizar los mecanismos que pueden disparar el colapso del edificio mismo ya que pueden ser independientes de las causas que pueden determinar la inestabilidad. En efecto en el momento en que el sector de un edificio volcánico presenta un elevado grado de inestabilidad, entonces ese mismo puede colapsar como resultado de distintos mecanismos disparadores que pueden ser relacionados directamente a la actividad asociada al volcán o bien asociados a factores externos. En el primer caso el mecanismo disparador puede ser directamente asociado con la actividad magmática del volcán mismo, mientras que en el segundo caso depende de las características del área en la cual el edificio volcánico se encuentra ubicado.

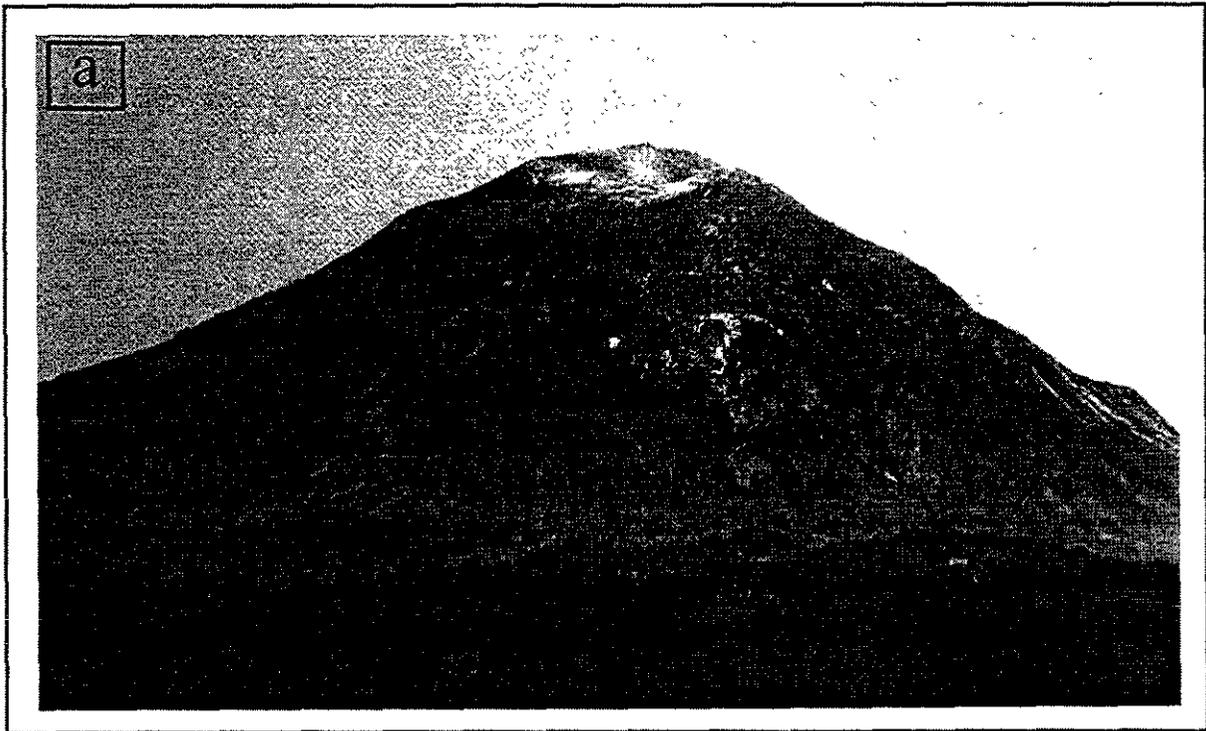


Figura 3. Fotografías de la secuencia tomada por Rosenquist de la erupción del 18 de mayo de 1980, Volcán Monte Santa Elena (publicada en Lipman y Mullineaux, 1981). a) Fotografía del volcán aproximadamente 5 minutos antes que la erupción ocurriera (8.27 AM). b) A las 8.32 AM el Bloque I se había desplazado aproximadamente 700 m y el bloque II cerca de 100 m desde su posición original.

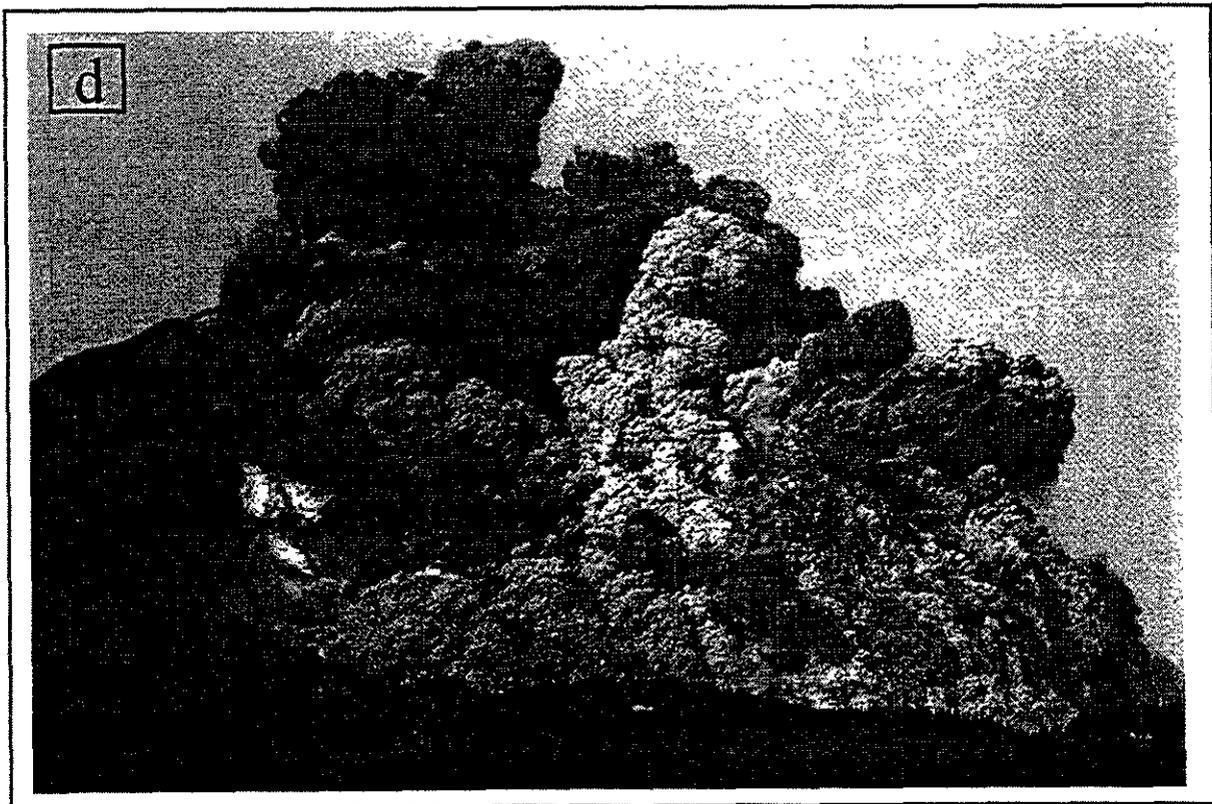


Figura 3. continua. c) La descompresión originada por el deslizamiento del Bloque I generó una explosión dirigida, blast, que se expandió en dirección del mismo colapso. d) 32 segundos después del inicio de la erupción, las explosiones aumentaron y el material juvenil emitido se mezcló con los fragmentos de los bloques deslizantes.

2.3. Mecanismos disparadores

2.3.1. Destabilización magmática.

El colapso del flanco de un edificio volcánico puede ser disparado directamente por actividad magmática, ya sea que ésta este asociada a la intrusión de un cuerpo magmático (criptodomo) o no. Por ejemplo, Belousova y otros (1998), con base en un estudio llevado a cabo en los volcanes de las islas Kuriles (Shiveluch, Bezymianny y Harimkotan), determinaron que 10 erupciones plinianas han inducido el colapso volcánico después del ascenso del magma, pero antes de la intrusión de un criptodomo. De la misma forma, intensa actividad explosiva o efusiva con la depositación relativa de material piroclástico y lávico sobre los flancos de un volcán caracterizado por laderas empinadas y sobrecargadas, pueden rápidamente inducir el colapso del flanco del edificio sin que ocurra el emplazamiento de un criptodomo (McGuire, 1996). Por el contrario, la actividad freatomagmática, posiblemente asociada a la inyección de un magma en la corteza subvolcánica, puede disparar el colapso sin que eso sea seguido por una etapa eruptiva (Dzurisin, 1998). De la misma forma, se ha observado que la intrusión de diques puede ocasionar cambios en la presión de poro en el sistema magmático y el aumento de la pendiente de las laderas del volcán, dando inicio así al colapso (Elsworth y Voight, 1996; Day, 1996).

2.3.2. Temblores.

La probabilidad de que un temblor dispare el colapso de un edificio volcánico es muy elevada, como fue demostrado en base al análisis de numerosos estudios de deslizamientos ocurridos en tiempos históricos (Keefer, 1984) y observaciones de deslizamientos en zonas tectónicamente activas y en zonas de subducción (Pringle et al., 1998). Alrededor de 35%

de avalanchas históricas que bloquearon drenajes fueron originadas por temblores (Costa y Schuster, 1988). La actividad sísmica puede estar relacionada a esfuerzos regionales, fuerzas gravitacionales relacionadas a la disgregación del edificio, fuerzas ligadas al enfriamiento de cuerpos magmáticos y fuerzas gravitacionales asociadas a la deformación del basamento por la carga del volcán mismo (Moran, 1997).

2.3.3 Gravedad.

La posibilidad de que un edificio volcánico colapse bajo la fuerza de la gravedad se debe primariamente a la ocurrencia de otros factores como la progresiva destabilización tectónica del edificio por fallas (Alloway y otros, 1986), cambios en el nivel del mar en caso de islas volcánicas (Wallman y otros, 1988), erosión (Day, 1996), o regresión glacial (Scott y Vallance, 1995). Lo que resalta en estos casos es que el colapso ocurre solamente después de la acción prolongada de todos estos fenómenos, sin ninguna señal premonitoria previa.

2.3.4. Factor hidrológico.

El papel que juega el agua en la destabilización de un edificio volcánico y en la movilización de la masa deslizada es muy elevada. El ejemplo más común está representado por los deslizamientos ocurridos durante la temporada de lluvias abundante y la temporada de huracanes. El ejemplo más reciente ocurrió en el Volcán Casita en Nicaragua en 1998, cuando las lluvias asociadas al Huracán Mitch originaron el colapso del flanco sur del volcán con la formación de un flujo de escombros, sin ninguna señal previa. Este fenómeno particular ocurre por el aumento de la presión del agua intersticial que alcanza a superar las presiones confinantes provocando así el deslizamiento. Es muy

importante señalar que estas condiciones particulares normalmente ocurren en edificios afectados por un elevado grado de alteración (hidrotermal o intemperismo) o erosión (i.e. por acción glacial). Es también muy remarcable que la presencia de agua determina las características de movimiento de la masa deslizante. Generalmente en estos casos se originan flujos de escombros en donde la mezcla de agua y sedimentos finos se puede transportar por grandes distancias (Iverson, 1997).

De todos los mecanismos disparadores antes mencionados es importante recalcar que temblores, fuerza gravitacional y lluvias no proporcionan ningún tipo de señal premonitoria.

2.4. Causas de la inestabilidad

2.4.1. Causas volcánicas.

Los colapsos relacionados con actividad volcánica han sido clasificados en dos tipos: Bezymianny si la actividad que la provoca es solamente magmática y Bandai si presenta una componente freática.

1) Los colapsos relacionados con la actividad preponderantemente magmática han sido denominados "tipo Bezymianny" (Gorshkov, 1962) debido al colapso ocurrido en 1957 en el Volcán Bezymianny (Kamchatka), y actualmente también son designados como tipo Monte Santa Elena (Siebert et al. 1987). En este caso, la intrusión de un criptodomo provoca la deformación y consiguiente desestabilización de uno de los flancos del volcán. La actividad sísmica relacionada al ascenso del magma puede disparar el inicio del colapso de una parte del edificio volcánico. El deslizamiento súbito de una porción del volcán causa una rápida despresurización del sistema hidrotermal, originando una explosión dirigida

conocida en inglés como “*blast*”. El “*blast*” produce una nube de gas y fragmentos líticos que se desplaza a velocidades supersónicas en la dirección del mismo colapso. La devastación que puede originar un *blast* es de centenas de kilómetros cuadrados sin dejar grandes espesores de material (Figura 4).

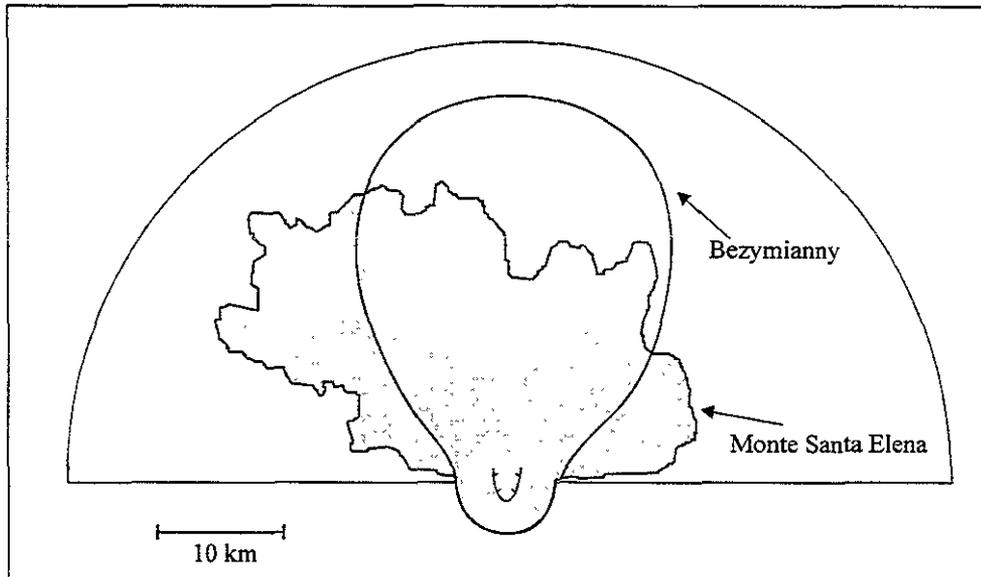


Figura 4. Distribución de los depósitos originados por las explosiones dirigidas durante las erupciones del M. Santa Elena (1981) y Bezymianny (1956). El semicírculo representa la zona de riesgo generalizada que se sugiere para eventos similares, limitados a un sector de 180° con centro en el cráter (Siebert et al., 1987).

Tanto el depósito de avalancha como el depósito de *blast* contienen fragmentos de material juvenil provenientes del criptodomo que originó la deformación del volcán. La actividad post-colapso puede continuar con otros eventos eruptivos magmáticos (e.g. actividad pliniana, extrusión de un domo). La erupción de 1980 del volcán Monte Santa Elena representa el ejemplo típico de este tipo de actividad, así como las erupciones ocurridas en los volcanes Socompa (Chile/Argentina, Francis y Wells, 1988) y Augustine (Alaska, Beget y Kienle, 1992). En México para el Volcán Popocatépetl y el Complejo Volcánico de

Colima se han reconocido colapsos tipo Bezymianny (Robin y Boudal, 1987; Siebe et al., 1995).

2) La actividad explosiva de origen freático puede también originar el colapso del edificio volcánico. Este tipo de actividad ha sido denominada como tipo Bandai (Moriya, 1980), debido a la actividad ocurrida en 1888 en el volcán Bandai San, Japón. En este caso, también se pueden originar explosiones dirigidas (blast), sin embargo normalmente la actividad finaliza con el colapso del edificio sin que haya actividad magmática posterior y por lo tanto, no se encuentra material juvenil involucrado en la actividad. Los mejores ejemplos de este tipo de actividad se tienen en los volcanes Asama, Usu (Japón) y Papandayan (Java) (Ui et al., 1986).

2.4.2. Causas Sismo-Tectónicas.

El régimen tectónico regional puede afectar la estabilidad de un edificio volcánico. Se ha observado que en estos casos la dirección del colapso corresponde con la dirección del máximo esfuerzo de distensión, al cual se pueden encontrar asociados sistemas de diques (Figura 5).

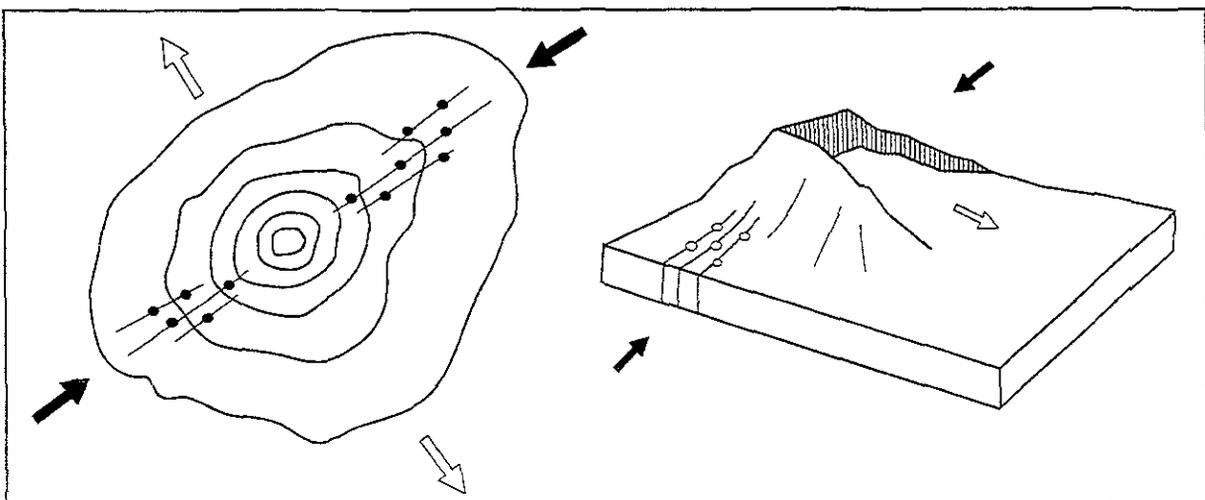


Figura 5. Esquema que muestra la relación entre el régimen tectónico regional con respecto al emplazamiento de diques y a la dirección del colapso de un edificio volcánico (Siebert, 1984).

Este fenómeno es muy evidente en volcanes tipo escudo normalmente ubicados en zona de rompimiento de corteza (McGuire, 1996).

En estratovolcanes la ruptura se suele dar a lo largo de superficies de cambio de litología con materiales de distinta competencia (piroclastos-lavas) o a lo largo de planos de fallas que directamente afectan al edificio volcánico.

En el caso de que un sismo sea el mecanismo disparador del colapso se habla de actividad tipo Unzen (Ui, 1985) así denominada debido a la actividad de 1792 ocurrida en el Volcán Unzen, Japón. En este caso, no se encuentra asociada ningún tipo de actividad magmática o explosiva, sin embargo, también en este caso la dirección preferencial de deslizamiento depende de lineamientos estructurales que afectan al edificio mismo y normalmente el flanco que se desliza coincide con la dirección de máxima distensión del régimen tectónico que actúa. Algunos ejemplos de esta clase de eventos son el Volcán Shasta (EEUU) (Crandel, 1989), Chaos Craggs (EEUU) (McGuire, 1996) y Mageik (Alaska) (Siebert et al., 1987).

2.4.3. Alteración hidrotermal.

En todos los casos previamente analizados la porción del edificio que colapsa puede presentar un determinado grado de alteración hidrotermal, ya sea debido a una componente magmática (fluidos hidrotermales que acompañan el cuerpo intrusionante) o por circulación de fluidos facilitada por fracturas o fallas relacionadas con el sistema tectónico regional. Sin embargo, en estos casos la alteración hidrotermal no es la causa principal del estado de inestabilidad del edificio, sino representa solo un efecto secundario. En condiciones particulares la alteración hidrotermal puede ser la causa principal del debilitamiento del edificio volcánico y su poca resistencia al peso del mismo edificio.

Generalmente la alteración existente en un edificio volcánico esta asociada a un sistema hidrotermal que puede afectar gran parte del mismo edificio. Los procesos que allí actúan pueden ser resumidos de la siguiente forma: 1) Aporte de gases (H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 y HCl) por el sistema magmático; 2) Mezcla de estos gases, especialmente H_2S que es altamente soluble con oxígeno atmosférico y agua meteórica, para formar ácido sulfúrico H_2SO_4 en la superficie; 3) Percolación de estos ácidos en el edificio volcánico (Frank, 1983, Carrasco-Núñez et al., 1993). Este último proceso añade sulfato y remueve elementos móviles de las rocas originando minerales arcillosos, sílice polimorfa y sulfatos. Frank (1983) al estudiar las áreas de alteración hidrotermal del Volcán Baker (EEUU), observó que la forma cristalina de alunita se encontraba en las zonas de alteración superficial próximas a la actividad fumarólica, en donde precipita directamente de la solución ácida, mientras que la asociación kaolinita-montmorilonita se originaba por la infiltración de las aguas ácidas que alteran las rocas “en situ”. Esta zona de alteración se puede extender hasta una profundidad en la cual los minerales arcillosos están en equilibrio, normalmente a una temperatura de $400^\circ C$. La esmectita puede también estar asociada a las zonas de alteración hidrotermal, sin embargo normalmente se encuentra a profundidades mayores o en zonas donde la acción de estas soluciones ácidas no es muy abundante ya que este mineral es más típico de alteración por intemperismo en ambiente alpino. Si el sistema hidrotermal se encuentra asociado a la presencia de un casquete glacial, su acción facilita la circulación de fluidos, aumentado y favoreciendo la alteración de las rocas, y la exposición de rocas más alteradas por la continua erosión. Las rocas así expuestas están muy fragmentadas y son fácilmente deleznable. Otro efecto adicional causado por la formación de los minerales arcillosos es que éstos promueven la retención de agua manteniendo saturada la masa rocosa. Si a todas estas circunstancias agregamos el aumento de la presión de poro en al

roca por la ocurrencia de abundantes lluvias o un leve sismo, el resultado puede causar la licuefacción de una porción del edificio originando su colapso parcial. La dirección del colapso de esta clase de eventos puede tener también un control tectónico aunque este no represente la causa principal del mismo.

A partir de este tipo de colapsos se han originado depósitos de flujo de escombros cohesivo, cuyas características texturales y sedimentológicas difieren ampliamente de los depósitos de avalancha de escombros y cuya dispersión es mucho mayor.

El Mt. Rainier (EU) representa el caso típico de esta clase de actividad (Scott et al., 1995; Vallance y Scott, 1997), así como los casos de los volcanes mexicanos Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez et al., 1993), Popocatepetl (Lozano y Carrasco-Núñez, 1997), y Nevado de Toluca (Capítulo 4).

2.5. Conclusiones.

El colapso de edificios volcánicos ocasionados por actividad volcánica o tectónica produce depósitos de avalancha similares en muchos sentidos, sin embargo sólo el estudio detenido de la secuencia estratigráfica puede dar indicaciones sobre el tipo de evento y su posición en la secuencia eruptiva. El colapso derivado de la debilidad por alteración hidrotermal del edificio volcánico produce generalmente flujos de escombros cohesivos cuya movilidad y poder de devastación pueden ser mayores que en el caso anterior. A su vez se ha comprobado que un depósito de avalancha de escombros saturado en agua puede removilizarse y originar flujos de escombros cohesivos como fue observado en el Monte Santa Elena, donde después de cinco horas del emplazamiento de la avalancha de escombros, la porción superior del depósito fue removilizada originando un flujo de escombros cohesivo conocido como *North Fork Toutle River lahar* (Scott, 1985). Este

fenómeno de transformación puede ocurrir durante el desplazamiento del cuerpo de avalancha en sus porciones más lejanas, tal y como fue descrito en los depósitos del Volcán Ruapehu en Nueva Zelanda (Palmer y Neall, 1989) o también después de varios días u años debido a la ruptura de represas naturales originadas por el mismo cuerpo de avalancha (Costa, 1988). Este último ejemplo fue verificado en el Volcán Nevado de Colima el cual colapsó hace 18,500 años formando una represa natural cuya ruptura dio lugar a un flujo de escombros cohesivo (Capítulo 5). Debido a las evidencias estratigráficas se ha podido reconocer en estos dos ejemplos que los depósitos de avalancha de escombros primarios constituyen el mayor volumen de material producido por la erupción. Por el contrario, en el caso de colapsos asociados a alteración hidrotermal del edificio volcánico generalmente no se observa un depósito de avalancha asociado al depósito de flujo de escombros cohesivo el cual representa el volumen total del material involucrado en la actividad.

De acuerdo a los conceptos antes expuestos el colapso parcial de un edificio volcánico puede originar exclusivamente depósitos de avalanchas de escombros o flujos de escombros cohesivos, los cuales pueden presentar cambios laterales de facies entre ambos tipos de flujos.

3.1. Resumen

El colapso volcánico ocurrido el 18 de Mayo de 1980 en el Monte Santa Elena (EEUU) fue observado directamente y por esto es considerado como el mejor ejemplo para interpretar el origen y los mecanismos de transporte de avalanchas de escombros de origen volcánico. Contrariamente a lo ocurrido en otros volcanes que han producido avalanchas de escombros que se transforman directamente en flujos de escombros cohesivo (e.g. Monte Rainier, EEUU), la avalancha del Monte Santa Elena viajó solamente 29 km y no se transformó en un flujo de escombros cohesivo. En efecto, se ha comprobado en varios volcanes del mundo que este tipo de transformación origina flujos de escombros capaces de viajar por grandes distancias (> 100 km) antes de detenerse, afectando extensas áreas y aumentando el peligro potencial que un simple colapso volcánico podría tener. De esta forma, la comparación de las características texturales y sedimentológicas del depósito de avalancha de 1980 del Monte Santa Elena con otros depósitos de flujo de escombros conocidos, puede ayudar a la identificación y discriminación de ambas clases de depósitos, lo cual podría ser muy útil en la delimitación de las zonas de peligro en un mapa de amenaza volcánica. Las diferencias entre estos dos tipos de depósito y las causas que los originan se explica por el grado de alteración hidrotermal alcanzado por el edificio volcánico antes de su colapso. Los grandes eventos que han originado extensos flujos de escombros cohesivos, como el "Osceola Mudflow" en el Monte Rainier (EEUU), han sido originados por el colapso de porciones del edificio volcánico afectadas por una enorme alteración hidrotermal. La fuerte alteración de la masa rocosa facilita y acelera la disgregación progresiva del material durante el transporte, y permite de esta forma que el flujo se desplace por distancias mayores. El depósito de avalancha de escombros del Monte Santa Elena, se puede dividir en dos unidades aquí referidas como D y F. La unidad D consiste de la facies de bloques, en donde predominan

megaclastos que representan porciones casi intactas del edificio volcánico. Esta unidad se extiende hasta una distancia de 17 km y se correlaciona con el Bloque I de Glicken (1998). La unidad D se emplazó esencialmente como un cuerpo rígido hasta detenerse contra una barrera morfológica.

La unidad F consiste tanto de facies de bloques como de facies de matriz, con megaclastos muy fracturados suspendidos en una matriz arenosa. Los componentes corresponden a fragmentos del edificio volcánico, dacita juvenil del criptodomo y material secundario introducido durante el flujo. Los parámetros sedimentológicos no muestran variaciones significativas con la distancia a la fuente. La unidad F se originó a partir de la mezcla de los Bloques II y III (Glicken, 1998) con el material emitido por la explosión dirigida (*blast*) y las explosiones hidromagmáticas sucesivas. La unidad F se extiende hasta una distancia de 29 km de la fuente y corresponde con el sitio de origen del lahar secundario "North Fork Toutle River". Éste último se originó por la saturación progresiva y subsecuente removilización de las porciones superficiales del cuerpo de avalancha, aproximadamente 5 horas después de su emplazamiento.

3.2. Introducción

El Monte Santa Elena ($46^{\circ}12'30''$ N, $122^{\circ}10'30''$ W, 2549 msnm, Edo. de Washington, EEUU) forma parte de la Cadena Volcánica de las Cascadas, un arco volcánico de tipo continental originado por la subducción de la placa Juan de Fuca por debajo de la placa Norteamericana (Figura 6).

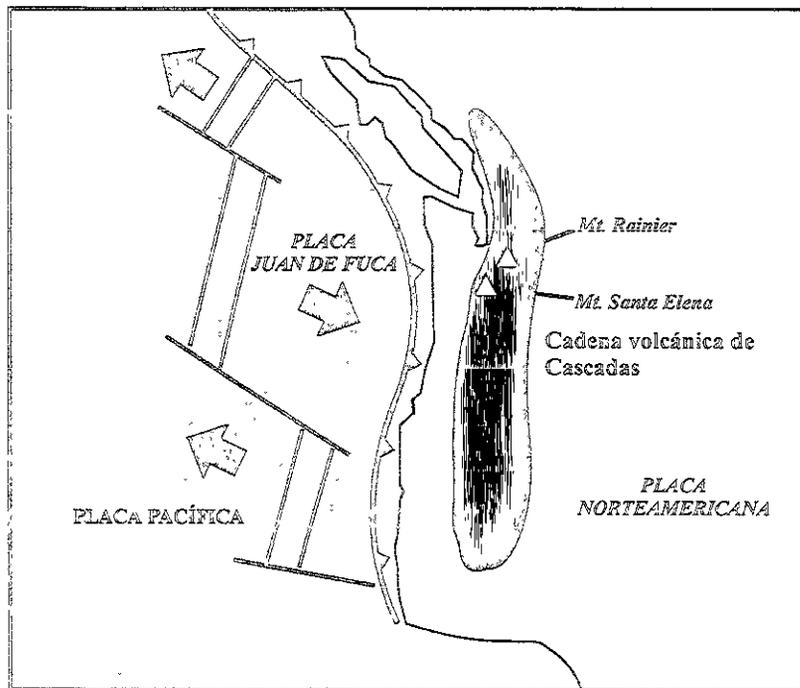


Figura 6. Esquema tectónico de la Cadena Volcánica de Cascadas y localización del Volcán Monte Santa Elena, modificado de Tilling (1995).

Es un volcán relativamente joven, cuya actividad se inició hace aproximadamente 40,000 años con un volcanismo dacítico caracterizado por eventos explosivos intercalados con períodos de calma que varían de 100 a 15,000 años. Los últimos 2,500 años, en los que se presentó un cambio en la composición de los productos emitidos, se caracterizaron por la formación de dos secuencias principales, una compuesta por andesita-dacita-basalto (período *Castle Creek*) y otra por dacita-andesita-dacita (períodos *Kalama* y *Goat Rock*) (Mullineaux y Crandell, 1981).

Durante estos últimos períodos eruptivos el volcán produjo lavas y flujos piroclásticos que fueron edificando el edificio volcánico hasta su colapso el 18 de Mayo de 1980.

Las primeras publicaciones producidas después del evento de 1980 trataron distintos aspectos de la actividad desde el monitoreo geofísico, la estratigrafía de los depósitos, el impacto sobre el medio-ambiente hasta el análisis del riesgo potencial (Lipman y Mullineux, 1981).

Después de los trabajos de Voight et al. (1981, 1983) y Glicken (1998) no se han llevado a cabo estudios más detallados sobre el depósito de avalancha de escombros de 1980, a pesar de ser reconocido mundialmente como el depósito típico producido por este tipo de fenómenos. Los trabajos más recientes se refieren al análisis de microfracturas tipo rompecabezas en los minerales de los clastos presentes en el depósito (Komorowski et al., 1991) y al modelado de los procesos físicos para explicar los estilos eruptivos y mecanismos de emplazamiento (Sousa y Voight, 1995).

El colapso del Volcán Monte Santa Elena representa el ejemplo clásico que sirve como modelo para la interpretación del origen de las avalanchas volcánicas (Siebert et al., 1987) y para la delimitación de las zonas de peligro utilizando la relación H/L para la estimación de la máxima distancia alcanzada (Crandell, 1989). Sin embargo, estudios de derrumbes volcánicos en la Cadena Volcánica de las Cascadas, han demostrado que la transformación directa de una avalancha de escombros en un flujo de escombros cohesivo es un fenómeno común en la naturaleza. Los ejemplos típicos de estos casos son, los flujos de lodo Osceola y Electron en el Monte Rainier (EEUU) (Crandell, 1971) así como la mayoría de los 17 flujos de escombros producidos por colapsos en tiempos prehistóricos que se han originado a partir de avalanchas de escombros por transformación directa (Scott et al., 2000a). Debido a que el primer paso para la prevención de desastres futuros es la documentación de eventos catastróficos ocurridos en el pasado, resulta sumamente útil la comparación del depósito de avalancha del Monte Santa Helena

con depósitos de flujo de escombros originados por transformación directa de una avalancha de escombros. La comprensión del comportamiento de ambos fenómenos ayudará a definir con mayor certeza la evaluación del peligro volcánico en caso de un evento futuro, en cualquiera de nuestros volcanes activos.

3.3. La erupción del 18 de mayo de 1980.

Después de casi 150 años de inactividad, el 27 de marzo de 1980 el Volcán Monte Santa Elena inició una nueva fase eruptiva con una serie de explosiones que emitieron columnas de vapor y cenizas ricas en líticos y cristales, y duraron hasta el 14 de mayo del mismo año. Durante esta etapa eruptiva el flanco norte del edificio volcánico se deformó hasta 300 m por la intrusión de un criptodomo dacítico. La erupción culminante tuvo inicio a las 8.32 AM del 18 de mayo de 1980, probablemente disparada por un sismo de magnitud 5 que provocó el colapso del flanco norte del volcán. El deslizamiento destapó el sistema magmático-hidrotermal y dio origen a una serie de explosiones dirigidas que devastaron un área de 600 km². El material emitido por las explosiones se mezcló con los fragmentos en colapso del edificio volcánico. El emplazamiento del depósito de avalancha duró aproximadamente 10 minutos. Finalmente, la actividad culminó con la formación de una columna eruptiva que alcanzó una altura de 20 km, se mantuvo por aproximadamente 9 horas y dispersó pómez y líticos hacia el este alcanzando centenas de kilómetros de distancia. En el mes de junio empezó a emplazarse en el nuevo cráter del volcán un domo dacítico que fue parcialmente destruido por explosiones posteriores.

3.4. Trabajos anteriores

Antes de presentar los resultados obtenidos en el presente trabajo, se reporta brevemente la descripción e interpretación del evento y del depósito propuesta por Glicken (1986, 1998) y Voight et al. (1981), con la finalidad de establecer el estado del conocimiento anterior a este trabajo.

Con base en la secuencia fotográfica del evento y las observaciones de campo llevadas a cabo poco tiempo después del emplazamiento del depósito de avalancha de escombros, estos autores determinaron que el colapso había sido el producto del deslizamiento de tres bloques principales (Figura 7). El movimiento del Bloque I, destapó el criptodomo, responsable de la anterior deformación de hasta 300 m del flanco norte del edificio volcánico.

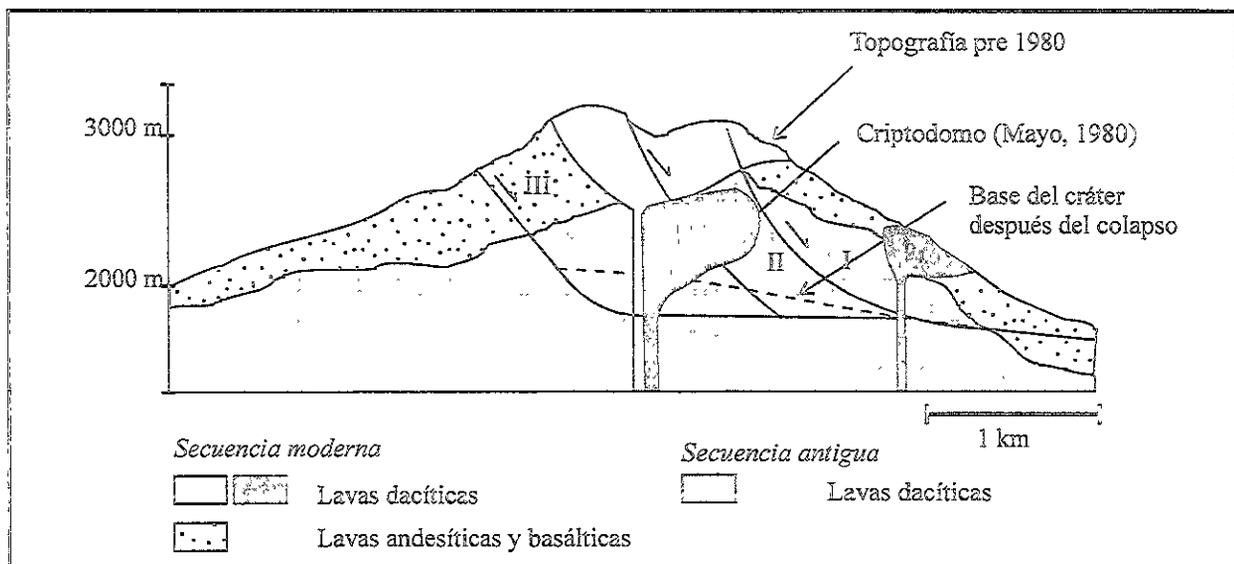


Figura 7. Sección transversal del edificio volcánico en donde se muestra su morfología pre y post erupción, el criptodomo que originó la deformación del flanco norte y los tres bloques principales (I, II y III) que se deslizaron durante el colapso (Glicken, 1998).

El inicio del deslizamiento del Bloque I originó la descompresión súbita del sistema magmático que produjo una explosión dirigida “*blast*” acompañada por una nube turbulenta que viajó a velocidades superiores a los 100 m/s. Debido a su velocidad la nube turbulenta pudo alcanzar y

rebasar al Bloque I durante su emplazamiento. Dada la sucesión de eventos señalada, el depósito de *blast* en las zonas próximas se encuentra coronando al depósito de avalancha de escombros mientras que en las porciones lejanas se encuentra en su base. El Bloque II fue el resultado del colapso masivo de otra porción remanente del cono, mezclado en parte con material emitido durante el *blast*. Finalmente, los últimos y numerosos deslizamientos pequeños dieron lugar al Bloque III, cuyo colapso también estuvo acompañado por numerosas explosiones freatomagmáticas.

Glicken (1998) describió dos facies distintas del depósito: de bloques y de matriz (Figura 8).

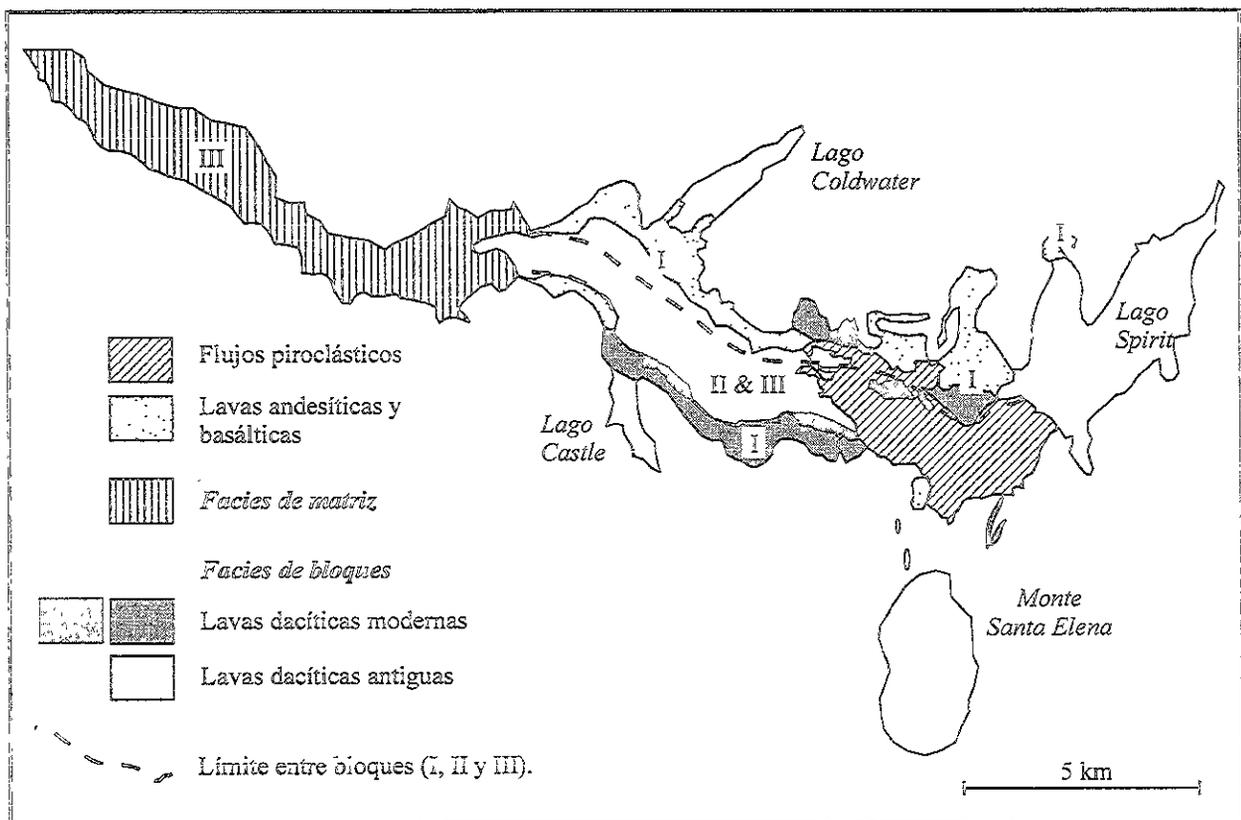


Figura 8. Mapa litológico del depósito de avalancha de escombros, según Glicken (1998). Las líneas punteadas delimitan los tres bloques I, II y III del edificio volcánico que originaron el depósito.

La facies de bloques formó una morfología de montículos cuyas dimensiones disminuyen con la distancia. El montículo mayor tenía una altura máxima de 73 m y 600 m de ancho, a una distancia

de 15 km desde el volcán. La facies de bloques consistía de cinco distintas unidades litológicas (dacita antigua, dacita moderna, andesitas y basaltos, y una unidad indiferenciada moderna). La facies de matriz estaba constituida por una mezcla de todos los tipos de rocas provenientes del edificio volcánico, rocas dacíticas juveniles asociadas al criptodomo y material secundario acarreado durante el flujo desde las zonas cercanas.

Para el estudio de las características sedimentológicas del depósito, Glicken (1998) analizó in situ ventanas de 1m² para ambas facies. El autor observó que la facies de bloques seguía conservando las estructuras volcánicas primarias aunque presentaba un grado elevado de fracturamiento, con pocos bloques con estructura de rompecabezas. La facies de matriz aparecía como una mezcla masiva de clastos que variaban en tamaño desde milímetros hasta metros y mostraban una reducción en el tamaño de grano y en el contenido de arena y limo en dirección del flujo. Esta tendencia fue interpretada por Glicken como el efecto de la disgregación progresiva de la masa durante el flujo. Sin embargo, con base en mediciones de densidad del depósito, el autor concluyó que la dilatación y fracturamiento de la masa rocosa ocurrieron en el momento de su desprendimiento del edificio volcánico, antes de su emplazamiento. Finalmente Glicken (1991) concluyó que a partir del colapso del Monte Santa Elena se originaron dos tipos de flujos de avalancha de escombros: el primero era un flujo compuesto principalmente por bloques constituidos por fragmentos inconsolidados que se detuvieron hasta la constricción de *Maratta Creek*; y el segundo derivado directamente por la transición lateral del primero, en el que se produjo una disgregación de los bloques de avalancha durante el transporte lo cual originó la facies de matriz (Figura 9).

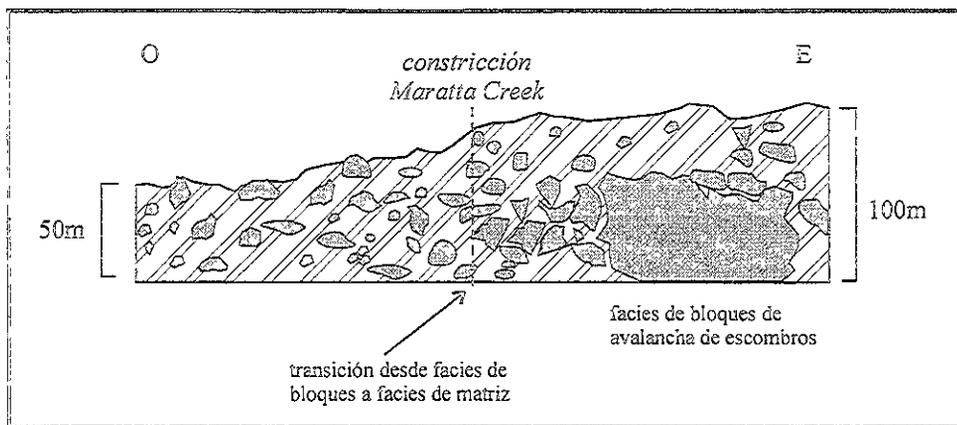


Figura 9. Sección esquemática del flujo de avalancha de escombros en donde se indica la transformación lateral entre la facies de bloques y la facies de matriz respecto a la constricción Maratta Creek (Glicken, 1998).

La fuerte erosión causada por los ríos *North Fork Toutle* y *Coldwater* durante estos 19 años ha permitido el extenso afloramiento del depósito de avalancha, con cortes más profundos respecto al período entre 1982 y 1984, durante el cual Glicken llevó a cabo su trabajo de campo. La exposición lateral de estos afloramientos resulta entonces óptima para llevar a cabo un estudio detallado de las características texturales y sedimentológicas del depósito. Por este motivo en este trabajo se aportan nuevas descripciones del depósito que permiten proponer una distinta interpretación del evento, como se verá más adelante.

3.5. El depósito: Unidad D y Unidad F.

Con base en las características estratigráficas y texturales se dividió el depósito de avalancha en dos unidades principales denominadas D y F (las letras D y F se refieren a *deslizar* y *fluir*, como se explicará más adelante). Para la descripción del depósito se subdividió el área en tres zonas distintas (Figura 10): próxima (hasta la constricción del *Maratta Creek*), intermedia (entre el *Maratta Creek* y *Elk Point*), y lejana (más allá del *Elk Point*). Esta subdivisión está basada en importantes variaciones en la morfología del área las cuales influyeron en el emplazamiento del

flujo de escombros. Las características petrológicas y geoquímicas de las rocas fueron tomadas del trabajo de Glicken (1986, 1998).

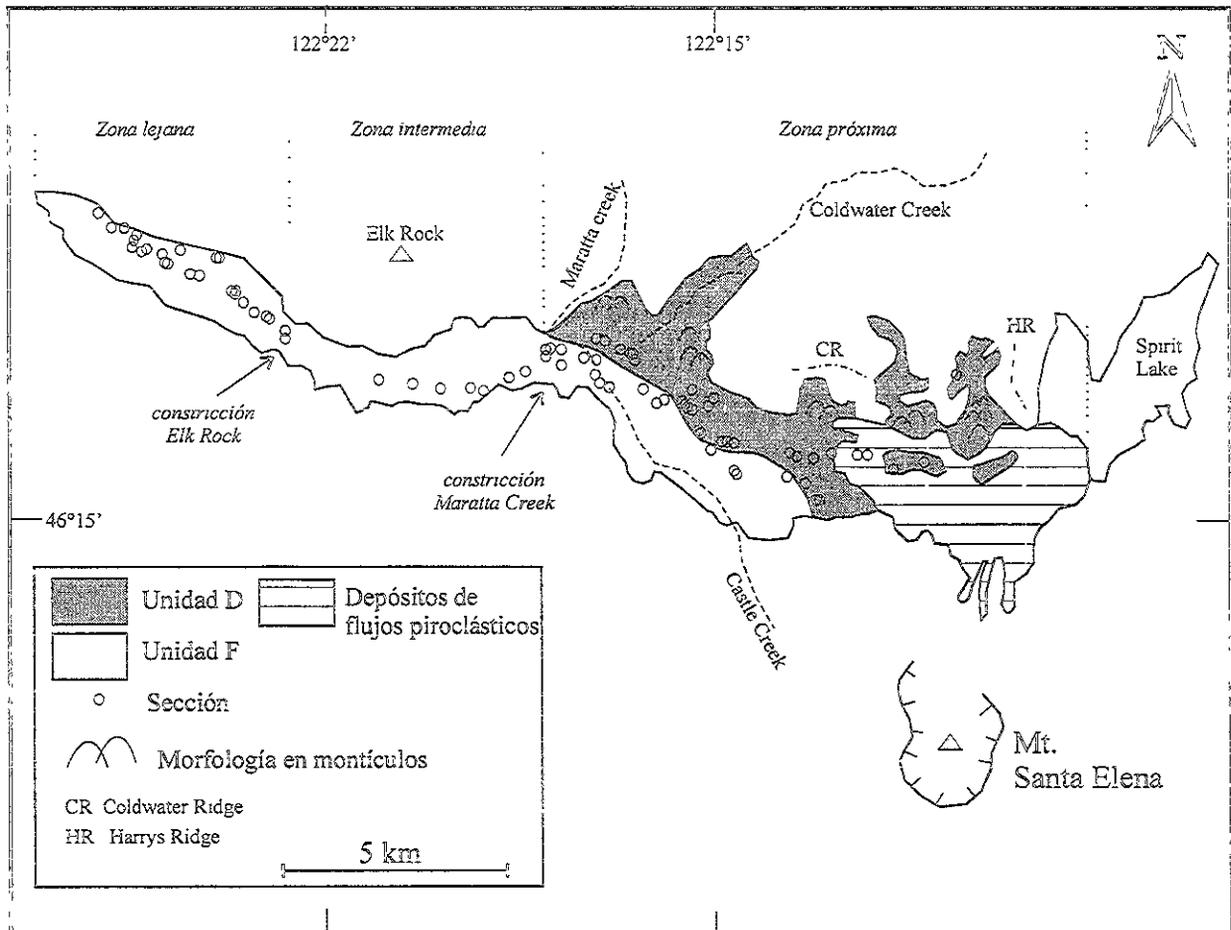


Figura 10. Distribución del depósito de avalancha de escombros y zoneamiento del área según los cambios morfológicos.

3.5.1 Unidad D.

La unidad D se extiende desde el edificio volcánico (zona próxima) hasta la constricción del *Maratta Creek* (aproximadamente a 17 km de distancia) (Figura 10). La unidad solo aflora en la porción norte, y hacia el sur (zona del *Castle Creek*) está cubierta por la unidad F o por abanicos aluviales. Tiene una morfología típica de montículos (hasta de 40 m de altura) distribuidos en la base del edificio volcánico, sobre la rampa entre los altos *Coldwater* y *Harrys* y en donde el

depósito relleno porciones laterales al cauce del río *North Fork Toutle*. Los montículos tienen una forma bien delineada, son en ocasiones asimétricos debido a contactos estratigráficos originales entre las distintas litologías o lateralmente delimitados por fallas normales (Figura 11, MS9834-32-41).

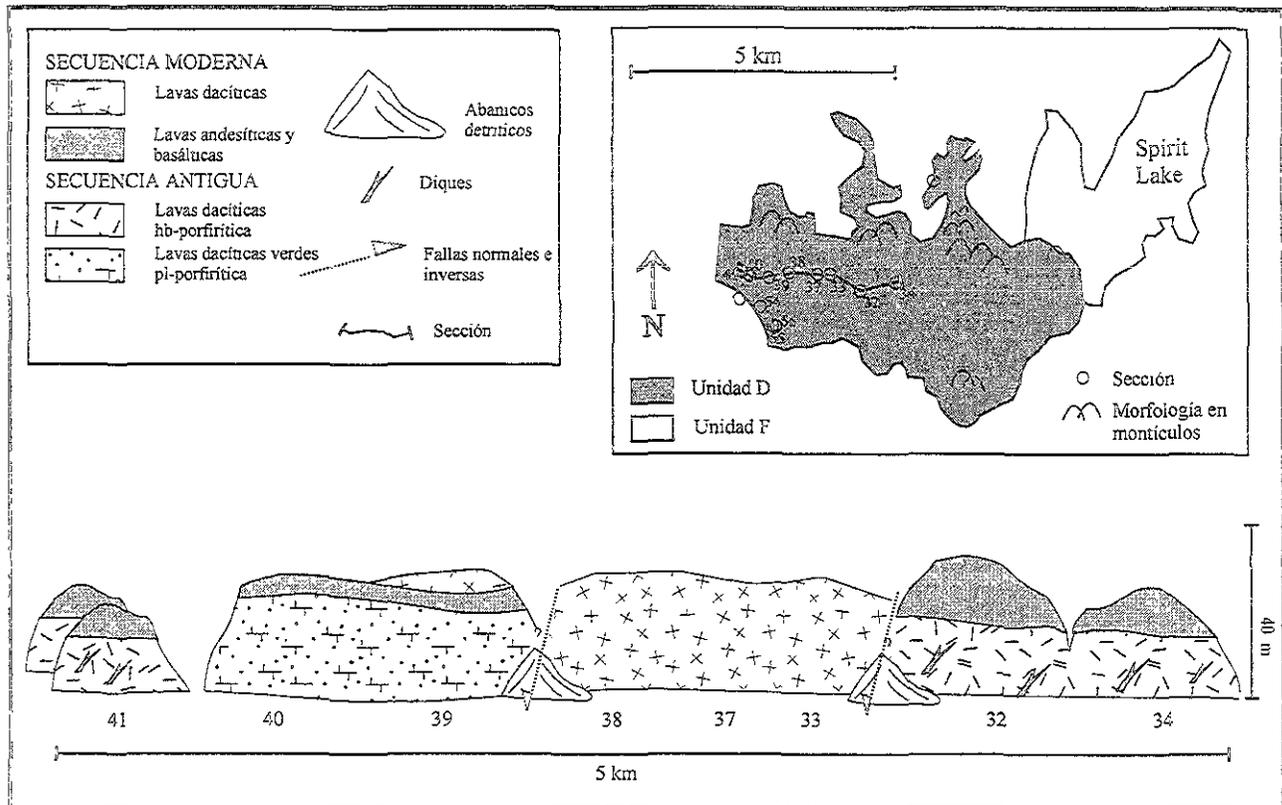


Figura 11. Secciones esquemáticas de la Unidad D del depósito de avalancha de escombros, zona próxima.

A lo largo del drenaje del Río North Fork Toutle (Figura 12) la unidad D forma terrazas de hasta 30 m (Figura 11, MS9833-37-38-39-40).

Los montículos tienen una litología dominante de lavas basáltico-andesíticas (secuencia moderna, Glicken, 1998), que descansan sobre dacitas blancas, pi-hb porfirítica (secuencia antigua) intrusionadas por diques andesíticos.

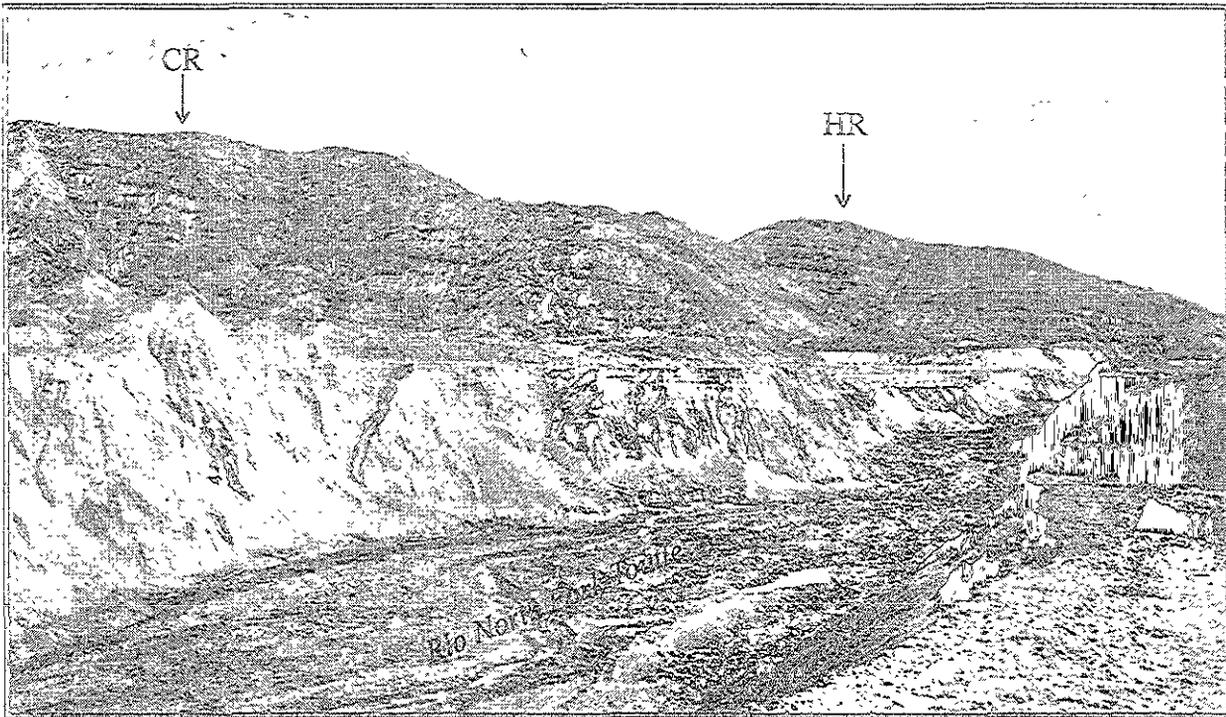


Figura 12. Fotografía panorámica de las secciones del depósito de avalancha de escombros a lo largo del Río North Fork Toutle. CR: Coldwater ridge; HR: Harrys ridge.

A lo largo del Río *North Fork Toutle* el depósito consiste esencialmente de lavas afanítica de composición dacítica (secuencia moderna), alteradas hidrotermalmente y brechadas, las cuales cambian lateralmente con contactos verticales a la secuencia anteriormente descrita de andesitas-basaltos-dacitas. La transición lateral entre las distintas litologías no es muy clara, dado que fallas de tipo normal separan a los bloques de avalancha de escombros (Figura 11, MS9838-39). En el margen de la zona próxima, al oeste del *Maratta Creek*, la unidad D disminuye progresivamente de espesor y está constituida esencialmente por rocas ácidas (secuencia antigua) siempre asociadas con lavas basálticas. En estas secciones predominan lavas dacíticas de color rosa-verde, pl-perfiríticas (Figura 13 MS9826-58-3).

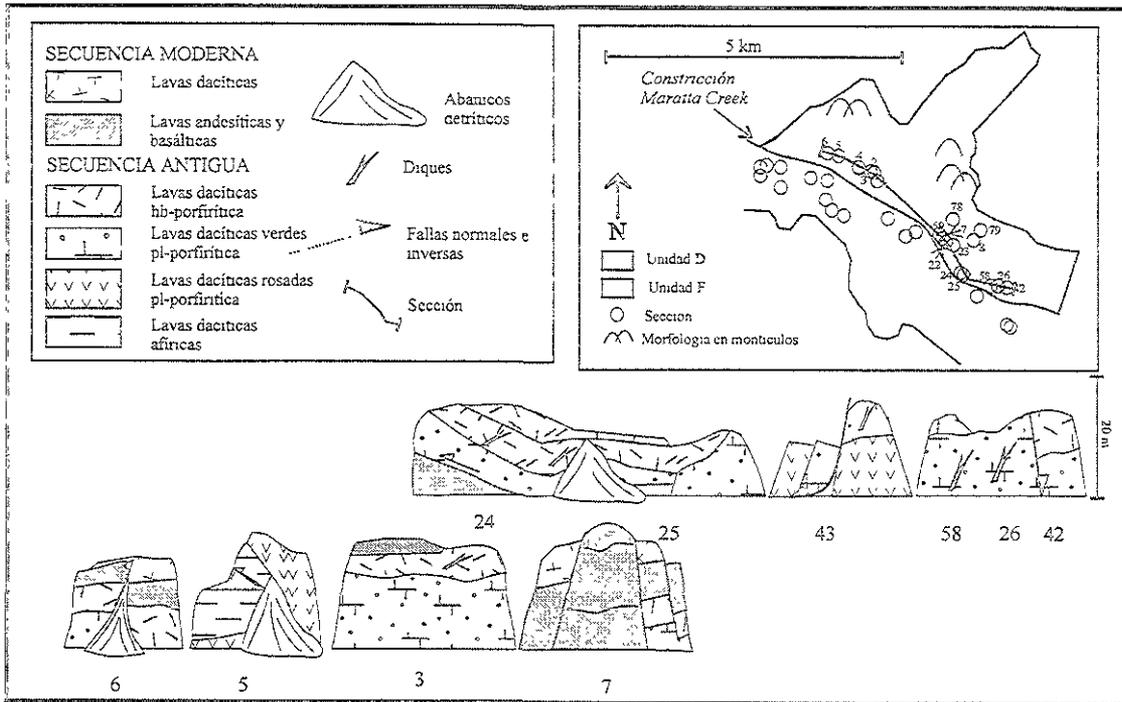


Figura 13. Secciones esquemáticas de la Unidad D del depósito de avalancha de escombros, antes de la constricción Maratta Creek.

En ocasiones se puede llegar a observar una relación inversa en la litología: dacitas descansando sobre basaltos con un contacto plano (Figura 13, MS9824-25). Las fallas de tipo normal son muy frecuentes (Figura 14), y cerca del límite de la unidad se pueden observar estructuras resultantes de compresión tales como fallas inversas que dan origen a la duplicación de contactos

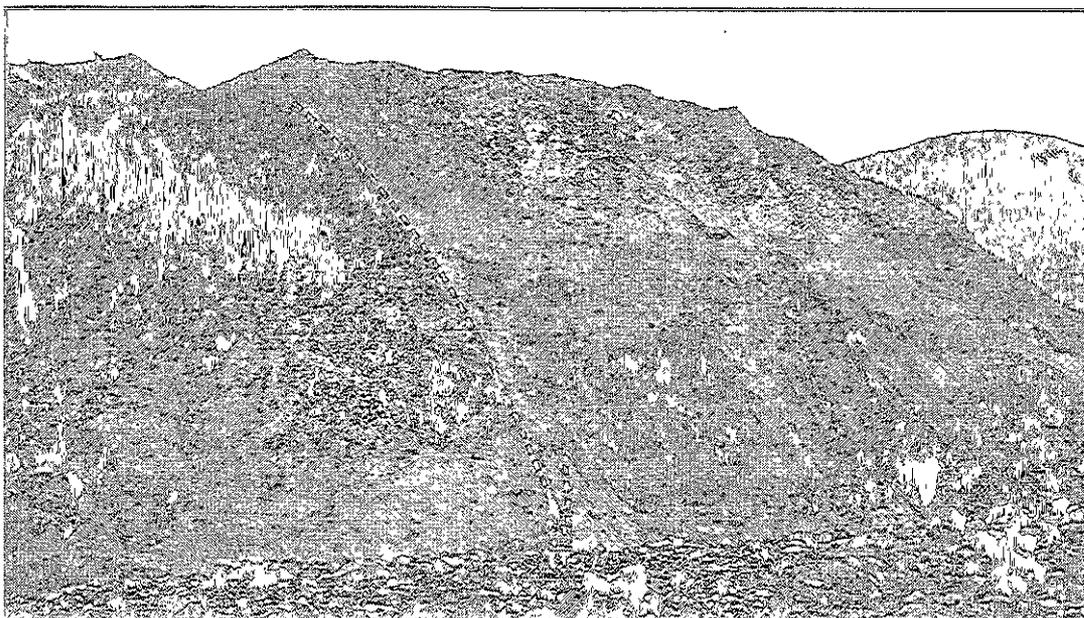


Figura 14. Corte de la Unidad S en donde se observa una falla normal que desplaza a la secuencia estratigráfica original (MS9842).



Figura 15. Sección de la Unidad S (facies de bloques, sección MS9805) en donde se puede observar una superficie de corrimiento que originó la duplicación de la secuencia estratigráfica original. El espesor del afloramiento mide 15 m. DA: lava dacítica afírica. DR: lava dacítica rosada. La línea punteada delimita un pequeño abanico de detrito cubriendo parcialmente el contacto.

estratigráficos primarios (Figura 13, MS9805-06 y Figura 15). La facies de bloques predomina en la unidad D. Los bloques están disectados por fracturas que los atraviesan independientemente de los contactos estratigráficos primarios. A pesar de que en algunos casos se observan rotaciones de los bloques a lo largo de su eje horizontal, los contactos estratigráficos son todavía observables (Figura 16).

Las lavas de composición andesítica y basáltica forman megaclastos intactos con un menor grado de fracturamiento, mientras que aquellos formados por lavas dacíticas aparecen más fracturados y disgregados con abundante matriz intra-clasto. Sin embargo, en esta unidad no se observa un cambio sistemático en el grado de fracturamiento y dilatación de la masa rocosa a mayor distancia del volcán ni tampoco presenta facies de matriz.

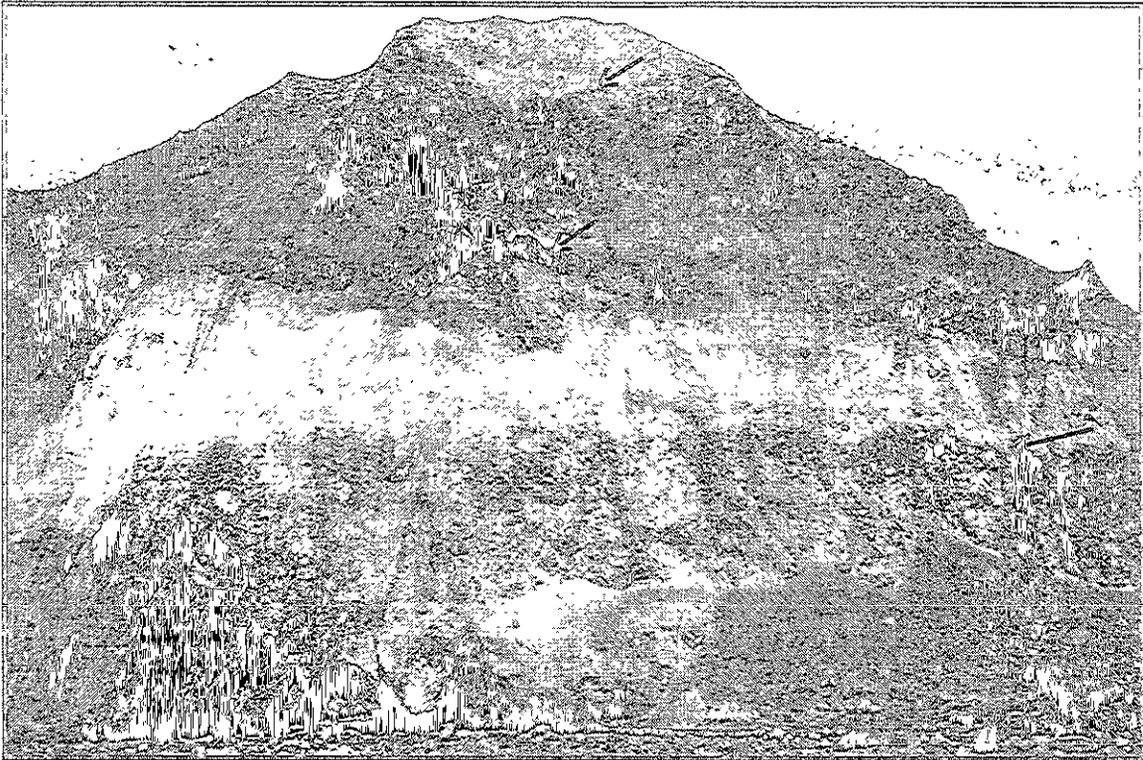


Figura 16. Sección vertical de un montículo en donde se observan contactos estratigráficos primarios (flechas negras) entre los distintos cuerpos lávicos.

3.5.2. Unidad F

La unidad F aflora desde la porción oeste cercana al edificio volcánico (zona del *Castle Creek*) y a lo largo del Río *North Fork Toutle* hasta una distancia de 29 km desde el volcán (Figura 10). La morfología de la unidad F cambia a lo largo de su extensión, variando desde una superficie plana interrumpida por pequeños picos en la zona próxima (área de *Castle Creek*, Figura 17, MS9853-52-21-11) hasta una morfología tipo cuencas y pilares inmediatamente después de la constricción del *Maratta Creek* (Figura 17, MS 16-17-46-18). En esta zona es posible observar variaciones laterales entre las distintas litologías las cuales están interrumpidas por fallas normales que dan lugar a la morfología de cuencas y pilares, perpendicular a la dirección del flujo (Figura 18). Es muy probable que esta estructura de cuencas y pilares este relacionada con la morfología enigmática descrita por Glicken (1991) quien observó en fotografías aéreas tomadas inmediatamente después del evento, crestas normales a la dirección del flujo en la zona del

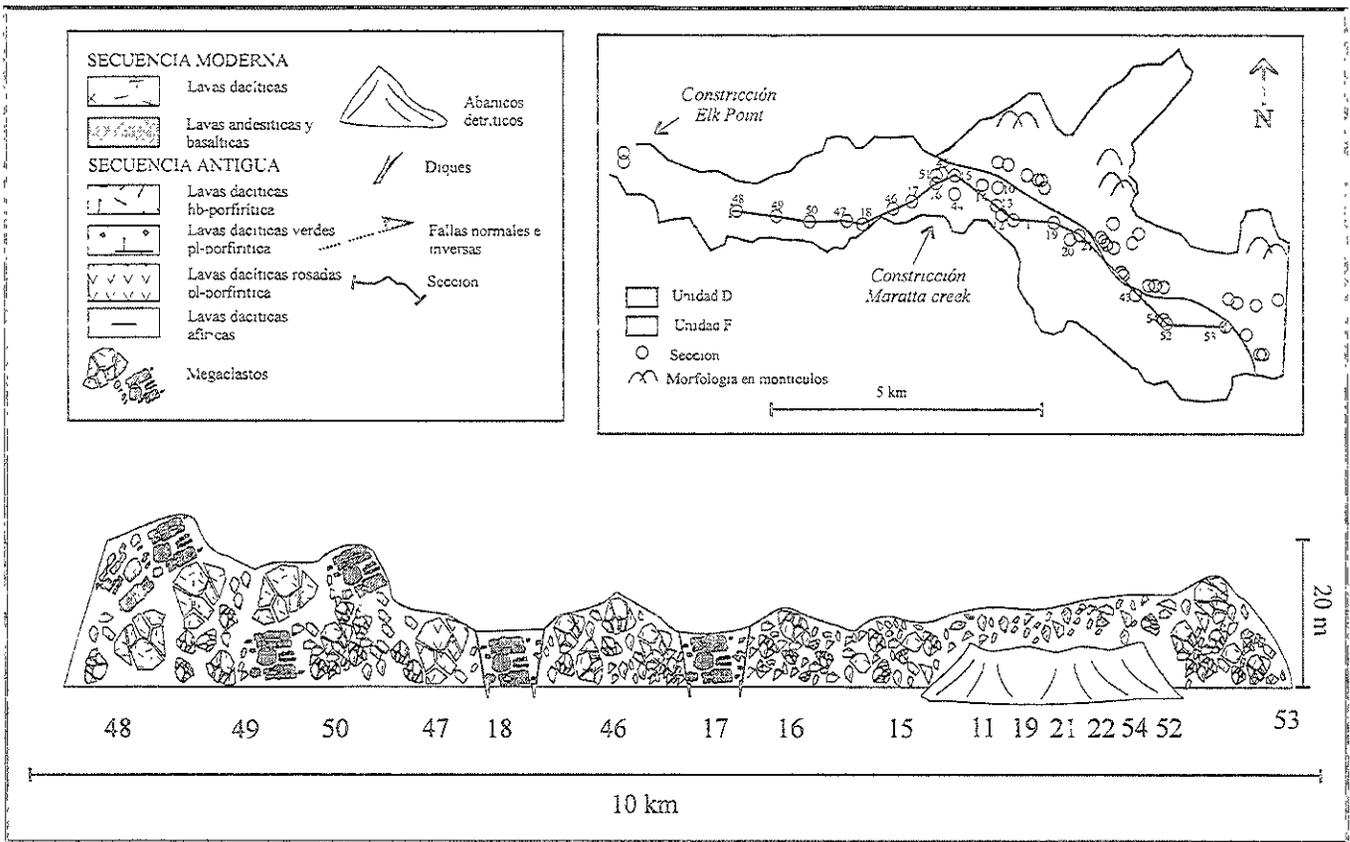


Figura 17. Secciones esquemáticas de la Unidad F del depósito de avalancha de escombros, zona próxima e intermedia.



Figura 18. Panorámica de la Unidad F a lo largo del Río North Fork Toutle, después de la constricción del Maratta Creek, en donde se puede observar la morfoloía típica de cuencas y pilares (flechas negras)..

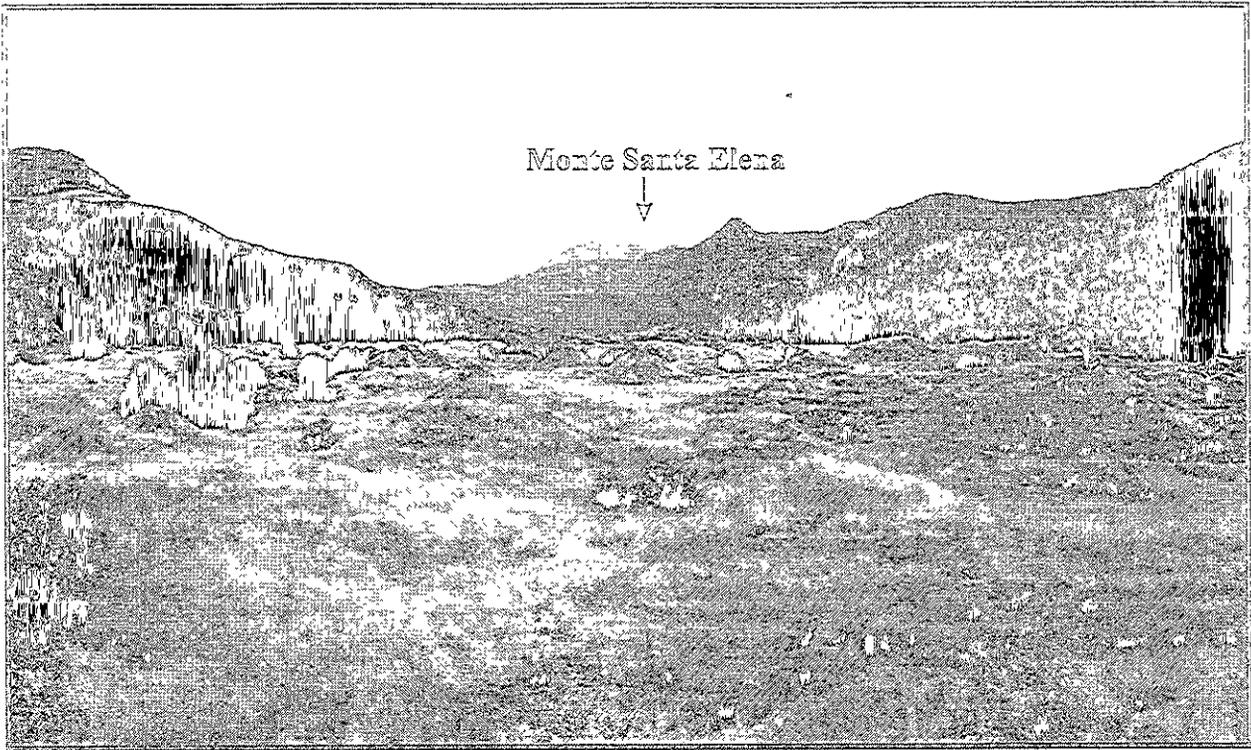


Figura 19. Panorámica de la unidad F en zona lejana en donde se puede observar la morfología típica de montículos originada por megaclastos rodeados por la facies de matriz o depósitos de lahares secundarios.

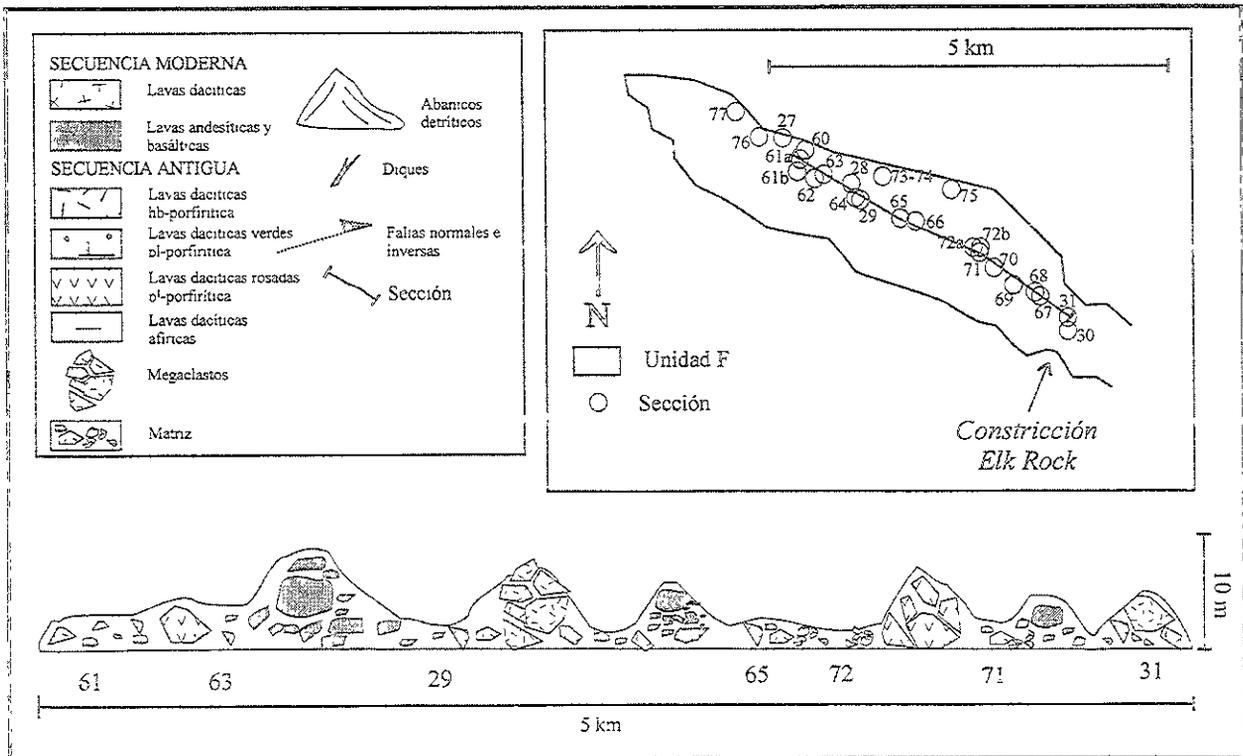


Figura 20. Secciones esquemáticas de la Unidad F del depósito de avalancha de escombros en la zona lejana.

Maratta Creek. Dos kilómetros antes de la constricción de *Elk Point*, el depósito duplica su espesor (Figura 17, MS9850-49-48) y se expande finalmente en la zona lejana (Figura 19) originando una morfología de montículos (hasta 8 m de alto) rodeados por superficies planas (Figure 20, MS9831-65-29).

La litología dominante está constituida por rocas dacíticas de color blanco y verde (secuencia antigua) asociada con lavas andesíticas y basálticas (secuencia moderna). También se encuentran fragmentos juveniles de dacita con estructura de corteza de pan. La unidad F está caracterizada tanto por facies de matriz como por facies de bloques. La facies de bloques está constituida por bloques de avalancha altamente fracturados y por megaclastos con estructura de rompecabezas (Figura 21).

Los fragmentos más coherentes forman pequeños montículos. En otros casos como el de las secciones MS9853-15-46 (Figura 17) la unidad consiste de megaclastos altamente fracturados con bloques que conservan parcialmente una estructura en rompecabezas. Los montículos en la zona lejana están también constituidos por megaclastos ocasionalmente intactos (e.g. clastos de basaltos, MS9865-63, Figura 20).

La facies de matriz consiste de una mezcla masiva de material mal clasificado en una matriz arenosa (Figura 22).

Los clastos varían en diámetro desde metros a centímetros, sin embargo los más comunes son fragmentos de dimensiones entre 10 y 20 cm. La facies de matriz generalmente constituye las porciones superiores de la unidad F en las zonas próxima e intermedia (Figura 17, MS9852-11) y en las porciones entre los montículos de la zona lejana (Figura 20, MS71-65-63-61) aquí coronada por depósitos de lahar (Figura 23).



Figura 21. Detalle de la unidad F, facies de bloques, en donde se aprecia el alto grado de fragmentación de los clastos. Los clastos con estructura en rompecabezas (flecha blanca) son muy escasos. Pala = 50 cm.



Figura 22. Facies de matriz de la unidad F en donde se aprecian clastos subangulares embebidos en una matriz fina.



Figura 23. Sección de uno de los montículos que caracterizan a la Unidad F en zona próxima. El afloramiento está constituido por un megaclasto central suspendido en la matriz y rodeado por una unidad de lahar. La línea negra punteada evidencia el contacto entre el depósito de avalancha de escombros y el lahar.

3.6. Características sedimentológicas.

Se analizaron veintidós muestras de la facies de matriz, utilizando la metodología descrita en la introducción. Los parámetros sedimentológicos se obtuvieron utilizando las fórmulas de Folk (1980). Para la descripción de los datos sedimentológicos se siguió la misma subdivisión del depósito utilizada anteriormente (Figura 10).

En la zona próxima el contenido de grava varía desde un 40% hasta un máximo de 70%. La matriz es arenosa (hasta 90%) con un contenido máximo de arcilla de 1.7% (Tabla 1). La distribución granulométrica es bimodal, con modas entre $-4/-3 \phi$ y $+1/+2 \phi$ y nodos en -1ϕ (Figura 24).

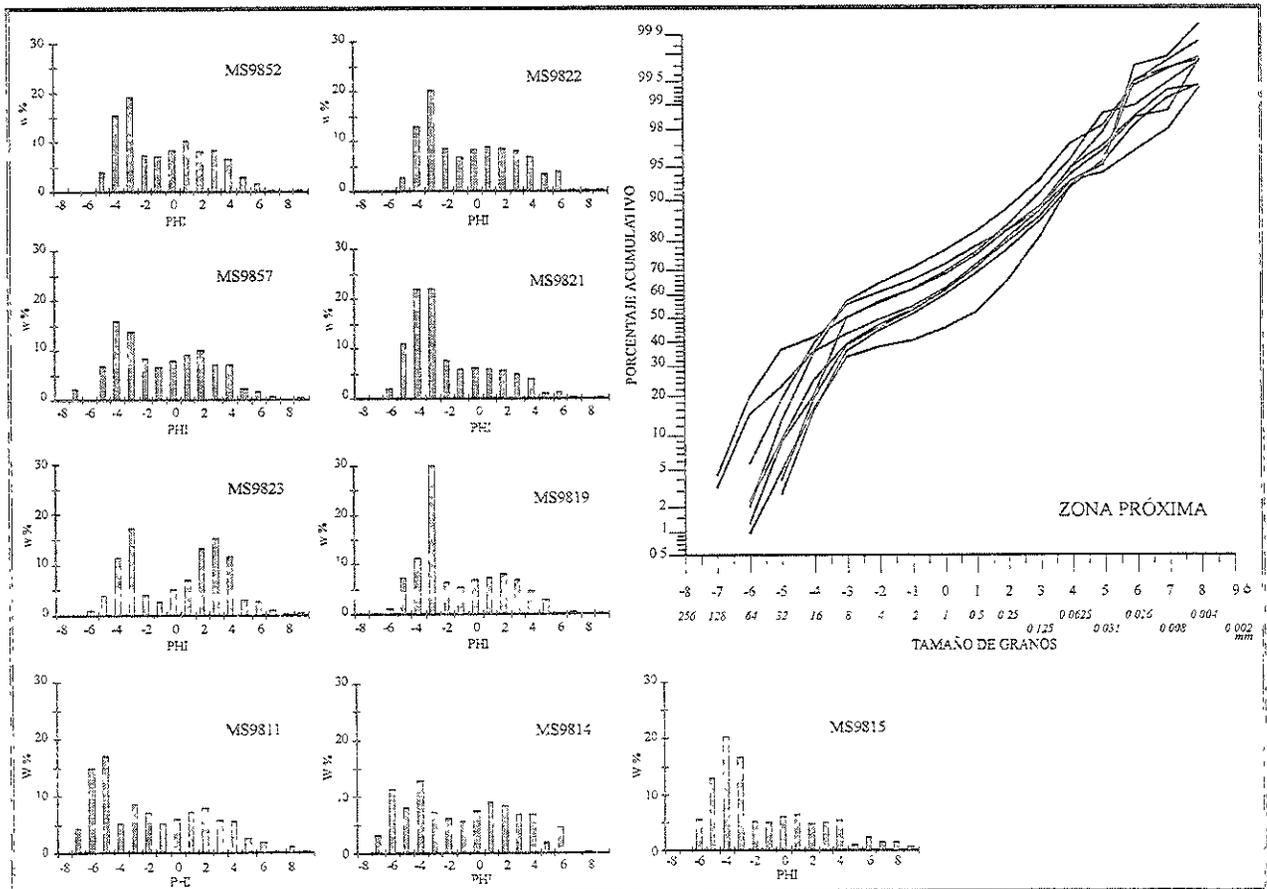


Figura 24. Histogramas granulométricos y curvas de los pesos acumulativos de la Unidad F (facies de matriz), zona próxima.

Tabla 1: Granulometría del depósito de avalancha de escombros en facies de matriz, Monte Santa Elena.

Muestra	Coord	Dist (km)	g:ar:lar (W%)	ar:lar (W%)	M _d	M _z	σ_1	σ_G	Sk _G	Sk ₁	K _g
MS9852	N 46°15'34" W 122°14'50"	10.7	53.4:1.7:5:0.3	88.9:10.6:0.5	-1.4	-1.03	2.99	3.30	0.17	0.20	0.72
MS9857	N 46°15'35" W 122°13'45"	10.8	53.5:41.4:4.6:0.5	88.9:9.3:1.8	-2.55	-1.89	2.86	3.06	0.32	0.32	0.66
MS9823	N 46°16'19" W 122°15'40"	11.9	40.1:52.3:7:0.6	87.3:11.8:0.9	0.70	-0.03	3.29	3.61	-0.30	-0.23	0.67
MS9822	N 46°16'20" W 122°15'46"	12.0	51.3:40.4:7.7:0.1	83.9:15.8:0.3	-1.15	-0.78	3.11	3.39	0.17	0.20	0.75
MS9821	N 46°16'25" W 122°16'12"	12.5	70.5:26.6:2.7:0.2	90.1:9.1:0.8	-3.30	-2.29	2.89	3.04	0.50	0.49	0.90
MS9819	N 46°16'33" W 122°16'34"	13.1	62:33.7:4:0.3	88.8:10.4:0.8	-3.2	-2.10	2.96	3.15	0.52	0.50	0.81
MS9811	N 46°16'34" W 122°17'11"	13.7	61.8:32.2:5.7:0.3	84.4:15:0.6	-2.10	-1.77	3.81	4.21	0.12	0.16	0.69
MS9814	N 46°16'54" W 122°17'39"	16.3	54.5:38.6:6.8:0.1	84.8:15:0.2	-1.74	-1.64	3.88	4.21	0.04	0.09	0.77
MS9815	N 46°16'59" W 122°18'06"	16.8	65.6:27.4:6.3:0.7	80:18.3:1.7	-3.30	-2.07	3.55	3.67	0.50	0.51	0.90
MS9816	N 46°16'55" W 122°18'23"	17.1	54.2:37.7:6:1.2	80.7:16.7:2.6	-1.52	-1.06	3.44	3.53	0.20	0.27	0.87
MS9818	N 46°16'32" W 122°19'31"	17.3	56.2:37.6:5.6:0.6:	85.8:12.9:1.3	-1.82	-1.28	3.18	3.42	0.24	0.26	0.76
MS9817	N 46°16'45" W 122°18'47"	18.4	51.2:42.2:3.8:0.4	91.2:7.9:0.8	-1.20	-1.09	2.92	3.15	0.05	0.09	0.77
MS9850	N 46°16'34" W 122°20'20"	19.4	57.9:35.4:6.4:0.3	84.3:15.3:0.4	-2.20	-1.34	3.08	3.32	0.39	0.39	0.78
MS9848	N 46°16'39" W 122°21'30"	20.7	50.2:45.8:3.6:0.4	91.9:7.4:0.7	-1.80	-0.96	3.04	3.20	0.06	0.04	0.79
MS9830	N 46°17'11" W 122°22'43"	23.8	57.4:38.2:4.1:0.3	89.8:9.6:0.6	-2.52	-2.03	3.74	4.21	0.17	0.18	0.68
MS9831	N 46°16'21" W 122°12'51"	23.9	54.1:40.9:4.6:0.4	89:10:1	-2.65	-1.57	3.06	3.31	0.49	0.45	0.73
MS9867	N 46°17'24" W 122°23'01"	24.5	62.2:32.7:4.4:0.7	86.6:11.8:1.6	-3.70	-2.03	2.76	3.04	0.82	0.77	0.63
MS9871	N 46°17'41" W 122°23'39"	25.1	59.4:37.3:4:0.2	91.2:8.4:0.4	-2.50	-1.79	2.99	3.13	0.34	0.32	0.81
MS9872	N 46°17'43" W 122°23'38"	25.2	59.8:35.1:4.8:0.3	87.3:12:0.7	-2.69	-1.62	3.16	3.46	0.47	0.44	0.75
MS9866	N 46°17'54" W 122°24'19"	25.6	53.2:39.8:6.2:0.8	85.2:13.1:1.7	-1.50	-0.94	2.90	3.24	0.26	0.26	0.60
MS9865	N 46°17'55" W 122°24'28"	25.7	65.5:28.7:5:0.8	83.3:14.4:2.3	-3.82	-2.92	2.65	2.82	0.48	0.43	0.65
MS9829	N 46°18'01" W 122°24'54"	26.2	46.2:46.7:6.7:0.4	86.9:12.5:0.6	-2.55	-1.45	3.26	3.52	0.47	0.45	0.73
MS9863	N 46°18'11" W 122°25'15"	26.8	42.4:48.4:8.5:0.7	84:14.8:1.2	-1.07	-0.88	3.01	3.39	0.08	0.11	0.58
MS9861	N 46°18'18" W 122°25'29"	27.0	46.2:43.9:9.5:0.4	81.7:17.7:0.6	0.25	0.05	3.26	3.55	-0.08	-0.03	0.72

Nota: g: grava, a: arena, l: limo, ar: arcilla. Dist: distancia desde la fuente. Coord: Coordenadas.

Los parámetros sedimentológicos indican que la moda varía de -2.29 a 0.03ϕ , y la selección (σ_G) entre 3.04 y 4.21ϕ . La asimetría es siempre positiva (con excepción de la muestra MS9823) y el parámetro de kurtosis cambia de 0.66 a 0.90 (Tabla 1). En la zona intermedia el contenido en grava es casi constante y varía entre 50% y 57% , la matriz es arenosa (hasta 92%) con contenido en arcilla hasta de 2.56% (con un promedio de 0.6%) (Tabla 1). La distribución granulométrica es bimodal con moda en $-5/-4 \phi$ y $+1 \phi$ (nodo en -1ϕ) (Figura 25).

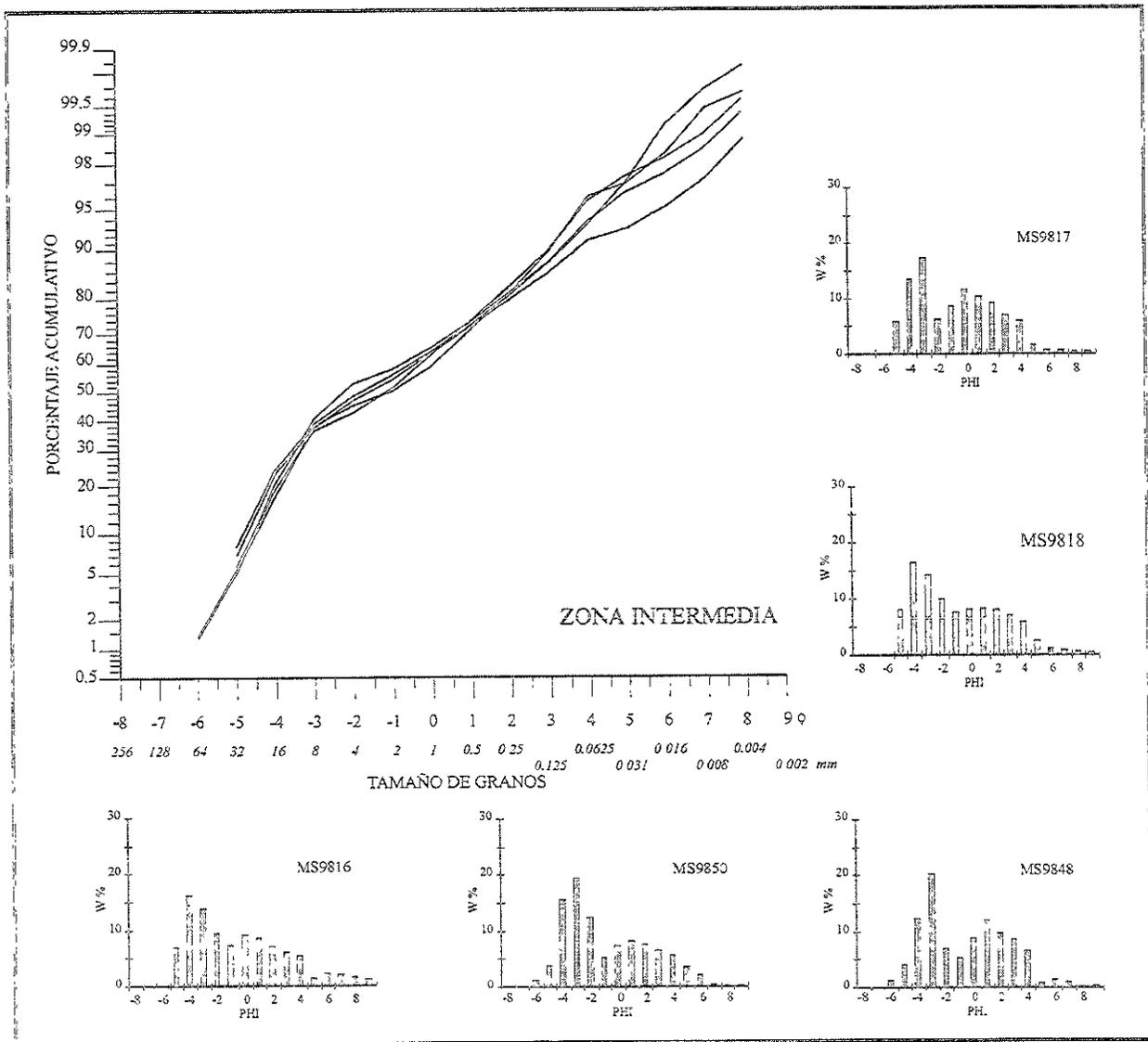


Figura 25. Histogramas granulométricos y curvas de los pesos acumulativos de la Unidad F (facies de matriz), de la zona intermedia.

La moda granulométrica (M_z) cambia desde -1.34ϕ hasta -0.96ϕ (Tabla 1). La selección mejora en la dirección del flujo con valores desde 3.5ϕ a 3.2ϕ , la asimetría es siempre positiva y la kurtosis varía entre 0.66 y 0.90.

Las muestras de la zona lejana tienen un contenido de grava que varía desde 42% hasta 65% en peso, la matriz es arenosa (92%) con contenido de arcilla de hasta 2.19% (Tabla 1). La distribución granulométrica es bimodal con nodos en -1ϕ y modas en -3ϕ y $+2 \phi$ (Figura 26).

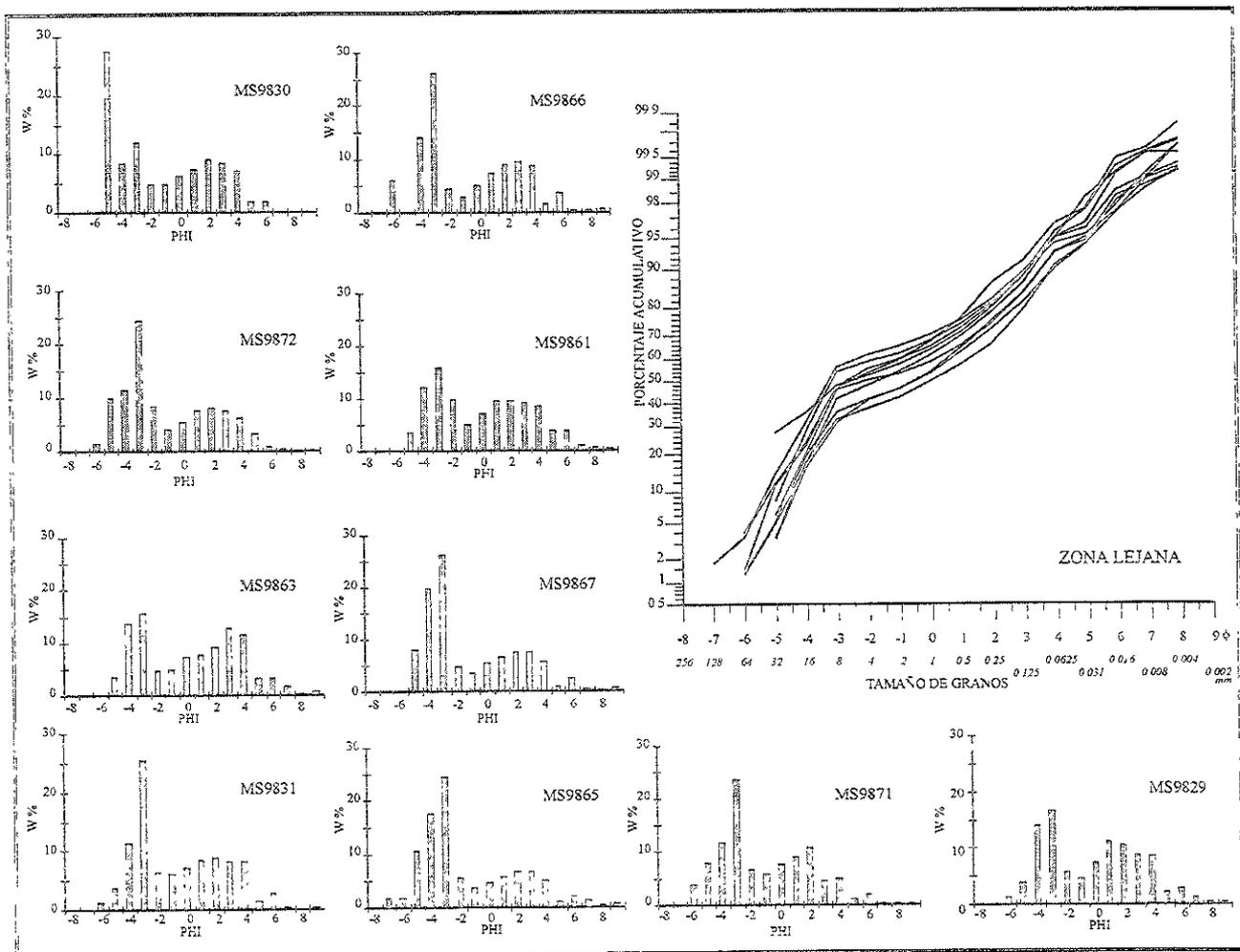


Figura 26. Histogramas granulométricos y curvas de los pesos acumulativos de la unidad F (facies de matriz), de la zona lejana.

Los parámetros sedimentológicos no presentan una variación gradual en dirección del flujo como fue observado para la zona intermedia (Mz : $-0.94/-2.03 \phi$; σ_G : $0.17/0.82 \phi$; Sk_1 : $0.18/0.77$; Kg : $0.6/0.81$), sin embargo a partir de la muestra MS9865 la moda y la selección comienzan a disminuir gradualmente hacia los puntos más lejanos (Tabla 1).

La gráfica de todos los parámetros sedimentológicos contra la distancia desde el edificio volcánico (Figura 27), muestra pequeñas variaciones dentro de cada zona, sin embargo no se observa una variación gradual en la dirección del flujo.

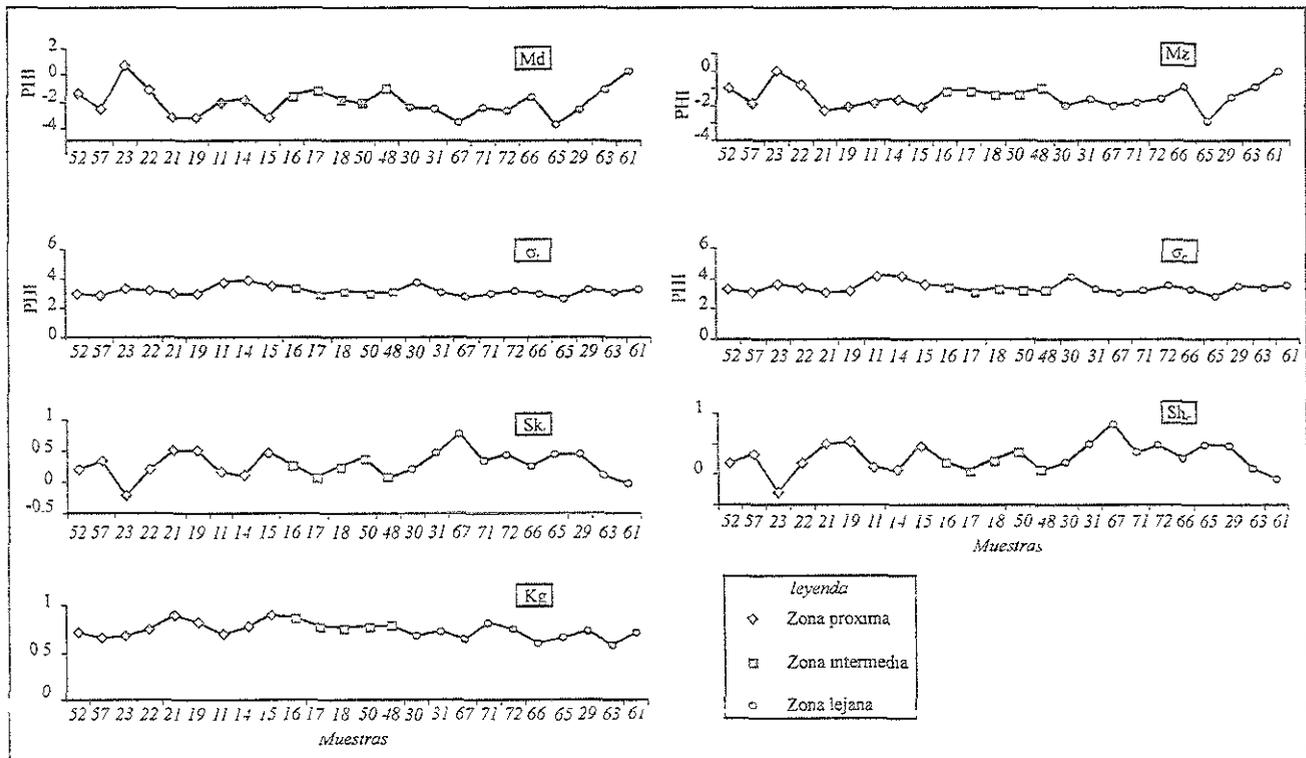


Figura 27. Diagramas de variación de los parámetros sedimentológicos de la unidad F (facies de matriz) con la distancia desde el origen.

En efecto, la selección se mantiene con valores casi constantes para todas las muestras y los demás parámetros no presentan variaciones importantes, exceptuando las muestras más lejanas (desde MS9865 a MS9861). La casi constante distribución bimodal que presentan las muestras (con nodo en -1ϕ) muestra la textura típica de la facies de matriz, en donde los clastos están suspendidos en una matriz arenosa (material más fino de 2 mm, Palmer et al. 1991). Por lo tanto el nodo localizado alrededor de -1ϕ representa el límite entre el material suspendido (los clastos) y la matriz.

3.7. Fragmentación de los clastos y origen de la matriz.

En trabajos previos dedicados al entendimiento de los mecanismos de transporte de las avalanchas de escombros diversos autores sugirieron que los bloques del edificio volcánico se fragmentaban durante el transporte resultando a cierta distancia en clastos aislados en una matriz fina (Ui et al., 1986). De igual forma la mayoría de los autores consideraba que las estructuras típicas en rompecabezas de los clastos se formaban debido a las colisiones entre los bloques así como por los choques contra el substrato durante el flujo. Estas observaciones se basaban en análisis sistemáticos de depósitos de avalancha de escombros como los de la Formación Pungarehu, Monte Egmont, Nueva Zelanda (Ui et al., 1986) y la avalancha del Monte Shasta, EEUU (Ui y Glicken, 1986). El depósito de avalancha del Monte Shasta es de un orden de magnitud mayor que el del Monte Egmont, tanto por el parámetro H (distancia alcanzada) como por las dimensiones de los clastos. Sin embargo Ui y Glicken (1986) observaron que ambos depósitos presentaban el mismo grado de fracturamiento (Ui et al., 1986) el cual aumentaba en la dirección del flujo. Con base en estas evidencias los autores concluyeron que el fracturamiento de la masa rocosa y la formación de la facies de matriz ocurría por el progresivo fracturamiento de

las rocas durante el transporte. Sin embargo, estas conclusiones resultan contradictorias ya que si fuera así el depósito del Monte Shasta presentaría un grado de fracturamiento mucho mayor y tendría facies de matriz de mayor volumen que el depósito del Monte Egmont, dado que su alcance fue mucho mayor. Por el contrario resulta evidente que el transporte no influye de manera importante en la ruptura de la masa rocosa sino esto es consecuencia de la dilatación de la roca al momento en que la masa se desprende del edificio volcánico. Glicken (1998) observó que la facies de bloques en el depósito del Monte Santa Elena no presentaba un aumento en el grado de fragmentación en la dirección del flujo, por lo que sugirió que el fracturamiento había sido debido a la dilatación inicial de la masa rocosa al liberarse de la presión litostática presente en el edificio. Sin embargo, Glicken concluyó que la facies de matriz, presente a partir de la constricción *Maratta Creek*, se originó por la disgregación progresiva del material durante el transporte. En este trabajo se ha determinado que la facies de matriz está presente desde los afloramientos cercanos hasta las zonas más lejanas y por lo tanto representa un producto primario de la erupción. En el caso particular del Monte Santa Elena, la componente explosiva del blast y de las explosiones hidrotermales posteriores fueron fundamentales para aumentar el grado de fracturamiento del material deslizante (bloques II y III), dando origen a la facies de matriz presente en la unidad F. Por el contrario, la unidad D no presenta facies de matriz en toda su extensión de 17 km y efectivamente se deslizó antes de que se verificara algún evento explosivo. La interacción de la componente explosiva y los bloques deslizantes pudieron probablemente originar dos procesos:

- 1) Aumento de fracturamiento y dilatación del material deslizante por interacción con las nubes explosivas. En las fotografías del evento se observa como la explosión dirigida se propagó a través del Bloque II, y que el deslizamiento del llamado Bloque III fue acompañado por numerosas explosiones. Se han calculado velocidades supersónicas para la explosión dirigida a

partir de las cuales se liberaron ondas elásticas que se propagaron a través de la masa deslizante provocando mayor fragmentación.

2) Las mismas explosiones facilitaron el desprendimiento de porciones del edificio destruyendo la masa rocosa en fragmentos muy finos y originando corrientes piroclásticas que acompañaron a los bloques deslizantes. Efectivamente, en los afloramientos se observa que la facies de matriz rodea o corona porciones del depósito en facies de bloques. Además, el hecho que la facies de matriz contenga abundante material juvenil (porciones del criptodomo) corrobora la hipótesis de su origen explosivo: si su origen estuviera solamente asociado a la fragmentación progresiva de los bloques (porciones antiguas del edificio volcánico) no contendría materia juvenil. Es importante subrayar que este proceso que se está proponiendo para el caso del Volcán Santa Elena no es válido para avalanchas de escombros no-volcánicas ya que en ese caso existen otros factores que determinan el fracturamiento de la masa durante el transporte, como por ejemplo la elevada alteración hidrotermal del material rocoso. En el capítulo 4 se discutirá con más detalle este tipo de proceso.

3.8. Origen del North Fork Toutle lahar.

Aproximadamente cinco horas después del emplazamiento del depósito de avalancha de escombros, el depósito se saturó en agua en algunas porciones y se removilizó dando origen a un lahar que fluyó siguiendo el drenaje del Río *North Fork Toutle* hasta una distancia de 120 km (Voight et al., 1981).

3.8.1. Características texturales y sedimentológicas.

El North Fork Toutle lahar (NFTL) ha sido descrito detalladamente por Scott (1988), a continuación se reportan sus características texturales y sedimentológicas reportadas en ese trabajo.

El NFTL es un depósito generalmente masivo, con un espesor máximo de 8 m, con clastos de anguloso hasta subredondeados soportados en una matriz arenoso-limosa. El contenido total de arena-limo-arcilla varía desde 62% hasta 88% en peso y el contenido de arcilla es de 3-5% por lo cual el depósito fue inicialmente definido como un flujo de lodo cohesivo. Los componentes principales son fragmentos del edificio volcánico y componentes secundarios erosionados durante el transporte. A lo largo de toda su extensión el depósito presenta una variación gradual de sus características texturales, lo cual es muy evidente en sus parámetros sedimentológicos. Su distribución granulométrica es bimodal la cual cambia a unimodal en las porciones más lejanas. La media granulométrica disminuye con la distancia desde 0.3ϕ hasta 2.3ϕ y la selección mejora, desde 4.4ϕ a 2.9ϕ . La asimetría gráfica pasa de negativa a positiva a lo largo del flujo, evidenciando el incremento de material fino y el cambio a una distribución unimodal. Generalmente presenta una facies de canal, caracterizada por soporte de clastos de diámetro hasta de 20 cm, y gradación normal. Su media granulométrica varía entre -3.1ϕ y 4.5ϕ así como la selección entre 3.1ϕ y 4.5ϕ . Normalmente a la base del depósito se encuentra una capa basal en definida ingles como “*sole layer*”, caracterizada por soporte de granos del tamaño de la arena gruesa, cuya moda granulométrica varía entre 1.4ϕ y -2.1ϕ y la selección entre 3.2ϕ y 4.3ϕ .

3.8.2. Origen.

El NFTL se originó a partir de la removilización del depósito de avalancha de escombros, debido a un proceso de saturación por fluidos presentes en el mismo cuerpo de avalancha de escombros y por la introducción de aguas de los drenajes superficiales. La removilización del depósito ocurrió por un aumento en la presión del agua en los poros del depósito (Janda et al., 1981) ya que cuando la presión artesiana rebasa la fuerza de cohesión de la matriz del depósito, este se

moviliza como un flujo de escombros. Estas características sugieren que el lahar pudo únicamente haber sido derivado de la facies de matriz de la unidad F. En efecto, la facies de matriz está compuestas por material granular fino que al momento del emplazamiento era rico en vapor de agua y fluidos hidrotermales que fueron saturando la masa por condensación gradual. Pruebas de esta hipótesis son las fotografías tomadas unos días después de la erupción en donde se puede observar que las trazas del lahar provienen directamente de las porciones del depósito de avalancha que en este trabajo han sido atribuidas a la Unidad F (Figura 28).

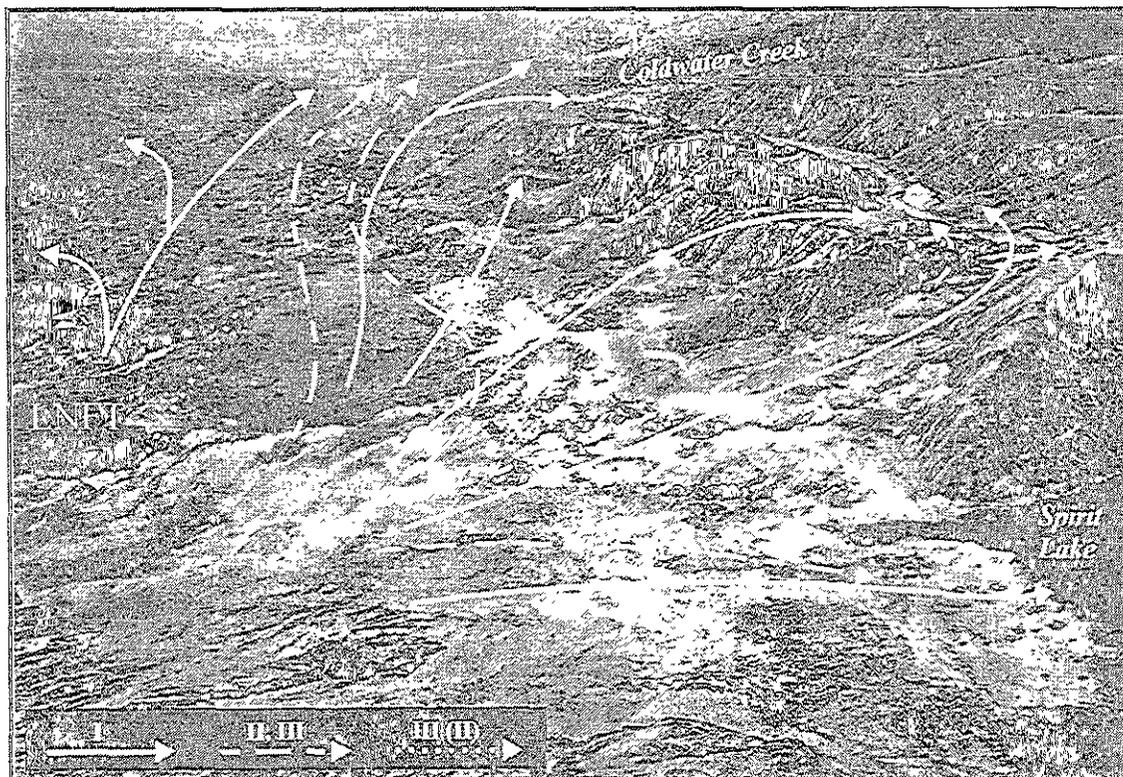


Figura 28. Panorámica del depósito de avalancha de escombros unas horas después de su emplazamiento. Las líneas blancas indican la trayectoria de los bloques según Glicken (1998). La porción negra a la izquierda corresponde con la traza del lahar North Fork Toutle (LNFT), que, como se puede apreciar en la fotografía, se originó a partir de la porción SE del depósito correspondiente a la unidad F.

Considerando que la Unidad D está caracterizada únicamente por la facies de bloques, y que presenta un elevado grado de fracturamiento, la presión del agua podría solamente provocar la apertura de estas fracturas sin que se origine una cohesión suficiente para que la masa se

removilize debido a la falta de material fino. Esta conclusión tiene implicaciones muy importantes. En trabajos anteriores no se le dio importancia al área fuente del NFTL (Glicken, 1998, Scott, 1988). Tampoco se le ha dado relevancia en otros casos, en donde se asienta que los lahares secundarios se originan de las porciones saturadas de los depósitos de avalanchas de escombros (Palmer et al., 1989). Sin embargo, la identificación de las zonas de facies de matriz en un depósito de avalancha es una herramienta útil para definir las zonas potenciales de formación de lahares secundarios así como de las zonas que podrían ser afectadas.

3.9. Discusión: mecanismos de emplazamiento.

Con base en las características texturales y sedimentológicas del depósito de avalancha de escombros producido en el Monte Santa Elena en 1980, se puede concluir que el colapso del edificio volcánico dio origen a dos flujos completamente distintos. El colapso comenzó con el desprendimiento de una parte del edificio volcánico denominado Bloque I por Voight et al. (1981) con una componente puramente gravitacional. El colapso formó una avalancha de escombros que viajó 17 km y emplazó a la Unidad D. El flujo se disgregó rápidamente en bloques más pequeños que se deslizaron a lo largo de los flancos del edificio volcánico hasta ser detenidos por una barrera topográfica (*Maratta Creek*). La masa fue transportada como un cuerpo rígido, tipo *plug flow*, sobre una superficie de corrimiento y de bajo esfuerzos de cizallamiento. Así, el alcance estuvo gobernado principalmente por la resistencia interna a la movilidad del material rocoso (Dade y Huppert, 1998). Al ser transportado como un cuerpo rígido, este bloque sufrió una intensa deformación frágil observada en el depósito por la generación de fallas normales e inversas.

El desprendimiento del Bloque I del cuerpo volcánico originó la descompresión del sistema hidrotermal y la exposición súbita de magma (criptodomo). Este fenómeno provocó una

explosión dirigida denominada *blast* (Voight et al., 1981), seguida por el colapso subsecuente de otros dos bloques deslizantes (Bloques II y III según Voight et al., 1981) y explosiones hidromagmáticas. Estos eventos produjeron una mezcla completa de material la cual originó corrientes piroclásticas de material muy fragmentado que acompañaron el flujo de bloques, viajando hasta una distancia de 29 km y depositando la unidad F. Este flujo debió su elevada movilidad a la componente explosiva y a los fluidos hidrotermales asociados con el magma juvenil del criptodomo. Otros factores que aparentemente influyeron en la movilidad del flujo fueron la introducción de material secundario saturado, vapor de agua y fluidos hidrotermales (Sousa y Voight, 1995). El comportamiento del flujo estuvo fuertemente afectado por los cambios topográficos encontrados en su camino, los que causaron cambios drásticos en su velocidad. El flujo depositó la mayoría del material que transportaba antes del angostamiento del valle del Río *North Fork Toutle* en la constricción conocida como *Maratta Creek*. Después de este sitio, el flujo disminuyó su velocidad gradualmente depositando megaclastos acomodados uno contra el otro originando la morfología tipo cuencas y pilares anteriormente descrita (Figura 18). Finalmente después de la constricción del Elk Point, el flujo, ya más diluido, se esparció sobre la planicie lejana depositando megaclastos rodeados por matriz que constituyen el mayor volumen del depósito (Figura 20).

A pesar de estas variaciones morfológicas y texturales atribuidas a cambios en la velocidad del flujo, no se observaron cambios importantes en los parámetros sedimentológicos con la distancia desde la fuente (Figura 27), por ejemplo, un aumento en la fragmentación del material o el mejoramiento de la selección. Este hecho sugiere que el flujo no cambió su comportamiento durante el transporte en un flujo de escombros cohesivo, probablemente debido al bajo grado de alteración de la masa rocosa que constituía el edificio volcánico.

3.10. Conclusiones.

El colapso ocurrido en 1980 en el Monte Santa Elena dio origen a un depósito de avalancha de escombros constituido por facies de bloques y de matriz. En particular la facies de matriz se formó debido a la componente explosiva del blast y de explosiones hidrotermales que fragmentaron ulteriormente el material deslizante. Solamente después del emplazamiento del depósito se formó un lahar debido a la removilización de sus porciones saturadas en agua. Antes de la ocurrencia del colapso volcánico, el edificio del Monte Santa Elena no presentaba zonas importantes de alteración hidrotermal, probablemente debido a su edad reciente de aproximadamente 40,000 años. La alteración hidrotermal del depósito de avalancha se debió a los abundantes fluidos magmáticos que acompañaron a la intrusión del criptodomo dacítico. Por lo tanto el volcán Santa Elena se encontraba bastante estable antes que el criptodomo deformara su flanco norte en casi 300 m. En el momento del colapso las rocas del cono volcánico estaban relativamente frescas por lo que no se disgregaron durante el transporte como se demostró anteriormente. Solamente a partir de la explosión dirigida el material aumentó su grado de fragmentación debido a las fuertes y continuas explosiones que se propagaban a través del material deslizante. A partir de este flujo de material se emplazó un depósito constituido por clastos y megaclastos suspendidos en una abundante matriz.

Finalmente, fue solamente a partir de las porciones del depósito en facies de matriz que se pudo originar el lahar secundario NFTL por removilización de material saturado en agua.

Con base en esta reconstrucción se pueden hacer las siguientes consideraciones:

1. Las condiciones iniciales de un edificio volcánico determinan el tipo de depósito: en el caso del Santa Elena la pobre alteración del edificio no favoreció la ulterior disgregación del material durante el transporte por lo cual no se verificaron transformaciones laterales de flujo. En otros casos de colapso de edificios volcánicos en donde el edificio volcánico

ha sufrido una fuerte alteración hidrotermal antes de un evento desestabilizador, el material se rompe fácilmente durante el transporte favoreciendo su movilidad y posterior transformación de un flujo granular (avalancha de escombros) a un flujo de escombros. Este punto es muy importante para poder determinar el tipo de depósito y las posibles áreas afectadas en caso del colapso de un edificio volcánico. En el caso de colapsos volcánicos tipo Santa Elena, se puede considerar que un evento futuro podría originar un depósito de avalancha de escombros cuya extensión puede ser modelada utilizando el parámetro H/L, ya que durante su emplazamiento no se transforma directamente en flujos de escombros, por los cuales este parámetro no es indicativo de su movilidad, como se discutirá más adelante (Capítulo 4).

- II. La presencia en un depósito de avalancha de escombros de origen magmático en la facies de matriz (caso del Monte Santa Elena) es indicativa de actividad explosiva asociada al evento. Hasta la fecha, únicamente la presencia de depósitos de oleadas piroclásticas asociados con explosiones tipo "blast" han permitido suponer la ocurrencia de actividad explosiva contemporánea al colapso en depósitos antiguos. Sin embargo, debido a los pequeños espesores de los depósitos que estas nubes pueden dejar, no siempre es fácil su identificación. Por el contrario, es más sencillo reconocer la facies de matriz de un depósito de avalancha de escombros y, como se ha propuesto, esta facies puede ser la consecuencia de la interacción entre una componente explosiva y la masa deslizante. Es sumamente importante determinar la ocurrencia de una etapa explosiva asociada al colapso de un edificio, dado que ese tipo de explosiones dirigidas puede ocasionar daños mayores que el emplazamiento de la avalancha misma. En el caso de la erupción de 1980 del Monte Santa Elena, la explosión dirigida devastó un área casi 10 veces mayor que el depósito de avalancha, originó una nube caliente que viajó con velocidades supersónicas

arrasando con la vegetación y causando inclusive la muerte de vulcanólogos quienes subestimaron la posibilidad de tal evento. Lo anterior es válido para depósitos de avalanchas de origen magmático tipo Bezimianny, en donde la intrusión de un criptodomo causa la inestabilidad del edificio. El hecho de asociar la presencia de la facies de matriz a una componente explosiva podría ser una herramienta útil para poder determinar el origen del colapso. Por ejemplo, el evento ocurrido en el Volcán Nevado de Colima hace 18,500 años (Capítulo 4) ha sido definido como tipo Bezimianny, con base en la presencia de material juvenil en el depósito de avalancha y a un depósito de caída que corona la secuencia (Stoopes y Sheridan, 1992). Sin embargo, no ha sido descrito un depósito de oleada piroclástica posiblemente depositado a partir de una explosión dirigida. Por el contrario, el depósito presenta tanto facies de bloques como facies de matriz, la última posiblemente resultado de la interacción de los bloques deslizantes con una componente explosiva. Entonces, se puede hipotizar que el evento estuvo acompañado por una componente explosiva cuya superficie de devastación probablemente rebasó la superficie afectada por el depósito de avalancha de escombros (la cual se extendió solamente 30 km), sin dejar depósitos de dimensiones importantes. Es importante subrayar que esta hipótesis implica que la explosión fue contemporánea al deslizamiento. Si esta fuera posterior probablemente no se originaría una facies de matriz, como ocurrió para el Bloque I del Monte Santa Elena que se deslizó unos segundos antes que se originara la explosión dirigida. Un posible ejemplo de este tipo de actividad lo representa el caso del Volcán Jocotitlán (Siebe et al., 1993) en donde se ha reconocido un depósito de avalancha de escombros constituido únicamente por facies de bloques, pero en donde se han encontrado evidencias de una actividad explosiva asociada al evento. Sin embargo esta teoría excluye todos los casos de colapsos en donde la debilidad del edificio volcánico

(también en caso de terrenos no volcánicos) esta asociada a una fuerte alteración, ya que estas condiciones iniciales favorecen la disgregación progresiva del material durante el emplazamiento originando una abundante matriz. De este proceso se hablará detalladamente en el Capítulo 4.

- III. Para que un depósito de avalancha de escombros pueda ser removilizado se necesita que el cuerpo esté saturado en agua y que se desarrolle una presión de poro elevada. La saturación del cuerpo puede ocurrir ya sea por condensación de los vapores contenidos en el mismo depósito, por el derretimiento del hielo acarreado durante el deslizamiento o por la introducción de agua vía fuentes externas. En un medio poroso saturado pueden alcanzarse elevadas presiones de poros superiores a la resistencia intergranular del material con la consiguiente removilización del mismo. Este fenómeno ocurre con mayor facilidad en materiales granulares finos (facies de matriz) que en materiales rocosos fracturados (facies de bloques). El primer caso está representado por la formación del lahar *North Fork Toutle* en el Monte Santa Elena a partir de la unidad F en facies de matriz. Por lo tanto, es mucho más factible que solamente la facies de matriz de una avalancha de escombros pueda ser removilizada después de su emplazamiento.

4.1. Resumen

Durante el Pleistoceno Tardío el flanco meridional del volcán Nevado de Toluca colapsó como consecuencia de la intensa alteración hidrotermal y debido a la elevada disección causada por el sistema tectónico regional que afectaba al edificio volcánico. Este evento originó una avalancha de escombros que debido a la presencia de abundante agua entre los poros y al intenso fracturamiento de la masa rocosa antes del deslizamiento rápidamente se transformó en un flujo de escombros cohesivo (depósito Pilcaya). El flujo de escombros Pilcaya viajó 55 km desde la cima del volcán relleno drenajes y depositando una unidad con un espesor máximo de 40 m. Este depósito es masivo, heterolitológico y está soportado por una matriz que contiene hasta 16% de fracción arcillosa. Los parámetros sedimentológicos como la media y la selección generalmente aumentan en dirección del flujo. Poco tiempo después del emplazamiento del depósito Pilcaya, abundantes lluvias y agua del drenaje superficial provocaron la saturación de la porción superior del depósito ocasionando su removilización en forma de dos lahares secundarios. Estos lahares viajaron hasta una distancia de 75 km desde el volcán y originaron el depósito El Mogote. Esta unidad tiene un espesor total de 15 m, es masiva, heterolitológica y está soportada por una matriz (hasta con el 6% de arcilla). La moda granulométrica disminuye con la distancia mientras que la selección aumenta ligeramente en dirección del flujo.

La trayectoria del flujo de los materiales provenientes del colapso del edificio volcánico del Nevado de Toluca (flujo de escombros Pilcaya) estuvo controlada por la paleotopografía de las áreas cercanas. El flujo se desplazó inicialmente a través de una depresión tectónica orientada en dirección NO-SE y lateralmente confinada hasta una distancia de 40 km, para después dispersarse sobre una planicie lejana. La zona de transición corresponde con un cambio en la pendiente

topográfica que varía de 5° a 0.5° . Este brinco topográfico causó una rápida disminución en la velocidad del flujo con un consiguiente incremento en espesor y una disminución en su competencia para transportar bloques grandes. Como resultado, el depósito aumentó rápidamente en espesor de 15 a 40 m y con bloques hasta de 15 m en diámetro que dieron origen a una topografía en montículos.

El colapso del edificio volcánico originó una secuencia de flujos que emplazaron un volumen total de 2.8 km^3 y devastaron un área aproximada de 250 km^2 . En una gráfica de área contra volumen, la magnitud de ambos depósitos resulta comparable con la de otros casos de flujos de escombros cohesivos, tales como el depósito Teteltzingo (Pico de Orizaba) y el Osceola Mudflow (Mount Rainier, EEUU). El depósito Pilcaya representa un nuevo caso de un flujo de escombros transformado a partir del colapso parcial de un edificio volcánico. Un fenómeno de esta naturaleza es capaz de devastar áreas extensas alrededor de un volcán, que podrían ser consideradas seguras por lo que respecta a otros fenómenos volcánicos. Este trabajo presenta también evidencias que hacen necesario considerar las variaciones topográficas en los alrededores de un volcán, con relación a la evaluación de las áreas en peligro por inundación de lahares. Estos cambios topográficos pueden ser responsables de una variación no lineal de la disminución del peligro con la distancia al volcán.

4.2. Introducción

El volcán Nevado de Toluca ($19^\circ 09' \text{N}$; $99^\circ 45' \text{W}$; 4,680 msnm) se encuentra en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (Demant, 1981; Nixon et al., 1987) (Figura 29a). Se trata de un estrato-volcán de composición andesítica-dacítica con afinidad calcalcalina, cuya actividad empezó hace alrededor de 1.6 Ma (Cantagrel et al., 1981). El edificio volcánico se encuentra en

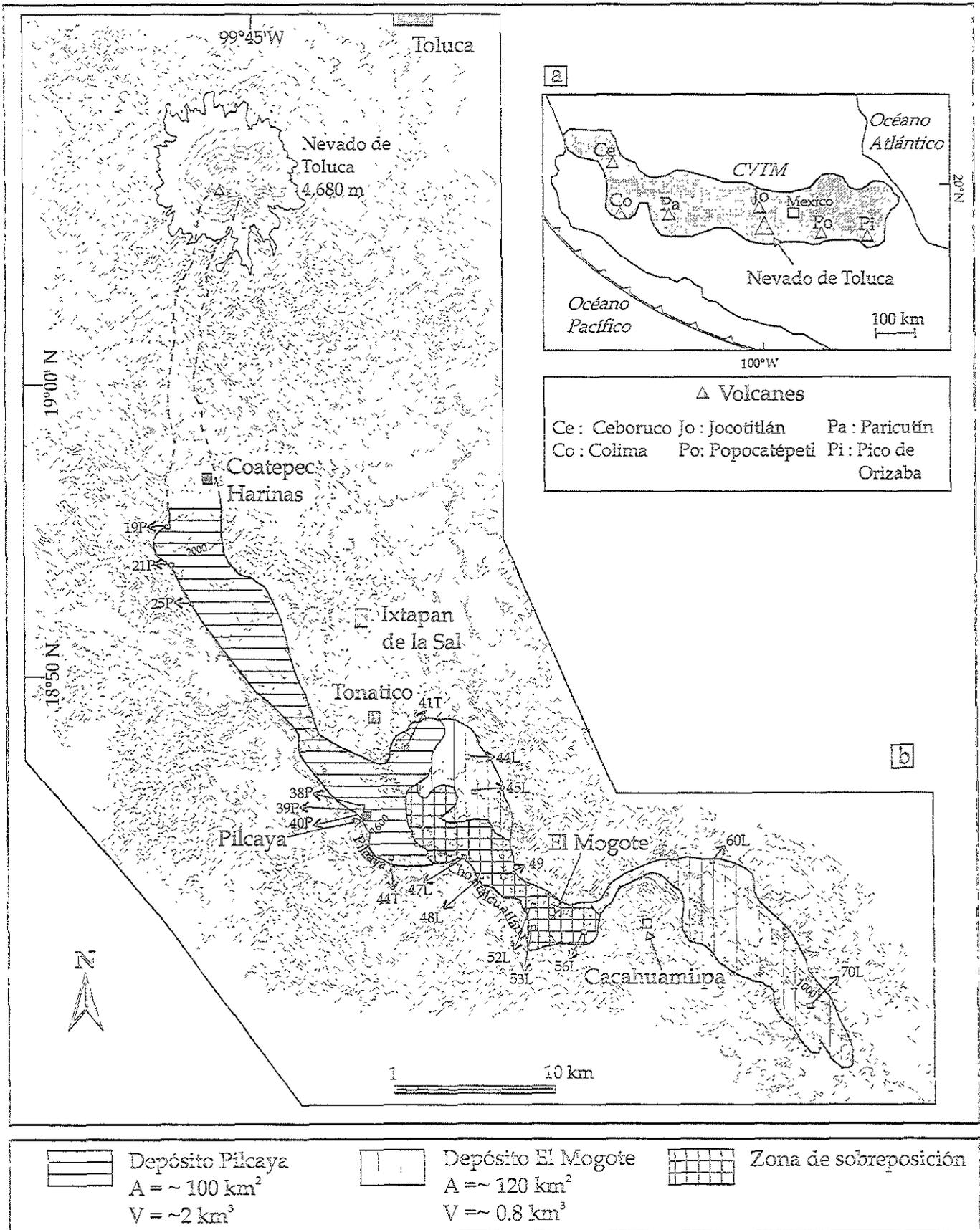


Figura 29. a) Localización del Volcán Nevado de Toluca en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). b) Distribución de los depósitos Pilcaya y El Mogote. Las curvas están a cada 100 m.

la intersección de tres sistemas de fallas regionales, con orientación NNE-SSE (sistema de fallas Taxco-Queretaro), NE-SW (sistema de fallas San Antonio) y E-W (sistema de fallas Tenango) (García-Palomo et al., 2000). El basamento sobre el cual se levanta varía en edad desde el Jurásico Tardío hasta el Mioceno Tardío, y está constituido por rocas de origen volcánico así como de origen sedimentario tanto marino como continental (García-Palomo et al., 2000).

Macías et al. (1997) identificaron dos depósitos de avalancha de escombros originados en el Volcán Nevado de Toluca. En el presente trabajo se analizará el depósito que se originó a partir del colapso más reciente mismo que originó una secuencia constituida por dos depósitos de flujo de escombros cohesivos, aquí denominados Pilcaya y El Mogote.

Con base en el estudio detallado de las características estratigráficas y sedimentológicas del depósito así como de sus variaciones laterales se pretende aportar nuevas ideas sobre el origen del evento y establecer los mecanismos de transporte y emplazamiento de los flujos y sus interacción con la paleo-topografía.

4.3. Trabajos Previos

Cantagrel et al. (1981) determinaron que la actividad volcánica en el Nevado de Toluca comenzó hace 1.6 Ma con la emisión de voluminosos derrames de lavas andesíticas. Esta fase fue interrumpida por una etapa de erosión con la cual se emplazó una secuencia volcanoclástica muy potente en la región sur del Nevado de Toluca. Durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno la actividad explosiva predominó incluyendo dos erupciones de tipo pliniano (Lower and Upper Toluca Pumices, Bloomfield 1974; 1975; Bloomfield and Valastro 1974; 1977; Arce, 1999) intercaladas por lo menos con dos eventos de colapso de domos (Macías et al., 1997).

La mayoría de los trabajos anteriores se ha concentrado en la actividad explosiva que tuvo lugar durante los últimos 40,000 años, sin poner mucha atención a las secuencias volcanoclásticas que

rellenan los drenajes meridionales del volcán así como su significado. Estos depósitos han sido descritos por Cantagrel et al. (1981) como una secuencia conglomerática de edad cercana a 1.5 Ma (utilizando el método de K/Ar). De Cserna y Fries (1981) denominaron a esta secuencia como la Formación Chontalcoatlán constituida por conglomerados, lahares y depósitos lacustres con un espesor total de 100 a 150 m. Con base en relaciones estratigráficas estos autores determinan una edad de Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano, la cual resulta concordante con la edad propuesta por Cantagrel et al. (1981).

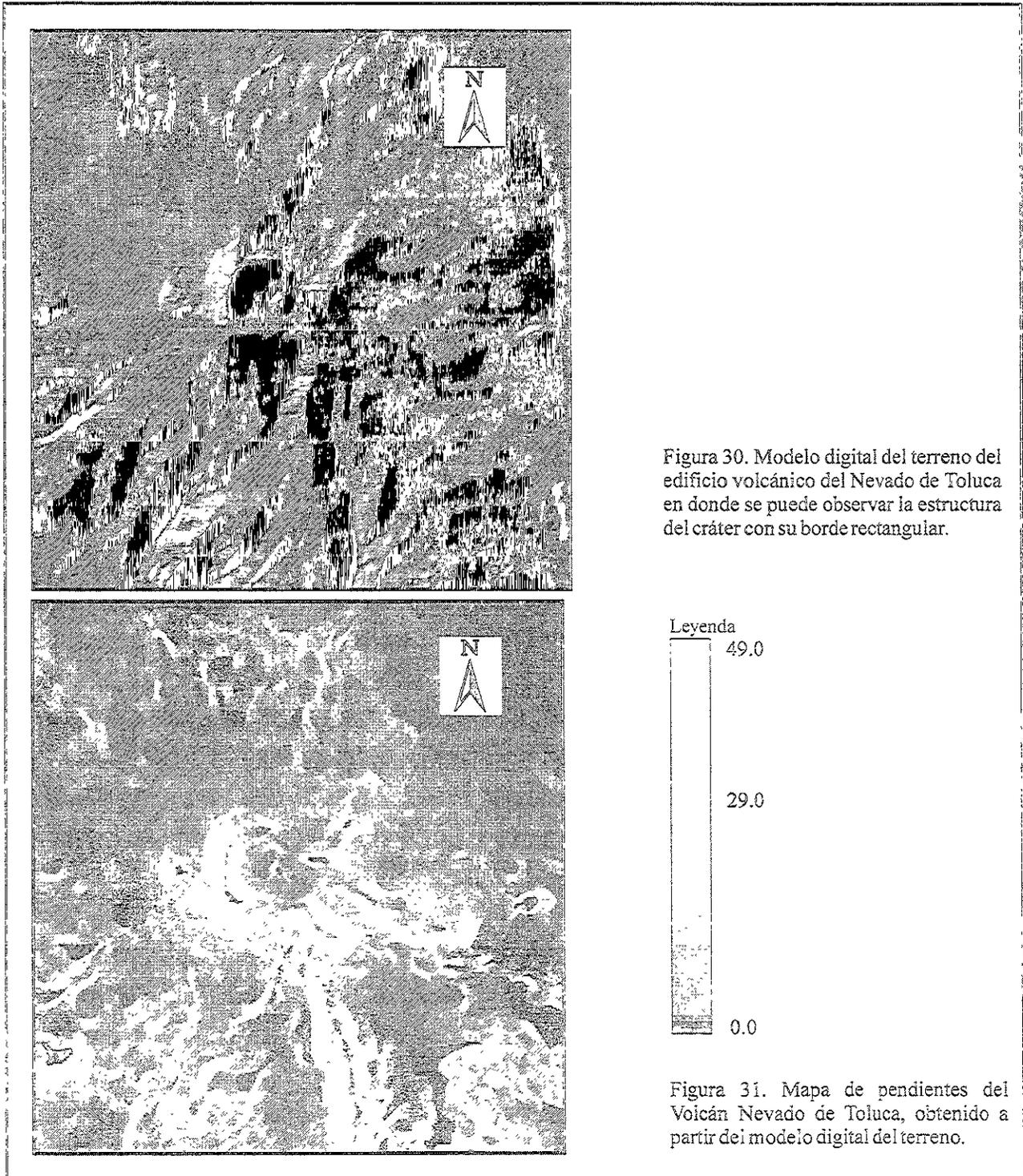
Macías y otros (1997) distinguen en esta Formación dos partes principales: una unidad inferior conglomerática con espesor de hasta 100 m, y una unidad superior compuesta por dos depósitos distintos de avalancha de escombros separados por un paleosuelo y con un espesor total de hasta 15 m. Los autores proponen que estos depósitos son el resultado del colapso parcial del flanco meridional del Volcán Nevado de Toluca, los cuales se extendieron hasta una distancia de 45 km hasta los alrededores del poblado de Ixtapan de la Sal (Edo. de México).

En la bibliografía existente no se encuentra mayor información sobre estos depósitos de avalancha de escombros ni de sus características texturales y sedimentológicas. En el presente trabajo se tratará con detalle el depósito asociado al evento de colapso más reciente. Debido a que el depósito más antiguo aflora sólo en dos localidades es muy difícil poder llevar a cabo un estudio detallado por lo que no se incluye en este trabajo.

4.4. Morfología del área fuente

En la actualidad el edificio del Nevado de Toluca presenta un cráter muy disectado ocupado por un cono dacítico (El Ombligo) que separa dos pequeños lagos (El Sol y La Luna). En el modelo digital del terreno se puede apreciar que el cráter está alargado en dirección E-O con un margen casi rectangular (Figura 30). En el mapa de pendientes (Figura 31) se puede observar que el

sector sur del volcán presenta las pendientes topográficas mayores, hasta un 80%, mientras que las pendientes en el flanco norte disminuyen gradualmente formando un abanico muy regular.



En el modelo tridimensional del terreno no es visible un cráter en forma de herradura que podría indicar un colapso del edificio volcánico en su porción sur, pero se pueden apreciar dos escarpes circulares en los flancos E y N, mismos que están relacionados con la actividad glacial de los últimos 65,000 años (Heine, 1986). Sin embargo, la evidencia morfológica de un colapso del edificio pudo haber sido borrada por la más reciente actividad explosiva que caracterizó al Nevado de Toluca durante sus últimos 40,000 años (Macías et al., 1997).

4.5. Distribución de los depósitos.

El análisis de imágenes de satélite y fotografías aéreas así como observaciones de campo indican que la distribución de los depósitos estudiados está limitada al sector sur del Volcán Nevado de Toluca (Figuras 29 y 32). El estudio estratigráfico permite establecer que el depósito de flujo de escombros aquí denominado Pilcaya se extiende hasta una distancia de 55 km del cráter. Este depósito está coronado por una secuencia de lahar denominada El Mogote, distribuida desde 55 hasta 75 km de distancia del edificio volcánico.

El depósito Pilcaya rellena en la zona próxima una depresión tectónica orientada NO-SE (García-Palomo et al., 2000) y en la planicie distal cubre directamente a las calizas cretácicas de la Formación Morelos (Bonet, 1971). La depresión tectónica presenta un gradiente topográfico de 5° que rápidamente cambia a una ligera pendiente de 0.5° en la planicie lejana. En el modelo digital del terreno (Figura 33) se observan claramente los cambios morfológicos que, como se tratará más adelante, influyeron en el comportamiento de los flujos. Con base en estas características morfológicas el área ha sido subdividida en tres zonas principales (Figura 34): a) próxima, que comprende la depresión tectónica (graben de Coatepec García-Palomo et al., 2000) hasta 40 km del edificio, b) transicional, zona de cambio de pendiente de 5° a 0.5° con un ancho

de 4 km, y c) lejana, la cual corresponde con la planicie que se extiende desde la zona de transición hasta los 75 km.

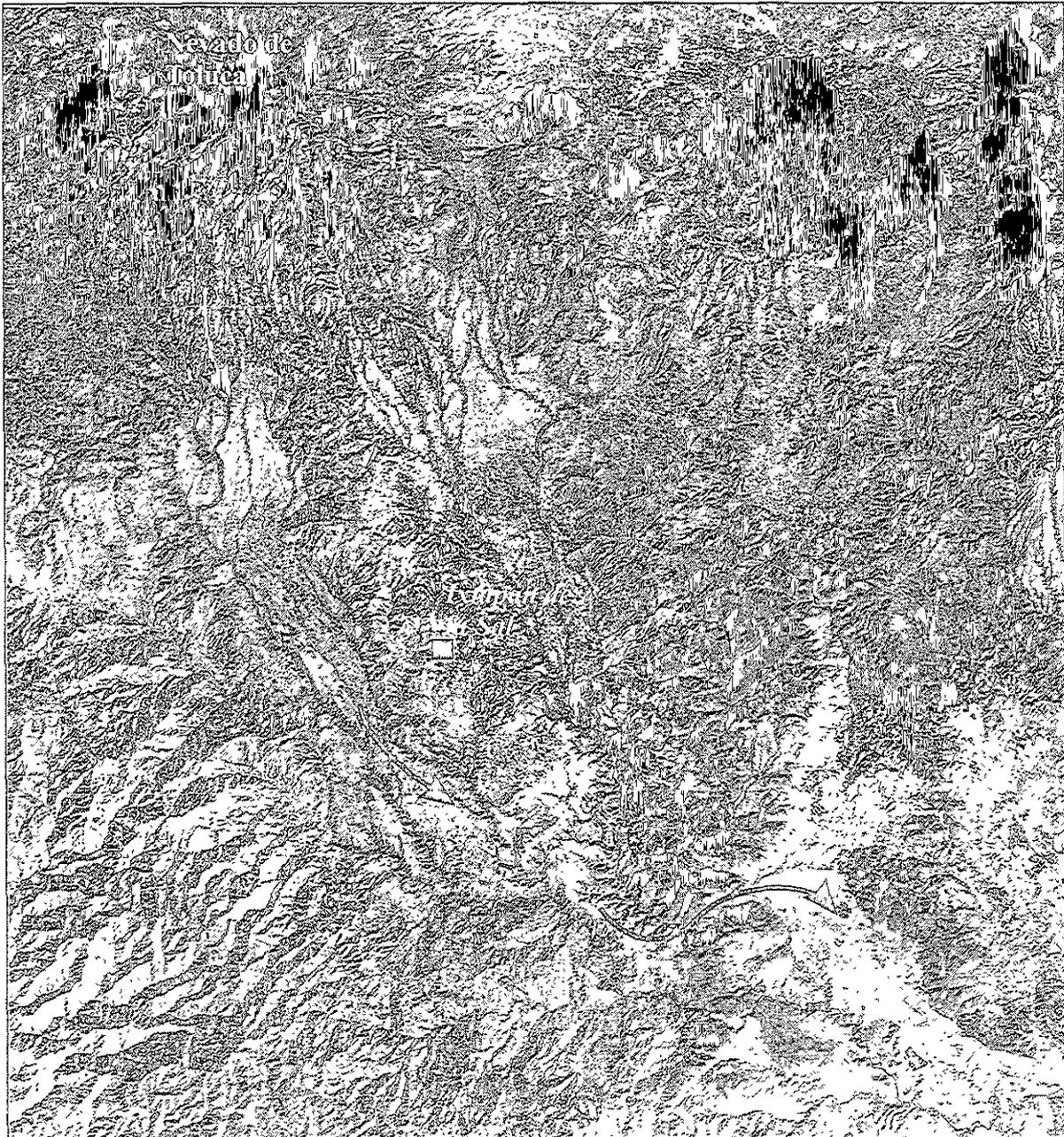


Figura 32. Imagen de satélite del Volcán Nevado de Toluca (TM, bandas 1,2,3,4,5 y 7) y del sector meridional en donde se muestra la trayectoria seguida por la secuencia de flujos de escombros (las flechas negras indican la dirección del flujo).

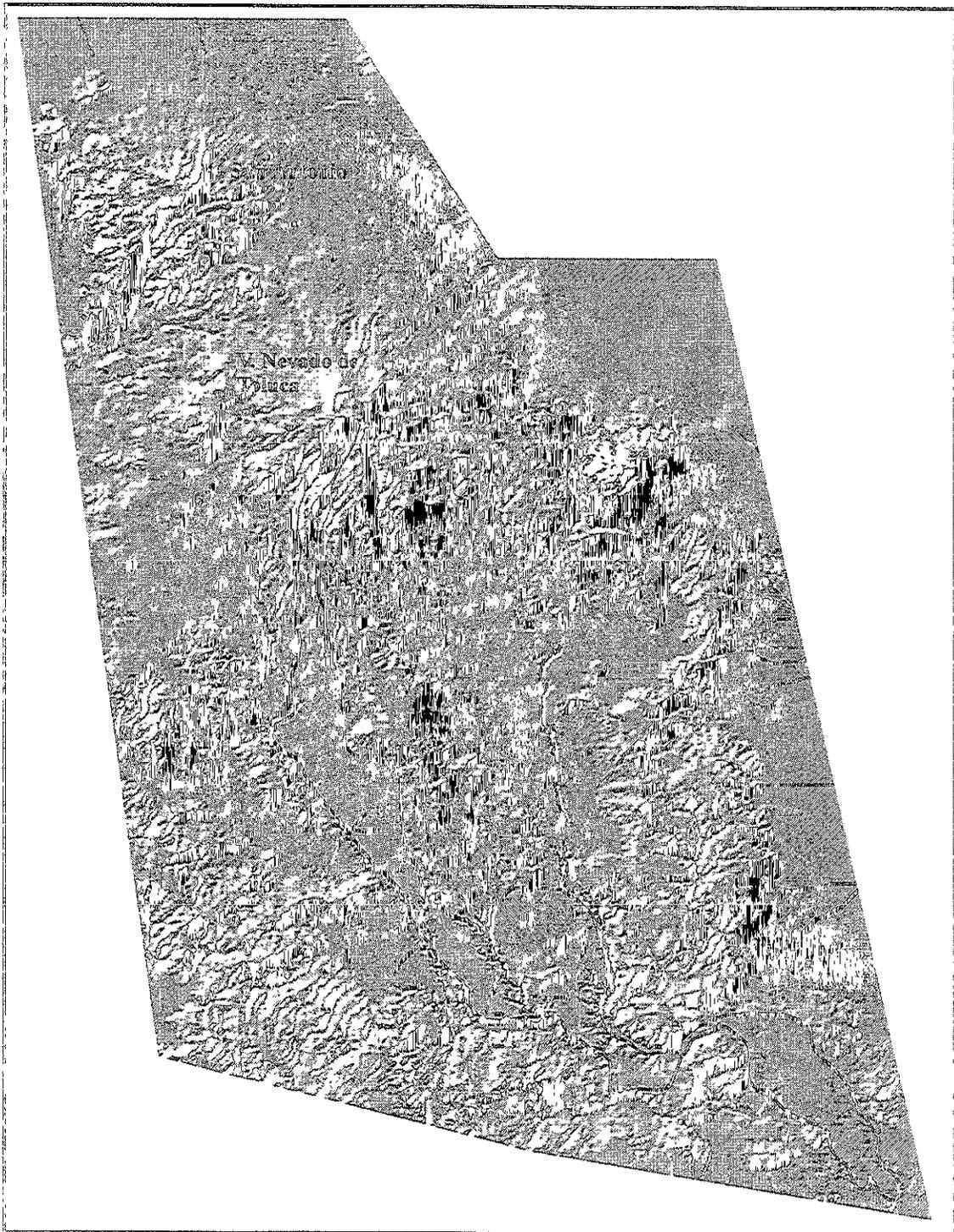


Figura 33. Modelo topográfico tridimensional del Volcán Nevado de Toluca y del sector meridional hacia donde se emplazaron los flujos Pilcaya y El Mogote, rellenando la depresión orientada NO-SE. La línea negra continua muestra la distribución de los depósitos.

4.6. Relaciones estratigráficas.

En la zona próxima (Figura 34) el depósito Pilcaya cubre a la Formación Tepoztlán que consiste de una secuencia conglomerática del Mioceno Temprano (Fries, 1960; García-Palomo, 2000) y la Formación Tilzapotla, compuesta por una secuencia de lavas riolíticas y flujos piroclásticos del Oligoceno Temprano (Fries, 1960). A su vez el depósito Pilcaya está cubierto por un paleosuelo rojizo de hasta 1 m de espesor y por un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza fechado en ~ 37,000 años por Macías et al. (1997). En la zona distal el depósito cubre los esquistos verdes de la Formación Ixtapan-Teloloapan del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Campa et al., 1974), la secuencia conglomerático-lacustre de la Formación Balsas del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano y las calizas dolomíticas de la Formación Morelos del Albiano (Bonet, 1971).

4.7. El depósito de flujo de escombros Pilcaya

El depósito Pilcaya aflora a partir de los 20 km del edificio volcánico con un espesor de hasta 6 m (secciones 19P y 21P, Figura 35). Las mejores exposiciones se encuentran en las barrancas de los ríos Pilcaya y Chontalcuatlán donde el depósito forma la porción superior de una terraza bien definida (Figura 36). El depósito cubre un área de aproximadamente 100 km² con un espesor promedio de 20 m con lo cual se calcula un volumen de 2 km³. Ningún depósito piroclástico (e.g. oleadas piroclásticas, flujos o caída) se ha encontrado directamente asociado con el depósito Pilcaya.

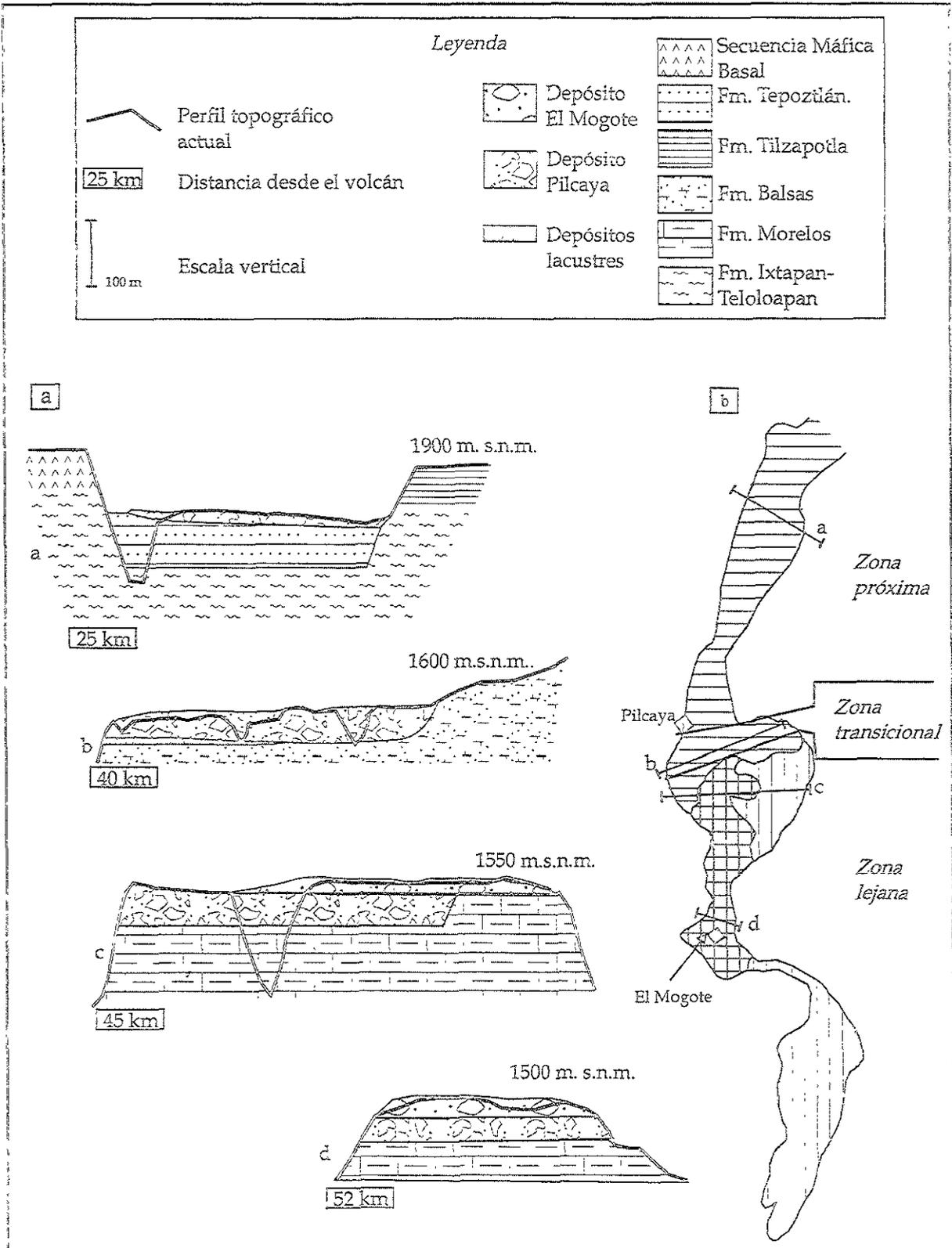


Figura 34. a) Perfiles topográficos a lo largo de la barranca del Río Chontaucuatián en donde se observa el basamento sobre el cual descansa la secuencia de los depósitos Pilcaya y El Mogote. b) Zonificación areal de los depósitos.

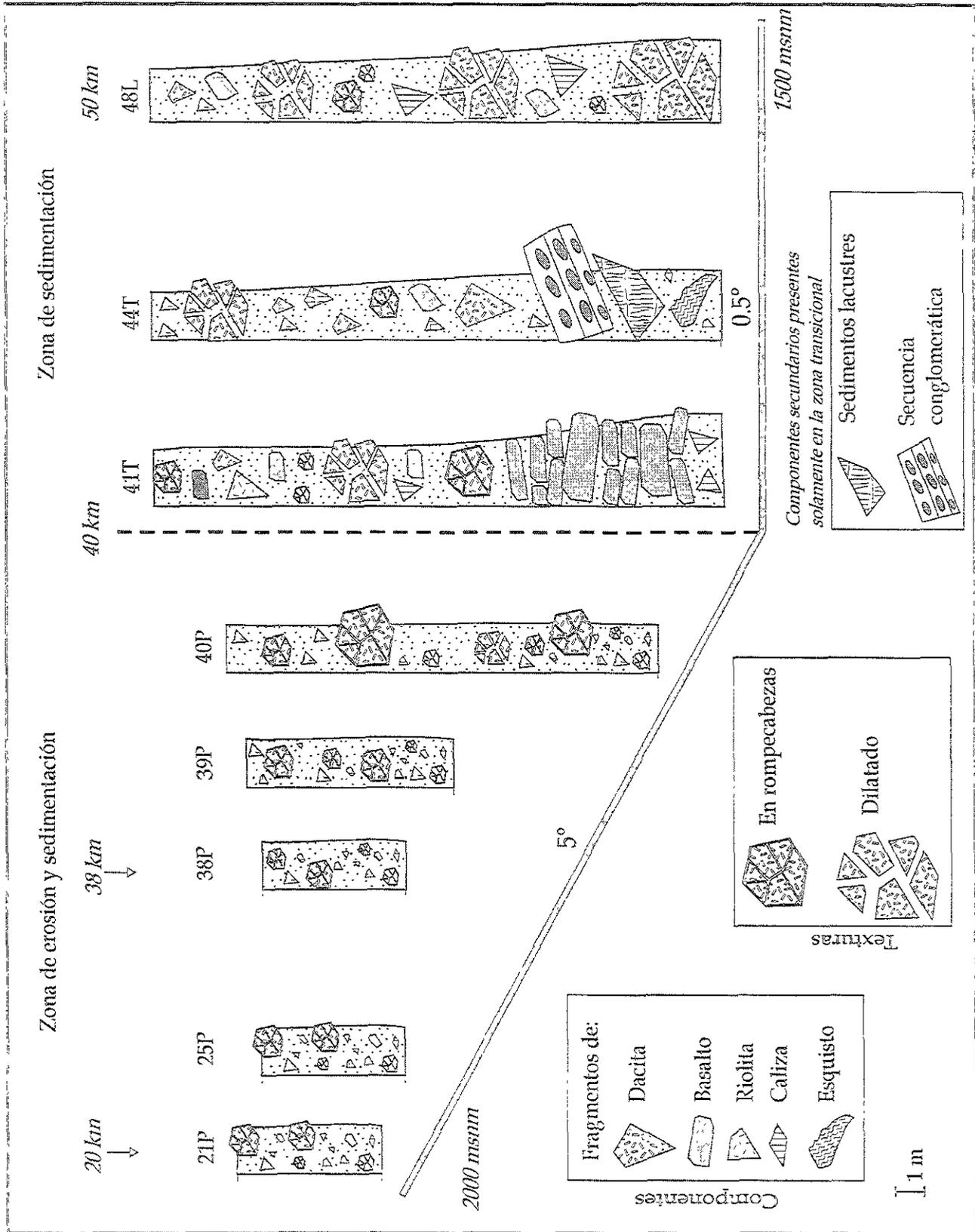


Figura 35. Correlación estratigráfica de secciones selectas del depósito Pilcaya. Obsérvese el incremento de espesor en correspondencia con el cambio en la pendiente topográfica.

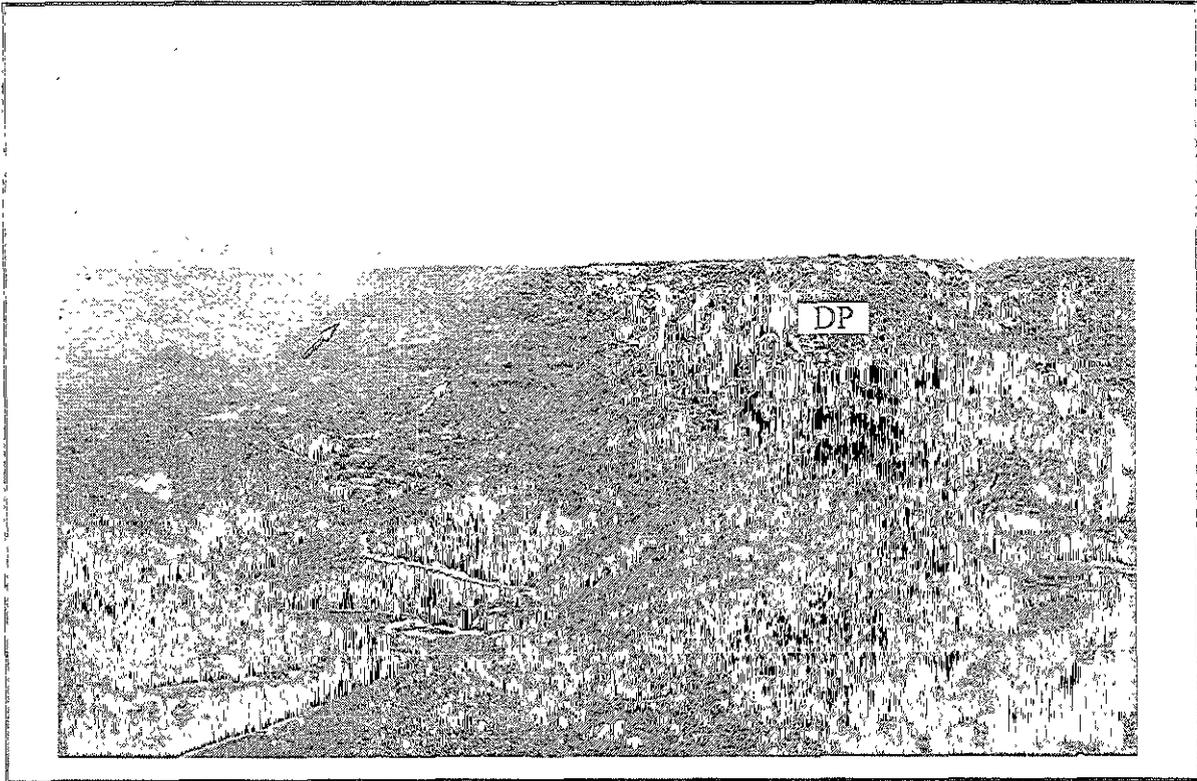


Figura 36. Fotografía panorámica de la barranca del Río Chontalcuatlán. Las flechas indican la base del depósito Pilcaya (DP) que constituye las porciones superiores de las terrazas.

4.7.1. Características texturales.

El depósito Pilcaya es gris claro, masivo, heterolitológico, y con soporte de matriz. Su contacto basal es plano y erosivo sobre las unidades inferiores. A lo largo de toda su extensión no se observan cambios macroscópicos en su textura. En la zona proximal se encuentran clastos con estructura en rompecabezas que en algunos casos son reconocibles hasta en los afloramientos más distales. Solo los clastos que provienen del edificio volcánico presentan esta estructura particular. La alteración hidrotermal dentro del depósito afecta tanto a los clastos como a porciones de la matriz, y es más evidente en las porciones proximales del depósito.

El depósito aumenta rápidamente de espesor (de 15 hasta 40 m) en la zona transicional. En esta zona los clastos más grandes (hasta 15 m) afloran en los márgenes del depósito originando una morfología en montículos. Estos están constituidos por un megaclasto en el núcleo rodeado por

una matriz heterolítica. El depósito presenta típicamente una incipiente litificación y grandes cavidades debido a erosión diferencial (Figura 37).

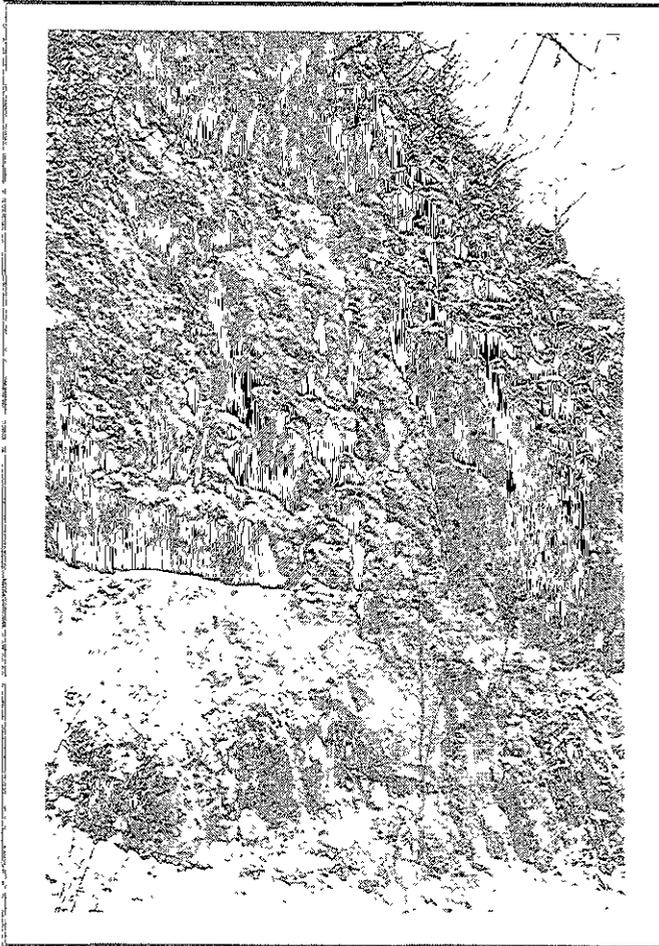


Figura 37. Depósito Pilcaya. En este afloramiento se pueden observar las cavidades causadas por la erosión diferencial típica del depósito.

4.7.2. Componentes

El depósito contiene fragmentos provenientes del edificio volcánico de composición andesítico-dacítica y fragmentos del basamento local (componentes secundarios). No ha sido observado material juvenil como material vesiculado y con textura de corteza de pan. Los componentes secundarios incluyen fragmentos de basaltos y andesitas de la Secuencia Máfica Basal (Macías et al., 1997; García-Palomo, 1999), lacustres y conglomerado de las formaciones Tepoztlán, Riolita Tilzapotla, calizas de la Formación Morelos y esquistos de la Secuencia Ixtapan-Teloloapán. La proporción de estos fragmentos secundarios dentro del depósito varía de acuerdo al tipo de

substrato expuesto localmente. Basaltos, esquistos y riolitas caracterizan la zona próxima, lacustres y conglomerados la zona transicional y calizas son típicas de la zona lejana.

4.7.2.1. Composición de la fracción arcillosa.

La determinación de la composición y origen de la fracción arcillosa es útil para poder inferir el origen del evento (Crandell, 1971, Carrasco-Núñez et al., 1993). Con este propósito se procesaron cuatro muestras representativas del depósito con la metodología descrita en la introducción del presente trabajo.

En la Tabla 2 se enlistan los distintos minerales arcillosos reconocidos en las láminas analizadas. Como se puede observar todas las muestras presentan una composición bastante constante, en donde predomina la asociación kaolinita (Halloysita-7Å) – Illita – Cristobalita. Este tipo de asociación mineralógica es típica de alteración hidrotermal en ambiente volcánico ácido (<100°C) (Heiken y Wolhertz, 1992). El hecho de que esta asociación sea muy constante y homogénea en todo el depósito, sugiere que estos componentes ya estaban presentes desde la formación del flujo de escombros, esto es, en la porción del edificio volcánico que cedió al colapso. Por lo tanto, es muy probable que antes de su colapso, el edificio del Nevado de Toluca haya tenido una prolongada alteración hidrotermal. La paragénesis mineralógica encontrada es muy similar a las composiciones reportadas en otros depósitos de flujos de escombros cohesivos (e.g. lahar Teteizingo, Pico de Orizaba, flujo de lodo Osceola, Monte Rainier, EEJU), en donde predominan minerales arcillosos como esmectita, illita, kaolinita asociados a cristobalita, cuarzo y feldespato (Tabla 2). En los dos casos antes citados, el origen de los minerales arcillosos ha sido asociado a la acción de un sistema volcánico hidrotermal, la abundante circulación de agua y la erosión de las rocas por la presencia de un casquete glacial, procesos responsables de la alteración del edificio volcánico.

Tabla 2. Composición mineralógica de la fracción arcillosa encontrada en la matriz del depósito Pilcaya y de otros depósitos de flujo de escombros cohesivos.

Depósito	K	Il	Es	Cr	Feld	Qz	REF
NEVADO DE TOLUCA, depósito PILCAYA							
19P	X	X		X	X		Et
21P	X				X		Et
38P	X		X	X	X		Et
48L	X			X	X		Et
Tetelzingo	X		X	X	X	X	1
Osceola	X	X	X	X		X	2
Paradise	X		X	X			2

K: Kaolinita; Il: Illita; Es: Esmectita; Cr: Cristobalita;
 Feld: Feidespato; Qz: Cuarzo.
 Et: Este trabajo; 1: Carrasco-Núñez et al., 1993;
 2: Crandell, 1971.

4.7.3. Características sedimentológicas.

Se analizaron 20 muestras del depósito Pilcaya utilizando la metodología descrita en la introducción para obtener el rango granulométrico desde -8 phi hasta +9 phi. La suma del porcentaje total de las fracciones arena-limo-arcilla varia desde 43% hasta 67% con un promedio de 50% (Tabla 3). La matriz es generalmente arenosa (hasta 88%). El contenido en arcilla alcanza el 16% para las muestras próximas (19P, 24P, 25P) con un promedio de 6%, aunque en las porciones más lejanas corresponde sólo al 1%. De acuerdo con estas proporciones de arcilla el depósito Pilcaya puede clasificarse como un lahar cohesivo (arcilla > 3%, Scott et al., 1995). Es importante hacer notar que el contenido de arena aumenta de las secciones próximas a las lejanas (Figura 38). Esta variación no es gradual ya que entre las secciones 40P y 41T se observa un decremento importante de hasta un 20% en la fracción del lodo (limo + arcilla).

Tabla3. Parámetros sedimentológicos del depósito Pilcaya.

Muestra	L	D	T	H	G:A:L:AR (100%)	A:L:AR (100%)	M _d	M _z	σ_c	σ_t	Sk _c	Sk _t	Kg
19P	P	19	3.5	1 ^a	31.7:41.9:19.4:7	61.3:28.4:10.2	2.35	2.4	4.37	4.81	0.017	0.067	0.960
21P	P	21	3.5	1 ^a	42.1:31.4:17.1:9.3	54.3:29.6:16.1	1.5	1.5	5.9	5.28	0	0.052	0.721
25P	P	25	5	1 ^a	42.4:42.3:11.7:3.7	73.4:20.3:6.4	1	0.82	3.97	4.11	-0.069	-0.013	1.007
38P	P	38.5	4.5	1 ^a	60.8:29.3:7.7:2.2	74.8:19.6:5.6	0.8	0.07	3.45	3.71	-0.32	-0.19	1.130
39PL	P	39	10	1 ^a	46.3:40:11.9:1.9	74.3:22.2:3.5	0.5	0.55	4.07	3.95	0.018	0.041	0.801
39PU	P	39	10	1 ^b	52.4:28.4:16.4:2.8	59.7:34.5:5.8	0.2	0.85	4.82	4.43	0.202	0.187	0.796
40P	P	40	5	1 ^a	46.2:37.6:13.2:3	69.9:24.5:5.5	0.5	0.67	4.5	4.32	0.056	0.097	0.839
41TL	T	41	15	1 ^a	41.2:52.6:3:0.5	88.4:10.7:0.9	1.25	0.68	3.6	3.45	-0.236	-0.228	0.835
41TU	T	41	15	1 ^b	50:40.8:8.5:0.7	81.6:17:1.4	0.1	0.37	3.75	3.60	0.107	0.071	0.779
44T	T	44	20	1 ^a	51.1:42.6:4:0.5	86:13.1:0.9	0	-0.25	3.77	3.55	-0.099	-0.049	0.791
48L	D	48.6	20	1 ^a	65.2:28.9:5.4:0.5	83.1:15.5:1.4	-1.3	-1.1	3.5	3.37	0.086	0.150	0.877
53L	D	53	15	1 ^a	51.1:37.4:10:1.5	76.5:20.4:3.04	0	0.28	3.77	3.63	0.113	0.165	0.924

L: Localización: Próxima (P), Transicional (T) y Lejana (L).

D: Distancia desde el edificio (km).

T: Espesor de la sección (m).

H: Posición del muestreo (m). a: desde la base. b: desde la cima.

G: Grava; A: Arena; L: Limo; AR: arcilla.

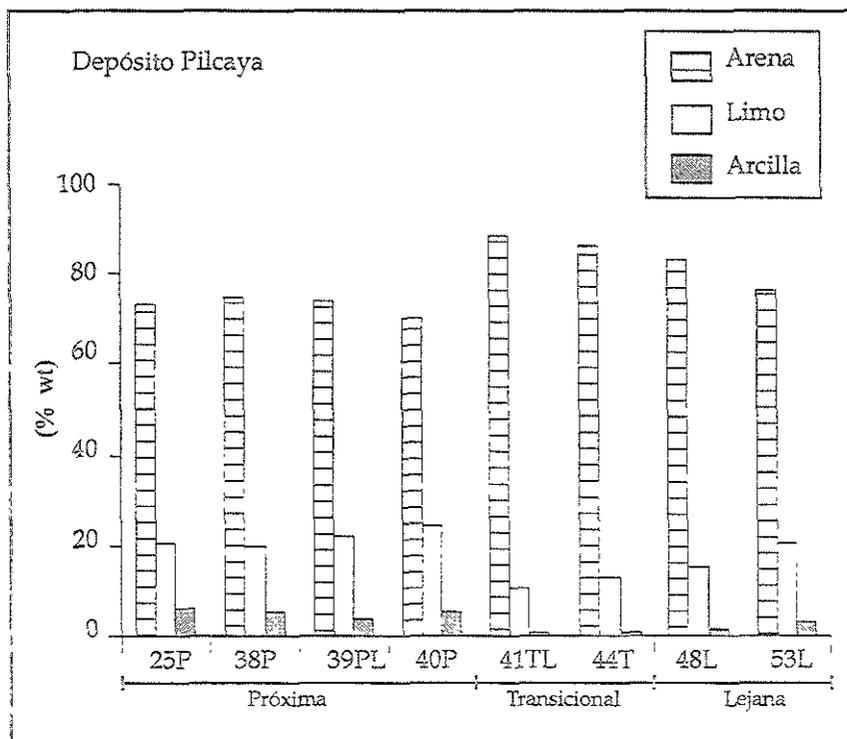


Figura 38. Histogramas de las fracciones arena-limo-arcilla para el depósito Pilcaya en donde se nota el incremento de la fracción arenosa pasando de la zona próxima a la zona transicional.

La mayoría de las muestras presenta una distribución bimodal con nodos entre -2ϕ y -3ϕ (4-8 mm) que cambia a unimodal para las muestras más lejanas (Figura 39).

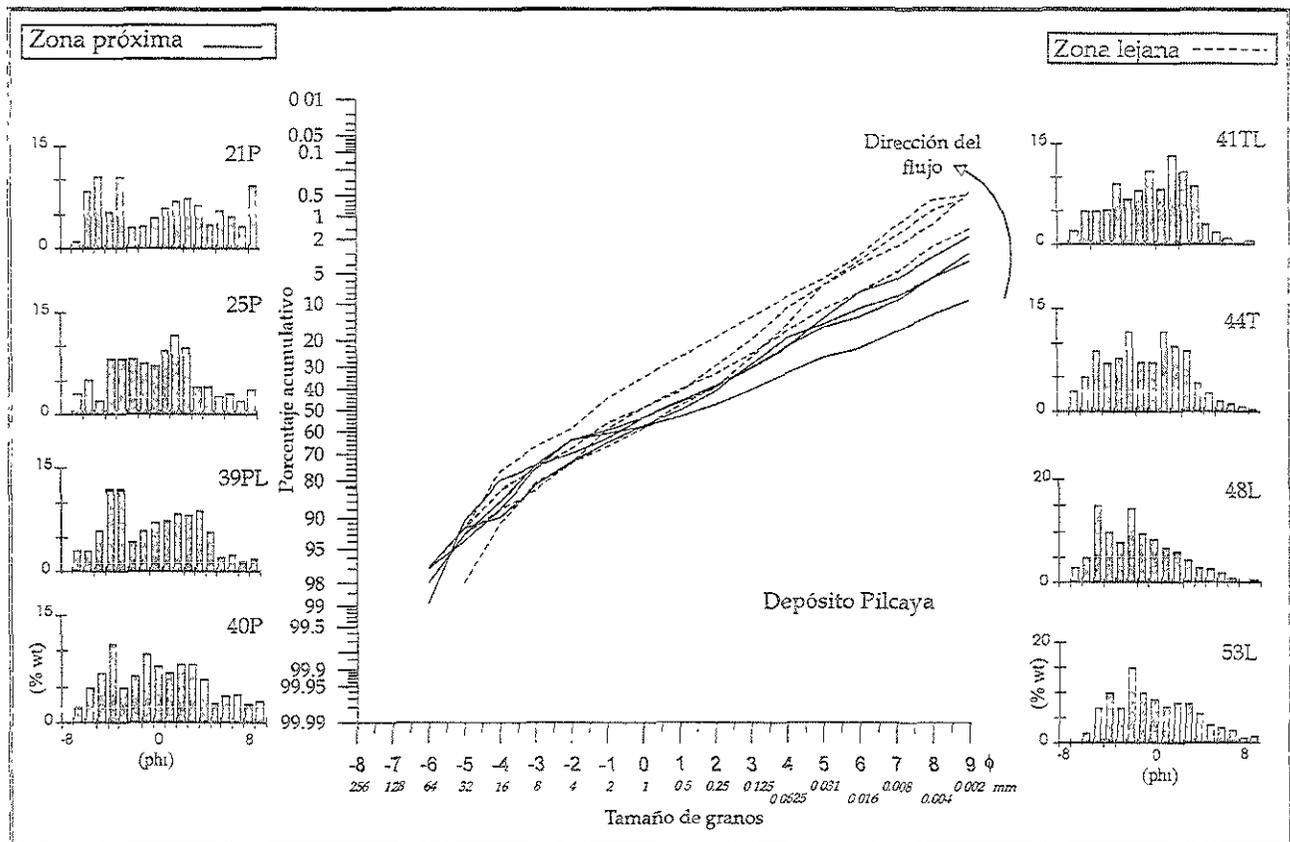


Figura 39. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de los pesos para diferentes muestras del depósito Pilcaya.

La selección del depósito (σ_i) mejora desde 5.9ϕ hasta 3ϕ en dirección del flujo. De igual manera la moda (M_z) aumenta desde 1.5ϕ hasta un máximo de -1.1ϕ para la muestra 48LD (Figura 40). En el límite entre las zonas próxima y transicional ambos parámetros disminuyen para aumentar nuevamente hacia la zona lejana (Figura 40). Esta variación se puede también

notar en el incremento del parámetro Sk_G hasta 0 para las muestras 39PL y 40P, lo que significa un exceso de material fino.

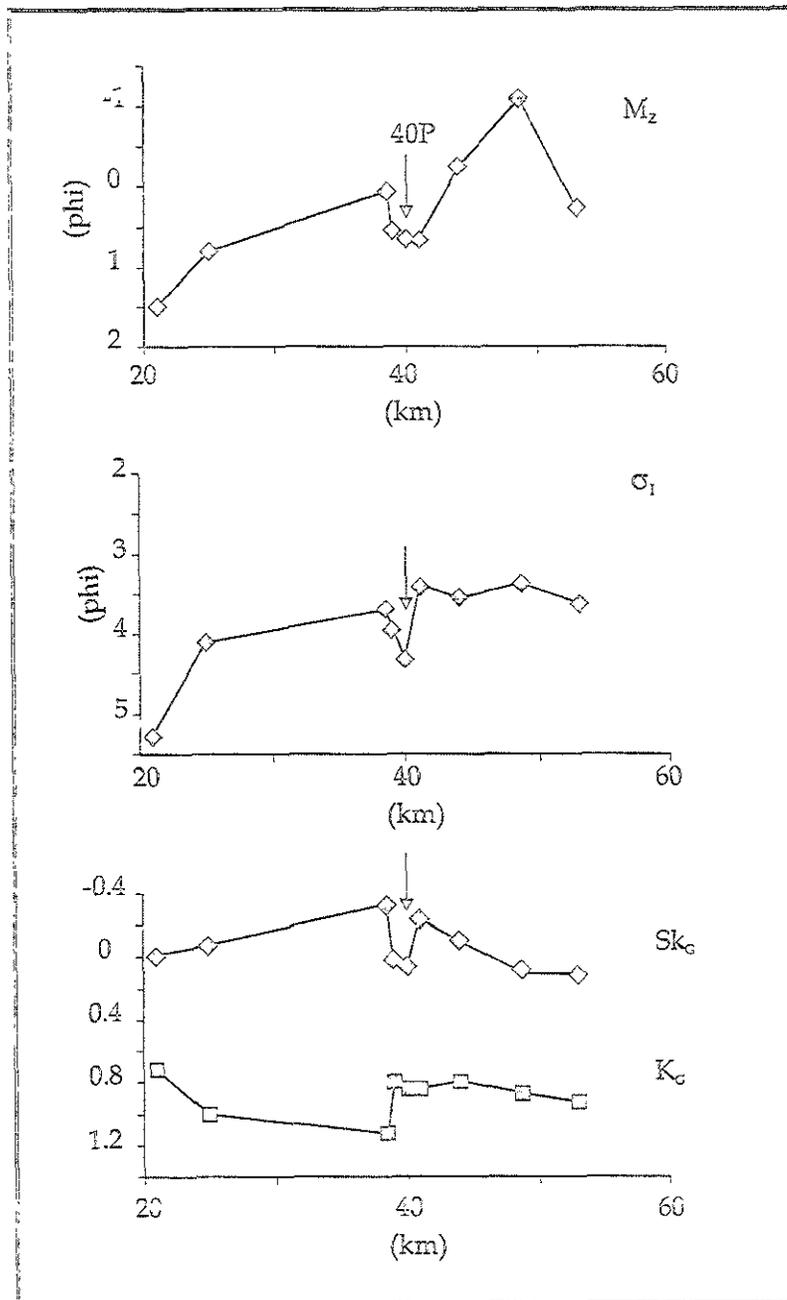


Figura 40. Gráficas de la variación de los parámetros granulométricos del depósito Pilcaya con la distancia.

Muestras tomadas en la base y techo de un mismo afloramiento muestran simultáneamente un incremento hacia la cima en la fracción de lodo hasta de 15%, y un decremento de hasta un 20%

de la fracción de arena. Ambas condiciones reflejan una gradación normal del depósito (Figura 41).

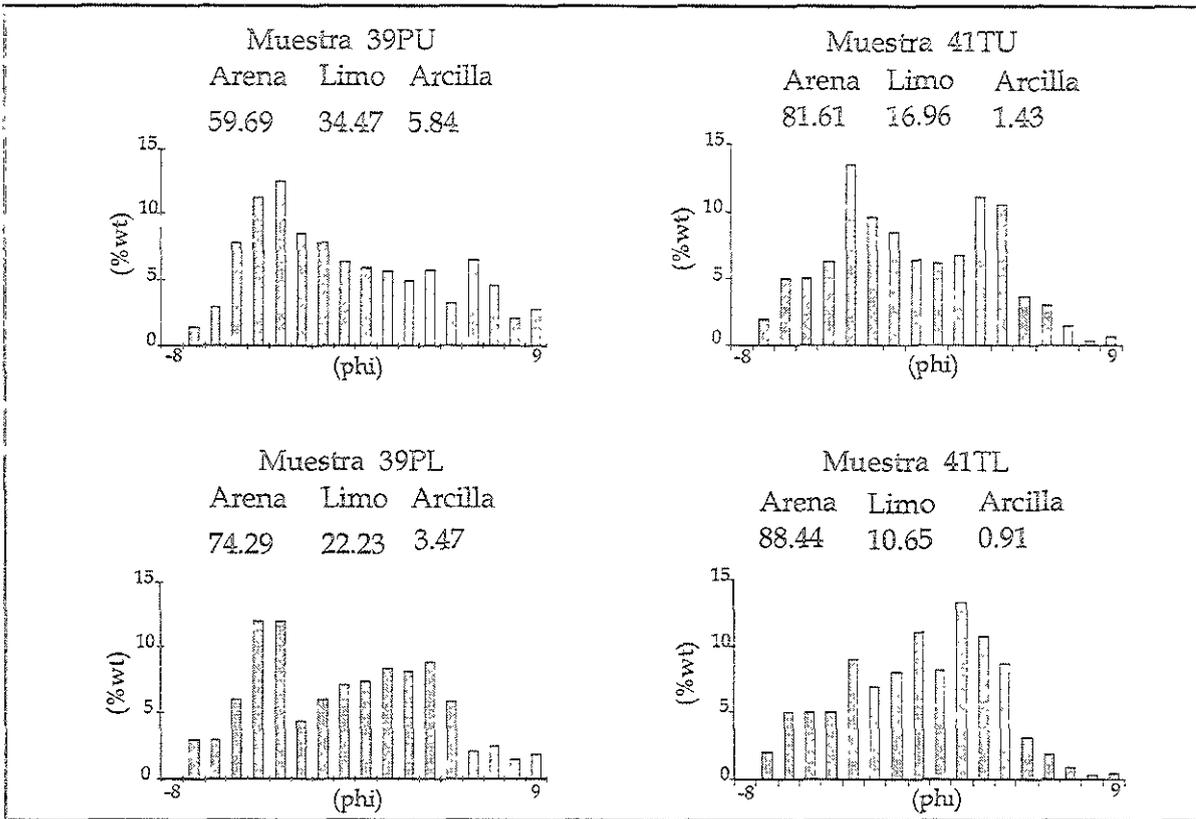


Figura 41. Histogramas granulométricos de muestras tomadas en la base y en la parte superior de dos secciones distintas del depósito Pilcaya.

4.8. El depósito de flujo de escombros El Mogote.

El depósito El Mogote aflora a partir de los 42 km y hasta 75 km desde la cima del Volcán Nevado de Toluca (Figura 29). Sus mejores afloramientos se encuentran cerca del poblado El Mogote donde el depósito alcanza su mayor espesor de 15 m. Cubre un área de aproximadamente 120 km² con un volumen de 0.8 km³. El depósito El Mogote corona el depósito Pilcaya con un contacto plano, visible en la sección 38P (Figura 42).

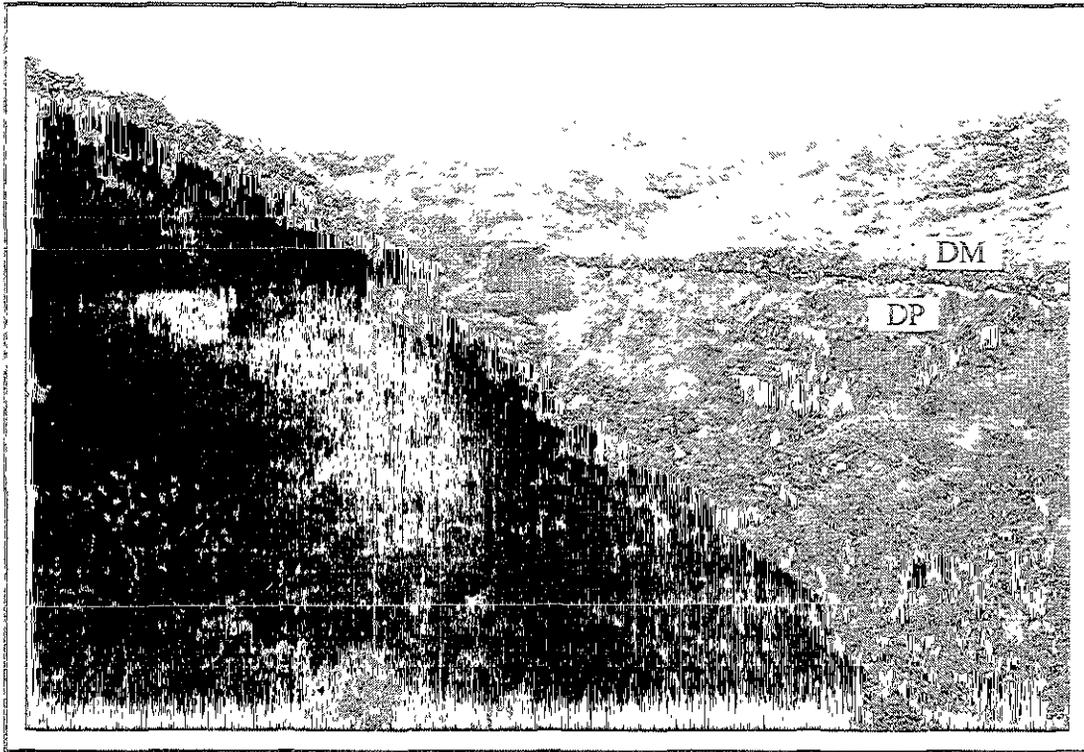


Figura 42. Secuencia de los depósitos Pilcaya (DP) y El Mogote (MD). En la fotografía se observa el contacto plano entre las dos unidades (sitio 49).

4.8.1. Características texturales.

El depósito El Mogote incluye dos unidades distintas y presenta una morfología superficial plana (Figura 43). La unidad inferior se acuña lateralmente a una distancia de 53 km desde el edificio volcánico mientras que la unidad superior presenta un espesor casi constante a lo largo de toda su extensión. Ambas unidades son de color café, masivas, heterolíticas, y con soporte de matriz (Figura 44), ambas mantienen estas características texturales a lo largo de toda su extensión. El depósito contiene bloques de hasta 1 m de diámetro que en ocasiones todavía presentan estructura tipo rompecabezas.

4.8.2. Componentes.

El depósito El Mogote contiene los mismos componentes descritos para el depósito Pilcaya a excepción de los fragmentos de lacustres y conglomerados de la Formación Tepoztlán.

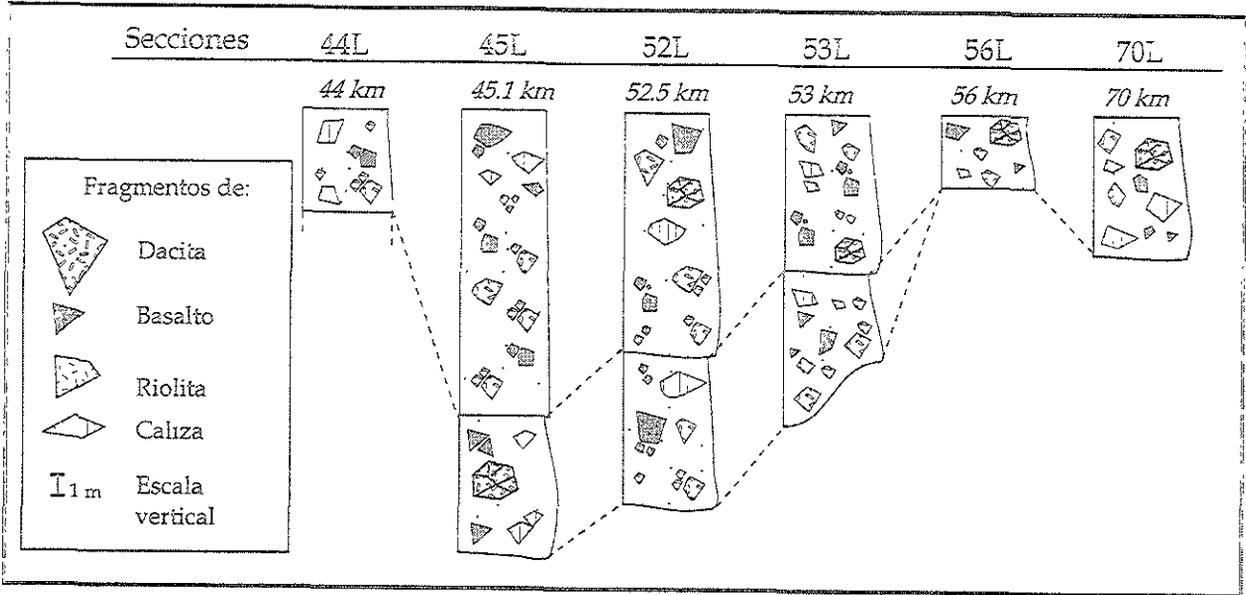


Figura 43. Secciones estratigráficas selectas del depósito El Mogote en donde se aprecia el acufiamento de la unidad inferior.

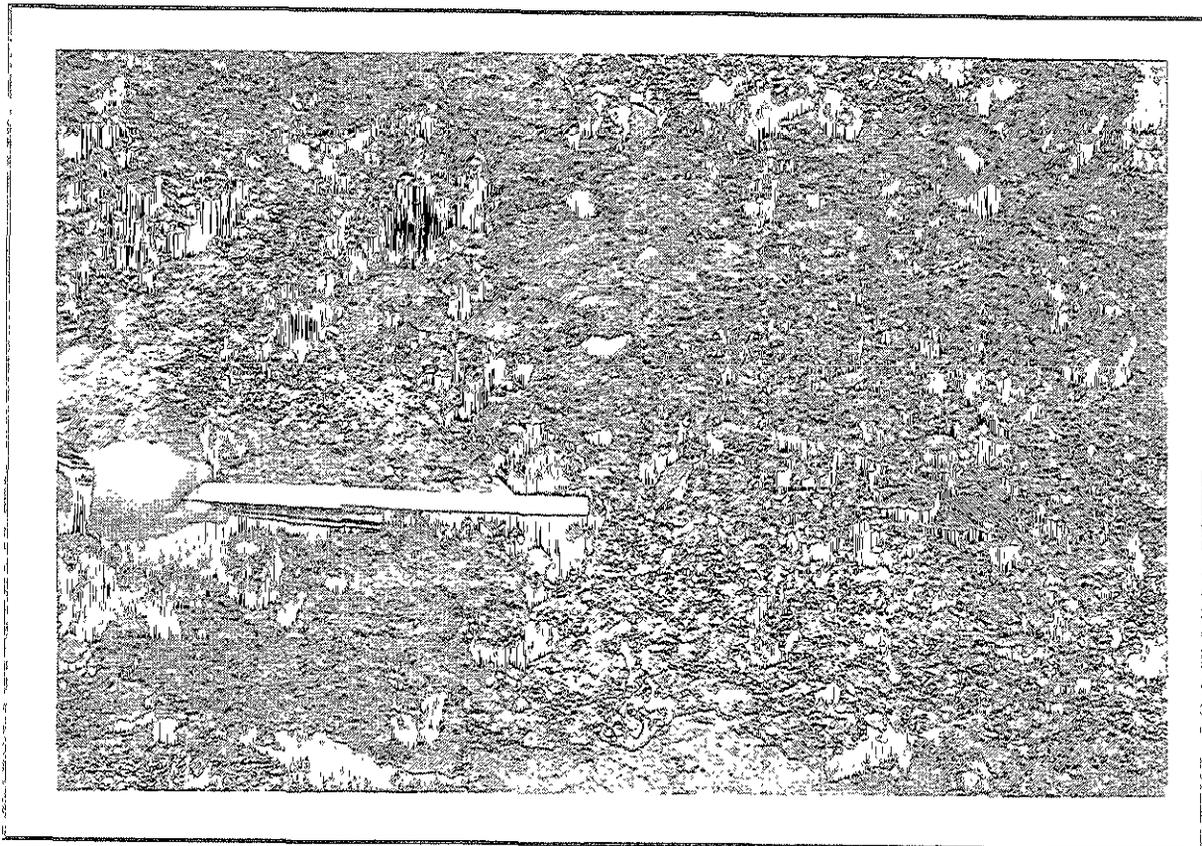


Figura 44. Textura característica del depósito El Mogote, en donde se aprecian clastos angulares y subredondeados empotrados en una matriz arenosa.

4.8.3. Características sedimentológicas.

El contenido total de las fracciones de arena-limo-arcilla varía desde un 37% hasta un máximo de 55% (Tabla 4). La matriz es arenosa (hasta 87%) y contiene hasta un 7% de arcilla por lo cual se puede clasificar como un flujo de escombros cohesivo (Scott et al., 1995).

Tabla 4. Parámetros sedimentológicos del depósito El Mogote.

Muestra	D	T	H	G:A:L:Ar (100%)	A:L:Ar (100%)	Md	Mz	σ_G	σ_I	SkG	SkI	Kg
44L	44	>2	0.5 ^b	56:32.9:9:2.1	74.7:20.5:4.8	-0.81	-0.16	3.84	3.82	0.253	0.285	0.930
45LL	45.1	6	1 ^a	49.3:34.7:12.8:3.2	68.3:25.3:6.4	0.25	0.3	4.67	4.38	0.016	0.082	0.743
45LU	45.1	15	1 ^a	59.1:23.5:14.4:3	57.5:35.2:7.3	-1.05	-0.12	4.8	4.35	0.292	0.297	0.777
47L	47	>2	0.5 ^b	59.4:28.8 10:1.81	70.96:24.6:4.44	-2.15	-0.94	4.54	4.25	0.399	0.405	0.756
52L	52.5	12	1 ^a	47.9:42.5:8:1.6	81.6:15.3:3	0.15	0.37	3.24	3.23	0.102	0.197	0.932
53LL	53	4.5	1 ^a	50.9:38.7:9:1.3	78.9:18.4:2.7	-0.1	0.13	3.7	3.73	0.09	0.125	0.968
53LU	53	8	1 ^a	69.9:20.5:8.6:0.9	68.3:28.5:3.2	-1.95	-1.1	3.87	3.74	0.329	0.348	0.999
56L	56	3.5	1 ^a	59.8:32:8.2:0	79.7:20.3:0	-1.15	-0.41	3.73	3.65	0.298	0.241	0.885
60L	60.8	2.5	1 ^a	57.4:26.9:14.3:1.4	63.1:33.6:3.3	-0.75	0.28	4.2	3.95	0.369	0.336	0.862
70L	70	6	1 ^a	42.3:39.7 14.6:4.5	70:23.3:7.9	1.68	1.4	4.55	4.31	-0.09	-0.045	0.853

Ver la leyenda de la Tabla 3.

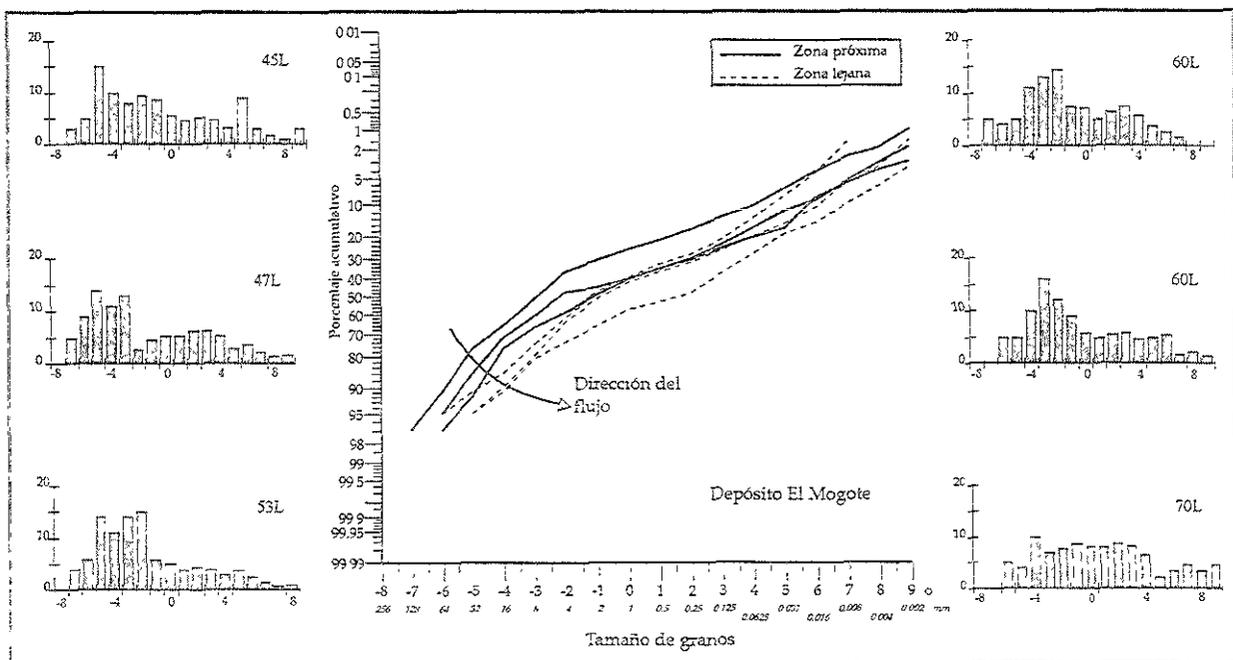


Figura 45. Histogramas granulométricos y curvas acumulativas de los pesos para el depósito El Mogote.

Las muestras presentan una distribución unimodal con una migración de la moda, (desde 5ϕ hasta $-3/-2 \phi$, Figura 45) en dirección del flujo.

Este decremento en tamaño de granos se puede también observar en las curvas acumulativas de los pesos, las cuales migran hacia las fracciones más finas (Figura 45), así como en el decremento del parámetro moda (M_z) desde -1.1ϕ hasta 1.4ϕ (Figura 46). La selección mejora hasta una distancia de 55 m (desde 4.38ϕ hasta 3.23ϕ) para después disminuir en las secciones lejanas (hasta 4.31ϕ).

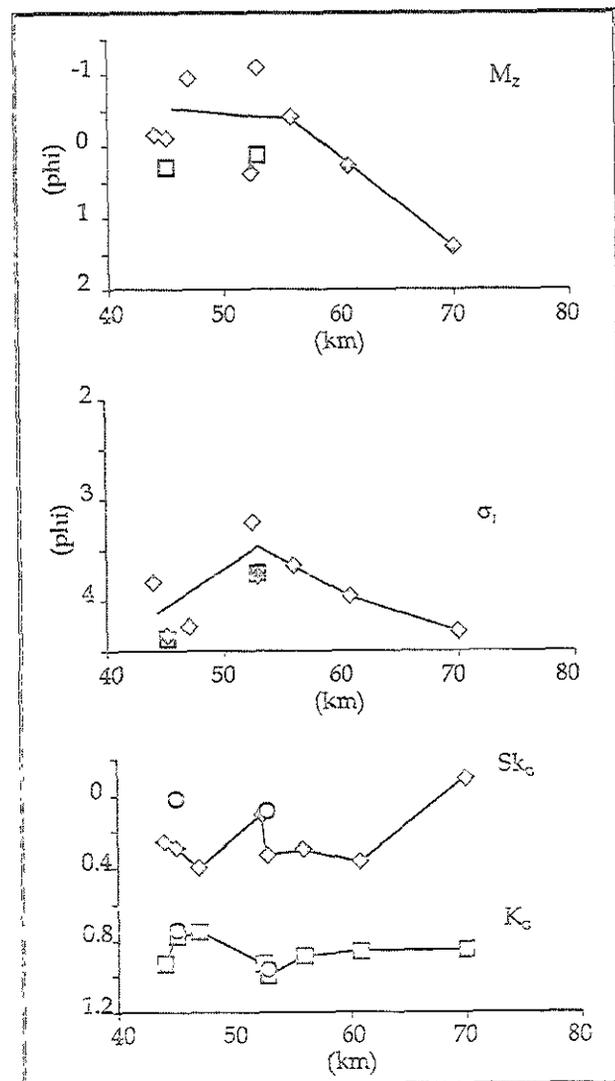


Figura 46. Gráficas de la variación de los parámetros granulométricos del depósito El Mogote con la distancia.

4.9. Mecanismos de emplazamiento y control paleomorfológico.

4.9.1. El depósito Pilcaya

El depósito Pilcaya es un flujo de escombros cohesivo que se extendió hasta una distancia de 55 km desde el volcán sin experimentar cambios macroscópicos en sus características texturales. La moda granulométrica aumenta y el parámetro de selección mejora gradualmente en dirección del flujo. En una sección vertical, el depósito muestra un decremento hacia arriba de la fracción arenosa desde 74% hasta 59% (muestras 39PL y 39PU, Figura 41). Con base en estas observaciones es evidente que la gravedad jugó un papel muy importante en el mecanismo de emplazamiento del flujo. Por efecto de la gravedad, conforme el flujo de escombros Pilcaya avanzaba comenzó a depositar las partículas más gruesas provocando una diluición gradual del mismo (Druitt, 1995). Esto se vio reflejado en el mejoramiento de la selección del depósito con la distancia y hacia su porción superior. Sin embargo, algunos megaclastos pudieron ser retenidos en la porción superior del flujo debido a la densidad y fuerza de cohesión (*yield strength*) de la matriz arcillosa (Rodine and Johnson, 1976). Este mismo mecanismo contribuyó también a prevenir la disgregación de los clastos con estructura en rompecabezas, observables dentro del depósito inclusive en las porciones más lejanas.

El aumento del parámetro M_z en la dirección del flujo se explica admitiendo una fragmentación progresiva del material en el flujo y por la incorporación de material durante el transporte, proceso definido como "*bulking*" y ampliamente demostrado en otros casos estudiados de flujos de escombros cohesivos (Scott, 1995). Este proceso en particular fue muy importante durante el emplazamiento del flujo Pilcaya tal y como lo demuestra la abundancia de componentes secundarios dentro del depósito los cuales varían en contenido y composición en toda su extensión, reflejando la composición del sustrato sobre el cual fluyó.

A medida que el flujo avanzaba e incorporaba material del sustrato, la concentración de las partículas en el flujo aumentaba gradualmente con la profundidad, creando una zona de alta densidad hacia la base del flujo donde las partículas se concentraban, y una zona superior más diluida que seguía fluyendo favoreciendo el crecimiento del depósito (Figura 47). De acuerdo con Vallance y Scott (1997) una zona de baja cizalla o “*creeping*” se origina entre las dos porciones del flujo destruyendo la formación de una posible estratificación.

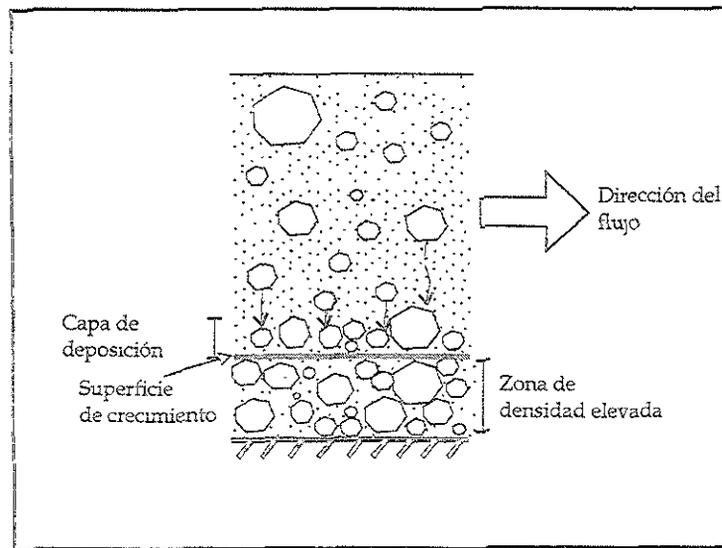


Figura 47. Esquema simplificado del mecanismo de crecimiento gradual, modificado de Branney y Kokelaar (1992).

Este fenómeno definido como crecimiento gradual fue propuesto por primera vez para explicar los mecanismos de emplazamiento de las corrientes de turbidez (Fisher, 1971; Lowe, 1982) así como para flujos piroclásticos de volúmenes mayores a 1 km^3 (Branney y Kokelaar, 1992). Este proceso ha sido recientemente utilizado para explicar los mecanismos de emplazamiento de flujos de escombros (Vallance y Scott, 1997) como una alternativa a los modelos de sedimentación en masa anteriormente propuestos (Johnson, 1970).

El emplazamiento del flujo de escombros Pilcaya fue fuertemente afectado por la paleomorfología del área. El diagrama que representa la variación de las fracciones arena-limo-arcilla

contra la distancia (Figura 38) muestra un incremento rápido en la fracción de la arena (desde 73% hasta 88%) al pasar a la zona transicional. Este comportamiento es también evidenciado por variaciones similares de otros parámetros sedimentológicos (M_z y σ_1). Asimismo, el depósito Pilcaya muestra un incremento abrupto de espesor de 15 m hasta 40 m en la zona transicional (Figura 35), en donde presenta los clastos más grandes (hasta 15 m de diámetro) que dieron origen a una morfología en montículos. Esta zona transicional coincide con el cambio desde un área lateralmente confinada (hasta 4 km de ancho) con un gradiente topográfico de 5° hacia un área sin un confinamiento lateral y con una pendiente de 0.5° (Figura 48).

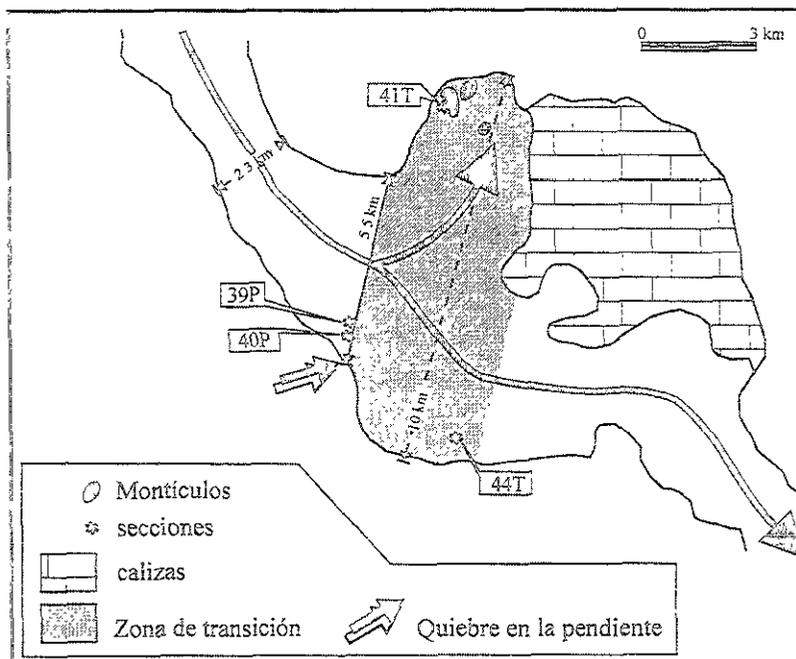


Figura 48. Particular de la zona transicional en donde se muestra la distribución del depósito Pilcaya y el comportamiento del flujo respecto a la morfología.

Estas condiciones morfológicas (quiebre en pendiente) provocaron una disminución repentina de la velocidad del flujo resultando en el aumento del espesor del flujo y la pérdida de competencia para transportar las partículas más grandes (obsérvese el incremento de M_z). De esta forma el

flujo comenzó rápidamente a depositar en sus porciones marginales los fragmentos más grandes que estaban concentrados en su parte frontal originando la morfología en montículos observada en la zona transicional (Figura 49), mientras que las partículas más finas seguían siendo transportadas por el flujo.

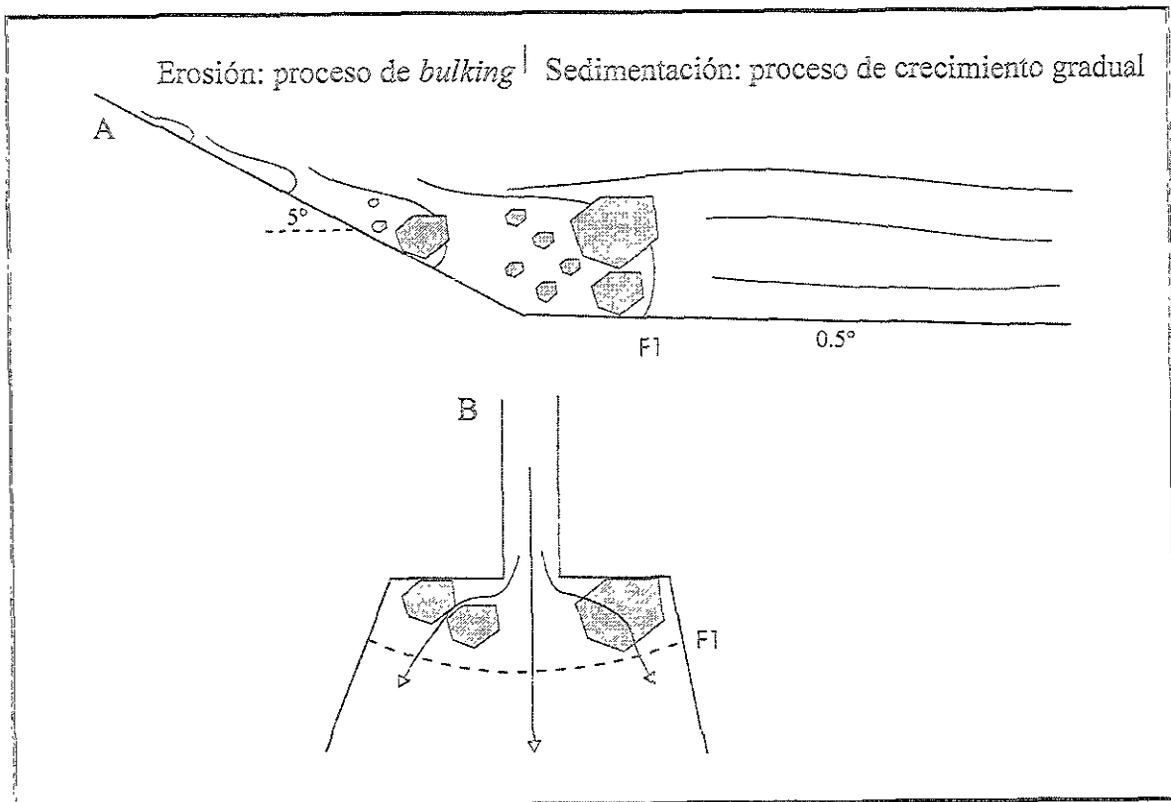


Figura 49. A) Bosquejo de los regímenes que actuaron durante el emplazamiento del flujo Pilcaya respecto al quiebre en pendiente. B) Sección transversal en correspondencia del quiebre. F1: frente del flujo.

El aumento de espesor puede ser explicado considerando un proceso de crecimiento gradual facilitado por la disminución de la velocidad del flujo en el quiebre en pendiente, después del cual el flujo alcanzó nuevamente condiciones estables (obsérvese el valor casi constante de σ_1 en la zona lejana, Figura 40).

4.9.2. El flujo de escombros El Mogote

El proceso de crecimiento gradual también caracterizó los mecanismos de sedimentación del flujo de escombros El Mogote. Sin embargo, debido a su menor cohesión, el flujo experimentó algunos cambios graduales en dirección del flujo. Un proceso de “*debulking*” ocurrió gradualmente durante el emplazamiento del flujo. Este fenómeno produjo la disminución con la distancia del espesor, de la fracción arenosa y de los parámetros moda (M_z) y selección (σ_1) como se observa en las curvas acumulativas de los pesos (Figura 39). Estas variaciones evidencian que la sedimentación estuvo influenciada por el mejoramiento en la selección del flujo mientras que las partículas se sedimentaban dentro del mismo. Es importante mencionar que un proceso de “*debulking*” no ocurrió durante el emplazamiento del flujo Pilcaya debido probablemente a la mayor cohesión de su matriz rica en arcilla (hasta el 16%). En el caso del flujo El Mogote no se han reconocido cambios importantes en el comportamiento del flujo por variaciones paleo-morfológicas del terreno.

4.10. Discusión

4.10.1. Origen de los depósitos

El depósito Pilcaya tiene todas las características texturales y sedimentológicas de un depósito de flujo de escombros cohesivo. Su textura masiva, soporte de matriz, porcentaje de arcilla mayor al 3% y la variación en la dirección del flujo de los parámetros sedimentológicos, sugiere que el flujo tuvo un mecanismo de crecimiento gradual como proceso de sedimentación. La distribución areal del depósito sugiere que el área fuente estuvo localizada en el flanco sur del volcán Nevado de Toluca. El elevado contenido en arcillas y la paragénesis mineralógica de los minerales arcillosos encontrada (kaolinita-esmectita-cristobalita) indican que las rocas del edificio

volcánico ya tenían un cierto grado de alteración hidrotermal antes de que el colapso ocurriera. El hecho de que no se hayan encontrado afloramientos de depósito de avalancha de escombros en la zona próxima asociados directamente con el depósito Pilcaya puede significar dos cosas. En primer lugar, no se puede descartar la posibilidad de que los grandes volúmenes de depósitos de flujos piroclásticos emitidos durante la actividad explosiva de los últimos 40,000 años los hayan sepultado. En segundo lugar, es posible que desde un inicio la masa deslizante se moviera por las laderas del volcán como un flujo de escombros sin haber originalmente emplazado un depósito de avalancha de escombros en *sensu stricto*. La rapidez con la que una avalancha de escombros se puede transformar en un flujo de escombros depende directamente del grado de alteración de las rocas y de la saturación de agua de la masa antes del colapso. Entre mayor sea su grado de alteración y disección, más fácil será su fragmentación durante el movimiento ayudado por la fuerza de gravedad. Scott y otros (2000a) propusieron un esquema muy general del tipo de transformación que ocurre a partir de un colapso. En el dibujo de la figura 50 se muestra como al aumentar la disgregación del material primario, se tiene un aumento de la fracción más fina que va a formar parte de la matriz del flujo. Entre mayor proporción de matriz exista en el flujo este puede ser capaz de suspender megaclastos intactos sin disgregarlos. La presencia de clastos con estructura en rompecabezas es una prueba fehaciente de que originalmente la masa se movió como una avalancha de escombros que se transformó lateralmente en un flujo de escombros. En el depósito Pilcaya también es posible observar megaclastos que mantienen una estructura con forma de rompecabezas inclusive en las porciones más lejanas. Con base en estas observaciones se propone que el depósito de flujo de escombros Pilcaya se originó a partir de la transformación rápida de una avalancha de escombros. Esta transformación fue únicamente posible debido a las condiciones particulares de la masa rocosa antes del colapso (alteración hidrotermal y elevada

fracturación) y a la presencia de abundante agua en los poros. El origen del evento se analizará con más detalle en el próximo párrafo.

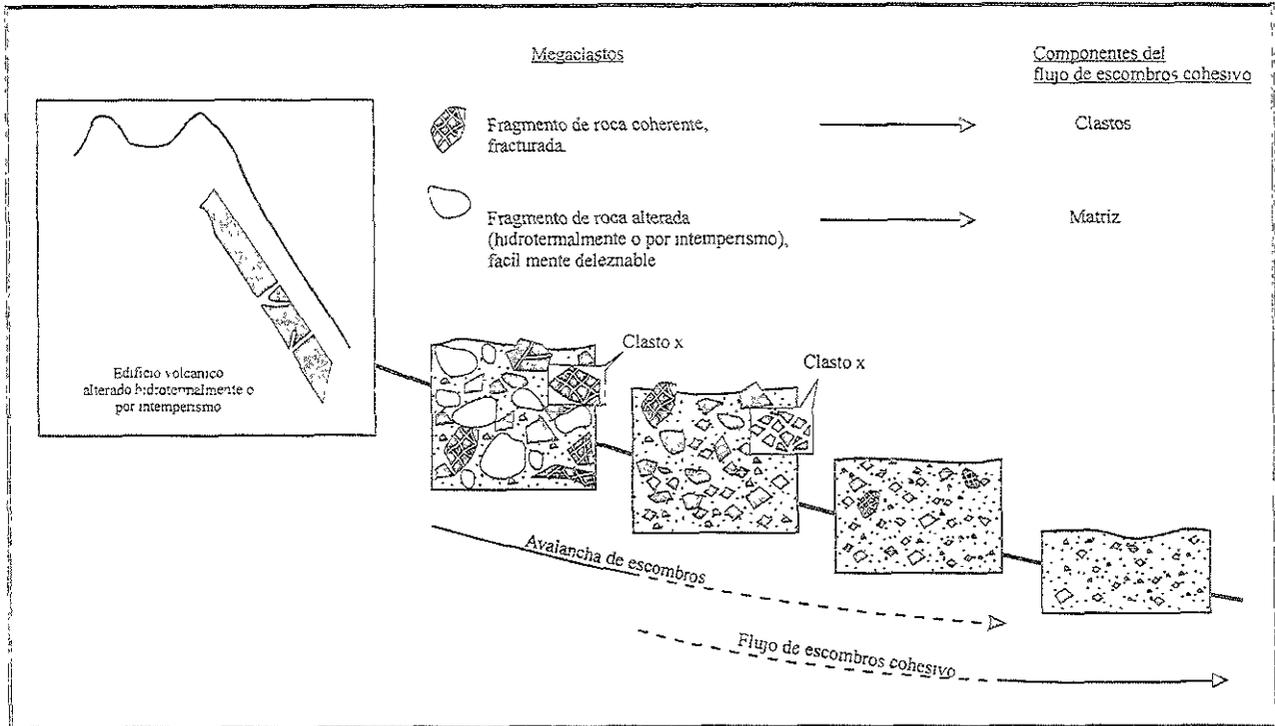


Figura 50. Bosquejo de la transformación lateral de un flujo de avalancha de escombros a un flujo de escombros cohesivo. El clasto x representa un ejemplo de como los fragmentos más coherentes se dilatan durante el transporte originando clastos más pequeños, mientras que los fragmentos de roca más alterados se disgregan rápidamente dando origen a la facies de matriz. Modificado de Scott et al., 2000a.

Después del emplazamiento del flujo Plicaya, abundantes lluvias y agua de los drenajes superficiales que drenan hacia el sur del volcán, removieron la porción superior del depósito originando dos pulsos de lahar a partir de los cuales se originó el depósito El Mogote. Los lahares fueron muy erosivos en la zona próxima y empezaron a depositar material en la zona transicional en donde se pueden observar distintas unidades.

4.10.2. Origen del evento.

Numerosos estudios han revelado la ocurrencia de colapsos de edificios volcánicos durante la historia eruptiva de distintos volcanes del Cinturón Volcánico Mexicano, como el Nevado de Colima y Volcán de Fuego (Robin et al., 1987; Luhr and Prestegard, 1988; Stoopes and Sheridan, 1992) Jocotitlán (Siebe et al., 1992) Popocatepetl (Robin and Boudal, 1987; Siebe et al., 1995), y el Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez et al., 1993; Hoskuldsson and Robin, 1993). Con base en la presencia de depósitos piroclásticos primarios tipo "blast" y caídas asociados directamente a los depósitos de avalanchas de escombros encontrados en los volcanes Nevado de Colima y Popocatepetl se determinó que estos fueron producidos por una actividad tipo Bezymianny. Por el contrario, el Volcán Pico de Orizaba representa el caso típico de un edificio alterado hidrotermalmente que durante el Pleistoceno colapsó originando un depósito de flujo de escombros cohesivo (el lahar Teteltzingo, Carrasco-Núñez et al., 1993). Estos autores llegaron a esta conclusión basados en las características texturales del depósito y a su elevado contenido en minerales arcillosos de origen hidrotermal (hasta un 14%). El Volcán Monte Rainier (EEUU), es el caso mejor estudiado de un edificio volcánico en donde la abundante alteración hidrotermal ha sido responsable de la elevada inestabilidad de los flancos del edificio que durante el Holoceno ha colapsado en varias ocasiones originando flujos de escombros cohesivos (Crandell, 1971; Scott et al., 1995; Vallance y Scott, 1997). Estos últimos depósitos presentan características similares al depósito Pílcaya, entre otras, las transiciones longitudinales y laterales de facies, el elevado contenido de la fracción arcillosa (hasta 14%) y el aumento evidente de la fracción arenosa asociado con el mejoramiento de la selección del depósito en la dirección del flujo.

El origen de estos flujos de escombros cohesivos ha sido explicado como el resultado de la transformación rápida de una avalancha en un flujo de escombros, debido a la presencia de abundante agua en los poros de la masa de roca fuertemente alterada por actividad hidrotermal

antes del evento. El aumento en la presión de poros en la masa de roca actúa como el mecanismo disparador del movimiento de la misma la cual se disgrega progresivamente muy rápidamente debido a su elevado grado de alteración. Existen varias causas que pueden incrementar la presión de poros, como lluvias intensas (e.g. Huracán Mitch, 1998, Volcán Casita, Nicaragua), aporte de agua por deshielo o por flujo subterráneo. Se ha también observado que pequeñas explosiones freáticas o sismos pueden también provocar la licuefacción del terreno (Iverson, 1997). Por ejemplo, el flujo de lodo Osceola (Mt. Rainier, EU) fue desencadenado por una pequeña explosión freática (Scott et al., 1995). Sin embargo, los testimonios dejados por este tipo de explosiones, como por ejemplo cráteres o delgadas capas de oleadas piroclásticas pueden ser efímeros y fácilmente erosionables. En el caso específico del Volcán Nevado de Toluca no se tiene ninguna evidencia de una posible actividad freática asociada al evento.

Son numerosos los ejemplos de flujos de escombros producidos en terrenos volcánicos debido a causas sismogénicas. Los flujos de escombros ocurren generalmente durante las temporadas de grandes lluvias o después de estas. Normalmente esta clase de eventos comienza con pequeños derrumbes que se acumulan en los principales cauces de drenaje que gradualmente aumentan la carga de material que transportan. Estos cauces generalmente confluyen en un cauce mayor en donde el flujo aumenta enormemente en volumen y espesor con la distancia. Los flujos de escombros del Río Paez (1994, Colombia) y Río Huitzilapan (1920, Edo. de Veracruz, México) son ejemplos bien documentados de este tipo de fenómenos, dado que se cuenta con la observación directa de científicos y reportes históricos.

El Nevado de Toluca se encuentra afectado por un sistema tectónico regional complejo compuesto por tres sistemas de fracturas orientadas en dirección NO-SE, NE-SO y E-O (García et al., 2000). En particular el sistema E-O (Falla Tenango) atraviesa el flanco meridional del Nevado de Toluca. Esta falla es muy importante porque aparentemente representa un sistema

activo (Gracia et al., 2000) al igual que otros sectores del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano con fallas de la misma orientación (Suter et al., 1992). La dirección del colapso corresponde exactamente con la dirección de la componente σ_3 del campo de esfuerzos, que como se mencionó previamente (Siebert, 1984) corresponde con la dirección más favorable para el colapso del edificio volcánico en el caso de que el régimen tectónico regional lo afecte directamente. Bajo estas condiciones se supone que el mecanismo disparador del colapso del Nevado de Toluca fue un temblor producido en el sistema de fallas de manera similar al caso descrito por Siebe et al. (1992) en el Volcán Jocotitlán.

Todas estas evidencias indican que el edificio volcánico del Nevado de Toluca se encontraba profundamente alterado y en un sitio peculiar de inestabilidad tectónica. El incremento en la presión de poros y la circulación de agua a través de fracturas, desencadenó el colapso del edificio volcánico, disparado probablemente por algún evento sísmico, y la formación del flujo Pilcaya. No existen evidencias para determinar si el flujo Pilcaya fue producto de varios colapsos de volumen menor o un gran colapso. El gran volumen de agua contenido en los poros pudo haber sido introducido debido a lluvias abundantes y/o al aporte de agua por deshielo de los glaciares que cubrían el flanco del edificio volcánico. Una evidencia clara del elevado grado de alteración hidrotermal del edificio volcánico antes del colapso es la presencia de abundantes minerales arcillosos en la matriz del depósito Pilcaya en las secciones próximas (hasta un 16%) y la composición homogénea de estos minerales en toda la extensión del depósito. La posible presencia de una casquete glacial durante el Pleistoceno tardío también puede explicar la alteración del edificio debido a la acción erosiva del glaciar y a la lixiviación química de las aguas (Carrasco-Núñez et al., 1993; Crowley and Zimbelman, 1997).

4.11. Evaluación del peligro.

En la literatura volcanológica usualmente se describe que el colapso parcial de un edificio volcánico genera depósitos de avalanchas de escombros (flujo granular controlado por la fuerza de gravedad) cuya máxima extensión es proporcional a la altura de caída según el parámetro H/L (Hsu, 1975). Como fue reportado previamente (Siebert et al., 1987), las avalanchas volcánicas tienen un valor mínimo de H/L de 0.05 con un promedio de 0.09. Debido a su elevada movilidad los flujos de escombros cohesivos tienen un valor de H/L generalmente inferior respecto al de los flujos granulares (avalanchas de escombros). En el caso del depósito Pilcaya se calcula un valor de H/L de 0.054, comparable globalmente con las avalanchas de escombros más móviles y más voluminosas registradas en el mundo. Trabajos recientes (Vallance and Scott, 1997; Iverson et al., 1998) han concluido que el factor H/L no puede ser utilizado para estimar el alcance de los flujos de escombros, ya que este parámetro no considera el fenómeno de dispersión lateral del flujo, comportamiento que es muy común en este tipo de fenómenos. Para el mismo volumen inicial, la dispersión potencial (área de inundación) de los lahares es 20 veces mayor que la de las avalanchas de escombros (Iverson et al., 1998). En este sentido, las avalanchas de escombros forman depósitos más espesos pero menos extensos que los lahares que inundan las planicies reduciendo gradualmente su espesor. Graficando el volumen contra el área cubierta por los depósitos Pilcaya y El Mogote y comparando los valores con otros casos estudiados (Figura 51), se observa que los depósitos aquí estudiados son comparables en magnitud con otros flujos de escombros cohesivos como el lahar Teteltzingo (Pico de Orizaba) y el Osceola Mudflow (Mount Rainier, EU).

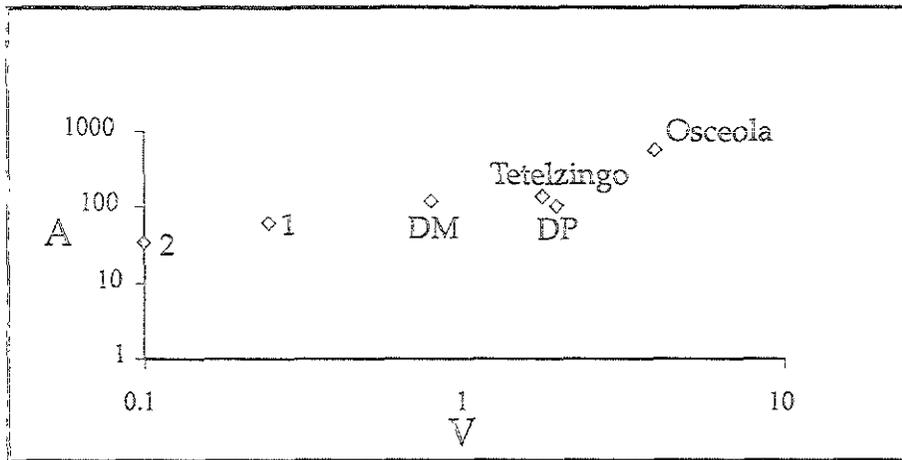


Figura 51. Gráfica del área contra el volumen para los depósitos Pilcaya (DP), El Mogote (DM) y otros casos estudiados. 1: Paradise lahar, 1: Electron mudflow, (Mt. Rainier, USA).

Para la zonificación de las áreas en peligro por inundaciones de lahares, se ha propuesto que el peligro disminuye progresivamente con la distancia desde el área fuente y con la altura respecto al nivel del drenaje. Sin embargo, observando el comportamiento del flujo Pilcaya se nota que un importante cambio en la paleo-morfología (quiebre en pendiente) a una distancia de 40 km desde el área fuente pudo modificar la velocidad del flujo causando un repentino aumento de su espesor por casi tres veces. Este fenómeno evidencia la influencia que puede tener la topografía en el comportamiento del flujo, independientemente de la distancia de la fuente. Por ejemplo, un aumento en el pico hidráulico puede hacer que el flujo deje depósitos laterales sobre las terrazas de valles estrechos erróneamente consideradas de bajo peligro. Con base en estas evidencias, la regla que indica una disminución gradual del peligro con la distancia desde la fuente y con la altura respecto al nivel del drenaje no se puede aplicar en toda situación.

4.12. Conclusiones

Los flujos de escombros cohesivos originados mediante el colapso parcial de un edificio volcánico representan una de las amenazas más serias en estratovolcanes que presentan una elevada alteración hidrotermal y que además están afectados por un sistema tectónico regional activo. El alcance de este tipo de flujos es mayor respecto a avalanchas de escombros debido a su mayor movilidad y a su elevada capacidad erosiva, características que facilitan el incremento de volumen del flujo y su potencial destructivo. Solo recientemente se ha puesto atención a los mecanismos que pueden ayudar a definir las condiciones iniciales que disparan el colapso y que determinan la transformación lateral de una avalancha de escombros en un flujo de escombros. El colapso ocurrido durante el Pleistoceno en el Nevado de Toluca representa un ulterior ejemplo de este tipo de fenómeno cuyas características son muy similares a las de otros casos estudiados. En particular, el estudio del depósito Pilcaya pone de manifiesto 1) su elevado potencial erosivo y 2) las modificaciones en sus mecanismos de transporte debidos a variaciones en la topografía. El comportamiento del flujo Pilcaya fue controlado fuertemente por la paleotopografía del área, en donde una disminución de 5° en la pendiente forzó al flujo a disminuir su velocidad bruscamente. Este cambio produjo un rápido incremento en su espesor y a la vez una rápida sedimentación de los clastos más grandes originando una morfología en montículos. Estas condiciones modificaron el régimen del flujo y aumentaron su poder de inundación. Este hecho sugiere que las variaciones en la morfología del área deben ser cuidadosamente consideradas durante la delimitación de las zonas en peligro. Horas o días después del emplazamiento del flujo Pilcaya abundantes lluvias y aguas superficiales provocaron la removilización de la porción superior del depósito Pilcaya originando por lo menos dos lahares sucesivos. Estos flujos viajaron por 30 km depositando dos unidades de flujo de escombros cohesivos (depósito El Mogote). El depósito El Mogote demuestra además la facilidad que estos flujos de escombros tienen para ser removilizados

después de su emplazamiento generando lahares que pueden extenderse más allá del depósito original (Filcaya en este caso). Aunque este fenómeno ha sólo sido observado en el Nevado de Toluca, es probable que sea un proceso común en otros volcanes.

5.1. Resumen

Durante el Pleistoceno (hace 18,500 años) ocurrió un colapso del sector oriental del Volcán Nevado de Colima como resultado de la actividad magmática. En el presente trabajo se ha interpretado que el colapso originó una avalancha de escombros que recorrió 30 km hasta el cauce del Río Naranjo deteniéndose contra un alto morfológico (cerro La Carbonera) constituido por calizas cretácicas. El depósito de la avalancha provocó la obstrucción del drenaje del Río Naranjo originando una represa natural temporal. El agua acumulada por la represa saturó una porción del depósito lo que causó la ruptura de la misma y la removilización del material como un flujo de escombros cohesivo (lahar) que viajó 90 km hasta la costa del Océano Pacífico. Este flujo de escombros siguió los cauces de los ríos Naranjo y Salado, su acción erosiva facilitó que aumentara enormemente su volumen debido a la introducción de material secundario. Las evidencias texturales y sedimentológicas sugieren que el flujo de escombros se emplazó mediante un mecanismo de crecimiento gradual y no por sedimentación masiva. Este ejemplo ilustra el cuidado que se debe poner en el análisis de la removilización de depósitos de avalancha de escombros en lahares secundarios dado que estos últimos pueden tener un elevado potencial destructivo dependiendo de las condiciones iniciales del evento y de la topografía en los alrededores del volcán.

5.2. Introducción

El Complejo Volcánico de Colima (CVC, 19.42°N, 103.72°W) está localizado en el sector occidental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en la porción S del graben de Colima (Figura 52). El CVC se compone de tres edificios volcánicos de composición andesítica, Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Fuego, cuya orientación N-S refleja la migración de la actividad volcánica con el tiempo. En la historia eruptiva del CVC se han reconocido numerosos eventos cataclísmicos que dieron origen a depósitos de avalancha de escombros (Robin et al., 1987; Luhr y Praestegaard, 1988; Stoopes y Sheridan, 1992; Komorowski et al., 1994 y 1997). Se han reportado hasta 14 colapsos del edificio del Volcán de Fuego (Komorowski et al., 1997) mientras que solamente uno hace 18,500 años para el Volcán Nevado de Colima (Stoopes y Sheridan, 1992).

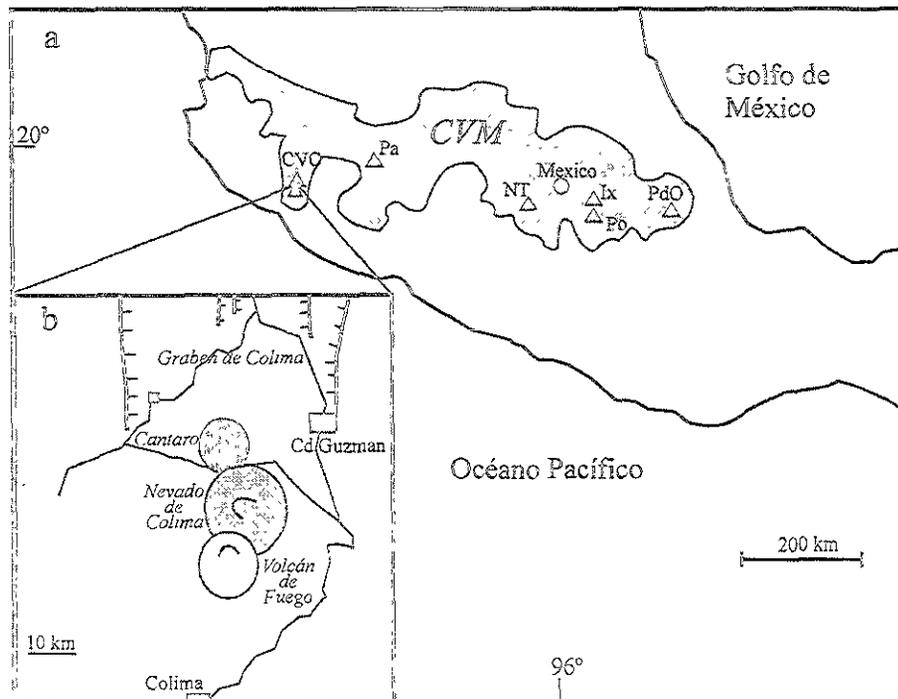


Figura 52. a) Localización del Complejo Volcánico de Colima en el CVTM. b) Esquema del CVC en donde se observa la distribución N-S de los tres edificios volcánicos que lo constituyen y su localización en el margen meridional del Graben de

Por sus características y dimensiones este último depósito ha sido de gran interés para muchos investigadores, inclusive ha sido considerado como ejemplo de unos de los depósitos de avalancha de escombros más voluminosos y de mayor movilidad estudiados hasta la fecha (Stoopes y Sheridan, 1992). Estos autores analizaron su distribución y estratigrafía general, poniendo poca atención en las características texturales y sedimentológicas del depósito, herramientas importantes para determinar el origen y los mecanismos de emplazamiento que tuvieron lugar durante el transporte del flujo.

En este trabajo se definen las características texturales y sedimentológicas del depósito que permiten determinar su origen así como los procesos que actuaron durante el emplazamiento del flujo y los factores que permitieron su extensa distribución.

Estudios recientes muy detallados han revelado que algunas avalanchas de escombros generadas por el colapso parcial de un edificio volcánico pueden transformarse directa e inmediatamente en flujos de escombros cohesivos durante el transporte, ya sea en la zona lejana (Palmer et al., 1991), directamente en las laderas del edificio volcánico (e.g. Nevado de Toluca, depósito Pilcaya, Capítulo 4; Scott, 1988; Carrasco-Núñez et al., 1993), o bien debido a su removilización posterior. Este último caso en particular, ocurre cuando el depósito obstruye los drenajes principales y se satura de agua causando posteriormente su removilización. Este fenómeno es muy común en zonas de topografía abrupta con valles muy cerrados o áreas confinadas por altos morfológicos en donde el depósito puede originar represas naturales. El aumento en el nivel del agua de la represa y la sobresaturación del depósito de avalancha ocasionan la ruptura de la obstrucción dando lugar a la formación de flujos de escombros (Costa y Schuster, 1988).

5.3. Trabajos Previos

El Volcán Nevado de Colima (4240 m snm) tiene una edad aproximada de 600,000 años, su actividad explosiva más reciente ocurrió hace 8,100 años (Robin et al., 1987). Según estos autores la actividad del Nevado de Colima ha estado caracterizada por tres etapas principales, denominadas Nevado I, II y III. Durante el periodo Nevado II, la actividad magmática causó el colapso del edificio volcánico originando un depósito de avalancha de escombros tipo Bezimianny el cual dejó un cráter remanente en herradura abierto hacia el SE. Stoopes y Sheridan (1992) describieron con más detalle el depósito y determinaron una edad de 18,500 años para el evento. Los autores reportan que el depósito de avalancha se extendió hasta una distancia de 120 km desde el edificio volcánico (Robin et al. 1987, reportaron una distancia de solo 20 km), cubriendo un área de 2200 km² con un volumen de 22-33 km³. El flujo se canalizó en los drenajes de los ríos Naranjo y Salado hasta alcanzar la costa del Océano Pacífico. El depósito se presenta tanto en facies de matriz como en facies de bloques, con clastos de diámetros de hasta 10 m de lava andesítica asociadas con material juvenil que presenta evidente estructura tipo corteza de pan. En algunos afloramientos el depósito de avalancha de escombros está coronado por un depósito de caída de pómez. Para explicar la elevada movilidad del flujo Stoopes y Sheridan (1992) consideran un elevado contenido en gases y fluidos hidrotermales que facilitaron la movilización de la masa así como la morfología confinada en la cual el flujo se encañonó.

5.4. Características morfológicas del área.

El modelo digital del terreno permite hacer importantes consideraciones sobre la morfología del área de estudio (Figura 53). El edificio del Nevado de Colima aparece como un cono compuesto caracterizado por lo menos por dos bordes cratéricos en forma de herradura abiertos hacia el E-

SE. Robin et al (1987) atribuyeron estos dos cráteres a la actividad del Paleo-Nevado I y Paleo Nevado II respectivamente, y asociaron a este último con el colapso parcial del edificio que originó el depósito de avalancha de escombros formado hace 18,500 años.

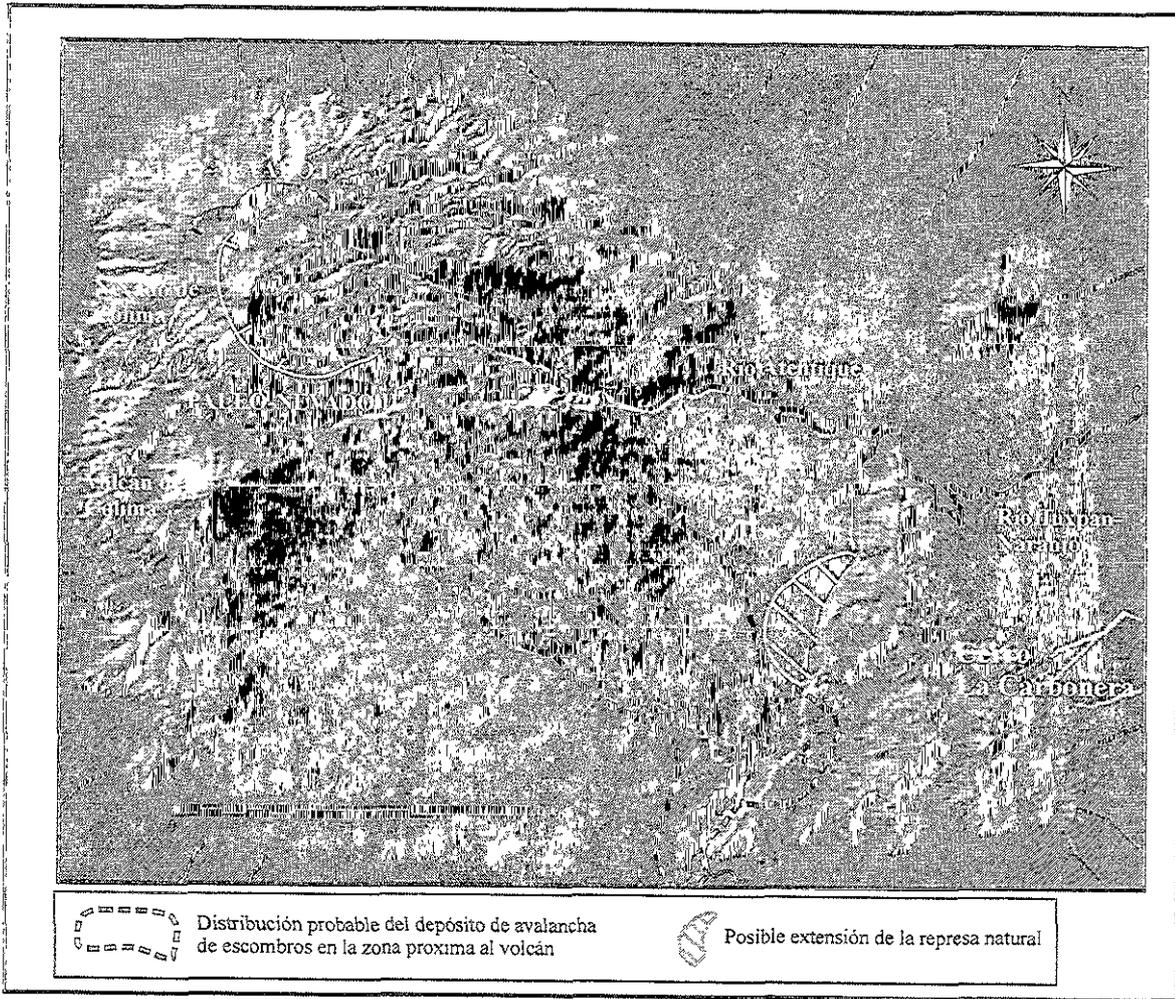


Figura 53. Modelo digital del terreno del Volcán Nevado de Colima en donde se señala la distribución probable del depósito de avalancha de escombros en la zona próxima al volcán y la posible represa natural originada por la obstrucción del Río Tuxpan-Naranjo.

Hacia el SE del complejo volcánico se observa un alto morfológico con 500 m de desnivel respecto a la planicie circunstante, constituido por calizas cretácicas (Cerro La Carbonera). Este

mismo relieve controla el drenaje del río Tuxpan-Naranjo que confluye con el Río Atentique para después fluir hacia el SO. La erosión de este río originó barrancas muy profundas hasta de 100 m de profundidad.

Los afloramientos en la zona próxima del depósito de avalancha son muy escasos, sin embargo en el modelo digital se puede observar un cuerpo en forma de abanico que se extiende desde las laderas del Nevado de Colima hasta la barrera topográfica constituida por las calizas cretácicas.

5.5. Distribución del depósito y relaciones estratigráficas.

En el presente trabajo se distinguen dos depósitos diferentes asociados al mismo evento de colapso parcial del edificio los cuales en su conjunto tienen la misma distribución que la avalancha de escombros reportada por Stoopes y Sheridan (1992) (Figura 54). Con base en las observaciones de campo se distinguieron dos unidades: 1) depósito de avalancha de escombros que se extiende desde el edificio volcánico hasta el Cerro La Carbonera, por una distancia aproximada de 30 km (Figuras 53 y 54), y 2) depósito de flujo de escombros que forma las porciones superiores de las terrazas en las barrancas de los ríos Naranjo y Salado el cual se extiende desde los 30 Km hasta la costa del Pacífico (90 km) (Figura 54).

El cambio lateral entre las dos unidades no ha sido observado directamente en el campo. Sin embargo, evidencias tales como su posición estratigráfica y sus componentes permiten correlacionar las dos unidades. Lo que es muy evidente es que el depósito de avalancha de escombros presenta espesores mínimos de hasta 10 m sin que se observe un decremento progresivo con la distancia. Aguas abajo del alto morfológico La Carbonera los afloramientos del depósito de avalancha se limitan a las porciones laterales, mientras que en las barrancas empieza a aflorar la unidad de flujo de escombros con espesores muy potentes (correspondiente con la

misma unidad interpretada por Stoopes y Sheridan, 1992, como depósito de avalancha de escombros).

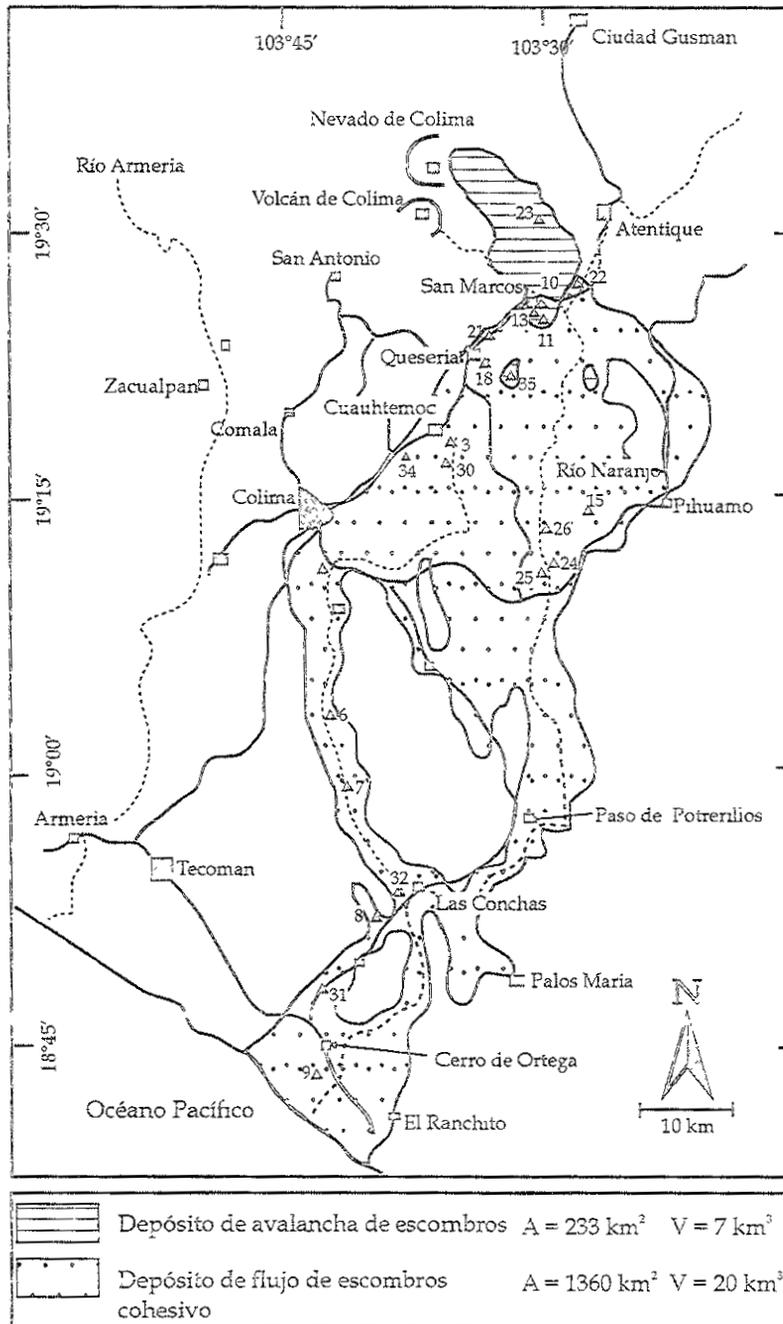


Figura 54. Distribución areal de los depósitos de avalancha de escombros y de flujo de escombros cohesivo (modificada de Stoopes y Sheridan, 1992).

5.5. Características estratigráficas

5.6.1. Depósito de avalancha de escombros

El depósito de avalancha de escombros se extiende hasta una distancia aproximada de 30 km, en dirección E hasta la barrera morfológica compuesta por calizas cretácicas y después hacia el SE, a lo largo del paleo-drenaje del río Naranjo y sobre las terrazas laterales (Figura 54). El depósito cubre un área aproximada de 233 km², y considerando un espesor promedio de 30 m (min. 10m, max. 50 m.) se obtiene un volumen de 7 km³. En el modelo digital del terreno (Figura 53) no se distingue una evidente morfología en montículos en la zona cercana al volcán, típica de depósitos de avalanchas de escombros, sin embargo la topografía es muy irregular y solo en las porciones más lejanas el depósito muestra una superficie homogénea.

El depósito está caracterizado por facies de bloques y facies de matriz. Las facies de bloques consiste de fragmentos de hasta 15 m de diámetro constituido por flujos de ceniza amarillos y rocas andesíticas muy alteradas hidrotermalmente (Figura 55).

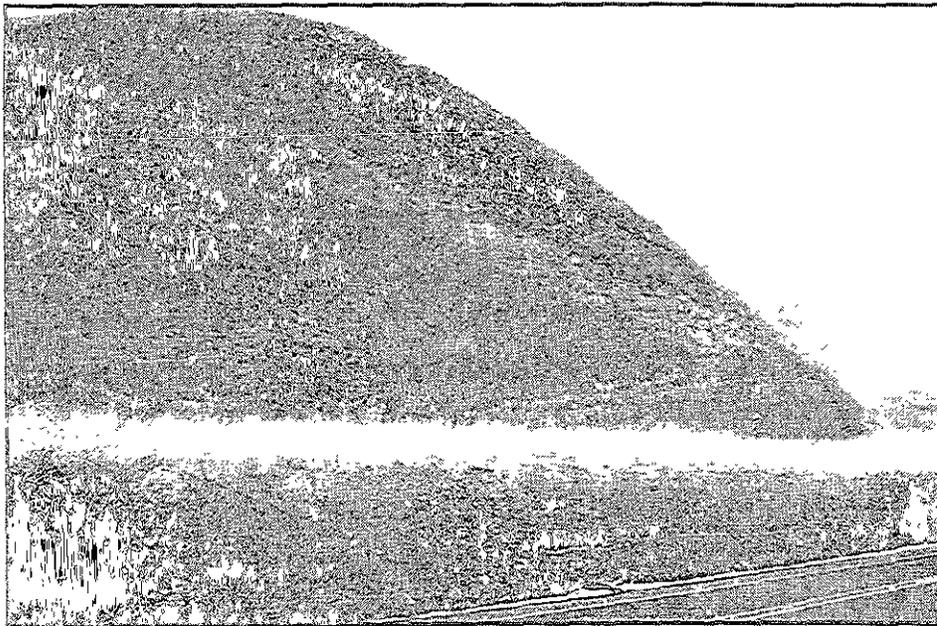


Figura 55. Sección de un montículo del depósito de avalancha de escombros del volcán Nevado de Colima, en donde se pueden observar los contactos estratigráficos primarios.

La alteración hidrotermal en el depósito es abundante y llega a afectar los fragmentos de roca andesítica. En general el depósito presenta un elevado grado de fracturamiento con bloques con estructuras de rompecabezas. Es muy común la presencia de estructuras frágiles (fallas) que desplazan a las secuencias estratigráficas originales.

La facies de matriz está constituida por un depósito masivo, con fragmentos angulares de diámetros variables que van desde unos centímetros hasta 1.5 m, soportados por una matriz limosa. Los clastos y megaclastos presentan una estructura en rompecabezas. La alteración hidrotermal afecta tanto a los bloques como a porciones de la matriz. La relación estratigráfica entre las dos facies no es muy clara por lo que probablemente representen una variación lateral.

5.6.2. Depósito de flujo de escombros Río Naranjo - Río Salado.

El depósito de flujo de escombros presenta una morfología plana en forma de terrazas, sólo en la zona distal el depósito tiene una morfología en montículos que se observa a partir de un cambio morfológico de un área lateralmente confinada (las barrancas de los ríos) a la planicie costera (Figura 54). El depósito tiene una extensión de 1360 km², con un espesor variable desde unos 50 m en las barrancas hasta un mínimo de 7 m. Considerando un promedio de 15 m se obtiene un volumen aproximado del depósito de 20 km³.

El depósito está constituido por una unidad masiva, con soporte de matriz y clastos variables con dimensiones desde unos centímetros hasta 10 m. En la zona distal se han reconocido los bloques más grandes que constituyen el núcleo de los montículos. La forma de los clastos varía desde muy angulosos con estructura en rompecabezas a redondeados (Figura 56).

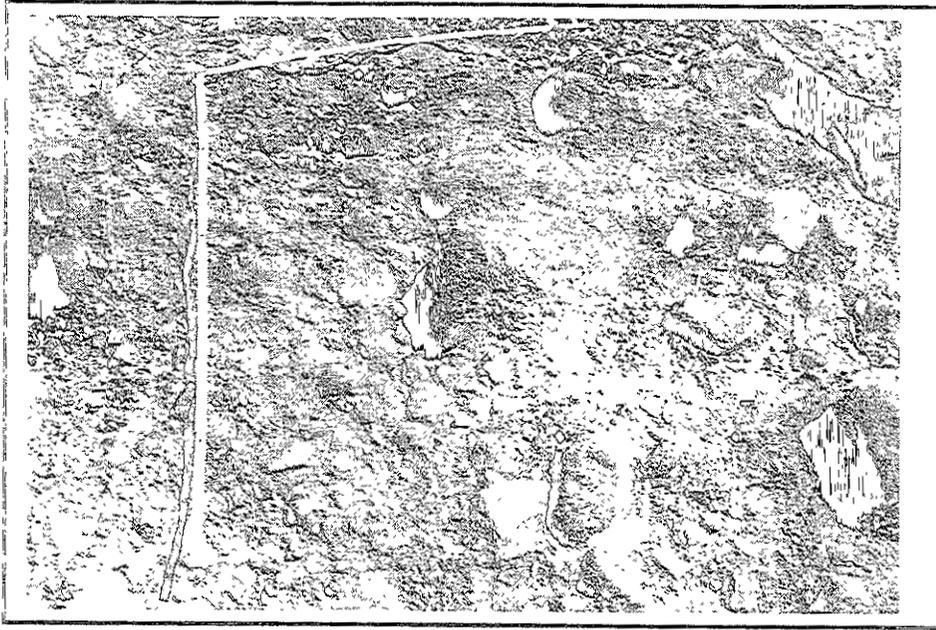


Figura 56. Textura típica del depósito de flujo de escombros cohesivo (sitio Col7).

La matriz arenosa presenta una alta porosidad con vesículas milimétricas. En las secciones próximas (Col30 y Col 34), localizadas en las terrazas laterales del Río Naranjo (Figuras 54 y 57), el depósito presenta una débil gradación inversa con clastos con estructura en rompecabezas situados hacia la porción superior y fragmentos angulosos más finos hacia la base.

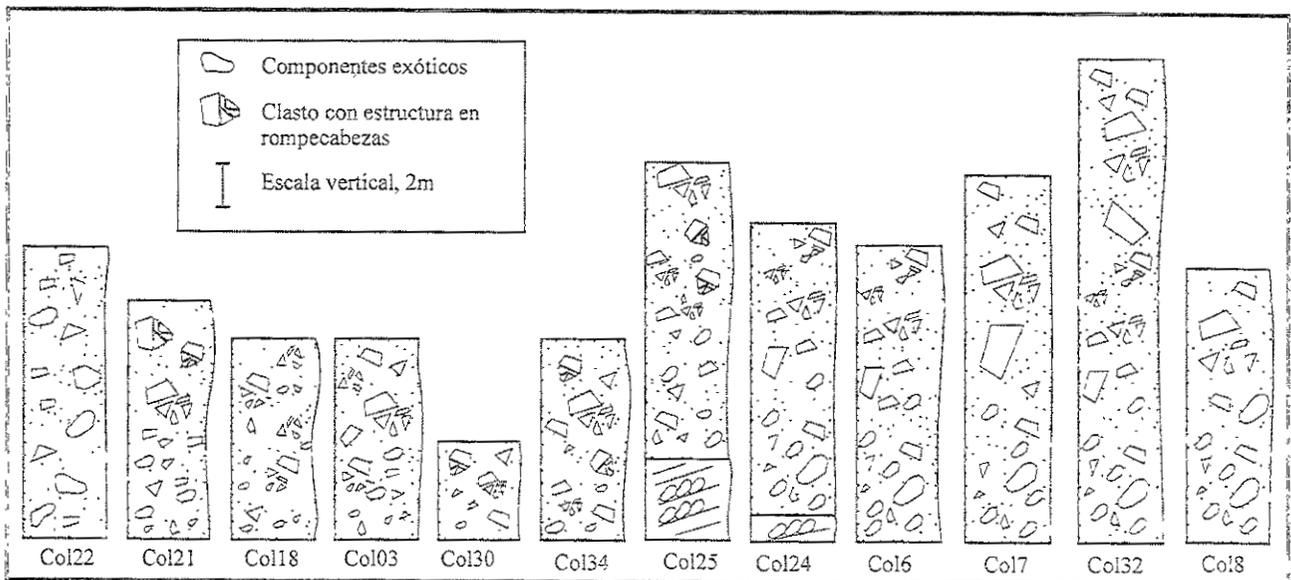


Figura 57. Secciones selectas del depósito de flujo de escombros cohesivo. La localización de las secciones aparece en la figura 54.

Hasta la sección Col34, los componentes principales son volcánicos, incluyendo lava escoriacea gris oscura con abundantes fenocristales de plagioclasa, andesitas gris claro con estructura de corteza de pan y andesitas rojizas con abundantes fenocristales de plagioclasa. En las secciones del Río Naranjo se observa ya un cambio tanto en la textura del depósito como en el contenido de componentes. En las secciones Col25 y Col24, el depósito está constituido por un horizonte basal de hasta 3 m de espesor soportado por matriz, con estratificación y abundantes ciastos redondeados e imbricados según la dirección del flujo o formando lentes (Figura 58). La porción superior del depósito está constituida por una unidad masiva de hasta 15 m de espesor.



Figura 58. Sección del depósito de flujo de escombros a lo largo del Río Naranjo. En este corte el depósito se compone de una capa basal de 2 m de espesor con lentes y ciastos embricados en la dirección del flujo y de una porción superior masiva (Sección Col25).

A partir de estas secciones, además de los componentes volcánicos anteriormente descritos, aparecen clastos de composición variable provenientes del sustrato local (calizas y esquistos), en su mayoría provenientes de los cauces de los ríos Naranjo y Salado (cantos redondeados y de composición variable). En particular, los componentes secundarios se encuentran concentrados hacia la base de la unidad mientras que los clastos angulosos siguen observándose en las porciones superiores del depósito, en algunos casos con estructuras de rompecabezas.

5.7. Características sedimentológicas

5.7.1. Depósito de avalancha de escombros

Se procesaron tres muestras de la facies de matriz del depósito de avalancha de escombros (son muy raros los afloramientos del depósito en facies de matriz). En la tabla 5 se reportan los valores de los porcentajes de las fracciones grava-arena-limo-arcilla y los valores de los parámetros sedimentológicos (Folk, 1980).

Tabla 5. Granulometría del depósito de avalancha de escombros del Volcán Nevado de Colima.

Muestra	Coor	g:a:l:ar (W%)	ar:ar (W%)	Md	Mz	σ_1	σ_G	Sk _G	Sk _L	kg
COL10	N 19°25'43'' W 103°29'56''	46.3:36.2:14.5:3	67.3:27.1:5.6	0.74	1.46	5.4	4.66	0.2	0.16	0.78
COL13	N 19°25'16'' W 103°31'01''	44.1:40.5:14.1:1.3	72.4:25.2:2.4	0.8	1.43	5.06	4.41	0.19	0.14	0.82
COL35	N 19°21'30'' W 103°32'09''	46.8:37.8:14.2:1.3	70.9:26.7:2.4	0.48	1.32	5.04	4.35	0.25	0.21	0.78

Nota: g: grava, a: arena, l: limo, ar: arcilla. Dist: distancia desde la fuente. Coor. Coordenadas.

El contenido de material del tamaño de la grava es inferior al 50%, la matriz es areno-limosa (hasta 72.44 % de arena) con un contenido variable que varía de 1.3 % hasta 5.6 % de arcilla. Los parámetros sedimentológicos se mantienen con valores constantes: la media Mz varía entre 1.46-

1.43 ϕ y la selección σ_G varía desde 5.40 hasta 5.06 ϕ . En los histogramas granulométricos (Figura 59) se observa una distribución trimodal con picos entre $-3/4 \phi$, $2/3 \phi$ y 7ϕ y una notoria baja selección del depósito.

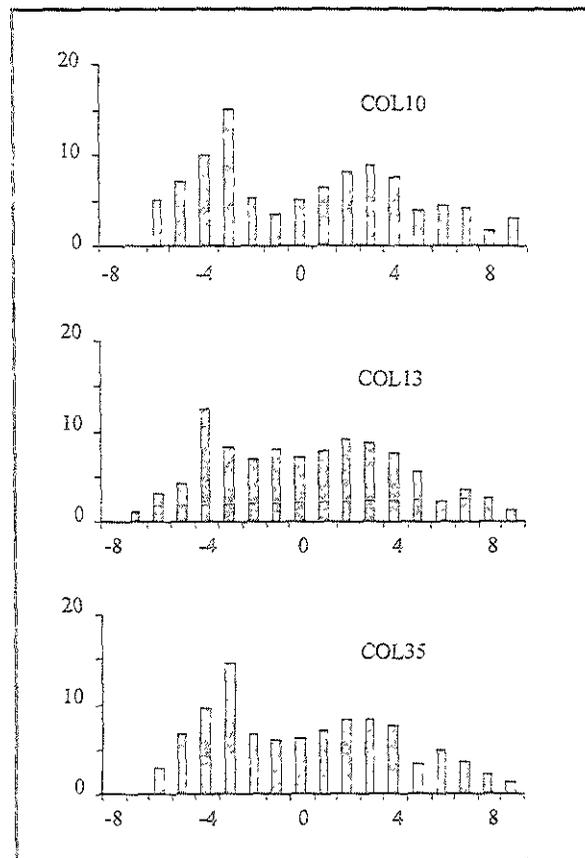


Figura 59. Histogramas granulométricos del depósito de avalancha de escombros, Volcán Nevado de Colima. Sitios ubicados en la figura 54.

5.7.2. Depósito de flujo de escombros.

Para el estudio de las características sedimentológicas del depósito de flujo de escombros se analizaron 13 muestras distribuidas en la zona próxima, en la zona media de las barrancas del río Naranjo y Salado y en la zona lejana, en donde los dos ríos se unen en un drenaje único.

En la tabla 5, se reportan los valores de los porcentajes de las fracciones grava-arena-limo-arcilla y los valores de los parámetros sedimentológicos (Folk, 1980). Las muestras de los puntos próximos contienen más del 50% de material del tamaño de la grava, con un máximo de 69%, el cual disminuye con la distancia hasta valores mínimos de 32%.

Tabla 6. Granulometría del depósito de flujo de escombros cohesivo del Volcán Nevado de Colima.

Muestra	Coor	g:l:l:ar (W%)	a:l:ar (W%)	Md	Mz	σ_1	σ_G	Sk _G	Sk ₁	Kg
COL22	N 19°27'02" W 103°28'54"	56.7:29.7:12.13:1.3	68.8:28.1.3.1	-1.08	0.54	5.05	4.46	0.48	0.42	0.83
COL21	N 19°23'23" W 103°34'03"	39.5:31.9:22.1:6.5	52.9:36.4:10.7	1.2	2.32	5.74	4.99	0.29	0.22	0.75
COL18	N 19°22'46" W 103°33'24"	68.2:19.9:9.9:0.2	68.5:30.8:0.7	-2.55	-0.39	5.16	4.5	0.63	0.57	0.95
COL3	N 19°18'39" W 103°36'02"	56.5:29.6:12.1:1.8	68.1:27.9:4.1	-0.9	0.37	4.8	4.22	0.4	0.32	0.8
COL30	N 19°17'14" W 103°35'29"	48.6:29.4:20.3:1.7	57.2:39.7:3.1	0.24	1.39	5.13	4.33	0.34	0.31	0.68
COL34	N 19°18'38" W 103°37'36"	57.9:26.7:15.3:0.2	63.3:36.4:0.3	-1.58	0.49	5.12	4.47	0.61	0.49	0.85
COL6	N 18°58'18" W 103°41'25"	50.9:28.2:18.6:2.3	57.4:37.9:4.7	-0.1	1.09	4.84	4.34	0.37	0.34	0.78
COL7	N 18°54'21" W 103°39'04"	47.7:41.0:9.5:1.7	78.5:18.2:3.3	0.32	0.67	4.97	4.24	0.11	0.1	0.72
COL24	N 19°10'03" W 103°30'06"	45.1:40.1:13.8:0.4	74.1:25.2:0.7	0.4	1.28	4.4	3.76	0.3	0.3	0.74
COL32	N 18°53'10" W 103°37'39"	32:51.1:15.3:1.6	75.1:22.5:2.4	2	2.08	4.43	3.82	0.03	0	0.84
COL8	N 18°49'34" W 103°42'03"	63:28.8:6.9:1.4	77.8:18.5:3.7	-2.18	-0.58	4.48	4.17	0.5	0.45	0.83
COL31	N 18°46'26" W 103°44'24"	43.6:44.9:11.2:0.3	79.6:19.9:0.5	0.77	0.84	4.92	4.3	0.02	0	0.78
COL9	N 18°45'20" W 103°43'32"	32.9:53.7:11.9:1.5	80.1:17.7:2.2	1.64	1.67	4.27	3.74	0.01	-0.02	0.83

Nota: g: grava, a: arena, l: limo, ar: arcilla. Dist: distancia desde la fuente.

Esta tendencia también es sensiblemente visible en las curvas de los pesos acumulativos en donde se observa una migración de tales curvas hacia las fracciones más finas en la dirección del flujo (Figura 60). La matriz es arenosa (hasta 80% de arena) con un contenido en arcilla muy variable, desde un máximo de 4.72% hasta un mínimo de 0.48%.

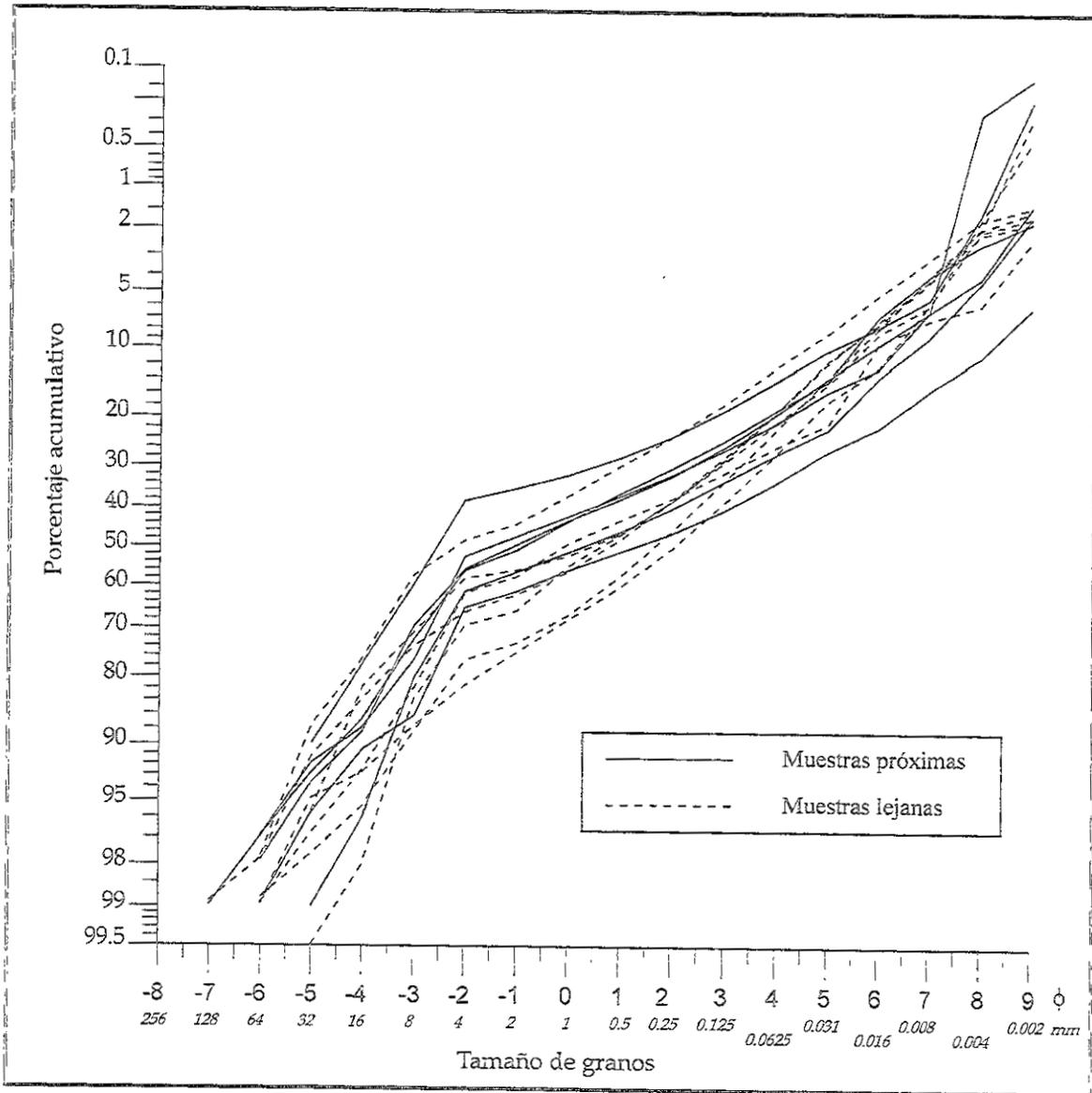


Figura 60. Curvas de los pesos acumulativos para el depósito de flujo de escombros cohesivo, Volcán Nevado de Colima.

Los histogramas (Figura 61) presentan una distribución multimodal pero con evidentes picos en -3 y -4ϕ , que cambia a bimodal, con nodos en -2ϕ , para las muestras a lo largo de los ríos y en la zona distal. Los parámetros sedimentológicos (Figura 62) muestran que la media y la selección aumentan ligeramente en los sitios a lo largo de los ríos y disminuyen en la zona proximal y distal.

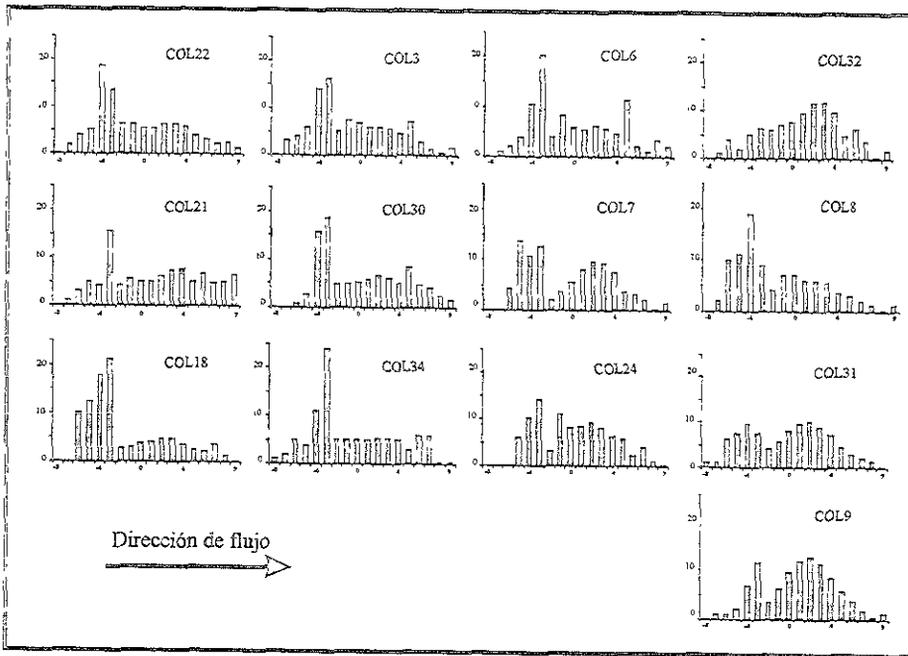


Figura 61. Histogramas granulométricos del depósito de flujo de escombros cohesivo del Volcán Nevado de Colima.

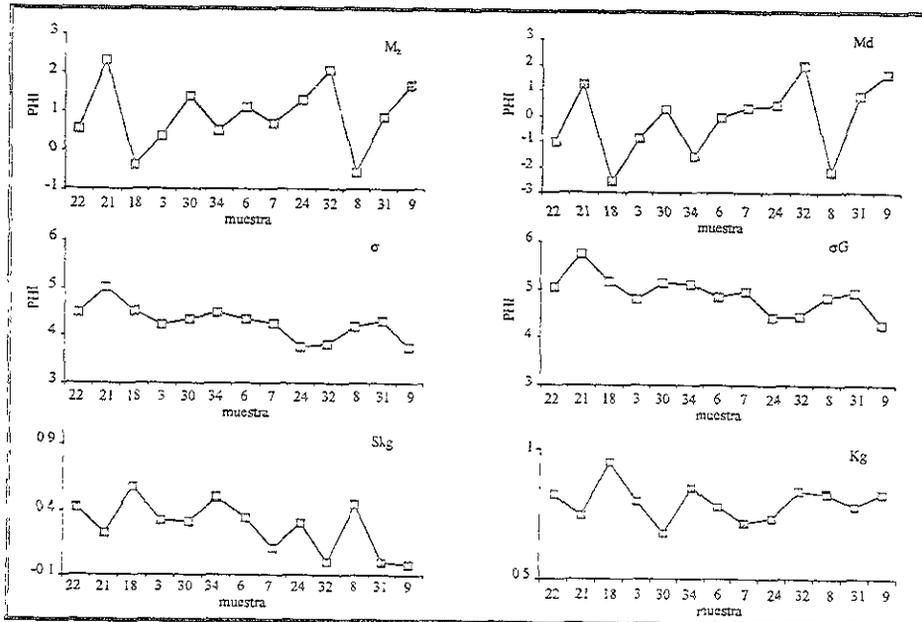


Figura 62. Gráficas de variación de los parámetros granulométricos con la distancia desde la fuente para el depósito de flujo de escombros cohesivo del Volcán Nevado de Colima.

5.7.2.1. Composición mineralógica de la fracción arcillosa.

Para determinar los minerales arcillosos presentes en la matriz se analizaron las tres muestras del depósito de flujo de lodo que mostraron mayor porcentaje de la fracción arcillosa. En la tabla 3 se reportan los resultados obtenidos y se comparan con los datos obtenidos para el depósito Pilcaya (Nevado de Toluca) y otros flujos de lodo cohesivos.

Tabla 7. Composición mineralógica de la fracción arcillosa presente en la matriz del depósito de flujo de lodo cohesivo y de otros ejemplos de esta clase de depósitos.

Depósito	K	Il	Es	Cr	Feld	Qz	REF
NEVADO DE COLIMA							
CO9807			X		X		ET
CO9821	X	X		X	X		ET
CO9826				X	X		ET
NEVADO DE TOLUCA, depósito PILCAYA							
19P	X	X		X	X		ET
21P	X				X		ET
38P	X		X	X	X		ET
48L	X			X	X		ET
Tetelzingo	X		X	X	X	X	1
Osceola	X	X	X	X		X	2
Paradise	X		X	X			2

K. Caolinita. Il. Illita. Sm. Esmectita. Cr. Cristobalita.

Feld. Feldspato. Qz. Cuarzo.

ET. Este trabajo; 1. Carrasco-Núñez et al., 1993;

2. Crandell, 1971.

Contrariamente a lo observado con el depósito Pilcaya la fracción arcillosa del depósito de flujo de lodo de Colima presenta una composición bastante heterogénea entre las distintas muestras, en donde abunda el feldespato y la cristobalita mientras que solo en dos de las tres muestras se encontraron minerales del grupo de las arcillas (caolinita y esmectita). Como se mencionó anteriormente, este flujo de escombros tiene en promedio un contenido mayor al 3% de la

fracción arcillosa con un máximo de 4.72%, valor muy bajo comparado con los depósitos Pilcaya (Nevado de Toluca) y Teteizingo (Pico de Orizaba) que tienen concentraciones hasta de 14-16%. Es importante señalar que en los dos últimos casos la composición es muy homogénea a lo largo del depósito mientras que en el caso de Colima, ésta es muy variable dependiendo de la sección del depósito. Es muy probable que esta característica esté relacionada con las condiciones iniciales de la roca fuente a partir de la cual se derivó el flujo. Como se discutió en el Capítulo 4, la porción del edificio a partir de la cual se originó el flujo Pilcaya en el Volcán Nevado de Toluca tenía un elevado grado de alteración hidrotermal y posiblemente estaba cubierta por un casquete glacial, por lo que la masa original tenía el mismo estado de alteración y fracturamiento. El Nevado de Colima representa un caso opuesto, el hecho de que el depósito presente una composición variable en el contenido de arcilla indica que la fuente era heterogénea, con porciones del edificio volcánico más alteradas por los fluidos magmáticos (asociado a la actividad que ocasionó el mismo colapso) respecto a otras, más superficiales y relativamente más frescas.

5.7.2.2. Discusión de los resultados de los análisis sedimentológicos: clasificación del depósito y proceso de "bulking".

A partir de los resultados obtenidos por los análisis sedimentológicos del depósito de flujo de escombros se pueden hacer las siguientes consideraciones:

El porcentaje de matriz (material menor a 2 mm) representa en promedio el 50 % del peso total del depósito, por lo tanto, éste puede ser clasificado como un depósito de flujo de lodo (mud-flow, Crandell, 1971). El contenido de arcilla es muy variable con valores máximos de 4.7% y mínimos de 0.3%. No obstante esta gran variabilidad, se puede afirmar que se trata de un flujo de lodo cohesivo ya que desde los afloramientos próximos hasta los más lejanos (más de 90 km) no se observan cambios macroscópicos en la textura masiva del depósito. La cohesión observada en

las porciones del depósito que presentan un bajo contenido de arcilla puede ser debida al alto porcentaje de limo (hasta 40%).

La fracción arenosa en la matriz del depósito aumenta con la distancia desde 67% (valor promedio) en la zona proximal hasta un 80% en la zona distal. Esta tendencia se debe al aumento en la fragmentación del material así como a la introducción de material fluvial arenoso de los cauces de los ríos. Este último proceso, definido como "*bulking*" (Scott, 1988), se ha propuesto como causante del considerable aumento en volumen de los flujos de escombros. En efecto, como se discutirá más adelante, ese fenómeno jugó un papel fundamental para incrementar enormemente el volumen del flujo durante su emplazamiento. El incremento en la selección del depósito en las secciones situadas a lo largo de los ríos Salado y Naranjo se debe a la incorporación de material fluvial mejor seleccionado. De igual forma, una migración a una distribución bimodal en la dirección del flujo se debe también al incremento de la fracción arenosa con la distancia. Vale la pena observar que el bajo contenido de arcilla de algunas muestras puede ser explicado admitiendo una grande eterogeneidad del flujo por la introducción de material de distintos orígenes. En ese sentido, puede también ocurrir un error durante el muestreo ya que se puede llegar a tomar muestra de una porción en donde resulta más abundante el sedimento exótico (los sedimentos de río no contienen fracción arcillosa). Las muestras Col32 y Col8 localizadas en la unión de los cauces de los ríos Salado y Naranjo se comportan de manera anómala debido a condiciones de sedimentación compleja.

Finalmente, el depósito presenta en la zona lejana una mala selección y aumento de la granulometría dado que es el área de sedimentación con asentamiento de todas las fracciones incluyendo los megaclastos erosionados durante el transporte los que constituyen los núcleos de los montículos.

5.8. Mecanismos de emplazamiento del flujo de lodo cohesivo.

Todas las características descritas hasta el momento permiten hacer las siguientes consideraciones sobre los posibles mecanismos de emplazamiento durante la sedimentación del flujo de escombros. Resumiendo, el depósito se caracteriza por tener una textura masiva, la presencia de un horizonte basal de hasta 3 m de espesor con estratificación paralela a distancia intermedia, clastos subredondeados imbricados en la dirección del flujo, la concentración del material secundario hacia la base del depósito, el aumento de la media granulométrica, el mejoramiento de la selección y finalmente el cambio en la distribución granulométrica a bimodal en la dirección del flujo.

Como se apuntó anteriormente, el proceso de *bulking* es el responsable principal de las variaciones en los parámetros sedimentológicos (incremento de la selección, distribución bimodal) y en la variación en el contenido de los componentes secundarios con la distancia. En particular se ha observado cómo en las secciones proximales que constituyen las terrazas laterales del río el contenido en componentes secundarios es muy bajo, mientras que en las secciones a lo largo de los ríos aumenta progresivamente (Figura 57).

Es claro que durante el movimiento de este tipo de flujos el frente del mismo es muy erosivo siendo allí en donde el material exótico (sedimentos de río y fragmentos del basamento) se acumula. Por lo tanto, la concentración de los componentes secundarios hacia la base del depósito indica que la depositación del material se inició desde el frente hacia la cola del flujo migrando la superficie de depositación hacia las porciones superiores, en donde predominan clastos de origen volcánico provenientes del edificio mismo.

La presencia de clastos imbricados en la dirección del flujo en los afloramientos masivos y la presencia de un horizonte basal con estratificación (Figura 58), son evidencias importantes que indican que el flujo estaba caracterizado por un régimen laminar, no solamente en la base en

donde dominan los mayores esfuerzos de cizalla, sino también en el cuerpo principal. La presencia o no de una capa basal bien desarrollada depende de las características del flujo, esto es, de su resistencia a fluir (límite de fluidez para un flujo visco-plástico). El mismo proceso de "bulking" es capaz de incorporar no solo material secundario sino también una importante cantidad de agua dando origen a una dilución de la porción basal del flujo causando la consiguiente disminución del esfuerzo límite a la fluidez. Por lo tanto, las partes del depósito que muestran el horizonte basal bien desarrollado representan porciones del flujo en donde hubo una mayor incorporación de agua, lo que coincide con las secciones más espesas localizadas en el cauce del Río Naranjo.

Con base en todas estas evidencias es muy claro que el modelo de *plug flow* propuesto para el emplazamiento en masa de flujos de escombros (Johnson, 1970) no puede explicar las características que este depósito presenta. Por el contrario, las evidencias que indican un flujo laminar y que la sedimentación inició a partir del frente del flujo, sugieren que el mecanismo de emplazamiento fue gradual con la depositación de material en capas sucesivas, desde el frente hacia la cola, caracterizada por una disminución en la concentración de material y empobrecida en clastos exóticos. De esta forma se origina un horizonte basal más denso cuyo esfuerzo a la fluidez aumenta hasta el congelamiento total de la capa. En sedimentología clásica este horizonte se denomina carpeta de tracción (Lowe, 1982), sin embargo, en el caso de flujos cohesivos no se desarrollan estructuras sedimentarias como las que se observan en turbiditas debido a que las fuerzas de cohesión de la matriz son muy grandes e inhiben el movimiento grano a grano.

En este caso el proceso de crecimiento es continuo y provoca que las distintas capas se vayan depositando una sobre la otra mientras la porción superior del flujo más diluida sigue aportando material (Figura 63). Entre las dos porciones del flujo se va creando una zona de discontinuidad debido a diferencias importantes en su densidad y velocidad. Este horizonte corresponde a una

zona de cizallamiento que puede dar origen a la imbricación de los clastos (Postma et al., 1988) o destruir cualquier posible tipo de estratificación dando origen a una textura masiva (Vallance and Scott, 1997). Con estas observaciones se puede concluir que el flujo de escombros se desplazó sobre una superficie de cizallamiento, más o menos desarrollada, y la cual variaba dependiendo de las condiciones locales del flujo (Figura 63).

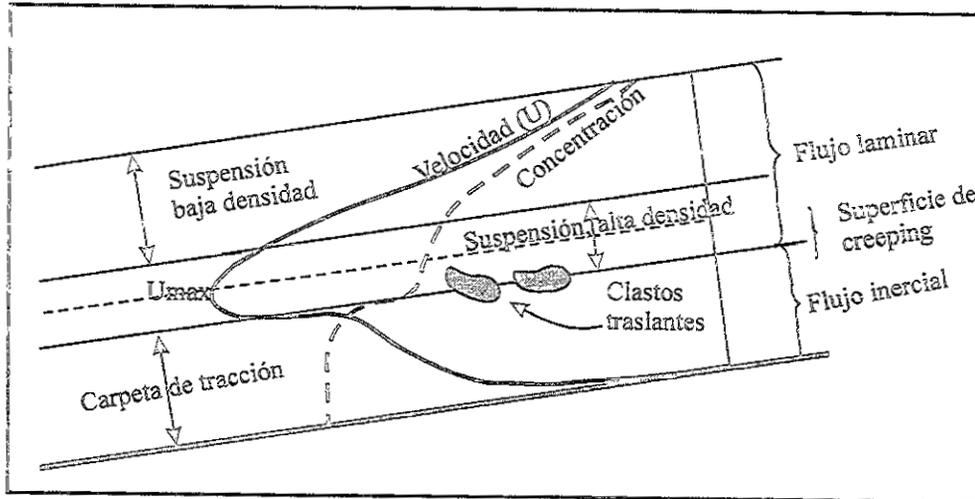


Figura 63. Esquema que muestra la variación de la velocidad del flujo y la formación de las distintas capas de diferente densidad (Modificado de Postma et al., 1988).

Sin embargo, la depositación del cuerpo principal no fue masiva (tipo *plug flow*) sino que ocurrió por un proceso de crecimiento gradual (Figura 64).

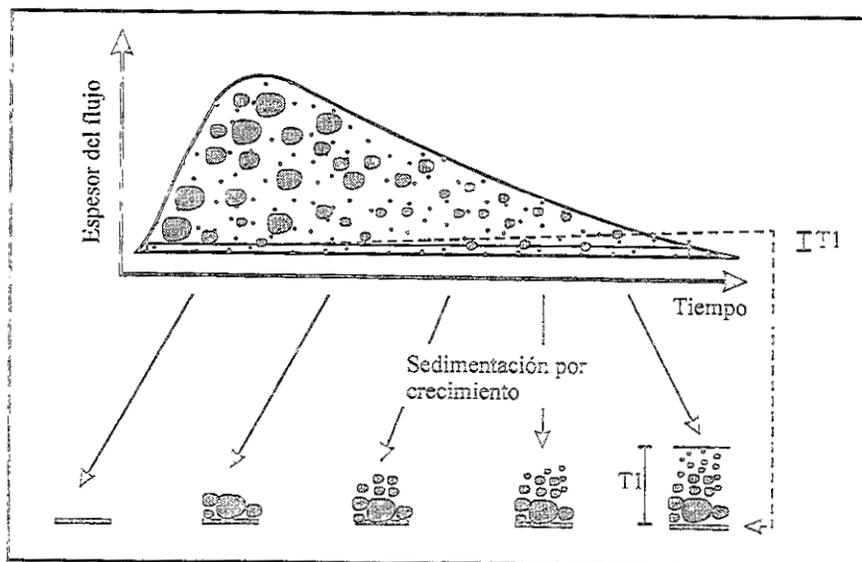


Figura 64. Diagrama esquemático que ilustra el mecanismo de sedimentación por crecimiento gradual (modificado de Vallance y Scott, 1997).

Este proceso ha sido propuesto recientemente por Vallance y Scott (1997) como el mecanismo principal de sedimentación de flujos de escombros, por Branney y Kokeiaar (1992) para flujos piroclásticos de volúmenes mayores a 1 km^3 y por otros autores (Hampton, 1972; Lowe, 1982; Middleton, 1993) para corrientes de turbidez.

Finalmente en la zona distal, el flujo de escombros pasó de la morfología encañonada de los cauces de los ríos Salados y Naranjo a la planicie costera. Este cambio originó una disminución súbita en la velocidad del flujo con la consiguiente depositación masiva de todo el material más grueso acarreado por el flujo. La morfología en montículos observada en la zona distal es el resultado de este proceso.

5.9. Discusión

Con base en las características texturales y sedimentológicas se ha determinado que el colapso del flanco oriental del volcán Nevado de Colima ocurrido hace 18,500 años dio origen a una avalancha de escombros y a un depósito de flujo de lodo cohesivo. Las relaciones estratigráficas observadas entre estas dos unidades permiten correlacionarlas como parte del mismo evento. El colapso parcial del edificio originó una avalancha de escombros que se extendió 30 km de distancia hasta el alto morfológico La Carbonera. El evento que ocasionó el colapso fue de origen magmático tal y como lo prueba la presencia de material juvenil en el depósito y por su posible relación con depósitos piroclásticos cogenéticos (Stoopes y Sheridan, 1992). El depósito muestra megabloques con estructura en rompecabezas (hasta 15 m de diámetro), matriz muy fina ($Mz 1 \phi$) y una selección muy pobre (5.4ϕ) características típicas de una avalancha de escombros. Sin embargo, a una distancia de unos 20 km río abajo, en las terrazas del Río Naranjo, el depósito desaparece y aparece la unidad de flujo de escombros cohesivo, con una textura masiva más

homogénea y con soporte de una matriz arenosa. Sus características sedimentológicas (aumento de la fracción arenosa, mejoramiento de la selección, incremento en el contenido de los componentes secundarios acarreados por el flujo en los cauces de los ríos) y su depositación reflejan emplazamiento por crecimiento gradual, típico del comportamiento de los flujos de escombros cohesivos (Scott, 1985 y 1988; Vallance y Scott, 1997).

En la literatura se encuentran descritos distintos casos de colapsos de origen volcánico que originaron depósitos de avalancha de escombros los cuales se transformaron posteriormente en flujos de escombros cohesivos. Este fenómeno ha sido explicado de dos maneras distintas: 1) transformación lateral de las porciones saturadas de avalancha de escombros durante el transporte (Palmer et al., 1991; Palmer y Neall, 1989) y 2) remobilización post-deposicional por saturación de la porción superior del depósito de avalancha de escombros (Scott, 1988), en donde se requiere por lo menos un 10% de agua para que la masa inicie su movimiento (Glicken, 1991). Sin embargo, en estos ejemplos los depósitos de flujo de escombros representan un volumen muy pequeño respecto al volumen original del depósito de avalancha además de tener un alcance muy limitado.

En el caso del Nevado de Colima, el depósito de avalancha de escombros representa un volumen muy inferior respecto al depósito de flujo de escombros. Además, si consideramos el volumen de agua necesaria para que una porción de la avalancha fuera remobilizada, este sería muy grande para poder considerar uno de los dos mecanismos propuestos anteriormente. De la morfología del área se observa que la masa que se originó a partir del colapso parcial del Nevado de Colima pudo llegar hasta el alto morfológico constituido por las calizas del Cerro La Carbonera, sitio donde llegó a detenerse (Figura 53). En este caso el cuerpo de avalancha constituyó una represa natural para el río Tuxpan-Naranjo. Posiblemente este fenómeno causó la formación de un lago temporal cuyas aguas acumuladas fueron saturando lentamente la masa de avalancha. En un

cierto momento la sobresaturación interna del depósito y la presión del mismo cuerpo de agua ocasionaron la ruptura de la represa y la removilización del depósito de avalancha en un flujo de escombros muy erosivo. El flujo se canalizó en los principales drenajes, y acarreó grandes volúmenes de material hasta llegar a la planicie costera, a una distancia aproximada de 90 km.

Este fenómeno dio origen a la formación de un flujo laminar (en el cual dominan fuerzas de cohesión y de presión de poros), donde la matriz arenosa cohesiva (contenido elevado de limo y arcilla) es capaz de transportar y sostener el material más grueso durante grandes distancias aun en áreas de pendiente muy baja. Los grandes esfuerzos de cizalla que se originan en la base del flujo se ven reflejados en las características texturales del depósito como la laminación paralela y la imbricación de los clastos en la dirección del flujo observadas en las secciones del Río Naranja (Figura 59).

5.9.1 El volumen del depósito de flujo de escombros como resultado del fenómeno de bulking.

Si comparamos el volumen de material ausente en el edificio volcánico con el volumen total de la avalancha más el flujo de escombros notaríamos una gran diferencia. Haciendo una estimación del volumen faltante en el edificio volcánico, considerando el cráter del Nevado II como la fuente más probable de la avalancha y una altura estimada del edificio volcánico de 5500 m antes del colapso, se obtiene un valor de 6.3 km^3 aproximadamente. Stoopes y Sheridan (1992) calcularon un volumen total del depósito de $22\text{-}33 \text{ km}^3$, mucho mayor al volumen faltante en el edificio. Si consideramos que la avalancha de escombros se extendió hasta el Cerro La Carbonera y extrapolándola hasta los afloramientos más distales encontrados (Sección 35, Figura 54), con un espesor promedio de 30 m, se obtiene un volumen de 7 km^3 , valor compatible con el volumen faltante en el edificio volcánico si se considera el efecto de la dilatación del material después del desprendimiento.

El volumen calculado para el flujo de escombros es de 20 km^3 , la mayor parte representa material recolectado por el flujo a lo largo de los cauces. De acuerdo con la morfología de la represa formada, se puede estimar que aproximadamente 3 km^3 de material de avalancha fue removido por el flujo de escombros. La represa tuvo un área aproximada de 4 km^2 por lo que un volumen de agua de aproximadamente 0.5 km^3 pudo haber sido removiilizado contemporáneamente a la ruptura. Por lo tanto un volumen total de 3.5 km^3 fue el aporte inicial de la ruptura, esto significa que el flujo aumentó al menos 5.5 veces su volumen inicial.

Un proceso que describe el aumento progresivo en volumen de los flujos de escombros se denomina "bulking", el cual consiste en incorporar material durante el transporte. Es evidente que la eficacia de este proceso depende del poder erosivo del flujo y de la cantidad de material disponible en el substrato o en las paredes confinantes en el caso de flujos canalizados. Desgraciadamente, en la bibliografía existente no existen muchos datos que cuantifiquen este fenómeno. Los únicos datos disponibles reportan incrementos variables de los valores de volumen, desde un 50 % para el Osceola Mudflow (Vallance y Scott, 1997) hasta un 80 % para el Electrón Mudflow (Scott et al., 1995), porcentajes muy bajos, si los comparamos con en el caso del Volcán Nevado de Colima. Sin embargo, para el flujo de escombros originado a partir del colapso de una pequeña porción del Volcán Casita (Nicaragua) en 1998, se estimó un aumento de 9 veces el volumen de la masa inicial (Scott et al., 2000b). La diferencia entre estos casos distintos se debe probablemente a la cantidad de agua y a la disponibilidad de material. Entre mayor es la cantidad de agua disponible mayor será la posibilidad de que se genere turbulencia interna en el flujo la cual aumenta su poder erosivo. En el caso del Volcán Casita, el deslizamiento fue causado por las abundantes lluvias provocadas por el Huracán Mitch las cuales sobresaturaron una porción del edificio volcánico muy inestable por el elevado grado de

alteración hidrotermal. A partir del deslizamiento de 200,000 m³ de roca del fianco se originó unos minutos después un flujo de escombros con un volumen de 1,880,000 m³.

En el caso del Volcán Nevado de Colima, durante la existencia del represamiento abundante material se acumulaba en el lago temporal por el aporte de los drenajes externos que confluían al Río Naranja. Se desconoce la duración de la formación de la represa, sin embargo se puede hipotetizar que su colapso haya ocurrido en pulsos a partir del frente y en dirección retrograda, hacia la represa. Se puede entonces imaginar un escenario en donde pequeñas porciones de la represa se movilizaban a partir de su frente formando pequeños flujos de escombros hasta cuando ocurrió el colapso total con formación de un único frente de flujo de escombros que probablemente llegó a coalescer con los anteriores flujos. Durante la formación del flujo principal, además del material que constituía el represamiento, fueron también removilizados los sedimentos que se acumularon en las aguas de la represa misma. El caso de los flujos de escombros ocurridos en 1990 en China a partir de deslizamientos sismogénicos que represaron el Río principal Dong Chuan, se pudo observar la secuencia de eventos que probablemente ocurrieron en el Volcán Nevado de Colima. De una película tomada por K. M. Scott se pudo observar que a intervalos de aproximadamente 40 segundos se formaban frentes de flujos de escombros cohesivos cuyo tamaño aumentó hasta la formación de un frente mayor que canibalizó literalmente a los flujos anteriores dando origen a un único flujo. Durante el desplazamiento de cada flujo se pudo apreciar su poder erosional, el cual destruía la base y las paredes del canal hasta producir el colapso de éstas mismas que entonces se integraban al flujo. Con base en estas observaciones resulta factible el aumento de casi 5 veces del volumen inicial del flujo de escombros, teniendo además como antecedente el caso del Volcán Casita.

Se cuenta con otros casos estudiados en donde se ha observado que pequeños deslizamientos que originan represas naturales pueden ser después removilizados como flujos de escombros muy

erosivos que incrementan de manera importante su volumen durante el transporte. Un ejemplo clásico de esta clase de evento ocurrió en Colombia en junio de 1994 (INGEOMINAS, 1995, Scott et al., 2000a) cuando un sismo de magnitud 6.4 en la escala de Richter produjo más de 3000 deslizamientos de material saturado en agua. Este material represó los cauces de los ríos Simbola y Paez. La ruptura de la represa originó un flujo de lodo que viajó más de 170 km arrasando varios poblados y provocando la muerte de más de 1000 personas. En la literatura se reportan otros casos de avalanchas de escombros que obstruyeron drenajes siendo el caso más conocido el colapso del Monte Santa Elena, 1980. La avalancha obstruyó el Río North Fork Toutle construyendo una represa con una altura de 45 m y 800 m de ancho. En este caso ya existía un lago (Spirit Lake) que alcanzó un volumen de $259 \times 10^6 \text{ m}^3$. La represa no colapsó gracias a la obra de ingenieros que construyeron un túnel subterráneo para drenar el agua. Si no se hubieran tomado estas medidas la represa hubiera colapsado provocando la remobilización de una gran parte del depósito con la formación de un flujo de lodo cohesivo.

Costa y Schuster (1988) presentaron una clasificación de los tipos de represas formadas en diferentes condiciones, y el caso estudiado en Colima corresponde con su tipo III, en donde el depósito de avalancha bloquea el drenaje del río y se extiende en las dos direcciones del mismo, obstruyendo totalmente el paso del agua (Figura 66).

El tiempo que estas represas pueden resistir antes de su ruptura es muy variable, este puede ser de días y hasta miles de años (Scott, 1985). Los factores que condicionan la duración son el tamaño de los clastos que constituyen el cuerpo, su composición y grado de alteración, el contenido en material fino (arcilla) y el volumen de agua que se puede acumular por unidad de tiempo (Costa and Schuster, 1988).

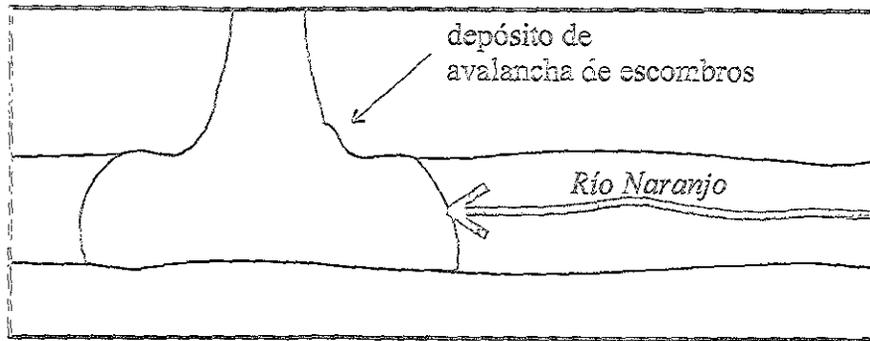


Figura 65. Esquema del tipo de represa natural formada por el depósito de avalancha de escombros y el bloqueo subsecuente del drenaje del Río Naranjo (tipo III según Costa y Schuster, 1988).

5.10. Peligro

Stoopes y Sheridan (1992) consideraron el depósito como una única unidad de avalancha de escombros para la cual calcularon un valor de H/L de 0.04, el cual resultaba ser muy bajo respecto a otros casos estudiados, lo que sugería que esta clase de flujos podía tener una elevada movilidad. Sin embargo, en este trabajo, hemos demostrado que el depósito de avalancha de escombros alcanzó únicamente una distancia de 30 km de la cima con lo que el valor H/L aumenta de 0.04 a 0.12 aproximadamente, el cual corresponde al promedio determinado para avalanchas de escombros (Siebert et al., 1987). Recientemente Iverson et al. (1998) y Valiance y Scott (1997) propusieron que el parámetro H/L no es indicativo de la movilidad de flujos laharicos ya que no tiene en cuenta la capacidad de dispersión lateral que caracteriza este tipo de flujos. Graficando el volumen V contra el área A (Figura 67) se observa que el depósito de Colima representa el flujo de escombros cohesivo más extenso estudiado hasta la fecha, inclusive mayor que el Osceola Mudflow (Mt. Rainier, EEUU) que se consideraba como uno de los eventos mayores.

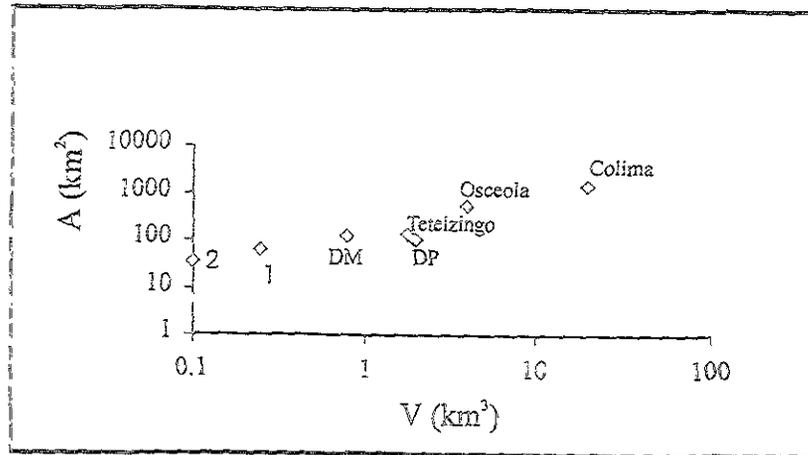


Figura 66. Diagrama de área contra volumen para el depósito de flujo de escombros cohesivo del Volcán Nevado de Colima y otros casos estudiados. 1: Paradise lahar y 2) Electron mudflow (Volcán Rainier, USA). DP: Depósito Pilcaya y DM: Depósito El Mogote (Volcán Nevado de Toluca).

Este hecho demuestra la elevada movilidad que tuvo el flujo de Colima, ayudado por la morfología confinante de los ríos Naranjo y Salado y a la abundante introducción de material saturado durante el transporte lo cual mantuvo y facilitó su movilidad. Efectivamente el flujo de escombros estuvo confinado durante casi toda su trayectoria mientras que por ejemplo el flujo de escombros Pilcaya (Nevado de Toluca, Capítulo 4) se emplazó en una topografía confinada durante los primeros 40 kilómetros y después se expandió sobre la planicie distal disminuyendo rápidamente su velocidad.

5.11. Conclusiones.

Los colapsos de edificios volcánicos de tipo magmático originan avalanchas de escombros que pueden viajar distancias moderadas (e.g. la avalancha del Monte Shasta, EEUU, se extendió hasta 45 km y se considera como uno de los eventos de mayor magnitud, Crandell, 1989). La duración del evento es de pocos minutos (10 min para el colapso de 1980 del Monte St. Elena, EEUU) con una devastación total de las áreas afectadas. Sin embargo, otros eventos asociados

(magnéticos o no) pueden ser de magnitud mucho mayor. Las explosiones dirigidas que se originan contemporáneamente al colapso (blast) tienen un poder devastador muy grande debido a que los flujos piroclásticos que genera tienen una elevada velocidad (supersónica) y altas temperaturas (~400°) a pesar de emplazar depósitos muy delgados. Después del colapso, la actividad puede continuar con una etapa magmática con la formación de columnas plinianas a partir de las cuales se depositan capas de caída extensas más allá de las áreas afectadas por el cuerpo de avalancha. Estos ejemplos se refieren a eventos directamente asociados con el colapso y que ocurren unos momentos antes o después del mismo. Sin embargo, se ha observado que horas, días o hasta años después del evento, se pueden originar lahares por la removilización del depósito de avalancha, mismos que pueden alcanzar extensiones mucho mayores. En efecto, se ha observado tanto la formación de pequeños flujos de escombros solamente unas horas después del emplazamiento como la formación de grandes lahares después de períodos de tiempo más largos. Es evidente que estos fenómenos están directamente relacionados con la cantidad de agua disponible y con las condiciones del taponamiento que pueden llevar a que el cuerpo se removilice. Por lo tanto, si el agua disponible se encuentra con la masa de roca que se desprende, normalmente el fenómeno dará lugar a la formación de pequeños lahares (e.g. North Fork lahar, Monte Santa Elena, EEUU). Por el contrario, si el agua es de origen exógeno, o proviene de la captura de ríos o por la formación de represas naturales, entonces la cantidad de material removilizado y erosionado puede ser mucho mayor. El colapso del Nevado de Colima, ocurrido hace 18,500 años, representa hasta el momento el ejemplo de mayor volumen y extensión de un flujo de escombros originado a partir de una avalancha de escombros. La ocurrencia de un evento de tales características se debió principalmente a la paleo-topografía particular del área. La avalancha de escombros viajó a través de una topografía delimitada por los ríos Naranjo y Salado hasta una distancia relativamente limitada (30 km). Si por el contrario, las áreas alrededor del

edificio hubieran sido planas, probablemente solo se hubieran formado pequeños flujos de escombros. Con esta topografía el depósito de avalancha del Colima obstruyó el drenaje principal de la zona, el cual captura las aguas de la región NE a lo largo del Río Naranjo y las drena hasta el Océano Pacífico. La formación de esta represa natural originó la acumulación de un gran volumen de agua ($\approx 0.5 \text{ km}^3$) que llegó a romper la obstrucción remobilizando parte de la avalancha originando un flujo de escombros muy erosivo que fue aumentando en volumen y fuerza hasta llegar a la costa. Este ejemplo demuestra como un factor importante como la paleotopografía de la región cercana a un volcán puedan transformar una erupción de magnitud moderada en un evento muy destructivo que puede alcanzar áreas que por los depósitos de la misma erupción nunca hubieran sido afectadas. Por este motivo, es de fundamental importancia para la evaluación del peligro y riesgo volcánico el analizar las condiciones morfológicas alrededor del volcán las cuales podrían interferir en el movimiento de flujos y generar eventos secundarios más devastadores. De esta forma se podrían presentar modelos más precisos que contemplen la formación de eventos secundarios y las áreas que podrían ser afectadas.

6

Caracterización sedimentológica de avalanchas de
escombros y flujos de escombros cohesivos:
implicaciones genéticas.

6.1. Resumen

Las características sedimentológicas de los depósitos de avalancha de escombros en facies de matriz indican una similitud con los depósitos de flujos de bloques y cenizas que se originan por el colapso parcial de domos (actividad tipo Merapi). En ambos casos, el depósito está constituido en su mayoría por material grueso (grava hasta el 80%) suspendido en una matriz arenosa. La selección es discreta, entre 3 ϕ y 4 ϕ (campo de los flujos piroclásticos) y no muestra una tendencia a mejorar en la dirección del flujo. Ambos flujos se originan por un proceso de fragmentación inicial debido a una componente explosiva asociada al evento y se desplazan como un fluido no Newtoniano, con un esfuerzo límite a la fluidez el cual determina la distancia máxima recorrida. El proceso de fluidización mecánica es el mecanismo principal de transferencia de energía.

Los depósitos de flujo de escombros cohesivos estudiados en este trabajo presentan las mismas características sedimentológicas, indicando que independientemente del origen de estos flujos (transformación directa o removilización post-deposicional de una avalancha de escombros), los mecanismos de emplazamiento que actúan en su interior son los mismos (proceso de bulking y depositación por crecimiento gradual). Por el contrario, las condiciones morfológicas y la magnitud de procesos como el bulking son los que pueden afectar las condiciones de sedimentación de estos flujos originando cambios en las características sedimentológicas. Sin embargo se observa que los flujos de escombros que se originan a partir del colapso parcial precedido por una intensa alteración hidrotermal del edificio volcánico presentan el mayor contenido en arcilla.

Comparando los parámetros sedimentológicos de los depósitos de avalanchas de escombros y de los depósitos de flujos de escombros cohesivos, se observa que en general los primeros presentan

un mayor tamaño de los granos así como una peor selección respecto a los flujos de escombros cohesivos. Así mismo, los diferentes mecanismos de emplazamiento que gobiernan estos dos tipos de flujos (flujo granular y flujo de dos fases) hacen que los parámetros sedimentológicos varíen de manera diferente en la dirección del flujo.

6.2. Introducción

Las características sedimentológicas de un depósito volcanoclástico, independientemente de su origen, dan indicaciones de los mecanismos de emplazamiento que tuvieron lugar durante la sedimentación del mismo. Por este motivo, resulta muy importante analizar los parámetros sedimentológicos y compararlos con los distintos tipos de depósitos (e.g. avalanchas de escombros y flujos de escombros) y así obtener información crucial sobre los mecanismos que caracterizaron el flujo. El primer objetivo del presente capítulo es analizar por separado las características sedimentológicas de las avalanchas de escombros y de los flujos de escombros cohesivos basados en el análisis detallado de varios casos estudiados, para evidenciar similitudes y/o diferencias relativas al origen y a los mecanismos de sedimentación.

6.3. Avalanchas de escombros.

En los capítulos anteriores se presentaron los datos sedimentológicos de la avalancha de escombros de 1980 del Monte Santa Elena (EEUU) y algunos datos de la avalancha de escombros del volcán Nevado de Colima ocurrida hace 18,500 años. En la bibliografía existente no existen datos sobre las características sedimentológicas de avalanchas de escombros volcánicas con excepción del trabajo de Glicken (1986, 1998) sobre el mismo depósito de 1980 del Monte Santa Elena. Con esta perspectiva resulta complicada la tarea de construir un patrón general del comportamiento de las avalanchas de escombros utilizando los datos disponibles. Sin

embargo, en el presente estudio se está proponiendo que la facies de matriz del depósito del Monte Santa Elena es el resultado de una componente explosiva que acompañó la masa deslizante, y no de una fragmentación del material durante el transporte. Además, observando la textura de la facies de matriz del depósito de avalancha de escombros, se pueden observar similitudes con depósitos de flujos de bloques y cenizas. A este propósito Hayashi y Self (1992) analizaron la movilidad (relación H/L) de las avalanchas de escombros de origen volcánico y de los flujos piroclásticos. Estos autores llegaron a la conclusión de que ambos fenómenos tienen una elevada movilidad y son emplazados por mecanismos de transporte muy similares, para lo cual, descartaron el proceso de fluidización (*gas fluidization*, Shreve, 1968) como el mecanismo principal responsable de la movilidad de los flujos piroclásticos y de las avalanchas de escombros. Por el contrario consideran que la fluidización mecánica (Bagnold, 1966) y la auto-lubricación (Campbell, 1989), podrían ser los procesos más viables para explicar la elevada movilidad de ambos tipos de flujos. Con base en este antecedente, se pretende comparar las características de los depósitos de flujos piroclásticos con las facies de matriz de las avalanchas de escombros para verificar si efectivamente en ambos casos actúan mecanismos de emplazamiento similares. Cabe mencionar que en el trabajo de Hayashi y Self (1992) se analizaron depósitos de flujos piroclásticos que en su mayoría eran el resultado del colapso de columnas eruptivas. Sin embargo, debido al origen y las características texturales de la facies de matriz de una avalancha de escombros, se considera más correcto analizar los casos de flujos de bloques y cenizas producidos por el colapso parcial de domos, tipo Merapi. Los flujos de bloques y cenizas tipo Merapi se originan por el colapso gravitacional de una porción externa de un domo central. La única diferencia fundamental respecto a una avalancha de escombros como la del Monte Santa Elena (facies de matriz) es que en el caso de un domo todo el material involucrado en la actividad es juvenil y caliente, mientras que en el caso de una avalancha, el material juvenil

sólo representa una pequeña proporción de la masa total. Como veremos más adelante esta diferencia tiene importantes implicaciones.

Los datos utilizados en el presente trabajo se refieren a los depósitos piroclásticos asociados con la actividad del Volcán Unzen (Japón) ocurrida entre los años 1990 y 1995 (Miyabuchi, 1999). Se escogió este volcán debido a la buena disponibilidad de datos sedimentológicos, ya que existen muy pocos datos publicados en trabajos previos.

6.4.1. Evidencias sedimentológicas

Antes de proceder a la discusión, hay que hacer una pequeña aclaración sobre la metodología utilizada en los diferentes trabajos. Para el estudio de los depósitos del Monte Santa Elena y del Nevado de Colima se analizó el rango granulométrico completo (entre -8ϕ y 9ϕ) del depósito. En el trabajo de Miyabuchi (1999) fueron analizadas únicamente las fracciones comprendidas entre -5ϕ y 9ϕ , omitiendo la fracción granulométrica más gruesa. Esta diferencia en la metodología produce pequeñas variaciones en los parámetros granulométricos como por ejemplo en los valores de la mediana (Md). Los depósitos del volcán Unzen presentan un aparente valor inferior de Md debido a que no está incluida la fracción más gruesa de -5ϕ . Sin embargo, graficando otros parámetros independientes al tamaño de grano se podrán observar buenas similitudes entre los dos tipos de depósitos.

Las características del tamaño de granos de los depósitos así como de sus matrices se presentan en los diagramas triangulares de grava-arena-lodo (limo+arcilla) (GAL) y arena-limo-arcilla (ALA). En la gráfica GAL (Figura 67a) se observa que ambos tipos de depósitos caen en un área común, y que la tendencia de las muestras del volcán Unzen hacia el vértice de la arena se debe solamente al rango granulométrico analizado, como ya anteriormente se mencionó. Por el

contrario, en el diagrama ALA (Figura 67b) se observa que esta limitación en los datos no influye ya que sólo se utilizan los datos de las matrices (material < 2mm).

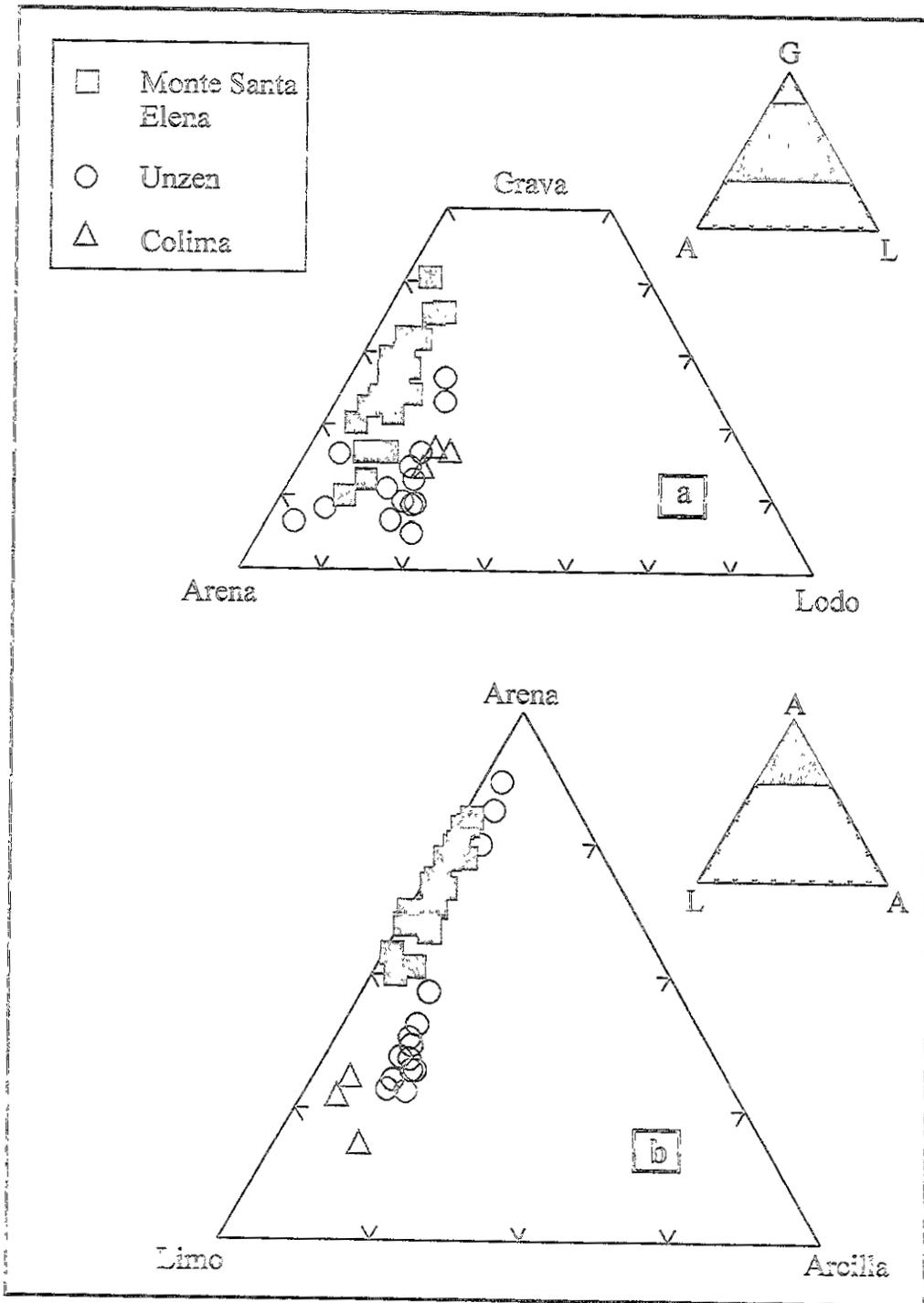


Figura 67. Gráficas triangulares de los parámetros granulométricos de los depósitos de avalancha de escombros (Monte Santa Elena y Nevado de Colima, presente trabajo) y de los depósitos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi (Volcán Unzen, Miyabuchi, 1999): a) grava-arena-lodo (limo+arcilla) y b) arena-limo-arcilla.

Se puede apreciar como las muestras de los depósitos tipo Merapi abarcan el mismo rango que el depósito de avalancha del Monte Santa Elena mientras que en el caso del Volcán Nevado de Colima los datos muestran una ligera tendencia hacia el vértice del limo, indicando que la matriz es ligeramente más fina ($\approx 8\%$ arena). Sin embargo, comparando la gráfica obtenida con aquella publicada por Fisher y Schmincke (1984) se puede apreciar como ambos depósitos caen en el campo definido para las avalanchas de escombros volcánicas (Figura 68).

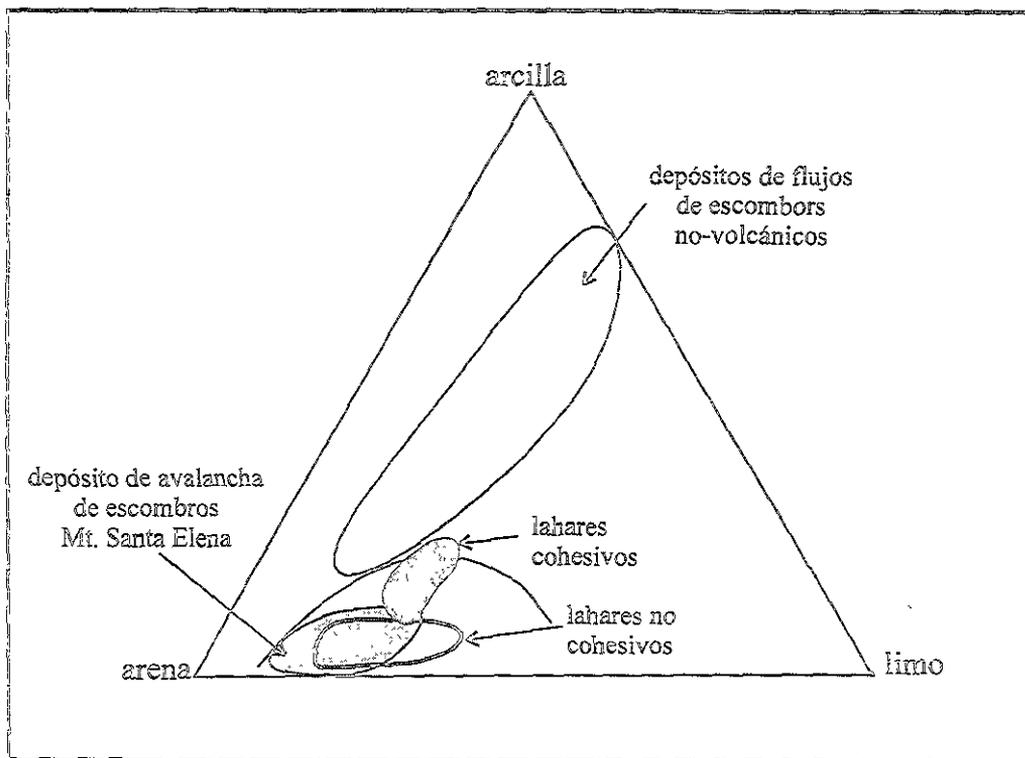


Figura 68. Gráfica triangular de arena-limo-arcilla en donde se muestra la granulometría de los depósitos de avalancha de escombros y blast del Volcán Santa Elena respecto a depósitos de lahar y de flujos de escombros no-volcánicos (Fisher y Schmincke, 1984; Carrasco-Núñez et al., 1993).

Esta primera diferencia en el tamaño de grano de la matriz es la consecuencia directa del tipo de material involucrado durante los dos tipos de fenómenos. Como se mencionó anteriormente el

material involucrado durante la actividad tipo Merapi del volcán Unzen es principalmente juvenil (monolitológico), parcialmente solidificado pero con un importante contenido en gas. Bajo estas condiciones la fragmentación inicial del material es mucho mayor respecto a la fragmentación que podrían experimentar bloques fríos y pobres en gases. La ruptura debido al enfriamiento y a la liberación de los gases son dos procesos muy importantes que determinan la fragmentación del material. Se ha observado que la propagación de las fracturas causadas por enfriamiento origina una disminución de las fuerzas de tensión propias del material lávico permitiendo la liberación de la presión interna de los gases con la consiguiente fragmentación del material (Uji et al., 1999). Para el caso de la actividad tipo Merapi (V. Unzen) este fenómeno resulta dominante mientras que para el caso del Monte Santa Elena sólo afecta al material juvenil (13% de la masa total, Glicken, 1998). En éste último caso, el fracturamiento del material fue debido principalmente a la componente explosiva (blast y explosiones hidromagmáticas, ver Capítulo 2) contemporáneas al deslizamiento.

Graficando la mediana granulométrica (M_d) contra la selección (Figura 69a), se observa que a pesar de una ligera diferencia en los valores de M_d , los valores de la selección son muy similares para los dos depósitos. Lo mismo se observa en la gráfica de la asimetría contra la selección (Figura 69b), en donde ambos depósitos aparecen muy cercanos en un área común, con una tendencia positiva hacia las fracciones más finas en ambos casos (S_{kg} positivo). Desgraciadamente la falta de un número mayor de datos publicados impide la graficación de los demás parámetros sedimentológicos.

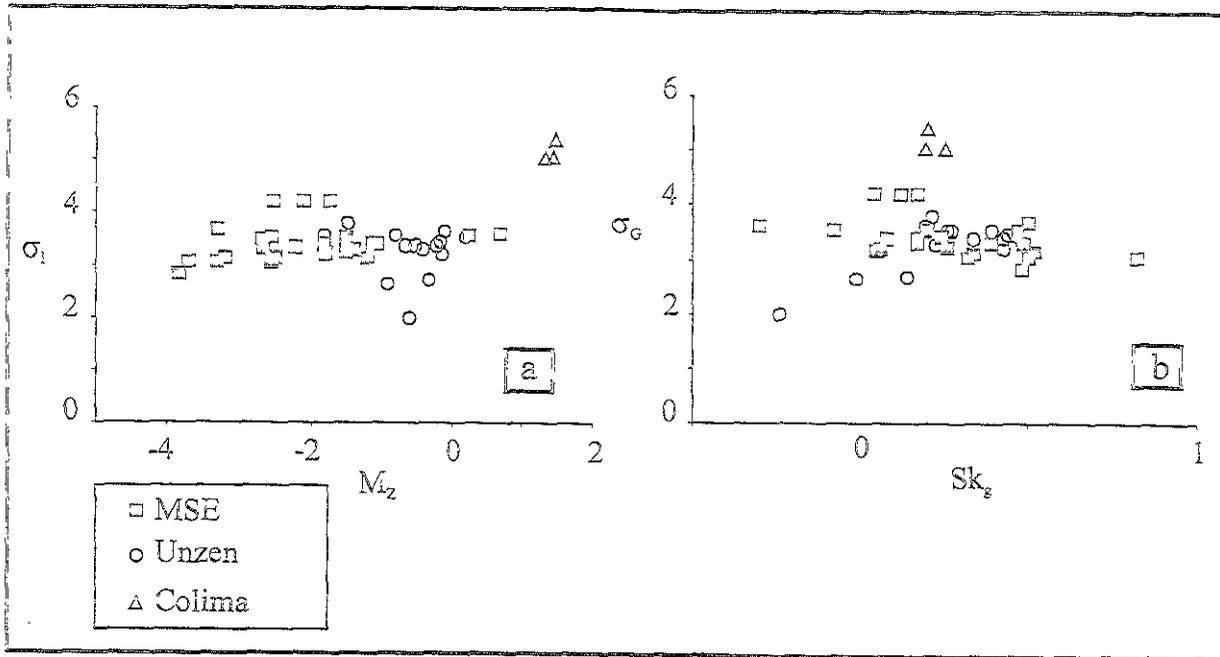


Figura 69. Gráficas de a) M_z vs. σ_1 y b) Sk_g vs. σ_g para los depósitos de avalancha de escombros (MSE: Monte Santa Elena y Nevado de Colima) y los depósitos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi (Volcán Unzen, Miyabuchi, 1999).

6.4.2. Implicaciones sobre los mecanismos de emplazamiento.

Las características sedimentológicas sugieren que existe una cierta afinidad entre la facies de matriz del depósito de avalancha de escombros y el depósito de bloque y ceniza originado por el colapso de domo (actividad tipo Merapi). En ambos casos, el depósito está constituido en su mayoría por material grueso (grava hasta el 80%) con una matriz arenosa. La selección es discreta, entre 3ϕ y 4ϕ (campo de los flujos piroclásticos, Walker, 1971) y no muestra una tendencia a mejorar en la dirección del flujo. La textura de ambos depósitos es masiva, en ocasiones la porción basal es más fina (como por ejemplo observado en el caso del depósito del Volcán Nevado de Colima, Capítulo 5) y los bloques más grandes se encuentran hacia las porciones superiores de los depósitos. Todas estas evidencias apoyan la hipótesis presentada en el Capítulo 2 en donde se propone que la facies de matriz del depósito de avalancha de escombros

del depósito del Volcán Monte Santa Elena no es el resultado de la fragmentación progresiva de los grandes bloques durante el transporte del flujo, sino que representa un flujo primario originado por la interacción entre los bloques deslizantes y la componente explosiva de los eventos subsecuentes.

El flujo que deposita las unidades de bloques y ceniza tipo Merapi está representado por una suspensión de material sólido sin cohesión, con un comportamiento no-Newtoniano, en donde la presión dispersiva juega un papel muy importante para la suspensión de los clastos (Boudon et al., 1993). El mecanismo que mejor describe estas características es el de un flujo granular, inercial, con densidad modificada (Lowe, 1976). En el capítulo 2 se determinó que la facies de matriz de la avalancha de escombros se originó a partir de un flujo cuyo comportamiento puede corresponder a un fluido bi-viscoso (Sousa y Voight, 1995). Este modelo es parecido a un flujo tipo Bingham (no-Newtoniano) pero con la diferencia de que el flujo puede comportarse como un fluido viscoso a partir de cualquier esfuerzo aplicado dependiendo de la región del flujo, mientras que en un flujo tipo Bingham existe un límite único a la fluidez para todo su espesor (Figura 70).

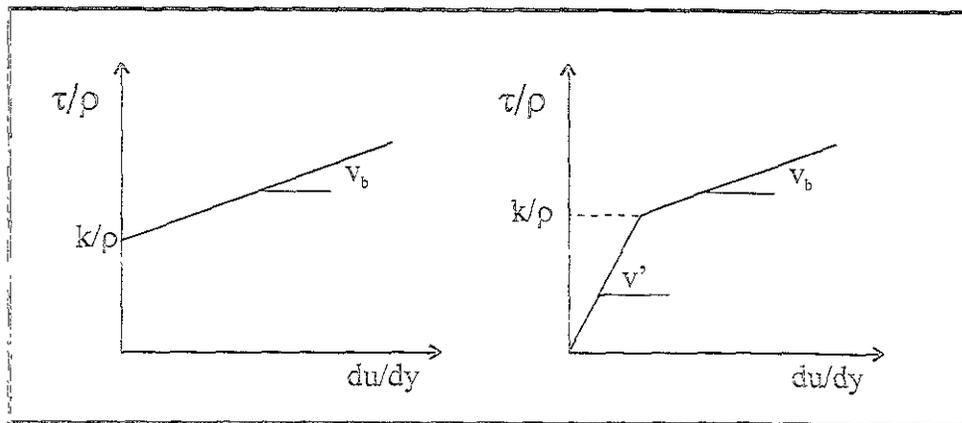


Figura 70. Reología de un flujo tipo a) Bingham y b) bi-viscoso. k : límite a la fluencia; ν_b : viscosidad; ν' : viscosidad por baja deformación; du/dy : deformación; τ : esfuerzo de cizalla; ρ : densidad.

En pocas palabras, ambos flujos (tipo Merapi y facies de matriz de avalancha de escombros) tienen el comportamiento de un fluido no Newtoniano, con un esfuerzo límite a la fluencia el cual determina la distancia máxima que el flujo puede recorrer. El proceso de fluidización mecánica parece ser el mecanismo principal de transferencia de energía para estos dos tipos de flujos granulares.

Con base en estas hipótesis, se propone que el colapso del Monte Santa Elena originó una avalancha de bloques acompañada por un flujo de elevada movilidad constituido por una mezcla de clastos, fragmentos finos y gases cuyo emplazamiento y movilidad fue similar a la de los flujos de bloques y cenizas comúnmente descrito en la actividad tipo Merapi. No se puede excluir que en la zona proximal ambos flujos se movieran de manera conjunta, efectivamente en esta región, la facies de matriz cubre a la facies de bloques, pero debido a su mayor movilidad, ésta última, se fue separando con la distancia desde la porción inferior más densa (en donde se desplazaban los bloques más grandes). Entonces, la facies de matriz del depósito resultante, es sedimentada a partir de un flujo granular modificado que acompaña al cuerpo principal de avalancha constituido por megabloques que se deslizan como un cuerpo rígido sobre una superficie de baja fricción. En el caso de la actividad tipo Merapi la elevada fragmentación del material es debida a su temperatura y contenido en gas, mientras que en un colapso volcánico tipo Santa Elena, en donde el material juvenil solo representa una pequeña porción de la masa total, el material se fragmenta debido a su interacción con la componente explosiva.

6.5. Flujos de escombros cohesivos

En el presente trabajo se han analizado tres casos de flujos de escombros cohesivos, todos relacionados con el colapso de un edificio volcánico, pero con origen distinto: el depósito Pilcaya se originó directamente del colapso del volcán Nevado de Toluca, el depósito Mogote fue

originado por la removilización del depósito Pilcaya y finalmente el flujo de escombros del volcán Nevado de Colima fue removilizado a partir del depósito de avalancha de escombros debido a la ruptura de una represa temporal. Con base en las características sedimentológicas observadas en cada uno de los casos se ha determinado que el mecanismo de emplazamiento principal de estos flujos es el de crecimiento gradual, como ha sido en otros sitios (e.g. el flujo de lodo Osceola, Monte Rainier, Vallance and Scott, 1997) y también verificado con experimentos de laboratorio (Major, 1997). Sin embargo, cada uno de los casos presenta pequeñas diferencias en sus parámetros sedimentológicos.

6.5.1. Evidencias sedimentológicas.

En el siguiente apartado se analizan los datos presentados en este trabajo así como datos publicados para otros flujos de escombros cohesivos, tales como el depósito Osceola (Monte Rainier, EEUU, Vallance and Scott, 1997) y el lahar Paradise (Monte Rainier, EEUU, Crandell, 1971).

En el diagrama triangular GAL (Figura 71a) se observa una ligera dispersión para todas las muestras indicando una variabilidad en la granulometría de los depósitos tal y como se observa en el diagrama ALA (Figura 71b). Sin embargo, en este último, la tendencia de algunos puntos hacia la fracción arcillosa es una evidencia clara del mayor contenido original de arcilla de los afloramientos más proximales encontrados en los depósitos Pilcaya y Osceola, mientras que los demás se mantienen a lo largo de una línea paralela al lado arena-limo (Figura 71b). Esta gran variabilidad en la granulometría entre los distintos depósitos se aprecia también graficando los parámetros granulométricos M_d y M_z (Figura 72a), sin embargo, en todos los casos estudiados, también se observa una tendencia notable en el incremento del tamaño de granos en la dirección del flujo. En la gráfica σ_I vs. σ_G (Figura 72b) se observa claramente una variación lineal en la

selección correspondiente con un mejoramiento en la selección del depósito en la dirección del flujo (Figura 72, la flecha indica la dirección del flujo).

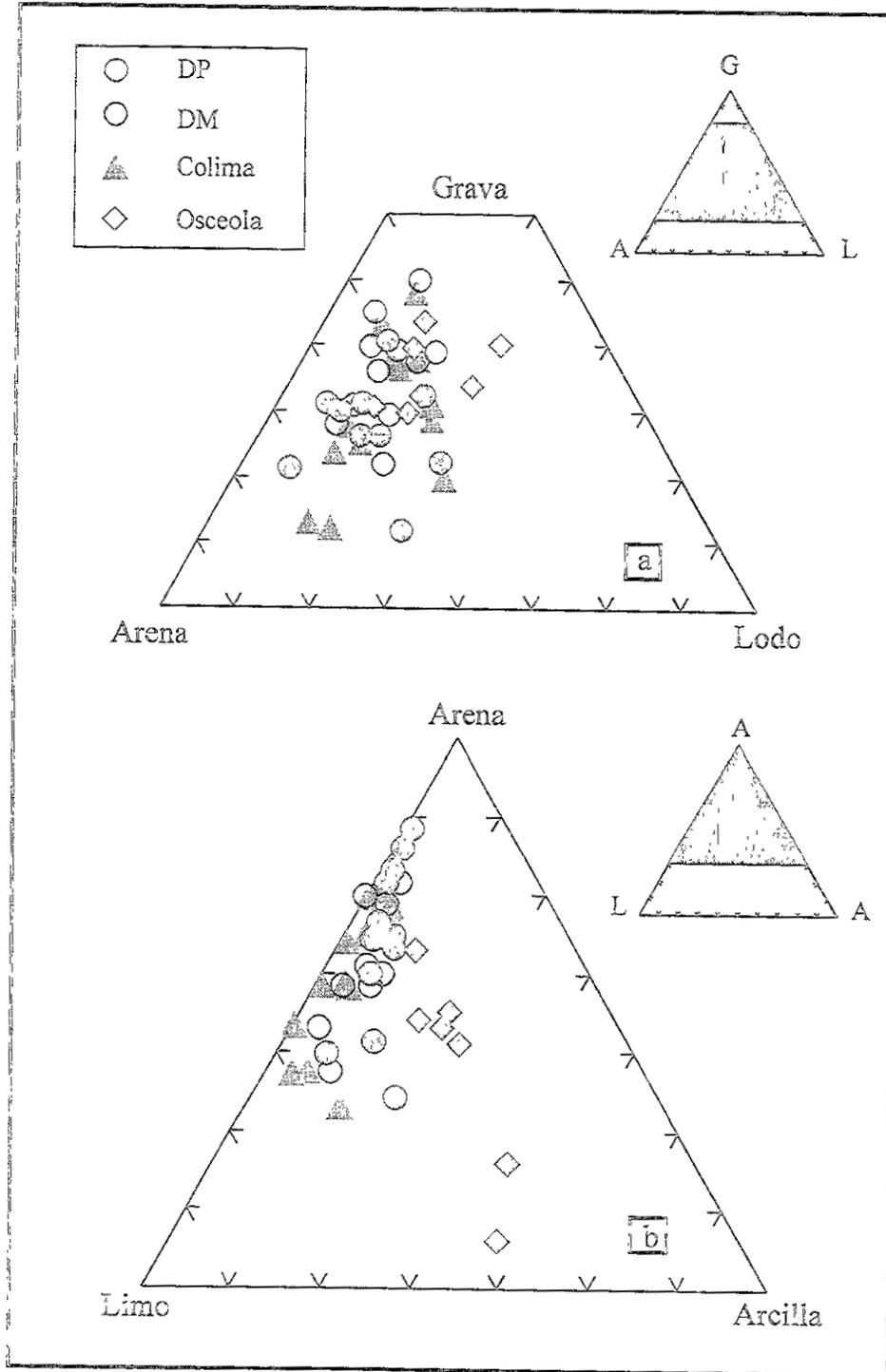


Figura 71. Gráficas triangulares de a) grava-arena-lodo (limo+arcilla) y b) arena-limo-arcilla para los depósitos de flujo de escombros cohesivos Pilcaya y El Mogote (DP y DM, Volcán Nevado de Toluca), Colima y Osceola (Volcán Rainier).

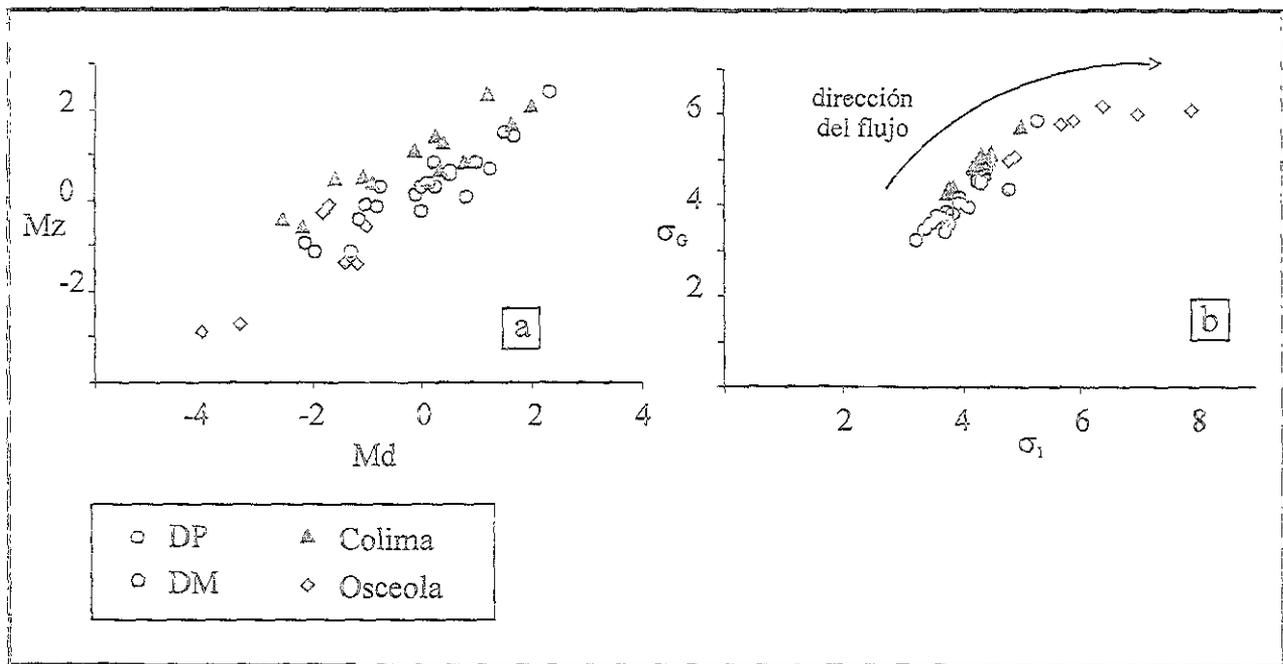


Figura 72. Gráficas de a) M_d vs. M_z y b) σ_1 vs. σ_0 para los depósitos de flujo de escombros cohesivos Pilcaya (DP) y El Mogote (DM) (Volcán Nevado de Toluca), Colima y Osceola (Volcán Rainier).

Analizando todos los depósitos, se aprecia que el depósito Osceola presenta la más pobre selección, mientras que los casos de los volcanes Toluca y Colima tienen mejor selección y es muy similar (Figura 73a). Con respecto a los otros parámetros sedimentológicos se observa una correlación negativa para la selección y la kurtosis (Figura 73b), lo cual es indicativo de un incremento de la selección en la dirección del flujo.

Al graficar los demás parámetros no se detectan mayores diferencias entre los distintos depósitos con excepción de una mayor asimetría hacia las fracciones más gruesas (Sk_G negativo) para el depósito Pilcaya (Figura 73c y e).

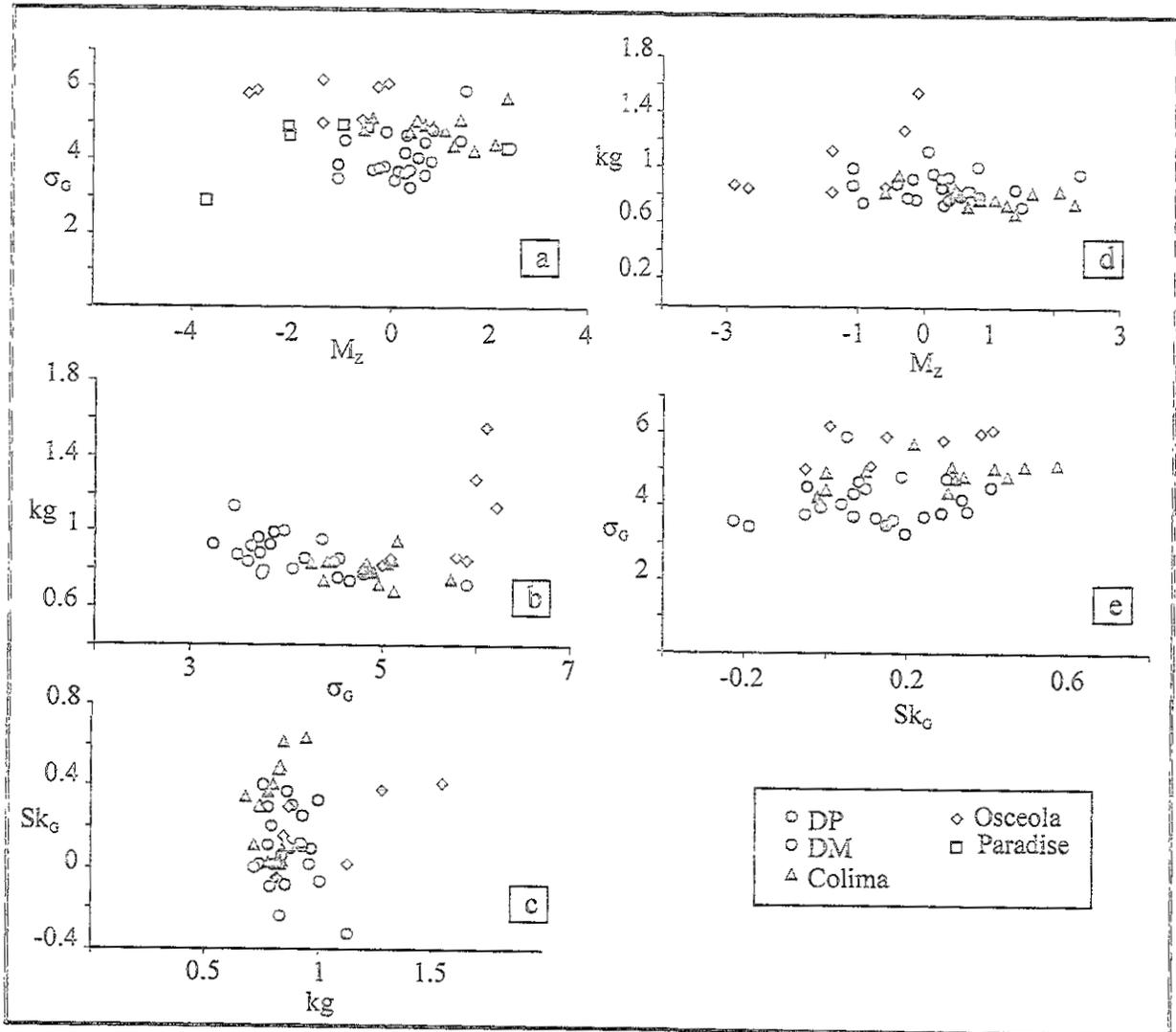


Figura 73. Gráficas de M_z vs. σ_G , b) σ_G vs. kg, c) kg vs. Sk_G , d) M_z vs. kg, e) Sk_G vs. σ_G para los depósitos de flujo de escombros cohesivos Pilcaya (DP), El Mogote (DM) (Volcán Nevado de Toluca), Colima y Osceola (Volcán Rainier).

6.5.2. Implicaciones para los mecanismos de emplazamiento.

Al graficar todos los datos disponibles de flujos de escombros cohesivos se observa una gran variabilidad en la granulometría entre los distintos depósitos, (con los valores mayores de M_z para el depósito Osceola), un mayor porcentaje de la fracción arcillosa para los depósitos Pilcaya y Osceola, un incremento general en la granulometría en la dirección del flujo con excepción del flujo el Mogote, y finalmente un claro mejoramiento de la selección con la distancia.

Con base en estas observaciones se puede afirmar que los depósitos Pilcaya y Osceola presentan características sedimentológicas muy similares exceptuando el tamaño de grano. Este comportamiento se pudo deber al estado de alteración de la masa rocosa antes del colapso (entre mayor sea el grado de alteración mayor será la fragmentación durante el transporte, ver Figura 50, Capítulo 3) pero de manera más importante por el proceso de "bulking" o de introducción de material durante el transporte del flujo. Este proceso se verificó en todos los flujos analizados con excepción del flujo El Mogote, el cual además no muestra un incremento en la granulometría con la distancia. De esta primera evidencia resalta que los flujos de escombros cohesivos son flujos muy erosivos con una alta capacidad de acarrear material del substrato sobre el cual se mueven. Este proceso puede ser más acentuado dependiendo de la disponibilidad de material secundario y del tipo de substrato sobre el cual se desplazan. Así por ejemplo, el flujo El Mogote no experimentó este fenómeno, debido a que fue removilizado a partir de la superficie compacta del depósito Pilcaya.

El aumento en la selección en la dirección del flujo para todos los casos analizados parece estar asociado con la introducción de material fluvial bien seleccionado durante el transporte. Una dilución progresiva del flujo por sedimentación gradual del material (fenómeno de *debulking*) actuó únicamente durante el emplazamiento del flujo El Mogote.

Con base en estas evidencias se puede concluir que los mecanismos de transportes y sedimentación son independientes del origen del flujo de escombros. Sin embargo, en los diagramas GAL y LAL (Figura 71) se observa un mayor contenido de arcilla para los depósitos asociados a los volcanes Nevado de Toluca y Rainier, que el flujo de escombros del Volcán de Colima. Esta es probablemente la diferencia sedimentológica principal entre un flujo de escombros cohesivo originado a partir del colapso de un edificio volcánico alterado hidrotermalmente y el originado por la removilización de un depósito de avalancha de escombros

de origen volcánico. En el primer caso antes del deslizamiento la masa rocosa presentaba un elevado contenido en minerales arcillosos, los mismos que facilitan la elevada retención de agua, fundamental para mantener el movimiento del flujo por grandes distancias. Los depósitos Pilcaya y Osceola presentan un contenido de arcilla hasta de un 16% en los afloramientos proximales, tal y como fue reportado en otros casos similares, como en el lahar Tetelzingo y del Volcán Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez et al., 1993). Por el contrario, el depósito de flujo de escombros de Colima presenta valores mucho menores, con un máximo de 6%. En este último caso, la fracción arcillosa proviene únicamente de las porciones alteradas hidrotermalmente en el depósito de avalancha, originadas por los fluidos magmáticos que acompañaban el magma juvenil al momento de la erupción. Este mismo comportamiento se observa en el lahar que se originó con la removilización de la avalancha de escombros de 1980 del Monte Santa Elena (el North Fork Toutle River lahar), el cual presenta un contenido en arcilla no superior al 6% (Scott, 1988).

6.6. Avalanchas de escombros vs. flujos de escombros cohesivos.

Hasta este punto se ha demostrado que el comportamiento de los flujos de escombros cohesivos es muy similar, independientemente de su origen. Asimismo, las avalanchas de escombros en facies de matriz pueden ser muy similares a los flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi. Pasamos a analizar las diferencias que existen entre estos dos tipos de depósitos para establecer si es posible determinar su origen a través de sus características sedimentológicas.

En las gráficas triangulares GAL y ALA (Figura 74a y b) se puede observar que el depósito de avalancha del Monte Santa Elena presenta tamaños de grano mayores con respecto a los depósitos de los flujos de escombros. Así mismo, en los diagramas circulares (Figura 75) se observa claramente como la matriz del depósito de avalancha de escombros es arenosa, mientras

que los flujos de escombros cohesivos están caracterizados por una matriz más limosa y con un elevado contenido en arcilla.

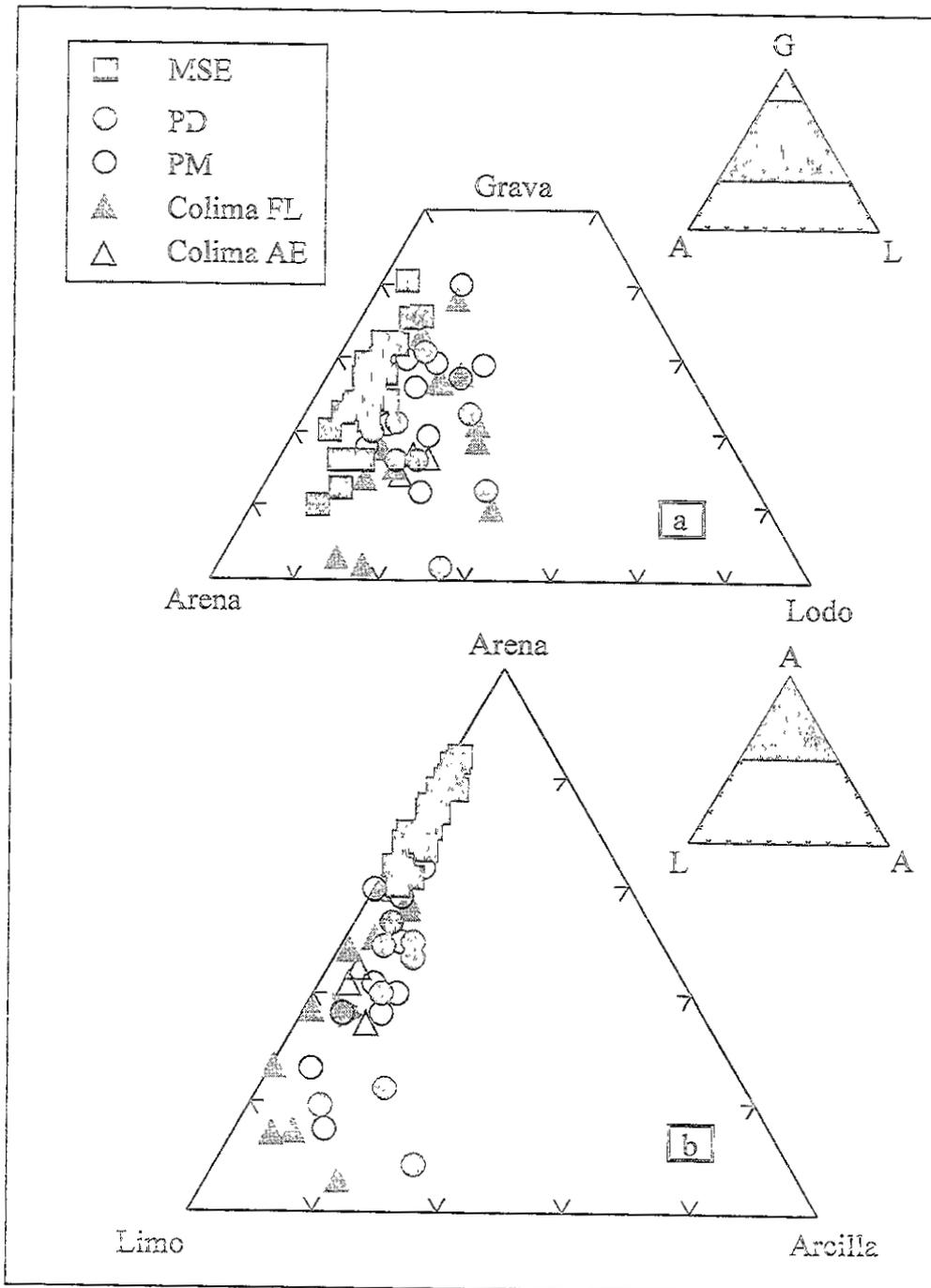


Figura 74. Gráficas triangulares de a) grava-arena-lodo (limo+arcilla) y b) arena-limo-arcilla para los depósitos de avalancha de escombros (MSE: Monte Santa Elena, Colima AE: avalancha de escombros Volcán Nevado de Colima) y depósitos de flujo de escombros cohesivos (DP: depósito Pilcaya, DM: depósito El Mogote, Volcán Nevado de Toluca. Colima FE: depósito de flujo de escombros, Volcán Nevado de Colima).

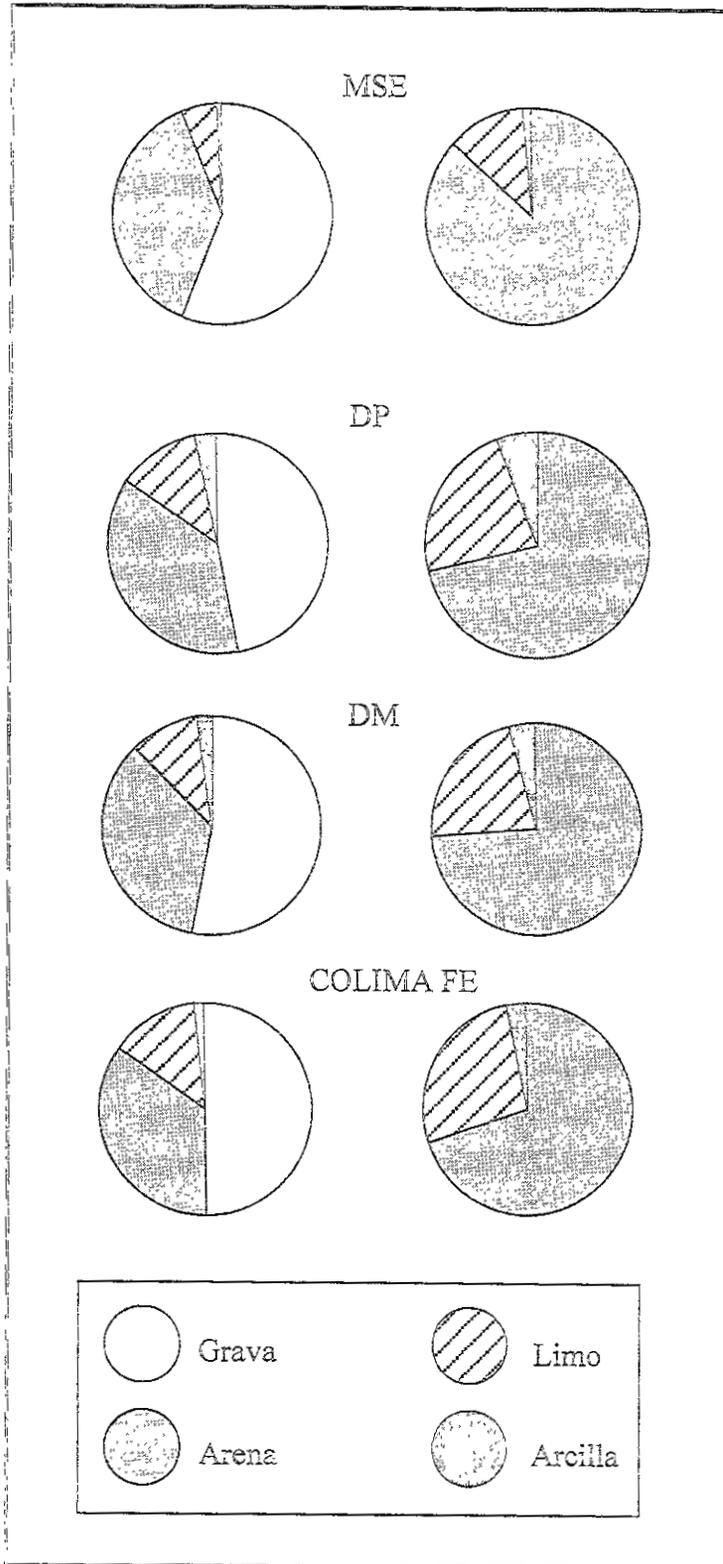


Figura 75. Diagramas circulares para la granulometría del depósito entero (grava-arena-limo-arcilla) izquierda, y de la matriz (arena-limo-arcilla) derecha, para los depósitos de avalancha de escombros y flujo de escombros cohesivos estudiados.

Esta diferencia en el tamaño de granos demuestra que durante el transporte de una avalancha de escombros de origen volcánico no ocurre una fragmentación progresiva del material debido a su estado inicial (muy poco alterado), ya que los fragmentos colapsados del volcán se transportan casi intactos hasta el sitio de reposo, mientras que por el contrario la masa rocosa de un edificio volcánico altamente alterado, caracterizado por la presencia de una fracción importante de minerales arcilloso, se va ulteriormente disgregando fácilmente durante el transporte (Figura 50, Capítulo 4) dando origen a una abundante fracción fina. Este también es el motivo por el cual se supone que las avalanchas de escombros de origen volcánico no se transforman durante el transporte en flujos de escombros cohesivos, como se mencionó en los capítulos 1 y 2.

Graficando los distintos parámetros sedimentológicos se observa nuevamente que los depósitos de avalancha de escombros presentan mayores tamaños de grano (Figura 76b) así como una

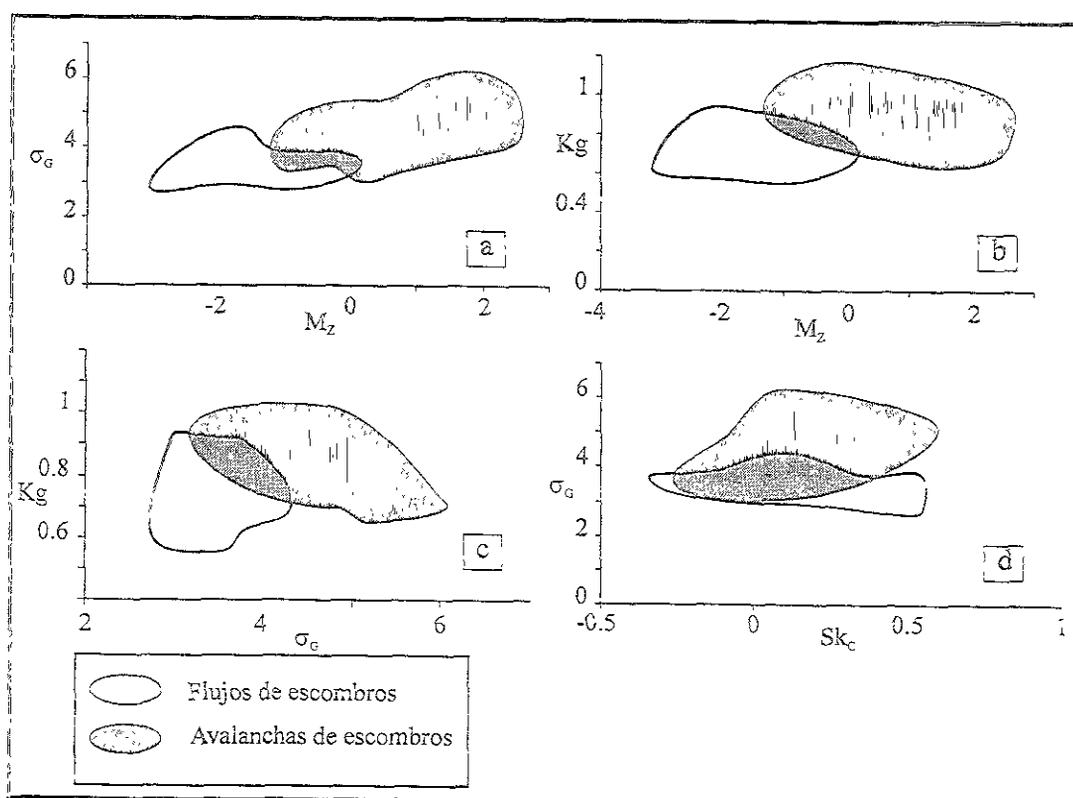


Figura 76. Gráficas de a) M_z vs. σ_G , b) M_z vs. kg, c) σ_G vs. kg y d) S_{kg} vs. σ_G en donde se delimitaron los campos de avalanchas de escombros y flujos de escombros cohesivos para los depósitos estudiados.

mejor selección respecto a los flujos de escombros cohesivos (Figura 76a).

Esta característica está posiblemente relacionada con la naturaleza del flujo, similar a los flujos piroclásticos, en donde el material fragmentado por la componente explosiva es bastante homogéneo y no varía durante el flujo (i.e. no se observa una tendencia al mejoramiento de la selección del depósito de avalancha). Como se señaló anteriormente, las muestras de la facies de matriz del depósito de avalancha caen en el campo de los flujos piroclásticos en la gráfica de Walker (1971) (Figura 77).

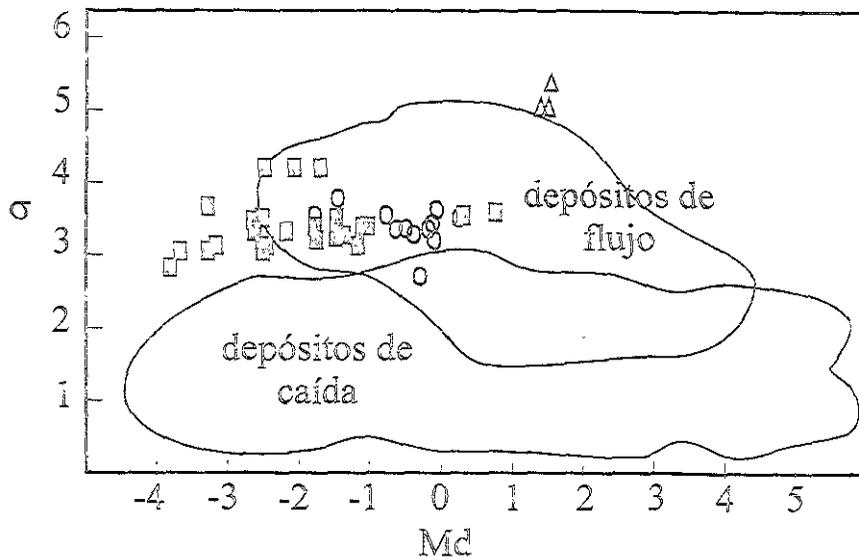


Figura 77. Diagrama de Md vs. σ en donde se muestran los campos para los depósitos de caída y de flujos piroclásticos (Walker, 1971).

Con base en estas observaciones es evidente que las avalanchas de escombros y los flujos de escombros cohesivos presentan diferencias sedimentológicas significativas debido a los distintos mecanismos de emplazamiento que ocurren durante su transporte (flujo granular vs. flujo bifásico). Se pueden hacer importantes consideraciones si comparamos a los depósitos de avalancha de escombros del Monte Santa Elena y del Nevado de Colima con los lahares North Fork Toutle River y el flujo de escombros cohesivo del Nevado de Colima ya que ambos se

originaron por la removilización de un depósito de avalancha de escombros. En el diagrama triangular ALA (Figura 78) se aprecia que los dos depósitos de flujo de escombros caen cerca del vértice del limo, indicando una matriz más fina respecto a los depósitos de avalancha, sin que exista una gran variación en el contenido en arcilla entre los dos tipos de depósitos (todos los puntos se mantienen a lo largo de una línea paralela en el borde arena-limo). Este significa que no hay una variación en el contenido de arcilla, esto es, la cantidad inicial presente en el depósito de avalancha será igual que la encontrada en el flujo que de ésta se derive. En contraste, la removilización secundaria de un depósito de avalancha afecta sobretudo la porción más fina, dejando "in situ" los bloques más grandes (el flujo de avalancha es más grueso).

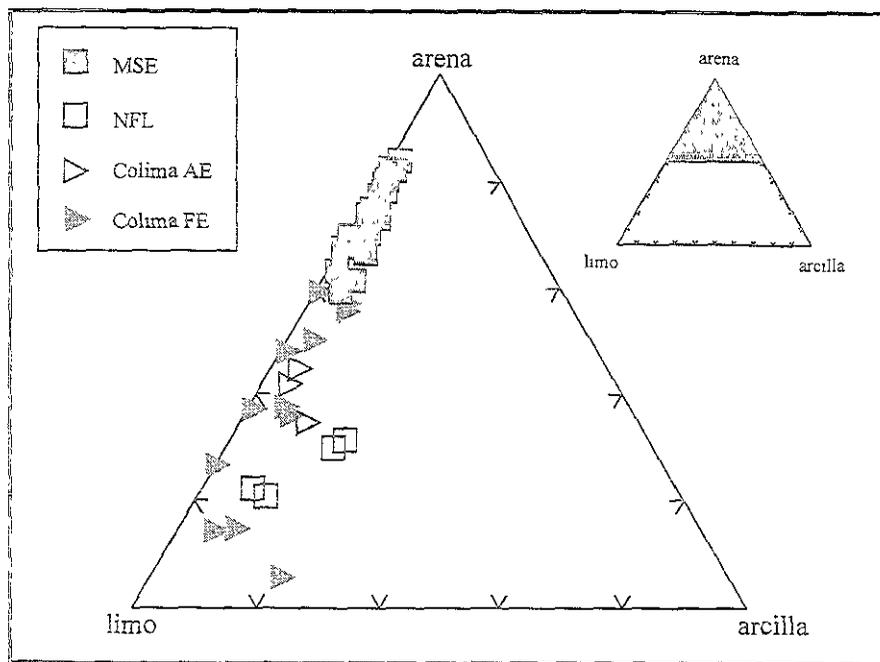


Figura 78. Diagrama triangular arena-limo-arcilla para los depósitos de avalancha de escombros de los volcanes Monte Santa Elena y Colima y los respectivos flujos de escombros que se originaron por sus removilización.

Este comportamiento, es otra de las características principales observadas que relacionan a una avalancha de escombros con un flujo de escombros producto de su removilización. Después de su formación, el flujo de escombros cohesivo independientemente de su origen.

6.7. Conclusiones

En este capítulo se ha demostrado que:

1. El mecanismo de transporte de una avalancha de escombros (facies de matriz) es muy similar a los flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi.
2. Los flujos de escombros cohesivos presentan características sedimentológicas muy similares y se emplazan mediante los mismos mecanismos de transporte independientemente de su origen. Las pequeñas diferencias observadas son el resultado de condiciones muy específicas según el caso. Solamente el contenido de la fracción arcillosa está relacionada al origen del flujo, en particular, aquellos originados por el colapso de edificios afectados por alteración hidrotermal presentan un contenido mayor respecto a flujos de escombros originados por removilización secundaria de depósitos de avalancha de escombros.
3. Solamente mediante el tamaño de grano y el contenido de arcilla se puede correlacionar un depósito de avalancha de escombros con el lahar (secundario) que de él se originó mediante su removilización.

7.1. Resumen

A partir del colapso de un edificio volcánico se pueden originar ya sea depósitos de avalanchas de escombros como flujos de lodo cohesivos. Desde el punto de vista del peligro volcánico, estos dos tipos de flujos representan peligros distintos debido a sus diferentes mecanismos de emplazamiento.

El coeficiente de fricción aparente H/L es el parámetro que normalmente se utiliza para determinar la movilidad de una avalancha de escombros y así delinear las posibles áreas amenazadas. El valor de H/L tiene un rango entre 0.05 y 0.13, y los casos del Monte Santa Elena y del Nevado de Colima caen dentro de este intervalo. Con base al valor de H/L (0.12) de la avalancha de escombros del Volcán Nevado de Colima, se construyó un mapa de peligros. El área comprendida alrededor del volcán con este valor de H/L tiene un alcance máximo de 30 km y difiere significativamente del valor originalmente propuesto de 0.04 por Stoope y Sheridan (1992) cuyo alcance máximo era de 120 km. El área de posible afectación de una avalancha de escombros es de 300 km^2 y está limitada por el cauce del Río Tuxpán-Naranja.

A diferencia de las avalanchas de escombros, el parámetro H/L , no puede ser utilizado para la zonificación de lahares, ya que no tiene en cuenta su posible expansión lateral. En cambio, la relación entre el volumen y el área de inundación permite determinar la magnitud del flujo y su movilidad. Con base en esta hipótesis, Iverson y otros (1998) desarrollaron un modelo para la zonificación de la amenaza de lahares en el Volcán Rainier (EEUU). Utilizando este modelo se construyó el mapa de peligro para flujos de escombros en el volcán Nevado de Colima, cuyo último evento ocurrido hace 18,500 años representa el evento de mayor magnitud estudiado en el mundo hasta la fecha.

7.2. Introducción.

A pesar que las avalanchas de escombros y los flujos de escombros cohesivos se pueden originar a partir del colapso de un edificio volcánico, estos eventos representan peligros diferentes para las zonas circundantes a un volcán, debido a que tienen distintas modalidades de emplazamiento y a su posible interacción con la topografía. En el presente capítulo se pretende analizar el tipo de peligro asociado a estos dos tipos de eventos.

7.3. Avalanchas de escombros: evaluación del peligro.

Las avalanchas de escombros son flujos gravitacionales cuya energía de movimiento y alcance máximo dependen de la altura del desprendimiento rocoso con respecto al sitio de emplazamiento en las áreas cercanas, de la masa de material involucrada y de las propiedades mecánicas del material involucrado. Las áreas bajo amenaza para eventos de este tipo han sido modeladas según el parámetro H/L definido como el coeficiente de fricción equivalente (Hsu, 1975), el cual representa la relación entre el desnivel de caída de la masa deslizante y la máxima distancia alcanzada. Con base en una recopilación de datos, Siebert et al. (1987) determinaron que este parámetro puede variar entre 0.05 y 0.13 para avalanchas de escombros con un volumen mayor a 1 km^3 . Además, Schuster y Crandell (1984) sugirieron que para poder determinar las zonas bajo amenaza se puede utilizar el alcance máximo (L) de una avalancha de escombros, parámetro que puede estimarse dividiendo su desnivel potencial de caída (H) por un valor promedio teórico de H/L de 0.075. Sin embargo, en los casos en donde se tiene conocimiento previo de un evento de colapso ocurrido en la historia eruptiva de un volcán, se utilizan los valores de H/L del mismo depósito.

Los depósitos de avalancha de escombros ocurridos en los volcanes Monte Santa Elena y Nevado de Colima presentan las mismas características, tanto por su origen (magnático) como por su textura (facies de matriz y de bloques). Con base en esta premisa se tratarán los dos casos de manera conjunta utilizando los mismos criterios. En ambos casos existen trabajos previos en donde se presentan mapas de amenazas volcánica (Del Pozo et al. 1996, Crandell, 1989): en el caso del Volcán Monte Santa Elena no se pretende proponer ninguna modificación a los modelos ya publicados ya que los datos presentados en este trabajo no permiten llegar a una conclusión distinta, con excepción de las implicaciones que tiene considerar la facies de matriz del depósito como el resultado de la componente explosiva de la erupción y no de una fragmentación progresiva del cuerpo de avalancha. Por el contrario, para el caso del volcán Nevado de Colima se cuenta con nuevas evidencias completamente distintas respecto a los trabajos anteriores, sobre todo en relación con el alcance máximo que tuvo el depósito.

7.4.1. Monte Santa Elena

El caso del volcán Monte Santa Elena ha sido tratado ampliamente en trabajos previos (Lipman and Mullineaux, 1981). En la historia eruptiva del volcán no se conocían eventos anteriores al colapso ocurrido en 1980, el mapa de amenaza fue construido posteriormente al evento (Crandell, 1989). Este mapa de amenaza fue compilado considerando un valor de H/L de 0.075 como había sido propuesto por Schuster y Crandell (1984) para los casos en donde no se conocen eventos previos y valores de H calculados a una distancia de 20 km a lo largo de los drenajes de los ríos principales que se encuentran alrededor del volcán (Figura 79).

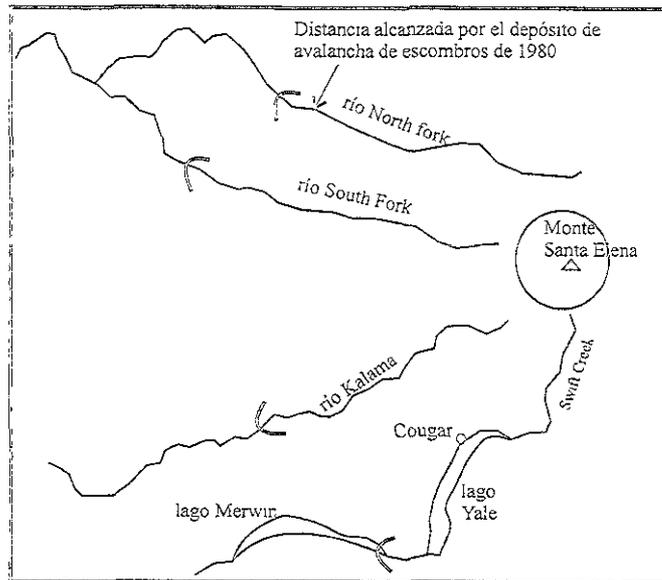


Figura 79. Mapa de amenaza volcánica del Volcán Monte Santa Elena (Crandell, 1988) para avalanchas de escombros. Las líneas semicirculares indican el posible alcance de un depósito de avalancha de escombros con un volumen mínimo de 1 km³ modelado utilizando un H/L de 0.075.

Crandell (1989) obtuvo una buena correspondencia entre su predicción y la extensión real del depósito originado por el colapso de 1980. El mayor alcance obtenido con el modelo respecto a la extensión real del depósito se debe al valor del coeficiente de fricción utilizado de 0.075. El depósito está caracterizado por un valor de H/L de 0.11, que es mayor respecto al valor teórico utilizado por Crandell (1989), que sin embargo, representa una sobre-estimación favorable al zoneamiento.

En los capítulos 3 y 4 se propuso que la facies de matriz del depósito de avalancha de escombros del Volcán Santa Elena representa un flujo de clastos y material fino cuyo origen y elevada movilidad se debe a la componente explosiva “blast” que acompañó el deslizamiento. Se ha observado (Capítulo 6) que el comportamiento de este flujo es comparable con los flujos piroclásticos de bloques y cenizas que se originan por una actividad tipo Merapi. Bajo estas condiciones la movilidad del flujo no depende únicamente de la relación H/L ya que la elevada

fragmentación del material y la presencia de fluidos y gases pueden facilitar el desplazamiento del cuerpo. Efectivamente, si consideramos por separado las unidades D y F que constituyen el total del depósito de avalancha de escombros, para la Unidad S, constituida únicamente por la facies de bloques, se tiene un valor de H/L de 0.18 mientras que para la Unidad F, caracterizadas por las facies de bloques y matriz, se obtiene un valor de 0.11. Esta observación demuestra la mayor movilidad de la unidad F debido a la interacción de la masa con una componente explosiva la cual facilitó la fragmentación del material aumentando su movilidad.

7.4.2. Nevado de Colima

Stoopes y Sheridan (1992) determinaron que el colapso ocurrido hace 18,500 años, originó un depósito de avalancha de escombros que alcanzó una distancia de 120 km, con un valor del coeficiente de fricción H/L de 0.04. Sin embargo, en el presente trabajo (Capítulo 5) se ha demostrado que en realidad el colapso originó un depósito de avalancha de escombros que alcanzó una distancia de solamente 30 km, y la removilización de una parte de este cuerpo formó un flujo de escombros cohesivo que alcanzó la costa pacífica.

Con base en las nuevas evidencias se ha determinado que el depósito de avalancha tiene un valor de H/L de 0.12 con el cual se puede hacer una zonificación para las áreas bajo peligro en caso de un evento con las mismas características (Figura 80). La altura actual del volcán Nevado de Colima es de 4240 m con la cual se obtiene un desnivel respecto a los drenajes circundantes de 3000 m aproximadamente. Dividiendo el valor de H entre el coeficiente de fricción de 0.12 obtenido del depósito de 18,500 años se obtiene una distancia máxima de 25 km, con la cual se puede trazar un área circular alrededor del edificio volcánico.

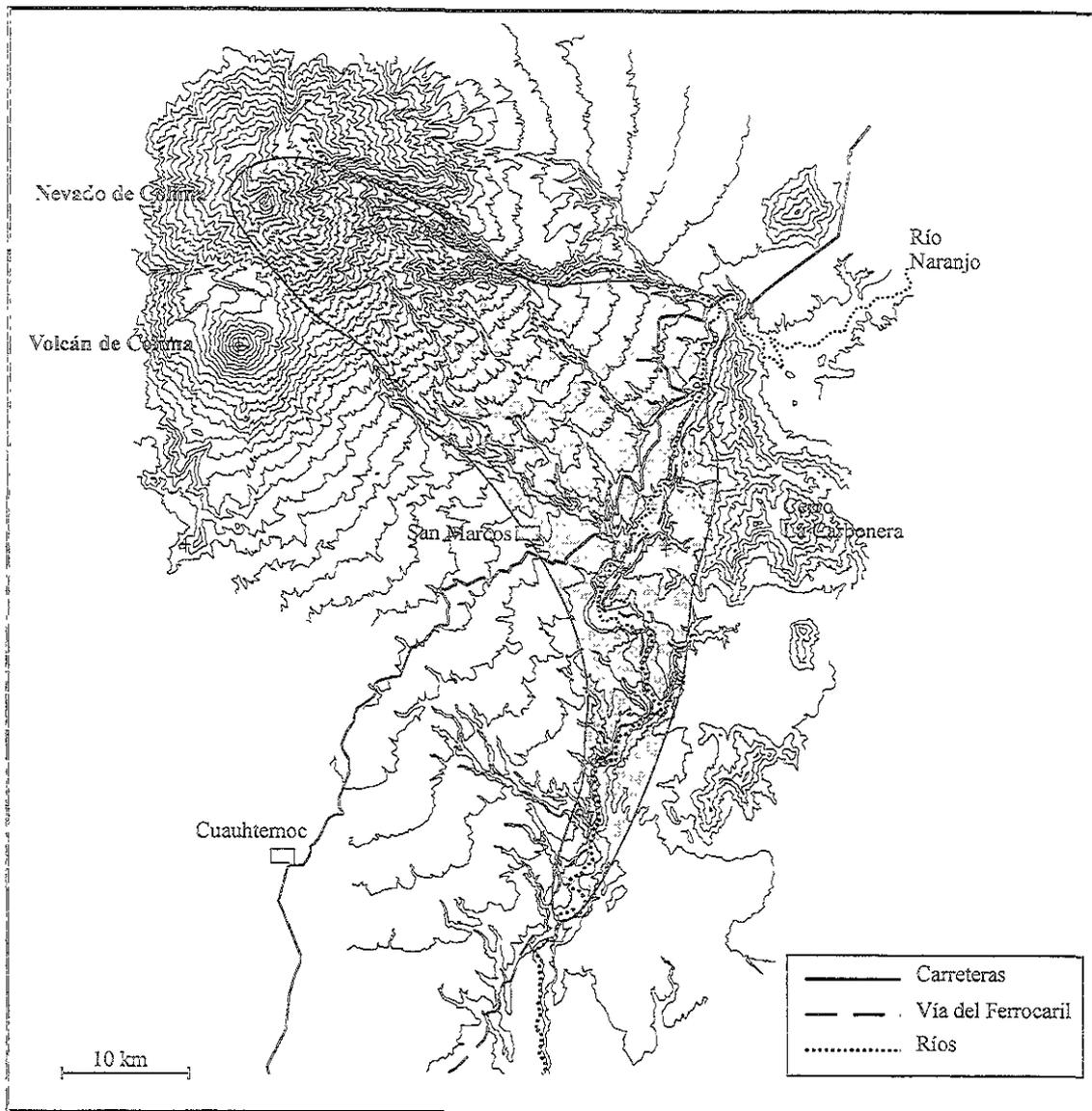


Figura 80. Mapa de amenaza para avalanchas de escombros en el Volcán Nevado de Colima.

Si se considera la posible canalización del flujo por el drenaje del Río Naranjo entonces la distancia alcanzada aumentaría a 30 km, lo cual arroja un escenario más parecido al evento estudiado (Figura 80). Tal y como ocurrió durante el evento anterior, la masa de la avalancha provocaría la obstrucción del Río Naranjo originando nuevamente una represa natural cuya ruptura originaría flujos de escombros que podrían inundar las áreas río abajo.

7.5. Flujos de escombros cohesivos: Nevado de Toluca y Nevado de Colima.

Se ha observado que los lahares tienen una elevada capacidad de expansión lateral no predecible utilizando únicamente el coeficiente de fricción aparente (Vallance and Scott, 1997) que tiene en cuenta solamente la distancia máxima alcanzada. Además, la interacción del flujo con la morfología del área puede cambiar el régimen del flujo lo que a su vez produce variaciones en las velocidades y tasas de depositación tal y como fue el caso del Volcán Nevado de Toluca (Capítulo 4). Utilizando la relación de volumen entre área para comparar la movilidad de los distintos flujos, se observa que el caso del Volcán Nevado de Colima representa el evento de mayor magnitud, tanto con respecto a los casos aquí estudiados como a los eventos conocidos en otros volcanes del mundo (Figura 66, Capítulo 5).

Iverson y otros (1998) propusieron una metodología para la zonificación de las áreas bajo amenaza en caso de lahares. El método denominado LAHARZ, desarrollado por estos autores, se basa en el análisis estadístico de casos conocidos (27 lahares) y sobre la hipótesis de que las áreas afectadas dependen directamente del volumen del lahar. Los autores encuentran dos relaciones fundamentales para delinear las áreas amenazadas:

$$A = 0.05 V^{2/3}$$

$$B = 200 V^{2/3}$$

donde A es la sección transversal del área inundada y B es la superficie total inundada. Para poder aplicar el método basta con escoger algunos volúmenes límites (máximo y mínimo, por ejemplo) con base en eventos conocidos. Para la zonificación en la porción del edificio volcánico se sigue utilizando el concepto de la línea de energía ya que se desconoce completamente cuál pueda ser el área fuente de un futuro lahar. Los autores desarrollaron un programa que integra el

modelo topográfico tridimensional del terreno y los valores de los parámetros teóricos A y B para poder obtener la zonificación de manera automática.

En el presente trabajo se aplicó este modelo para el Volcán Nevado de Colima, ya que representa el caso del flujo de escombros cohesivo de mayor magnitud hasta la fecha reconocido en todos los volcanes del mundo. El método de Iverson y otros (1998) se aplicó de manera manual ya que no se cuenta con el código desarrollado por los mismos autores.

7.5.1. Nevado de Colima: zonificación de la amenaza para flujos de escombros cohesivos.

A partir de la removilización del depósito de avalancha de escombros de hace 18,500 años, se originó un flujo de escombros cohesivo que alcanzó una distancia de 120 km, rellenando los drenajes principales de los ríos Naranjo y Salado. El volumen estimado para este lahar es de aproximadamente 20 km^3 (Capítulo 5). Utilizando este valor con el modelo de Iverson et al (1998) se obtiene un área de inundación total de 1800 km^2 , bastante similar al área real del depósito.

Sin embargo, observando la topografía actual del área, en caso que se verificara un evento con las características similares al ocurrido hace 18,500 años, los eventuales flujos de escombros se emplazarían únicamente en el drenaje del Río Naranjo. Efectivamente, los más recientes productos piroclásticos emitidos por el Volcán de Colima han originado una contra pendiente que obstaculizaría un posible flujo hacia el drenaje del Río Salado. Para poder entonces aplicar el modelo LAHARZ se utilizará un volumen de solamente 10 km^3 , ya que el volumen de 27 km^3 representa el flujo que se emplazó sobre un área mucho mayor respecto a la que sería inundada con el escenario actual. Con este volumen se obtienen entonces los siguientes valores: $A = 0.23 \text{ km}^2$ y $B = 928 \text{ km}^2$.

Para aplicar el sistema LAHARZ, se efectuaron secciones a lo largo del Rfo Naranjo aproximadamente cada 1-2 km (un total de 50 perfiles), determinando así el límite de inundación en el punto en donde el área de la sección corresponde al valor A de 0.23 (ver por ejemplo figura 81).

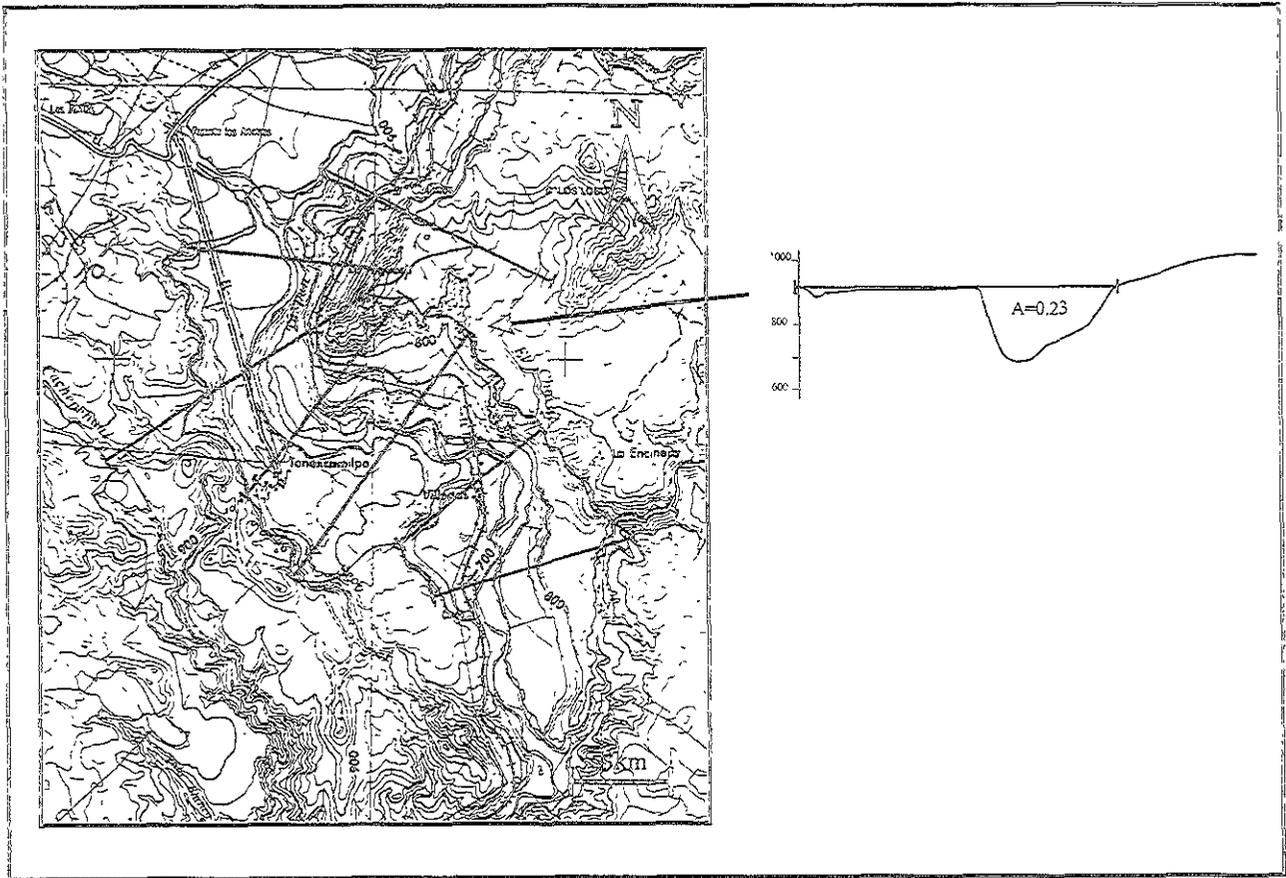


Figura 82. Ejemplo en donde se muestra como fue aplicado el método LAHARZ para la determinación de los límites de inundación. El valor del área de la sección (en este caso de 0.23 km^2) determina el límite del área amenazada.

De esta forma se obtuvo el mapa de peligro mostrado en la figura 82 en donde se puede observar la distribución areal que tendría el flujo de escombros cohesivo. Para la representación se utilizó un modelo topográfico tridimensional obtenido utilizando el paquete ILWIS. En el modelo se observa claramente como a medida que la barranca del Río Naranjo se ensancha el área de inundación aumenta. Además el flujo afectaría toda la línea del tren y sus poblados anexos hasta la localidad de Aizada, la carretera a Pihuamo en la localidad Crucero el Naranjo, así como los poblados mayores como El Naranjo, Estapilla, Las Conchas y Veinte de Noviembre hasta llegar a la costa del Océano Pacífico. La población total afectada por un flujo de esta naturaleza sería de aproximadamente 10,000 personas.

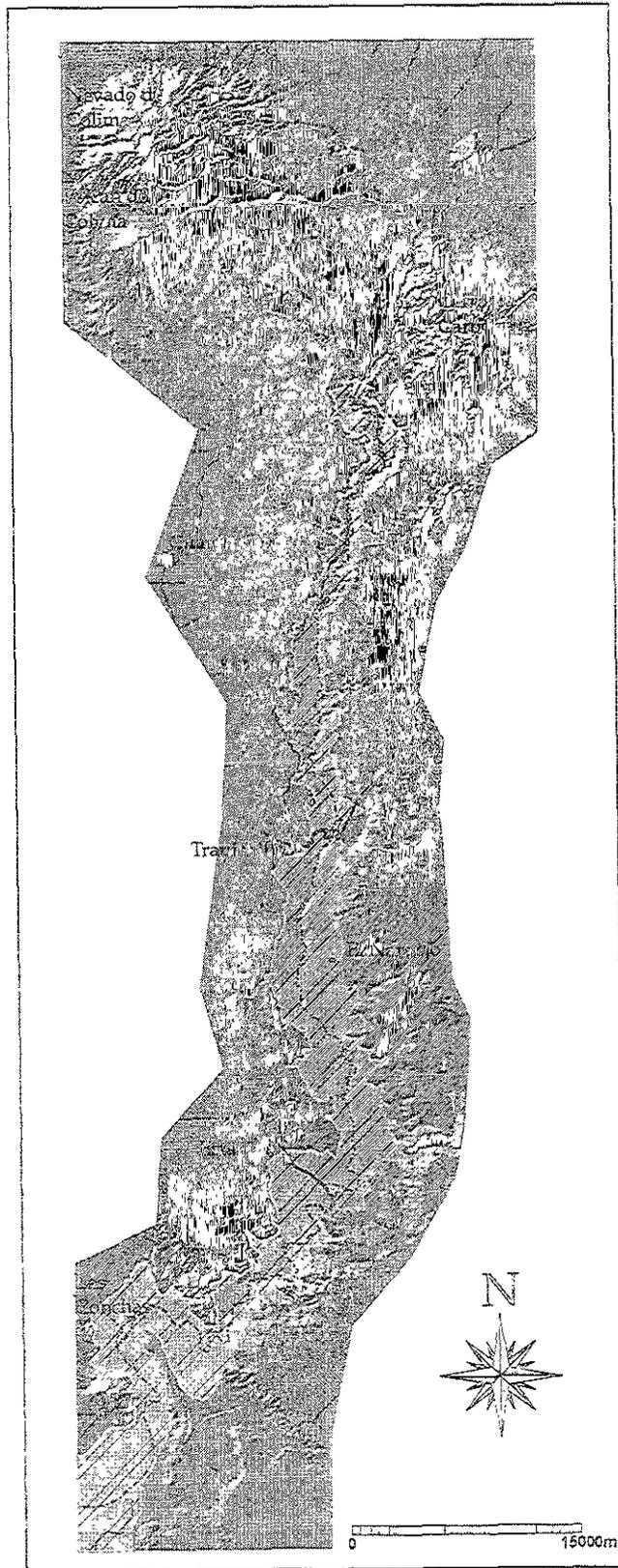


Figura 82. Mapa de amenaza para flujos de escombros del Volcán Nevado de Colima. Para el zoneamiento se utilizó el modelo LAHARZ (Iverson et al., 1998).

7.5. Conclusiones

La evaluación del riesgo para depósitos de avalanchas de escombros y flujos de escombros cohesivos requiere de consideraciones diferentes debido a los distintos mecanismos de emplazamiento que gobiernan los dos tipos de flujos. La movilidad de los lahares en general es mucho mayor respecto a las avalanchas de escombros las cuales se mueven como flujos granulares cuyo alcance máximo depende únicamente de la altura del desprendimiento (gravedad) y de las características mecánicas del material involucrado. La relación H/L describe perfectamente este comportamiento y permite trazar las áreas bajo amenaza. Por el contrario, los flujos de escombros cohesivos deben su mayor alcance a la presencia de una mezcla de agua y material fino (matriz) como fase fluida que permite el transporte por grandes distancias de las partículas más gruesas. Estos flujos no solo se extienden en la dirección del flujo sino que pueden inundar las terrazas laterales. Por este motivo es que el área inundada es el parámetro más representativo de la movilidad del flujo que la distancia alcanzada L , como en el caso de las avalanchas de escombros. Por lo tanto, la relación V/A permite determinar la magnitud y movilidad del flujo, así como delinear los límites de inundación.

El objetivo principal de presente trabajo fue el estudio de los depósitos originados a partir del colapso parcial de un edificio volcánico (avalanchas de escombros y flujos de escombros cohesivo) y, con base en las características texturales y sedimentológicas, establecer sus relaciones con el origen del evento.

Con base en los resultados obtenidos se puede concluir que:

- Los flujos de escombros cohesivos pueden originarse directamente a partir del colapso de un edificio volcánico o por removilización post-deposicional de una porción del depósito de avalancha de escombros. En el primer caso la causa del colapso es el elevado grado de alteración hidrotermal del volcán, asociado a la presencia de un casquete glacial que facilita la erosión y la circulación de los fluidos. En el segundo caso, el depósito de avalancha de escombros se puede removilizar parcialmente como efecto de la saturación de agua incorporada posteriormente a su depositación, proceso que frecuentemente va aparejado con la ruptura de una represa temporal originada por la obstrucción de los drenajes en correspondencia de valles cerrados.
- La condición principal que permite que una masa deslizante se transforme directamente en flujo de escombros cohesivo es el elevado grado de alteración y fracturamiento del volcán antes que el evento ocurra y la saturación en agua de la masa. Ese estado permite el progresivo fracturamiento del material durante el movimiento, de manera que se forma una mezcla de material fino y agua que permite el transporte del material sobre grandes distancias y bajas pendientes.
- Los flujos de escombros cohesivos que se originan por el colapso de un sector del edificio volcánico tienen un contenido en arcilla mucho mayor (hasta el 16%) respecto a los que se

originan por la removilización parcial de un depósito de avalancha de escombros (hasta el 6%).

- Los flujos de escombros cohesivos son extremadamente erosivos y durante el transporte acarrean grandes volúmenes de material exótico aumentando subitamente su volumen.
- Los procesos principales que actúan durante el emplazamiento de un flujo de escombros cohesivo son el llamado *bulking*, que provoca el incremento progresivo de volumen, y la sedimentación por crecimiento gradual. En particular, estos procesos actúan independientemente del origen del flujo de escombros (transformación directa o removilización secundaria de una avalancha de escombros).
- La presencia de la facies de matriz en un depósito de avalancha de escombros de origen magmático indica que existió una componente explosiva asociada al evento. Las explosiones dirigidas (blast) aumentan la fragmentación de los bloques deslizantes originando corrientes piroclásticas constituidas por megaclastos inmersos en una matriz limo-arcillosa cuyos depósitos están presentes ya a partir de los afloramientos proximales al edificio volcánico.
- La facies de matriz de un depósito de avalancha de escombros presenta similitudes sedimentológicas y de mecanismos de emplazamiento con los depósitos de flujos de bloques y ceniza tipo Merapi.
- Solamente la porción del depósito de avalancha de escombros en facies de matriz se puede eventualmente removilizar y originar lahares.
- Los lahares que se originan a partir de un depósito de avalancha de escombros presentan una granulometría más fina respecto al depósito de origen así como una pobre selección.
- Los depósitos de flujos de escombros cohesivos y de avalanchas de escombros representan peligros distintos. El parámetro H/L sólo se utiliza para la zonificación de avalanchas de escombros ya que para los flujos de escombros cohesivos no solamente la máxima distancia

alcanzada es indicativa de la movilidad del flujo, sino también su esparcimiento lateral. La relación V/A define la magnitud y movilidad de un flujo de escombros cohesivo y por medio de ella se pueden trazar las áreas bajo amenaza.

Referencias bibliográficas

- Alloway, B. D., Neall, V. E., y Vucetich, C. G., 1986, Another prehistoric debris avalanche deposit recognized from ancestral Egmont Volcano, *in* International Volcanological Congress, New Zealand, p. 2.
- Alva-Aldave, L.A., Reyes-Salas, M.A., Morán-Zenteno, D.J., Angeles-García, Corona-Esquivel, R., 1996. Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla. Memoria del VII Congreso Nacional de Geoquímica, San Luis Potosí, SLP. Actas INAGEQ 2, 39-44.
- Arce, J. L., 1999, Reinterpretación de la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Toluca Superior, volcán Nevado de Toluca [Tesis de maestría]: UNAM, 99 p.
- Bagnold, R.A., 1966, An approach to the sediment transport problem from general physics, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422-I, 37p.
- Beget, J. E., y Kienle, J., 1992, Cyclic formation of debris avalanche at Mount St. Augustine, Alaska: *Nature*, v. 356, p. 701-704.
- Belousova, M., Belousov, A., y Voight, B., 1998, Relationship between failure of volcanic edifice and explosive activity: case studies in Kurile-Kamchatka region, Russia, *in* Sexta Reunion Internacional, Volcán de Colima.
- Bloomfield, K., 1974, Reconocimiento Geológico en el Nevado de Toluca: Instituto de Geología/UNAM Serie de divulgación, v. 2, p. 38-42.
- Bloomfield, K., 1975, A Late-Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 64, p. 476-497.
- Bloomfield, K., and Valastro, S., 1974, Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 85, p. 901-906.
- Bloomfield, K., Rubio, S., and Wilson, 1977, Plinian Eruptions of Nevado de Toluca: *Volcanology Geological Rundschau*, v. 66, no. 1, p. 120-146.
- Bonet, F., 1971, Espeleología de la región de Cacahuamilpas, Guerrero: *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, v. 66, p. 120-146.
- Boudon, G., Camus, G., Gourgaud, A., y Lajoie, J., 1993, The 1984 nuée-ardente deposits of Merapi volcano, Central Java, Indonesia: stratigraphy, textural characteristics, and transport mechanisms: *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 327-342.
- Branney, M. J., y Kokelaar, P., 1992, A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite: *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 504-520.
- Campa, M. F., Campos, M., Flores, R., y Oviedo, R., 1974, La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria metamorfozada de Ixtapa de la Sal, México-Teloloapan, Guerrero: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. XXXV, p. 7-28.
- Campbell, C.S., 1989, Self-lubrication for long runout landslide, *J. Geol.*, 97: 653-665.
- Cantagrel, J. M., Robin, C., and Vincent, P., 1981, Les grandes etapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca: *Bulletin of Volcanology*, v. 44, p. 177-188.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J. W., y Rose, W. I., 1993, A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p. 35-46.
- Carrasco-Núñez, G. 1997, Collapsing events of the Citlaltépetl volcano, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. IAVCEI General Assembly, Pto. Vallarta, México, Abstract, p. 148.
- Crandell, D. R., 1971, Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 677, p. 75.
- Crandell, D. R., 1989, Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris avalanche zonation: USGS Bulletin, v. 1861, p. 32.
- Crandell D.R. 1988, Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation: U.S. Geological Survey Bulletin 1861, 32 p.
- Crowley, J. K., y Zimelman, D. R., 1997, Mapping hydrothermally altered rocks on Mount Rainier, Washington, with Airbone Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data: *Geology*, v. 25, no. 6, p. 559-562.
- Costa, J. E., 1984, The physical geomorphology of debris flow, *in* Costa, J. E., and Fleisher, P. J., eds., *Developments and Applications of Geomorphology*: Berlin and New York, Springer-Verlag, p. 268-317.

- Costa, J.E., y Schuster, R.L., 1988, The formation and failure of natural dams: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1054-1068.
- Costa, J. E., 1988, Floods from Dam Failures, in Baker, V. R., Koel, R. C., and Patton, P. C., eds., *Flood Geomorphology*, Wiley and Sons, Inc., p. 439-463.
- Cousot, P., y Meunier, M., 1996, Recognition, classification and mechanical description of debris flows: *Earth Science Reviews*, v. 40, p. 209-227.
- Dade, W.B., y Huppert, H.E., 1998, Long-runout rockfall: *Geology*, v. 26, p. 769-864.
- Day, S. J., 1996, Hydrothermal pore fluid pressure and the stability 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 Special Publication, p. 77-93.
- De Cserna, Z., y Fries, C., 1981, Hoja Taxco 14 Q-h (7), con resumen de la geología de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, mapa con texto, p. 47.
- Del Pozzo, A. L., Sheridan, M. F., Barrera, D., Hubp, J. L., and Vázquez, L., 1996, Mapa de peligros Volcán de Colima: Instituto de Geofísica, UNAM.
- Demant, 1981, L'axe Néovolcanique Transmexicain Etude Volcanologique et Pétrographique Signification Géodynamique [Tesis Doctoral thesis], 1-459 p.
- Druitt, T. H., 1995, Settling behavior of concentrated dispersions and some volcanological applications: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 65, p. 27-39.
- Dzurisin, D., 1998, Geodetic detection of inflating stratovolcanoes: a potential breakthrough for mitigating volcanic hazards in the 21 century: *EOS*, v. 79, p. 973.
- Elsworth, D., and Voight, B., 1996, Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 6005-6024.
- Fisher, R. V., 1971, Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 41, p. 916-927.
- Fisher, R. V., y Schmincke, H.-U., 1984, *Pyroclastic rocks*, Springer-Verlag, 472 p.
- Folk, R. L., 1980, *Petrology of sedimentary rocks*: Austin, Texas, Hemphill.
- Francis, P. W., y Wells, G. L., 1988, Landsat thematic mapper observation of debris avalanche deposits in Central Andes: *Bulletin of Volcanology*, v. 50, p. 258-278.
- Frank, D., 1983, Origin, distribution and rapid removal of hydrothermally formed clay at Mount Baker, Washington.: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1022-E, p. 31.
- Fries, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, v. 60, p. 234.
- García-Palomo, A., 1999, Evolución estructural en las inmediaciones de Volcán Nevado de Toluca, Estado de México. [Tesis de maestría]: UNAM, 150 p.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., y Garduno, V. H., 2000, Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region: *Tectonophisic*. In press.
- Glicken, H., 1986, Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington [Ph.D. thesis]: Santa Barbara, University of California.
- Glicken, H., 1991, Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches, in Smith, G. A., and Fisher, R. V., eds., *Sedimentation in volcanic settings*, p. 99-106.
- Glicken, H., 1998, Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington: *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, v. 49, p. 55-106.
- Gorshkov, G. S., 1962, On the classification and terminology of Pelée and Katzai type eruption: *Bulletin of Volcanology*, v. 24, p. 155-165.
- Hampton, M. A., 1972, The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42, no. 4, p. 775-793.
- Hayashi, J. N., y Self, S., 1992, A comparison of Pyroclastic flow and debris avalanche mobility: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, no. B6, p. 9063-9071.
- Heine, K., 1986, Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes: *Die Geowissenschaften*, v. 6, p. 197-205.
- Hoskuldsson, A., y Robin, C., 1993, Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico.: *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 571-587.
- Hsu, K. J., 1975, Catastrophic debris stream (Sturzstroms) generated by rockfalls: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 129-140.

- INGEOMINAS, 1995, El sismo del 6 de junio de 1994: I Seminario de Sismotectónica de Colombia, Memorias, Bogotá, 5p.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P., y Vallance, J. W., 1998, Objective delineation of lahar-inundation hazard zones: Geological Society of America Bulletin, v. 110, no. 8, p. 972-984.
- Iverson, R.M., 1997, The physics of debris flows: American Geophysical Union, Reviews of Geophysics, v.35, p. 245-296.
- Janda, R. J., Scott, K. M., Nolan, K. M., and Martinson, H. A., 1981, Lahar movement, effects, and deposits, in Lipman, P. W., and Mullineaux, D. R., eds., The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 461-478.
- Johnson, A. M., 1970, Physical processes in Geology: New York, Freeman, W.H., 557 p.
- Johnson, A. M., 1984, Debris flow, in Brunson, D., and Prior, D. B., eds., Slope Instability: Chichester, Wiley, p. 257-361.
- Keefer, D. K., 1984, Landslides caused by earthquakes: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 406-421.
- Kellerhals, B., y Dale, J. B., 1971, Sampling procedures for coarse fluvial sediments: Journal of Hydraulics Division, v. 97, no. HY8, p. 1165-1180.
- Komorowski, J. K., Glicken, H., and Sheridan, M. F., 1991, Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount St. Helens debris-avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions: Geology, v. 19, p. 261-264.
- Komorowski, J. C., Navarro, C., Cortes, A., y Siebe, C., 1994, The repetitive collapsing nature of Colima volcanoes (Mexico), in Problems related to the distinction of multiple deposits and the interpretation of ¹⁴C ages with implications for future hazards, Colima, Mexico, p. 12-18.
- Kurdir, R. D., 1973, Classification of mudflows: Soviet Hidrology, v. 4, p. 310-316.
- Lipman, P. W., and Mullineaux, D. R., 1981, The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, in USGS, ed., Geological Survey Professional Paper: Washington D.C., p. 844.
- Lozano-Velazquez, L., Carrasco-Núñez, G., 1997. Laharic sequences at the southwestern flank of Popocatepetl volcano, Mexico. IAVCEI General Assembly, Pto. Vallarta, México, Abstract, p. 95.
- Lowe, D. R., 1979, Sediment gravity flows: they classification and some problems of application to natural flows and deposits, in Doyle, L. J., and Pilkey, C. H., eds., Geology of Continental Slopes, SEPM Special Publication, p. 75-82.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 279-298.
- Luhr, J. F., and Prestegard, K. L., 1988, Caldera formation at Volcán de Colima, Mexico, by large Holocene volcanic debris avalanche: Journal of Volcanology and Geotherm Res, v. 35, p. 335-348.
- Macías, J. L., Garcia-Palomo, A., Arce, J. L., Siebe, C., Espindola, J. M., Komorowski, J. C., y Scott, K. M., 1997, Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central Mexico, in Kowallis, B. J., ed., Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico., BYU Geology Studies, p. 493-528.
- Major, J. J., 1997, Depositional Processes in large-scale debris-flow experiments: Journal of Geology, v. 105, p. 345-366.
- 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 Special Publication.
- Middleton, G., y Hampton, M. A., 1973, Part 1. Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition, in Middleton, G. V., and Bouma, A. H., eds., Turbidites and Deep Water Sedimentation, SEPM Special Publication, p. 38.
- Middleton, G., y Hampton, M. A., 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, in Stanley, D. J., and Swift, D. J. P., eds., Marine sediment transport and environment management: New York, Wiley, p. 197-218.
- Miyabuchi, Y., 1999, Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 89, p. 139-158.
- Moran, S. C., 1997, Three-dimensional P-wave velocity structure in the Greater Mount rainier Area from local earthquake tomography [Tesis de Doctorado thesis]: University of Washington.
- Moriya, I., 1980, Bandaian Eruption and landforms associated with it.: Collection of articles in memory of retirement of Prof K Nishimura from Tohoku University, p. 214-219.

- Mullineaux, D. R., y Crandell, D. R., 1981, The eruptive history of Mount St. Helens. In: P.W. Lipman, and D.R. Mullineaux (Editors), The 1980 Eruptions of Mt. St. Helens, Washington. U.S.: Geological Survey Professional Paper, v. 1250, p. 3-15.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., y Harakal, J. E., 1987, K-Ar and geological data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 26, no. 1, p. 109-158.
- O'Connor, J. E., Hardison, J. H. I., y Costa, J. E., 1997, Debris flows from moraine-dammed lakes in the Three Sisters and Mt. Jefferson Wilderness Areas, Oregon: US Geol. Surv. Water-Supply Pap., v. 42, p. 71-89.
- Palmer, B. A., Alloway, B. V., and Neall, V. E., 1991, Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zealand-lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows, in Smith, G. A., and Fisher, R. V., eds., *Sedimentation in volcanic settings*, p. 89-98.
- Palmer, B. A., y Neall, V. E., 1989, The Murimotu Formation-9500 year old deposits of a debris avalanche and associated lahars, Mount Ruapehu, North Island, New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 32, p. 477-486.
- Pierson, T. C., y Scott, K. M., 1985, Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow: *Water Resources Research*, v. 21, no. 10, p. 1511-1524.
- Pierson, T. C., y Costa, J. E., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, in Costa, J. E., and Wieczorek, G. F., eds., *Debris flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, p. 1-12.
- Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J. C., y Borrero, C. A., 1990, Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevadode Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 41, p. 17-66.
- Postma, G., Nemec, W., y Kleinspehn, K. L., 1988, Large floating clast in turbidites: a mechanism for their emplacement: *Sedimentary Geology*, v. 58, p. 47-61.
- Pringle, P. T., Schuster, R. L., y Logan, R. L., 1998, New radiocarbon ages of major landslides in the Cascade Range, Washington: *Washington geology*, v. 26, p. 31-39.
- Rodine, J. D., y Johnson, A. M., 1976, The ability of debris heavily freighted with coarse clastic materials to flow on gentle slopes: *Sedimentology*, v. 23, p. 213-224.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.-M., Gourgaud, A., y Vincent, P. M., 1987, Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, p. 99-113.
- Robin, C., y Boudal, C., 1987, A gigantic Bezymianni-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, p. 115-130.
- Scott, K. M., 1985, Lahars and flow transformations at Mount St. Helens, Washington, U.S.A., in *International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevision*, Tsukuba, Japan, p. 209-214.
- Scott, K. M., 1988, Origin, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1447-A, no. 74.
- Scott, K. M., Vallance, J. W., y Pringle, P. T., 1995, Sedimentology, behavior and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1547, p. 56.
- Scott, K. M., y Vallance, J. W., 1995, Debris flow, debris avalanche, and flood hazards at and downstream from Mount Rainier, Washington: US Geological Survey Hydrologic Investigation Atlas, v. 729.
- Scott, K. M., Macias, JL, Vallance, JW, Naranjo, JA, Rodriguez, S, McGeehin, JP, 2000a, Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic terrains: mobility, hazard assessment, and mitigation strategies. USGS Profesional Paper. in Press.
- Scott, K.M., Macias, JL, Sheridan, MF, Strauch, W, Vallance, JW, Shilling, SP, y McGeehin, JP, 2000b, Catastrophic precipitation-triggered lahars at Casita Volcano, Nicaragua, Flow Transformations and future mitigation strategies. In Press.
- Shreve, R.L., 1968, Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 653-658.
- Schuster, R. L., y Crandell, D. R., 1984, Catastrophic debris avalanches from volcanoes, in *IV International Symposium on landslides proceedings*, p. 567-572.
- Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J. L., 1995, Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl, in *Gobernación, C. N. d. P. d. D. S. d.*, ed., *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis del 1994-1995*, p. 195-220.

- Siebe, C., Komorowski, J. C., y Sheridan, M. F., 1992, Morphology and emplacement collapse of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 573-589.
- Siebert, L., 1984, Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 22, p. 163-197.
- Siebert, L., Glicken, H., y Ui, T., 1987, Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions: *Bulletin of Volcanology*, v. 49, p. 435-459.
- Smith, G. A., y Fritz, W. J., 1989, Volcanic influences on terrestrial sedimentation: *Geology*, v. 17, p. 375-376.
- Sousa, J., y Voight, B., 1995, Multiple - pulsed debris avalanche emplacement at Mount St. Helens in 1980: Evidence from numerical continuum flow simulations: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 227-250.
- Stoopes, G. R., and Sheridan, M. F., 1992, Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implication for long-runout landslides (>100km): *Geology*, v. 20, p. 299-302.
- Suter, M., Quintero, O. Y Johnson, A.C., 1992, Active faults and state of stress in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. 1. The Venta de Bravo fault. *J. Geophys. Res.* 97: 11983-11993.
- Tilling, R. 1995, *Volcanoes*: USGS General Interest Publication.
- Ui, T., Matsuwo, N., Sumita, M., and Fujinawa, A., 1999, Generation of block and ash flows during the 1990-1995 eruption of Unzen Volcano, Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 89, p. 123-137.
- Ui, T., 1985, Debris avalanche deposits associated with volcanic activity, *in* IVth Internat Conf Field Workshop on Landslides, Tokyo, p. 405-410.
- Ui, T., Yamamoto, H., y Suzuki-Kamata, K., 1986a, Characterization of debris avalanche deposits in Japan: *Journal of Volcanology and Geotherm Res.* v. 29, p. 231-243.
- Ui, T., y Glicken, H., 1986, Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA: *Bulletin of Volcanology*, v. 48, p. 189-194.
- Ui, T., Kawachi, S., y Neall, V.E., 1986b, Fragmentation of debris avalanche material during flowage - evidence from the Pungarehu formation, Mount Egmont, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 27, p. 255-264.
- Vallance, J. V., y Scott, K. M., 1997, The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentological and hazard implication of a huge clay-rich debris flow: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, no. 2, p. 143-163
- Vallance, J. V., Siebert, L., Rose, W. I., Girón, J. R., y Banks, N. G., 1995, Edifice collapse and related hazard in Guatemala: *Journal of Volcanology and Geotherm Res.* v. 66, p. 337-355.
- Varnes, D. J., 1958, Landslides types and processes, *in* Eckel, E. B., ed., *Landslides and engineering*: Washington D.C., Highway Research Board Special Report, p. 20-47.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J., y Douglass, P.M., 1981, Catastrophic rockslide avalanche of May 18: *Geological Survey Profesional Paper*, v. 1250, p. 347-377.
- Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H., y Douglass, P.M., 1983, Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1981: *Geotechnique*, v. 33, p. 243-273
- Wallmann, P. C., Mahood, G. A., y Pollard, D. D., 1988, Mechanical models for correlation of ring-fracture eruptions at Pantelleria, Strait of Sicily, with glacial sea-level drawdown: *Bulletin of Volcanology*, v. 50, p. 327-339
- Walker, G.P.L., 1971, Grainsize characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.* 79: 696-714.
- Wohletz, K. H., and Heiken, G., 1992, *Volcanology and geothermal Energy*, Los Alamos series in basic and applied sciences: Berkeley and Los Angeles, California, University of California Press, 432 p.