

03060

6

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



DEPÓSITOS DE AVALANCHA Y FLUJOS DE ESCOMBROS ORIGINADOS
HACE 3,600 AÑOS POR EL COLAPSO DEL SECTOR SUROESTE DEL
VOLCÁN DE COLIMA.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)

P R E S E N T A

ABEL CORTES CORTES

2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos:

Expreso mi sincero agradecimiento a las siguientes Instituciones y personas:

A La UNIVERSIDAD DE COLIMA, Institución en la cual laboro por haberme dado su apoyo moral y económico para llevar a cabo mis estudios de maestría en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

A la Coordinación General de Investigación Científica. Al Dr. Jesús Muñiz por su apoyo e interés incondicional para mi superación académica. Al C. P. Jesús Cuevas Muñiz y a todo el personal que allí labora por su disponibilidad y amable atención

Al Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, a su Director Dr. Juan José Ramírez Ruiz, por su buena disposición para que el personal que allí labora se supere, brindándole un apoyo incondicional y desinteresado.

A mi Director de Tesis, Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy por su apoyo incondicional y dirección para el desarrollo del presente trabajo.

A los Drs. José Luis Macías, Juan Manuel Espíndola, Servando De La Cruz Reyna y la Dra Lucia Capra por haber aceptado ser sinodales del presente trabajo.

De manera especial, a la Dra Lucia Capra por su minuciosa revisión y sus desinteresados comentarios para el mejoramiento de este trabajo.

De igual forma, a Isaac, por su apoyo y asesoramiento en la solución de problemas de computo.

Al Dr. Juan Carlos Mora por sus positivos comentarios para el mejoramiento del trabajo.

A mis compañeros y amigos, Renato, José Luis Arce, Gabriel, Armando, Ricardo, Juan Carlos, J.C Gavilanes, Paty, Araceli, Lilia, Lupita, Isabel, Teresa, Lizet, Beti, Ignacio, Damiano, Carlos, Beto, Lucio, Marcos, Dimitri y Hernando, por su gran amistad y apoyo incondicional.

A la UNAM, por haberme apoyado con mi formación a este nivel académico.

Al personal del Posgrado en Ciencias de la Tierra. Al Dr. Oscar Campos, Coordinador del Posgrado, a Araceli y Mónica, por su amable atención y

buena disposición en la tramitación de documentos que el posgrado requiere.

Gracias a CONACYT por el apoyo económico para la realización de mis estudios de maestría

Al personal de la Biblioteca conjunta de Ciencias de la Tierra, por su amable colaboración y oportuna ayuda en la búsqueda de información.

De manera especial al Sr. Melchor Urzúa y Sr. Javier Velasco Villa, del Sistema Estatal de Protección Civil de Colima, por su confianza y siempre apoyo logístico que durante el trabajo de campo me brindaron.

Al Sr. José de Jesús Landin, por su buena disposición de acompañarme durante algunas de mis campañas de campo.

Al Sr. Higinio por su ayuda y sugerencias para el mejoramiento de este trabajo.

A mis padres y hermanos, por su apoyo moral y confianza que siempre han tenido en mí.

De manera especial, a mi cuñada, Adelina e hijos, Laura y Ramsés, por su comprensión y apoyo moral.

A mis hijos Eduardo y a mi pequeña Alejandra, quienes son el principal motivo para seguir superándome.

Por último, a mi Esposa Patricia por su cariño, comprensión y apoyo especial, ya que sin ellos no hubiera sido posible la realización de este trabajo.

RESUMEN	1
1. INTRODUCCION	1
1.1 Localización de área de estudio	3
1.2 Propósito del presente trabajo	5
1.3 Objetivos del presente trabajo	6
1.4 Metodología	6
1.5 Terminología	9
2. AVALANCHAS DE ESCOMBROS: CARACTERÍSTICAS GENERALES	10
2.1 Origen y Geometría	11
2.2 Morfología y composición de los depósitos	14
2.3 Avalanchas de escombros: Consideraciones Dinámicas	16
2.4 Conclusiones	19
2.5 Flujos de escombros: Características generales y Consideraciones Dinámicas	20
3. COMPLEJO VOLCANICO DE COLIMA (CVC)	24
3.1 Ambiente Tectónico	24
3.2 Marco Geológico	25
3.2.1 Cretácico Inferior	27
3.2.2 Cretácico Medio-Superior	27
3.2.3 Basamento local de la Zona de Estudio	29
4. ESTUDIOS PREVIOS	32
5. DEPOSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS (DAEIII) DEL VOLCAN DE COLIMA	34
5.1 Introducción	34
5.2 Morfología del área de estudio	35
5.3 Distribución del depósito de avalancha de escombros	36
5.4 Relación estratigráfica del depósito de avalancha (DAEIII)	40
5.5 Descripción del depósito de avalancha (DAEIII)	40
5.5.1 Características texturales	40
5.5.2 Localidad 1	41
5.5.2.1 Descripción y relación estratigráfica	41
5.5.3 Localidad 2	44
5.5.3.1.Descripción y relación estratigráfica	44
5.5.4 Localidad 3	50
5.5.4.1.Descripción y relación estratigráfica	50
5.5.5 Localidad 5	54
5.5.5.1.Descripción y relación estratigráfica	54
5.5.6 Localidad 7	58
5.5.6.1.Descripción y relación estratigráfica	58
5.5.7 Localidad 8	60

5.5.7.1.Descripción y relación estratigráfica	60
5.5.8 Localidad 10	63
5.5.8.1.Descripción y relación estratigráfica	63
5.5.9 Localidad 9	67
5.5.9.1.Descripción y relación estratigráfica	67
5.5.10 Correlación de columnas estratigráficas	70
6. DEPOSITO DE FLUJOS DE ESCOMBROS DEL RÍO ARMERÍA (DFERA)	72
6.1 Distribución y relación estratigráfica del (DFERA)	72
6.2 Descripción del (DFERA)	74
7. SEDIMENTOLOGIA	81
7.1 Características sedimentológicas	81
7.1.1 Depósito de avalancha de escombros (DAEIII)	81
7.2 Depósito de flujos de escombros (DFERA)	87
7.3 Composición mineralógica de la fracción de arcilla del DAEIII y DFERA	93
8. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS DE LOS DEPÓSITOS DE DAEIII Y DFERA	95
9. PARÁMETROS CINEMÁTICOS	98
9.1 Relación H/L	98
9.1.1 Depósito de avalancha de escombros (DEAIII)	98
9.2 Estimación de la Velocidad	101
10. ORIGEN DEL EVENTO Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO	103
11. AMENAZA VOLCÁNICA	108
12. CONCLUSIONES	110
BIBLIOGRAFÍA	112

Figura Número	D e s c r i p c i ó n	Página
Figura 1	Mapa de México generalizado que muestra el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (zona oscura) relacionado con la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la Placa Norte-Americana.)	4
Figura 2	Esquema que ilustra los pasos desde la toma de la muestra en la facies de matriz del depósito de avalancha, su reparación, análisis en laboratorio y parámetros obtenidos	10
Figura 3	Diagrama esquemático que ilustra el emplazamiento de diques radiales y conos parásitos en dirección paralela a los esfuerzos de máxima compresión horizontal MCH	15
Figura 4	Diagrama que muestra las etapas de transformación lateral de una avalancha de escombros en un flujo de escombros cohesivo o lahar	22
Figura 5	Imagen de satélite del occidente de México donde se observa la intersección de los tres sistemas de rft (Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco), así como el graben de Atenquique-Alceseca y el Complejo Volcánico de Colima.	26
Figura 6	Mapa geológico de la zona de estudio	30
Figura 6-a	Leyenda	31
Figura 7	Modelo digital del terreno de la zona de los volcanes de Colima en donde se pueden separar dos zonas principales.	37
Figura 8	Distribución areal del depósito de avalancha de escombros DAEIII, depósito de flujos de escombros DFERA y ubicación de las columnas verificadas.	38
Figura 9	Detalle en modelo digital de la zona de estudio, donde se delimita el área cubierta por el depósito de avalancha y sección geológica	39
Figura 10	Depósito de la avalancha que se emplazó a lo largo del margen derecho de valle de barranca La Lumbre.	41
Figura 11	Ubicación de la columna estratigráfica descrita en la localidad 1	43
Figura 12	Sección del DAEIII en la localidad 1, en Facies de bloques a 10 km al SW_NE.	44
Figura 13	Columna estratigráfica descrita en la localidad 2.	46
Figura 14	Secuencia sedimentaria que separa a los DAEII y DAEI, localidad 2	47

Figura 15	DAEIII en Facies de bloques	48
Figura 16	Clasto de andesita con fracturamiento de rompecabezas, inmerso en una matriz area-limosa con fragmentos de tamaños diferentes, localidad 2.	48
Figura 17	Corte de carretera a través del depósito de avalancha superior, el cual está coronado por un depósito de flujos piroclásticos color amarillo.	48
Figura 18	Columna estratigráfica (localidad 3)	52
Figura 19	(Localidad 3). Corte de carretera reciente en donde se ven dos depósitos de avalanchas, coronados por depósitos de flujos piroclásticos color amarillo.	53
Figura 20	Depósito de avalancha que define una morfología de lomas alargadas en dirección del flujo.	53
Figura 21	Textura típica de depósito de avalancha.	54
Figura 22	Detalle de la sección geológica y columna estratigráfica en la localidad 5	56
Figura 23	Secuencia de sedimentos lacustres que subyacen al depósito DAE III (Localidad 5	57
Figura 24	Sedimentos lacustres asimilados por la avalancha durante su emplazamiento a lo largo de Arroyo Los Ganchos.	58
Figura 25	Sección del DAE III a 18. 6 km al SW de la fuente, localidad 7	59
Figura 26	DAEIII y columna estratigráfica, localidad 8.	61
Figura 27	DAEIII a través del valle de Arroyo Los Ganchos y columna estratigráfica.	62
Figura 28	Columna estratigráfica (Localidad 10, río Armería – Mazatan)	64
Figura 29	Margen derecho de Río Armería, en la zona de Mazatan, en donde se encuentran pequeños remanentes del DAEI sobre las calizas de Cerro Grande.	65
Figura 30	Depósitos de sedimentos lacustres sobre el margen izquierdo del Arroyo El Huacal, cerca de Mazatan, a 25 km al SW del Volcán de Colima..	66
Figura 31	Localidad El Remate. Vista de dos depósitos de avalancha y secuencias de fluviales y lahares sobre la pared W de B. La Lumbre.	68
Figura 32	DAE III emplazado a lo largo del valle de barranca La Lumbre, cerca de la desembocadura con el río Armería.	69
Figura 33	Correlación de columnas estratigráfica	70
Figura 34	Detalle en modelo digital del terreno en el cual se	73

	muestra la ubicación del depósito de flujos de escombros en zona próxima.	
Figura 35	Terraza de flujos de escombros en zona próxima, con paredes que superan los 70 m Localidad 13.	74
Figura 36	Esquema estratigráfico del valle del Río Armería, que muestra la relación del DFERA con otras unidades en la zona central de su emplazamiento.	75
Figura 37	Textura que presenta el depósito de flujo de escombros asociado al depósito de avalancha DAEIII	76
Figura 38	Columnas estratigráficas representativas del depósito de flujos de escombros.	77
Figura 39	Montículo del DFERA aislado, a lo largo del valle del río Armería.	78
Figura 40	Bloque de andesita sobre el depósito de flujos de escombros DFERA	78
Figura 41	Valle del río Armería zona A y zona B.	79
Figura 42	Esquema estratigráfico transversal compuesto, que muestra la relación del DFERA con las otras unidades en zona lejana.	80
Figura 43	Ubicación de las muestras M2-a, M2-b y M2-c, tomadas en zonas diferentes del mismo afloramiento, localidad 2.	82
Figura 44	Histogramas de las características sedimentológicas del depósito de avalancha de escombros del Volcán de Colima.	83
Figura 45	Gráfica de tendencias granulométricas referidas geográficamente.	85
Figura 46	Gráficas de los parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas con respecto a la distancia desde la fuente del DAEIII.	86
Figura 47	Diagramas de frecuencia acumulada (%peso) de la granulometría del DAE del Volcán de Colima	87
Figura 48	Histogramas de las características sedimentológicas	89
Figura 49	Gráficas de tendencias granulométricas	91
Figura 50	Gráficas de parámetros estadísticos de DFERA, de acuerdo con la distancia, a partir de la fuente.	92
Figura 51	Diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría del DFERA.	93
Figura 52	Relación de los diagramas de frecuencias acumuladas (%peso) de la granulometría de los depósitos DAEIII y DFERA.	95
Figura 53	A) Gráfica que muestra la relación H/L contra el volumen del depósito de avalancha del Volcán de Colima (este trabajo), en donde se incluyen otros	100

	depósito de avalancha estudiados.	
Figura 54	Perfil topográfico compuesto del volcán de Colima donde se muestran los parámetros H y L para el cálculo del coeficiente de Hiem (H/L) o coeficiente de fricción aparente, así como la velocidad y tiempo determinados para el flujo de avalancha y la posible altura de la cima del volcán antes de su colapso.	102
Figura 55	Mapa que muestra el área cubierta por depósitos de avalancha de los volcanes de Colima.	109

Tabla Núm.	Descripción	Pag.
Tabla 1	Formulas de Inman (1952), Folk (1957) para el cálculo de los parámetros estadísticos.	8
Tabla 2	Comparativa de depósitos de avalancha con depósitos de flujos de escombros cohesivos.....	23
Tabla 3	Contenido de fracciones, grava, arena, limo y arcilla del DAEIII del volcán de Colima.....	81
Tabla 4	Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del (DAEIII).....	84
Tabla 5	Contenido de las fracciones, grava, limo y arcilla del DFERA asociados al depósito de avalancha.....	88
Tabla 6	Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DFERA.....	90
Tabla 7	Composición mineralógica de la fracción arcillosa presente en la matriz de los depósitos DAEIII y DFERA.....	94

RESUMEN

Hace 3,600 años, el flanco SW del Volcán de Colima colapsó originando una avalancha de escombros que viajó 25.5 Km hasta el río Armería bloqueando su cauce. El flujo alcanzó velocidades de 110 Km/h al llegar al río Armería, antes de detenerse contra las calizas de Cerro Grande, en un tiempo de 3.7 minutos. Actualmente el depósito de avalancha cubre una superficie de 38.8 km² con un espesor promedio de 30 m, un volumen de 1.1 km³ y una relación (H/L) de 0.13. Parte de la avalancha se emplazó a lo largo del valle de la barranca La Lumbre, donde formó una serie de terrazas con espesores máximos de 60 m.

La presencia de material juvenil (clastos de andesita con corteza de pan) dentro del depósito de avalancha y depósitos de flujos piroclásticos con pómez de caída intercalada, que sobreyacen en forma directa al depósito de avalancha de escombros, sugieren que el colapso del edificio volcánico fue debido a un evento volcánico tipo Bezymianny. En zonas cercanas a la fuente el depósito de avalancha presenta una topografía abrupta de montículos, mientras que en zonas más lejanas presenta una superficie de pendiente suave con montículos pequeños, alargados en dirección del flujo y una serie de escalonamientos con paredes de algunas decenas de metros.

El depósito de avalancha bloqueo el valle del río Armería formando un lago con un volumen aproximado de 0.41 km³, el cual tardó aproximadamente 11 días en llenarse. El rompimiento de la represa dio origen a un flujo de escombros que viajó aproximadamente 20 km, lo largo del valle del río Armería, donde formó un depósito con una serie de terrazas con paredes casi verticales y espesores que varían de 70 a 15 m. Actualmente el depósito de flujos de escombros, presenta una longitud de 17.5 Km y cubre una superficie de 6.38 km², con un espesor promedio de 30 m y un volumen de 0.191 km³.

El estudio granulométrico del depósito de avalancha, muestra un contenido de grava que varía de 75% a 6.2% disminuyendo con la distancia. El contenido de arcilla varía desde un máximo de 3.88%, a un 0.07% con la distancia. En cambio el depósito de flujos escombros, presenta volares que varían de 58% a 36% disminuyendo con la distancia. Su contenido de arcilla tiende a aumentar con la distancia de 0.11% a 1.75%. Con base en el bajo contenido de material del tamaño de las arcillas y la ausencia de minerales arcillosos, el depósito de flujos de escombros se clasifica como un flujo de lodo no cohesivo.

Las evidencias sobre la ocurrencia de múltiples eventos de colapso que formaron avalanchas de escombros con volúmenes $> 1\text{km}^3$, en el Complejo Volcánico de Colima, hace evidente la necesidad e importancia de un intenso y detallado trabajo de campo que permita caracterizar y determinar el número de avalanchas gravitacionales que permita definir un periodo de recurrencia de estos fenómenos eruptivos en el Complejo Volcánico de Colima.

Si un evento futuro de avalancha de escombros ocurriera en el Volcán de Colima y se emplazara hacia el sur, afectaría 3 municipios del Estado de Colima, incluyendo la ciudad de Colima, con un total de 256,921 habitantes.

1. INTRODUCCIÓN

Las avalanchas de escombros son el producto del colapso parcial de edificios volcánicos. Son grandes masas de material rocoso que se desplazan a altas velocidades (Ui 1983; Siebert 1984 y Siebert 1987). Estos eventos son muy importantes en la historia de un edificio volcánico, ya que pueden cambiar drásticamente su morfología e influir en su estilo eruptivo (Stoopes, 1991). En pocos segundos pueden modificar la morfología del terreno y cubrir áreas extensas, obstruyendo y rellenando valles. Su generación puede estar o no acompañada de una erupción volcánica. Los grandes volúmenes que

El estudio granulométrico del depósito de avalancha, muestra un contenido de grava que varía de 75% a 6.2% disminuyendo con la distancia. El contenido de arcilla varía desde un máximo de 3.88%, a un 0.07% con la distancia. En cambio el depósito de flujos escombros, presenta volares que varían de 58% a 36% disminuyendo con la distancia. Su contenido de arcilla tiende a aumentar con la distancia de 0.11% a 1.75%. Con base en el bajo contenido de material del tamaño de las arcillas y la ausencia de minerales arcillosos, el depósito de flujos de escombros se clasifica como un flujo de lodo no cohesivo.

Las evidencias sobre la ocurrencia de múltiples eventos de colapso que formaron avalanchas de escombros con volúmenes $> 1\text{km}^3$, en el Complejo Volcánico de Colima, hace evidente la necesidad e importancia de un intenso y detallado trabajo de campo que permita caracterizar y determinar el número de avalanchas gravitacionales que permita definir un periodo de recurrencia de estos fenómenos eruptivos en el Complejo Volcánico de Colima.

Si un evento futuro de avalancha de escombros ocurriera en el Volcán de Colima y se emplazara hacia el sur, afectaría 3 municipios del Estado de Colima, incluyendo la ciudad de Colima, con un total de 256,921 habitantes.

1. INTRODUCCIÓN

Las avalanchas de escombros son el producto del colapso parcial de edificios volcánicos. Son grandes masas de material rocoso que se desplazan a altas velocidades (Ui 1983; Siebert 1984 y Siebert 1987). Estos eventos son muy importantes en la historia de un edificio volcánico, ya que pueden cambiar drásticamente su morfología e influir en su estilo eruptivo (Stoopes, 1991). En pocos segundos pueden modificar la morfología del terreno y cubrir áreas extensas, obstruyendo y rellenando valles. Su generación puede estar o no acompañada de una erupción volcánica. Los grandes volúmenes que

alcanzan sus depósitos pueden formar flujos de escombros de enormes dimensiones que tienen la capacidad de alcanzar grandes distancias y cubrir áreas aun mayores que el depósito a partir del cual se formaron.

1.1. Localización del área de estudio

El Complejo Volcánico de Colima (CVC) se encuentra ubicado en la parte meridional del graben de Colima con dirección N-S, el cual se ubica en el sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Figura 1). El CVC está constituido por una cadena de tres grandes estratovolcanes andesíticos orientados N-S (El Cántaro, el Nevado de Colima y el Volcán de Colima).

El Volcán de Colima ($19^{\circ}31'N$; $103^{\circ}37'W$; 3860 msnm) se localiza alrededor de 70 km de la costa del Océano Pacífico (Luhr et al., 1985) Figura 1. Es considerado como uno de los volcanes más activos de Norte-América, dado que durante los últimos 426 años ha presentado alrededor de 45 erupciones, de las cuales al menos 26 han generado flujos piroclásticos (Luhr, 1981; Medina et al, 1983; De La Cruz, 1993; Saucedo et al., 2002).

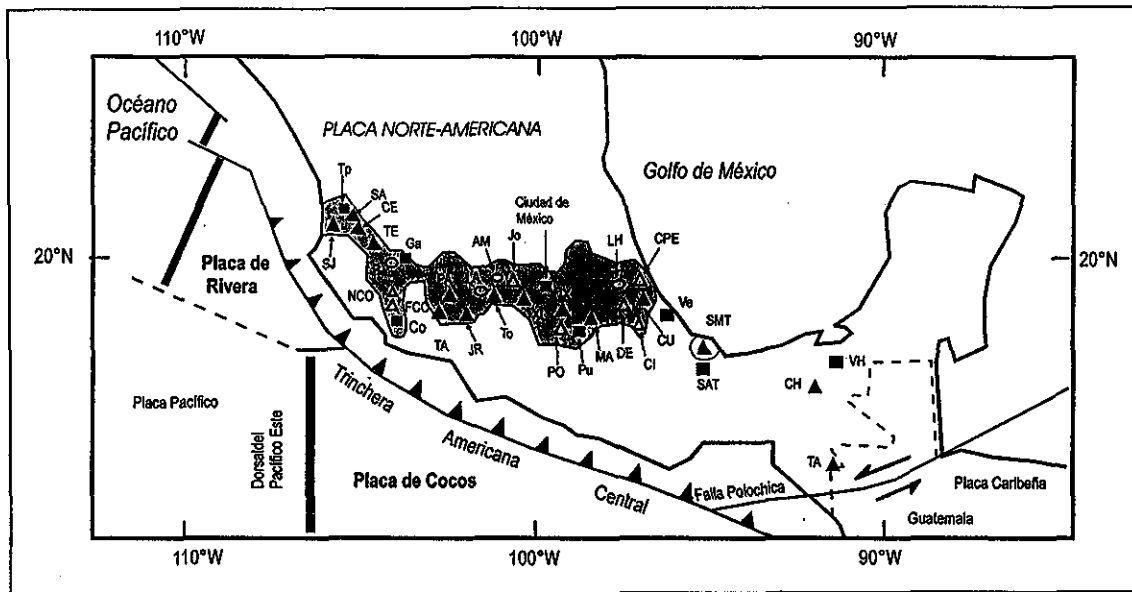


Figura 1. Mapa de México generalizado que muestra el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (zona oscura) relacionado con la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la Placa Norte-Americana. Los triángulos abiertos representan volcanes con depósitos de avalancha conocidos. SJ San Juan; SA Sangagüey; CE Ceboruco; Tp Tepic; TE Tequila; Ga Guadalajara; P Primavera; NCO Nevado de Colima; FCO Fuego de Colima; Co Colima; PA Parícutín; TA Tancitaro; JR Jorullo; LA Los Azufres; AM Amealco; Jo Jocotitlán; LH Los Hornos; CPE Cofre de Perote; To Nevado de Toluca; XI Xitle; IX Iztaccíhuatl; Po Popocatepetl; Pu Puebla; MA Malinche; DE Derrumbadas; CI Citlatépetl; CU Las Cumbres; Ve Veracruz; SMT San Martín Tuxtla; SAT San Andrés Tuxtla; VH Villahermosa; CH El Chichón TA Tacaná. Figura modificada después de Siebe et al., (1991) y Stoopes (1991)

La última erupción explosiva importante del Volcán de Colima ocurrió en 1913, con la formación de una columna eruptiva de tipo pliniano que alcanzó una altura de 21 km, generando una lluvia de ceniza y pómez, que llegó hasta la ciudad de Saltillo Coah. a 725 km del volcán. Además, generó flujos piroclásticos de pómez y ceniza que alcanzaron una distancia de 15 km. Los depósitos generados por esta erupción alcanzaron un volumen de $\sim 1 \text{ km}^3$ (Saucedo et al. 1997). Después de un periodo de reposo de casi 50 años, el volcán de Colima inició un nuevo periodo de actividad volcánica caracterizado por la formación de flujos de lava y flujos piroclásticos a partir del crecimiento de domos en (19961-62, 1975-76, 1981-82 y 1991, 1994, 1998-1999 y 2002). Algunas de estas erupciones han sido documentadas por varios investigadores entre los cuales se pueden citar los siguientes: Thorpe et al 1977; Luhr y Carmichael (1981 y 1982), Medina, F., (1983), Martín del

Pozzo et al. (1987), Luhr y Carmichael (1990), Luhr y Presteggaard, (1988), Robin et al. (1991), Stoope (1991), Stoope y Sheridan, (1992), Rodríguez-Elizarrarás et al. (1991), Rodríguez – Elizarrarás, S.R., (1995), Nuñez-Cornú et al. (1994), Connor et al. (1993), Jiménez et al. (1995), Komorowski et al. (1993, 1994, 1996), Saucedo et al. (1997), Saucedo et al. (2001) y Mora et al. (2001).

1. 2. Propósito del presente trabajo.

Los estudios estratigráficos apoyados por fechamientos radiométricos del Complejo Volcánico de Colima, indican que el volcán de Colima ha sufrido varios eventos de destrucción del edificio con depósitos de avalanchas y de flujos de escombros asociados. Por ejemplo, Komorowski et al. (1994a, 1994b y 1997) reportaron 12 eventos de colapso los volcanes de Colima durante los últimos 45000 años. Al menos nueve de estos colapsos estaban asociados a depósitos de avalancha de escombros que podrían corresponder al antiguo volcán Paleofuego de Colima. El estudio sobre estos grandes eventos volcánicos (Candrell, 1971; Scott, 1988; Crandell, 1988; Palmer et al., 1991; Siebe et al., 1993; Carrasco-Nuñez et al., 1993; Scott et al., 1995; Capra, 2000) ha demostrado que dependiendo del origen del evento, el colapso de un sector de un edificio volcánico puede originar: 1) depósitos de avalancha de escombros, 2) depósitos de flujos de escombros y 3) avalanchas de escombros que se transforman en flujos de escombros durante su emplazamiento (Figura 3). Sin embargo, a pesar de estos estudios sobre los volcanes de Colima, hasta la fecha, no se han hecho estudios detallados sobre el origen de estos eventos de colapso que permitan caracterizar los diferentes depósitos y definir con exactitud el número de ellos. Por lo tanto, la definición de un periodo de recurrencia para este tipo de fenómenos eruptivos en el CVC, aún presenta gran incertidumbre.

El estudio y entendimiento de estos fenómenos como las avalanchas de escombros y su posible transformación en flujos de escombros cohesivos, es

fundamental en la evaluación del riesgo volcánico y la prevención de los desastres naturales (Scott y Vallance 1995; Vallance y Scott, 1997).

El propósito del presente trabajo consiste en caracterizar uno de los depósitos de avalancha asociado a un evento de colapso del Volcán de Colima emplazado hacia el sector SW, estudiándolo desde el punto de vista morfológico, estratigráfico y sedimentológico para determinar las causas que originaron el colapso, así como los mecanismos que intervinieron durante su transporte y emplazamiento. Para este fin se escogió uno de los depósitos de avalancha más recientes y mejor definido en superficie, ocurrido hace 3600 años A.P. según Komorowski et al. (1994a, 1994b y 1997).

1. 3. Objetivos del presente trabajo.

Caracterizar el depósito de avalancha generado por el evento de colapso de 3600 años A.P. ocurrido en el Volcán de Colima e identificar sus variaciones texturales con la distancia a partir de la fuente.

Determinar los mecanismos de transporte y emplazamiento.

Determinar el origen del evento de colapso.

Evaluación del peligro por colapsos en el Volcán de Colima.

1.4. Metodología

Para estudiar el depósito de avalancha de escombros, del Complejo Volcánico de Colima, se hizo un análisis fotogeológico con fotografías aéreas de 1975 escala 1:50,000, que permitieron determinar el área de distribución de la avalancha. También se analizaron imágenes de satélite LANDSAT (bandas RGB) de la zona de estudio proporcionadas por Mike Abrams (Jet Propulsión Laboratory). Posteriormente se hicieron varias campañas de trabajo de campo en la zona de estudio con un tiempo de una semana cada una.

Durante el trabajo de campo, se efectuaron conteos de los clastos más gruesos contenidos en un metro cuadrado del afloramiento. También se tomaron fotografías del afloramiento para realizar un conteo de los fragmentos con diámetros mayores a -4Φ y obtener todo el espectro sedimentológico necesario para el estudio de este tipo de depósitos (Scott et al., 1995; Vallance y Scott, 1997). El rango de partículas estudiado en la escala phi (negativo del logaritmo base 2 del diámetro de la partícula), va desde -8Φ (256 mm) a 9Φ (0.002 mm). Para simplificar la terminología granulométrica utilizada en este trabajo se tomaron los términos grava (-8Φ a -2Φ), arena (-1Φ a 4Φ), limo (5Φ a 8Φ) y arcilla (9Φ). Utilizando el método de Kellerhals y Bray (1971) sobre las fotografías tomadas en el afloramiento se dibujo una malla cuadrada de un metro con 100 nodos espaciados cada 10 cm para determinar el número de fragmentos de roca con diámetros mayores a -4Φ , así como el porcentaje de matriz. Las partículas entre -4Φ y 4Φ se analizaron en laboratorio por vía seca con juegos de tamices espaciados a intervalos 1Φ . La fracción ($< 4\Phi$) se analizó con el *Analysette 20-Sedimentographi (FRITZCH)* por vía húmeda. Todos los tamaños analizados con las diferentes técnicas fueron normalizados aplicando el método de Kellerhals y Bray (1971) para poder trabajar con el espectro completo y obtener porcentajes en porcentajes por peso. Las fracciones finas de las muestras, se normalizaron al porcentaje de matriz contabilizado en las fotografías mediante el método de la malla. Previamente secas y pesadas la mayoría de las muestras de matriz, debido a que estaban bastante endurecidas, fue necesario dejarlas remojando en agua por varios días, utilizando el ultrasonido periódicamente para acelerar la disgregación de la matriz. En algunos casos fue necesario deshacer manualmente los fragmentos de matriz ya humedecidos. Una vez que la muestra de matriz estuvo disuelta en agua, ésta se paso por el tamiz 230 (0.0625 mm) que separa las fracciones tamaño limo-arcilla de las fracciones del tamaño de arena y grava.

Después de tamizar cada una de las muestras y obtener los pesos de las diferentes fracciones, se elaboró una base de datos para obtener los histogramas o distribuciones granulométricas. También se elaboraron los diagramas de frecuencia acumulada con el fin de obtener los valores y calcular los parámetros estadísticos referente a los tamaños y distribuciones de las partículas en el depósito. Los parámetros estadísticos definidos para el estudio granulométrico se obtuvieron utilizando las formulas reportadas por Inman (1952) y Folk y Ward (1957).

Tabla 1. Formulas reportadas por Inman (1952), Folk y Ward (1957) utilizadas en el cálculo de los parámetros estadísticos.

Parámetros	Inman (1952)	Folk y Ward (1957)
Mediana	$Md\Phi = \Phi_{50}$	$Md\Phi = \Phi_{50}$
Media	$M\Phi = (\Phi_{16} + \Phi_{84})/2$	$MZ = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$
Selección	$\sigma_{\Phi} = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/2$	$\sigma_1 = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6.6$
Skewness	$\alpha_{\Phi} = (M\Phi - Md\Phi) / \sigma_{\Phi}$ $\alpha_{2\Phi} = \frac{1}{2} (\Phi_5 + \Phi_{95}) - Md\Phi / \sigma_{\Phi}$	$Sk_1 = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}) / 2(\Phi_{84} - \Phi_{16}) + \Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50} / 2(\Phi_{95} - \Phi_5)$
Kurtosis	$\beta_{\Phi} = \frac{1}{2} (\Phi_{95} - \Phi_5) - \sigma_{\Phi} / \sigma_{\Phi}$	$K_G = (\Phi_{95} - \Phi_5) / 2.44 (\Phi_{75} - \Phi_{25})$

A continuación se da una breve descripción de cada uno de los parámetros.

Mediana ($Md\Phi = \Phi_{50}$): diámetro correspondiente al 50% de la curva cumulativa.

Media ($Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}) / 3$): diámetro medio obtenido promediando toda la curva acumulativa. Tiene en cuenta toda la distribución granulométrica.

Selección ($\sigma_1 = (\Phi_{84} - \Phi_{16}) / 4 + (\Phi_{95} - \Phi_5) / 6.6$): 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_{Φ} .

Asimetría (skewnes) ($Sk_1 = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}) / 2(\Phi_{84} - \Phi_{16}) + \Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50} / 2(\Phi_{95} - \Phi_5)$): mide la dirección de las "colas" de la curva cumulativa. Varía de

+1 (abundancia de material fino) a -1 (abundancia de material grueso).
Calculada sobre el 90% de la curva.

Agudeza (Kurtosis) ($K_G = (\Phi_{95} - \Phi_5) / 2.44 (\Phi_{75} - \Phi_{25})$): mide la concavidad de curva e indica el tipo de selección. Entre más pobre es la selección más plana es la curva ($K_G < 1$). Para una distribución gruesa K_G es igual a 1.

1. 5. Terminología

Para el estudio del depósito de avalancha de escombros del Volcán de Colima, se utilizó la terminología propuesta por Glicken (1991).

A continuación se presenta la definición de los términos más usados.

Avalancha de escombros: son grandes masas de material rocoso pobremente seleccionado que se desplaza rápidamente por la fuerza de gravedad (Schuter y Crandell, 1984).

Bloque de avalancha de escombros: Porción del antiguo edificio volcánico transportado hasta su lugar de depósito sin que sufra modificaciones importantes. Puede ser monolítico o presentar una serie de depósitos como se encontraban en el edificio volcánico antes del colapso.

Clasto: Fragmento de roca de dimensiones variables, desde milímetros hasta un metro, sin que se rompa 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.

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 encuentra clastos de dimensiones variables.

Montículo: Morfología típica de los depósitos de avalancha de escombros, constituida por lomeríos distribuidos normalmente en la zona cercana al volcán, los cuales disminuyen en número y tamaño con la distancia de la fuente.

Estructura en rompecabezas: Estructura particular de un clasto fragmentado cuya forma original puede reconstruirse debido a que la mayoría de los fragmentos no se disgregaron

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.

Lahar: Flujo compuesto por una mezcla de detritos y agua que se genera en los flancos de un volcán (Smith y Fritz, 1989).

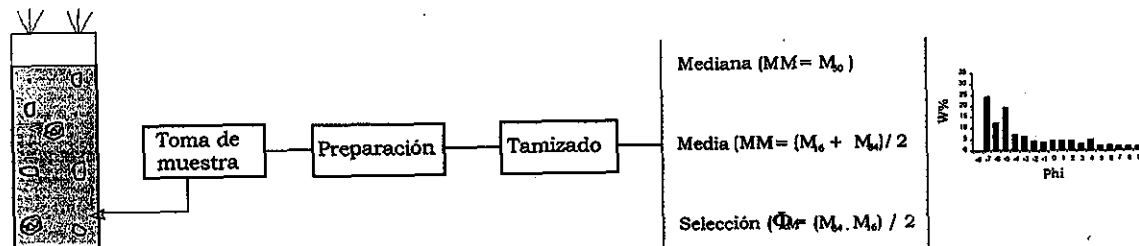


Figura 2. Esquema que ilustra los pasos desde la toma de la muestra en la facies de matriz del depósito de avalancha, su preparación, análisis en laboratorio y parámetros obtenidos.

2. AVALANCHAS DE ESCOMBROS: CARACTERÍSTICAS GENERALES

2. 1. Origen y Geometría

Las avalanchas de escombros volcánicos son eventos catastróficos que han ocurrido más de una vez a lo largo del ciclo de vida de numerosos estratovolcanes del mundo (Francis y Self 1987). Son masas incoherentes de roca movilizadas por la gravedad (Schuster y Crandell 1984). El desprendimiento de un flanco de un edificio puede generar erupciones explosivas dirigidas debido a la presencia de un cuerpo de magma viscoso rico en volátiles en niveles superficiales del interior del edificio volcánico. Durante los dos últimos siglos, las erupciones más grandes de este tipo que han ocurrido en el mundo son: la de Bandai-san en 1888, Bezymianny en 1956 y Shiveluch en 1964, (Bogoyavlenskaya, Braitseva, Melekestsev, Kiriyanov, and Miler, 1985; Crandell y Gorshkov, 1959). Estas explosiones catastróficas ocurrieron inesperadamente, sin ningún tipo de premonitor, por lo que los vulcanólogos no pudieron observarlas directamente.

La erupción del Monte Santa Elena, ocurrida el 18 de mayo de 1980, se considera un parteaguas en el estudio de estos eventos, ya que por primera vez se pudo observar directamente la generación de una avalancha de escombros. Para entender los mecanismos que generan el colapso de un edificio volcánico, muchos investigadores pusieron gran interés en los estudios sobre los depósitos dejados por el colapso del Monte Santa Elena, así como depósitos de este tipo en otros volcanes en el mundo (Gorshkov, 1959; Ui, 1983; Siebert, 1984; Francis et al. , 1985; Ui et al., 1986a; Liquen, 1986; Francis y Self, 1987; Siebert et al. , 1987; Crandell, 1988; Francis y Deis, 1988; McEwen et al., 1989; Palmer et al., 1991; Liquen, 1991; Siebe et al., 1992; Wadge et al., 1995; Vallance et al., 1995 y Glicken, 1996).

Las avalanchas de escombros volcánicos son generadas a partir del deslizamiento masivo de un sector o flanco de un edificio volcánico, el cual forma un cráter abierto en forma de herradura. Este tipo de estructuras ha

sido designado como “caldera de avalancha o cráter de avalancha” (Siebert, 1984) o “anfiteatro” (Voight et al., 1981). Los depósitos distribuidos en la base del edificio, han sido definidos como depósitos de avalancha de escombros (Siebert, 1984). Uno de los factores principales que influyen en la inestabilidad de los estratovolcanes y que los hace susceptibles a que colapsen, es su geometría estructural (Francis y Self, 1987). En el CVC estos estratovolcanes se encuentran distribuidos a lo largo del límite de dos placas tectónicas asociados a una zona de subducción, estos volcanes han emitido lavas andesíticas y dacíticas ricas en sílice lo que las hace relativamente viscosas que forman conos con pendientes muy inclinadas que se vuelven mecánicamente muy inestables.

Existen otros factores que influyen en la inestabilidad de un edificio volcánico como son: la misma actividad magmática del volcán, alteración por fluidos hidrotermales del material que lo constituye y por la influencia de fallas regionales (Garduño et al., 1997; García Palomo, 1998; Capra, 2000).

Siebert (1984) clasificó las avalanchas de escombros en dos grupos, según el tipo de actividad del cual se originan.

Tipo Bezymianny ó Monte Santa Elena: asociado a una componente magmática (con material juvenil), como fue el caso del volcán Bezymianny, en Kamchatka en 1956 (Gorshkov 1959, 1962; Bogoyavlenskaya et al., 1985) y el volcán Monte Santa Elena, Estados Unidos, que hizo erupción el 18 de mayo de 1980. Este último caso, la intrusión de un criptodomo levantó una gran protuberancia que desestabilizó el flanco norte de la montaña; el magma también interactuó con agua subterránea y generó vapor sobrecalentado que permaneció atrapado a grandes presiones en el interior del volcán. Un sismo de magnitud 5 precipitó el colapso parcial del cono causando que el vapor escapara explosivamente formando un flujo que destruyó todo a su paso (Francis y Self, 1987).

Tipo Bandai: asociado únicamente a actividad freática (sin material juvenil), como el caso de los volcanes Bandai (1888) y Unzen (1792), Japón, en los cuales su colapso fue disparado por un sismo acompañado de explosiones. Estas explosiones posiblemente se originaron por la interacción de agua subterránea con un cuerpo de roca caliente medianamente fundido.

Finalmente existe un tipo de colapso que no involucra actividad explosiva ni magmática; en el cual, el volcán simplemente colapsa originando una avalancha fría de escombros muy similar a las avalanchas que se generan comúnmente por deslizamientos en montañas volcánicas y no volcánicas. Los ejemplos más recientes de este proceso son los del volcán Ontake, Japón en 1984, (Francis y Stephen Self, 1987) y en el volcán Estribo en Michoacán, México (Garduño-Monroy, 1998; Capra et al 2002). Siebert, (1984) consideró varios factores responsables del colapso parcial de un edificio volcánico entre otros: asentamiento lento de material inestable sobre el basamento regional, movimientos gravitacionales rápidos disparados por sismos o por explosiones, pendientes pronunciadas, la acumulación de grandes masas de material inestable alrededor del conducto principal, el cual puede colapsar debido a sismos o erupciones explosivas, disminución del material debido a alteración hidrotermal, dilatación debido a la intrusión de un cuerpo de magma, sobrecarga en estratos de piroclastos deleznable o alterados hidrotermalmente. Asimismo, sectores ó porciones de volcanes pueden romperse a lo largo de planos de fallas y deslizarse lentamente pendiente abajo (Van Bemmelen, 1949).

La Formación de un anfiteatro en un edificio volcánico en algunos casos, es influenciada por el régimen de esfuerzos locales y regionales, de tal manera que, el eje de abertura y sus depósitos se localizan y distribuyen de manera perpendicular al eje de máxima compresión horizontal (MCH) (Figura 3). El eje de máxima compresión horizontal, coincide con la orientación de grupos de diques radiales y conos parásitos, emplazados a lo largo de fallas importantes en el volcán (Nakamura, 1977).

2. 2. Morfología y composición de los depósitos

Una de las características principales de los depósitos de avalancha, es su morfología, la cual presenta una topografía con gran número de colinas (montículos) orientados de forma transversal y longitudinal conocidos como hummocks, así como pequeñas depresiones cerradas que forman lagos temporales donde se pueden depositar sedimentos lacustres (Glicken, 1982). El tamaño de las colinas puede ser de unas cuantas decenas de metros y mayores a 200 metros de altura que disminuye con la distancia desde la fuente Siebert (1984).

Los depósitos de avalancha de escombros, son una mezcla de material lítico pobremente seleccionado que consiste de fragmentos del mismo volcán, en algunos casos asociados con material juvenil (dependiendo del evento) y material accidental asimilado durante el transporte (Siebert et al., 1987). Estos depósitos pueden contener grandes megabloques o fragmentos del edificio volcánico de varios cientos de metros de diámetro (Mimura et al., 1982; Ui, 1983), que son transportados largas distancias desde su origen, conservando la posición original que presentaban en el edificio volcánico.

Los depósitos de avalancha de escombros pueden presentar dos facies texturalmente diferentes 1) Facies de bloques: constituida por bloques de roca sin matriz que normalmente se encuentra en zonas centrales y cercanas a la fuente. En algunos lugares puede estar constituida por un solo bloque de roca de centenas de metros de diámetro.

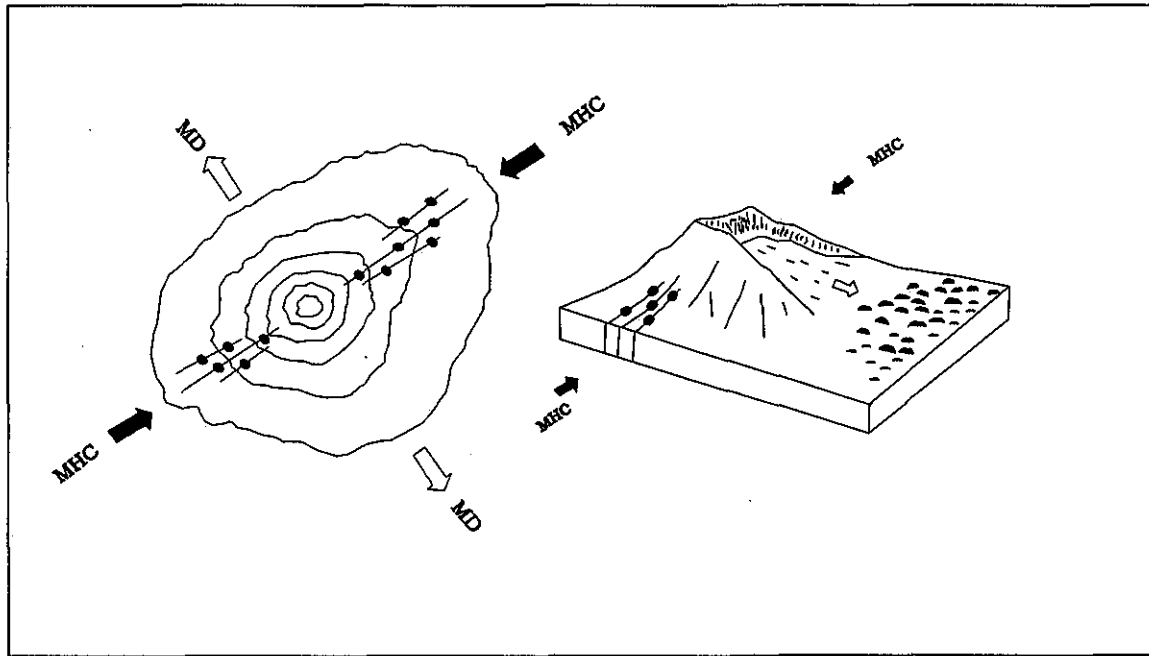


Figura 3. Diagrama esquemático que ilustra el emplazamiento de diques radiales y conos parásitos en dirección paralela a los esfuerzos de máxima compresión horizontal (MCH) y perpendiculares a la máxima distensión (MD) que origina una elongación al edificio volcánico y esfuerzos de dilatación dentro del edificio, lo que contribuye a su colapso en dirección normal a la MCH. (Modificado de Moriya , 1980, in Siebert, 1984).

2) Facies de matriz: consiste en bloques soportados por matriz, la cual puede consistir desde pequeñas partículas de pocos mm hasta fragmentos de algunos metros de diámetro que normalmente se encuentra hacia las partes medias y lejanas, así como laterales (Siebert, 1984; Shuster y Crandell, 1984; Glicken, 1991). Estas dos facies pueden presentar transiciones laterales dentro del mismo depósito.

Otra característica de los depósitos de avalancha de escombros (Shreve, 1968; Coates, 1977; Siebert, 1984) es el rompimiento o fracturamiento que presentan algunos bloques o megabloques, conocido como estructuras de rompecabezas. Este fracturamiento es debido a dilatación al momento de ruptura. (Glicken, 1996) y por la gran presión a la cual son sometidos durante el transporte (Ui et al., 1986a; Glicken, 1996)

2. 3. Avalanchas de escombros: Consideraciones Dinámicas.

Las avalanchas de escombros volcánicos, son flujos controlados por la gravedad, en los cuales la rápida aceleración gravitacional de grandes masas de material produce tasas altas de movimiento. Se han calculado velocidades de 160 km/hr para Chaos Crags (Crandell et al., 1974), 124 km/hr para Meru (Cattermole, 1982) y 180-288 km/hr para el Monte Santa Elena (Voight et al., 1981). La magnitud de estas velocidades de desplazamiento de las avalanchas de escombros volcánicos, depende en gran medida de la energía potencial de la masa rocosa que se desprende, la cual debido a su pérdida de altura (H) durante su caída se va transformando en energía cinética, que permite su transporte, alcanzando grandes distancias (L), aún en superficies con un ángulo bajo de inclinación (Siebert, 1987).

A la relación H/L se le conoce como coeficiente de Heim (Heim, 1881; Hsü, 1975). Siebert (1984) utilizó este parámetro para calcular la movilidad de diferentes avalanchas, y estimó un valor promedio de H/ L de 0.11 para este tipo de avalanchas.

Siebert et al, (1987) determinaron los valores de H/L de 40 avalanchas Cuaternarias y encontraron un rango entre 0.05 y 0.13 (promedio 0.09) para avalanchas con volúmenes $>1\text{km}^3$ y entre 0.09 y 0.18 (promedio 0.13) para avalanchas con volúmenes $<1\text{km}^3$.

Para determinar los diferentes mecanismos que intervienen para que una masa de escombros se desplace como un fluido y explicar la gran movilidad de las avalanchas de escombros, se han propuesto diferentes modelos, los cuales se describen a continuación.

Fluidización Mecánica: Bagnold (1954) propuso un modelo de flujo granular dispersivo, en el que las colisiones entre los granos (fragmentos), generan esfuerzos dispersivos normales a las colisiones, que ayudan a la suspensión

de estos fragmentos durante su transporte. Sin embargo, Campbell (1989) consideró que no existe la energía suficiente para el movimiento de la masa, ya que la energía se disipa rápidamente por la colisión anelástica entre las partículas y además, porque existe poca evidencia de la agitación de los escombros en los deslizamientos. Bagnold (1954) reconoció que los esfuerzos dispersivos pueden disminuir el coeficiente de fricción por un factor de dos. Hsü (1975) sugiere que la presencia de polvo fino en el flujo podría jugar el papel de fluido, rodeando y manteniendo en suspensión parcialmente los grandes fragmentos de roca.

Fluidización por Colchón de Aire: Shreve (1968) consideró que el desplazamiento de grandes avalanchas de escombros se da en forma de deslizamiento, originado por la presencia de una bolsa de aire en su base, la cual es atrapada durante su caída inicial. Según esta teoría, éstos grandes deslizamientos, atrapan un cojín de aire comprimido, sobre el cual se deslizan a velocidades altas y con un bajo coeficiente de fricción. Este tipo de movimiento permite que el deslizamiento viaje como un cuerpo coherente, evitando esfuerzos cortantes internos que pudieran mezclar los diferentes horizontes estratigráficos. Sin embargo, este mecanismo no ha sido del todo aceptado, particularmente porque las permeabilidades requeridas para atrapar el aire son relativamente bajas en casi todos los deslizamientos observados (Erismann, 1979), y porque además, depósitos de avalanchas de rocas muy similares se han visto en Marte (Lucchitta, 1978, 1979), donde la presión atmosférica es de 1 % y posiblemente fue mayor en la época de las avalanchas y la "g" es 38% con relación a la de la Tierra que es de (3/8). Además, se han observado depósitos de avalancha sobre la superficie de la Luna (Howard, 1973), en donde, no existen agua ni aire. Sin embargo, parece ser que la presencia de aire y agua en los escombros en movimiento facilita su fluidización y refuerza su movilidad.

Fluidización Acústica: Melosh (1979) propuso la fluidización acústica para el deslizamiento de avalanchas de escombros, en donde, el peso de los fragmentos de roca es soportado por movimientos aleatorios, pero no de fragmentos de roca individuales como lo plantea Bagnold (1954) en su flujo granular, sino de grupos de fragmentos organizados en ondas elásticas. Debido a que los fragmentos raramente pierden contacto uno con otro, este proceso disipa energía a una tasa más lenta que el flujo granular. Las grandes avalanchas de escombros incrementan su energía acústica durante su caída inicial, debido a la pendiente fuerte e irregular. El movimiento de los escombros genera choques internos que se propagan en forma de ondas elásticas. La fuente de energía principal en el movimiento de los escombros, es la energía potencial que se convierte en energía cinética al inicio de su caída. Parte de esta energía se convierte en energía acústica, la cual origina el movimiento de la masa rocosa. Durante el movimiento, en la parte basal de la masa se forma una zona muy activa, en la que, los esfuerzos de tensión son altos y los esfuerzos cortantes muy raros. En las avalanchas grandes, donde la relación de superficie contra volumen es baja, la pérdida de energía acústica ocurre preferencialmente por disipación.

Fluidización por Autolubricación: Campbell (1989) propuso un mecanismo de autolubricación mediante el cual todo el volumen de escombros en movimiento viaja como una sábana más o menos sólida sobre una capa de partículas diluida delgada (con alta energía) y de gran movilidad. La escasez de colisiones entre el número de partículas, produce una disipación menor de energía en esta capa. Mientras más tiempo retenga su energía cinética, la capa lubricante se autoregenerará por si misma, lo que permite que el deslizamiento continúe su movimiento. Mientras más grande es el volumen de material, más grande es el momento y la energía, por lo que se requiere más tiempo para que la capa activa disipe su energía, y la distancia recorrida sea mayor. Campbell (1989) consideró que este mecanismo puede explicar todos los rasgos importantes de grandes deslizamientos.

2. 4. Conclusión

Todos estos mecanismos propuestos por los diferentes autores, es posible que contribuyan en la gran movilidad de las avalanchas de escombros, así como en las grandes distancias alcanzadas por estas. Sin embargo, los mecanismos que mayormente pueden contribuir en la movilidad y la distancia alcanzadas por estas avalanchas, es el propuesto por Bagnold (1954), el del flujo granular dispersivo, en donde los esfuerzos dispersivos pueden disminuir el coeficiente de fricción por un factor de dos. Otro de los mecanismos que puede contribuir grandemente en la movilidad y distancia alcanzadas por las avalanchas de escombros, es el propuesto por Melosh (1979), el de la fluidización acústica, en donde, el peso de los fragmentos de roca es soportado por movimientos aleatorios de grupos de fragmentos organizados en ondas elásticas. En este mecanismo, la fuente principal de energía durante el movimiento de los escombros, es la energía potencial que se convierte en energía cinética al inicio de su caída. Parte de esta energía se convierte en energía acústica, la cual origina el movimiento de la masa rocosa.

Es probable que estos dos mecanismos sean los principales contribuyentes de la movilidad y las distancia alcanzadas por las grandes avalanchas de escombros generadas en la superficie de Marte y de la Luna, en donde, no existen agua ni aire. Sin embargo, en las avalanchas de escombros producto del colapso gravitacional del flanco de un edificio volcánico, de debido a su actividad eruptiva, ó del colapso del flanco de una montaña no volcánica sobre la superficie de la Tierra; otro de los mecanismos que puede contribuir considerablemente en la movilidad de estas grandes masas rocosas, es el de la "Fluidización por Colchón de Aire", propuesto por Shreve (1968), así como la presencia de polvo fino y agua en el flujo que pueden facilitar su fluidización y reforzar su movilidad Hsü (1975).

2. 5. Flujos de escombros: Características generales y Consideraciones Dinámicas.

Un flujo de escombros es una mezcla de bloques de roca, sedimentos y agua que contiene una concentración de sólidos de 70% a 80% en peso y un 47% – 77% en volumen con respecto a la masa total (Costa, 1987), en el cual las partículas sólidas y el agua se mueven como un fluido viscoplástico (Johnson, 1970). Sharp y Nobles (1953) usaron el término “flujo de escombros” de manera general, y sugieren que los flujos de lodo son una variedad de los flujos de escombros, en los cuales, el lodo le da a la masa cierto comportamiento que los diferencia de un simple flujo húmedo de escombros. Sin embargo, Scott (1988), Vallance y Scott (1997) adoptaron las definiciones de (Crandell, 1971) y Varnes (1978) y usaron el término “flujo de lodo” para referirse a aquellos flujos, en los que sus depósitos contienen más de 50% de matriz (material <2mm). Basándose en el contenido de arcilla en la matriz de estos depósitos, algunos de estos autores determinaron dos tipos de flujos: los flujos de escombros cohesivos que presentan una relación arcilla/matriz >3-5% y los flujos de escombros no cohesivos que presentan una relación arcilla / matriz de <3- 5%.

Los flujos de escombros cohesivos se pueden originar a partir de avalanchas de escombros saturadas de agua que se forman por el colapso parcial de un sector del edificio volcánico. Estas avalanchas aguas abajo se transforman en flujos de escombros cohesivos hasta el final de su emplazamiento. Scott (1988) sugirió que existen diferentes tipos de facies en estos depósitos, facies laterales de hummocks y montículos en zonas cercanas, que contrastan con una facies más rica en arcilla en zonas lejanas hacia el centro del valle. Los flujos de escombros cohesivos tienen diferente origen: (1) aquellos que se forman durante e inmediatamente después de una erupción volcánica, como el ocurrido en el volcán Nevado del Ruiz en Colombia en 1985. En este caso una pequeña erupción pliniana produjo pequeños flujos piroclásticos que fundieron parte de la capa de hielo de la cima del volcán, originando un flujo

de escombros que sepultó casi por completo a la Ciudad de Armero que se encontraba a 50 km del volcán, matando a más de 25000 personas (Naranjo et al.,1986). (2) aquellos que ocurren poco después de una erupción y (3) aquellos que no están relacionados a actividad volcánica. Por ejemplo, las avalanchas de escombros, en algunos casos, pueden formar flujos de escombros cohesivos por el represamiento temporal de cauces de ríos. Un evento de este tipo ocurrió durante una erupción del volcán Asama en Japón en 1783, cuando una avalancha caliente obstruyó el cauce de un río cercano formando una represa. Después de una hora, el agua rebasó la altura del dique erosionándolo y causando su colapso que dio origen a un flujo de lodo caliente, el cual viajó más de 80 km, matando a más de 1,300 personas (Aramaki,1956).Crandell y Fahnstock (1965) encontraron dos características comunes en los flujos de escombros, que podrían ayudar a su reconocimiento, y son la presencia de innumerables huellas de burbujas de aire en la matriz, así como una gradación vertical normal con material grueso en la base y fino hacia la cima. Las huellas de aire son de forma regular con diámetros que van de un milímetro a varios milímetros, y son de forma más esférica en depósitos de flujos de escombros con una matriz con mayor contenido de material fino Bull (1964) encontró que las huellas de aire eran más grandes y más esféricas en flujos de lodo con mayor contenido de arcilla o limo y arcilla. Algunos flujos de escombros cohesivos pueden presentar pequeños cambios texturales a lo largo de su recorrido, posiblemente por el asentamiento de partículas en la parte central donde es más rígida y veloz, ó por la pérdida constante de clastos gruesos en zonas laterales donde la pérdida de energía es mayor y los esfuerzos dispersivos por el impacto entre partículas son mínimos. Este tipo de flujos para el caso del Monte Rainier y Monte Santa Elena, permanecieron sin cambios aparentes en los más de 100 km de su recorrido (Scout 1988; Vallance y Scott 1997). La identificación de los flujos de escombros cohesivos, flujos de escombros no cohesivos y avalanchas de escombros, es muy importante en la evaluación del riesgo volcánico, ya que los flujos de escombros cohesivos se esparcen más

ampliamente que los flujos de escombros no cohesivos que viajan distancias similares. En la Figura 4 se muestra esquemáticamente las etapas de transformación de una avalancha de escombros en un flujo de escombros cohesivo o en un lahar. En la tabla 2, se presenta una comparación de algunos depósitos de avalancha con depósitos de flujos de escombros.

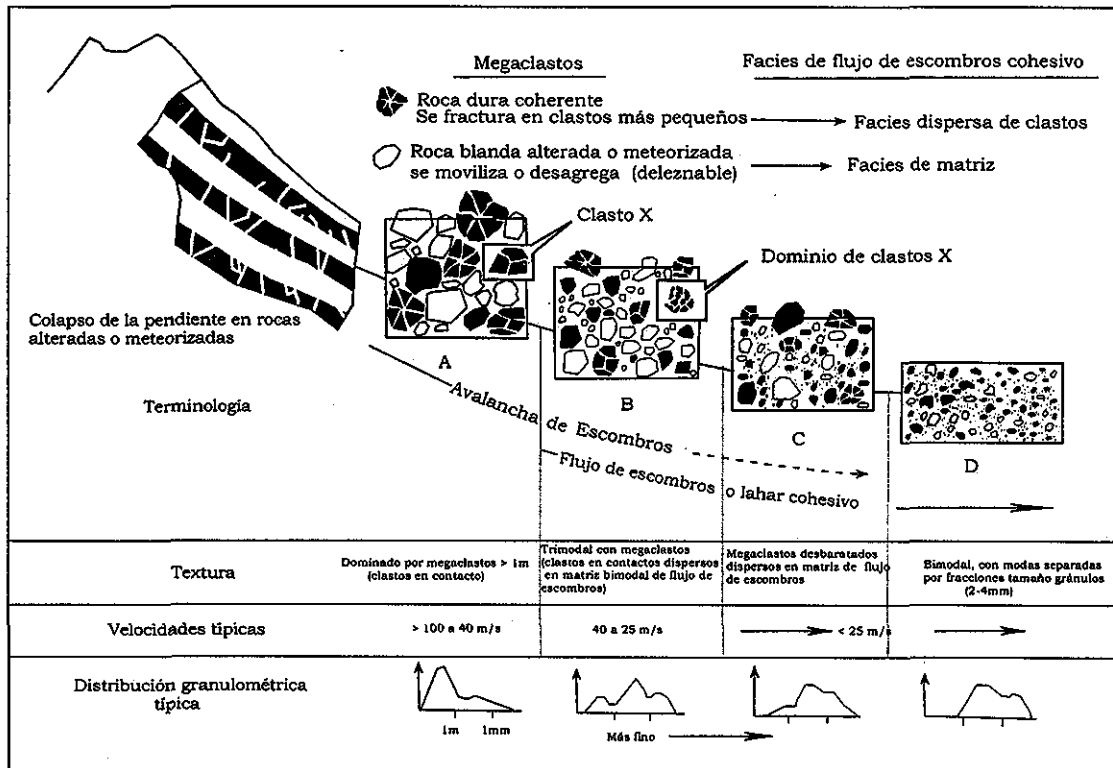


Figura. 4 Diagrama que muestra las etapas de transformación lateral de una avalancha de escombros en un flujo de escombros cohesivo o lahar. La masa colapsada está compuesta por cantidades similares de roca dura coherente que durante el transporte se dilata y fragmenta para formar clastos más pequeños, así como material más frágil, que fácilmente se disgrega dando origen a la facies de matriz (tomado de Scott et al, en prensa; Pulgarín, 2000).

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Tabla 2. Se comparan algunos depósitos de avalancha con depósitos de flujos de escombros cohesivos, considerando sus coeficientes de fricción contra la distancia recorrida, así como el área y sus volúmenes.

Volcán	Distancia (km)	H/L	Área (km ²)	Volumen (km ³)	Referencia
AVALANCHA DE ESCOMBROS					
Monte Sta. Helena	24	0.11	64	2.8	Dethier et al. (1981), Voight et al. (1983)
Bezymianny	18	0.13	60	0.8	Siebert et al. (1987)
Bandai	11	0.11	34	1.5	Siebert et al. (1987)
Volcán de Colima	43	0.09	1,200	6-12	Luhr y Carmichael (1990)
Nevado de Colima	120	0.04	2,200	22-33	Stoopes y Sheridan (1992)
Nevado de Colima	30	0.12	233	7	Capra y Macías (2000)
Popocatépetl	30	0.12	300	30	Robin y Baudal (1987)
Monte Shasta	49	0.07	675	45	Crandell (1989)
LAHARES COHESIVOS					
Electrón, Mt. Renier	70	0.06	60	0.25	Crandell (1971)
Round Pass, Mt. Renier	30	0.13	50	0.2	Crandell (1971)
Osceola, Mt. Renier	100	0.04	325	2.8	Crandell (1971)
Paradise	40	0.1	34	0.1	Crandell (1971)
Teltetzingo, Citlatépetl	85		140	1.8	Carrasco-Núñez et al. (1993)
Nevado de Colima	120	0.055	1360	20	Capra y Macías (2002)

3. COMPLEJO VOLCANICO DE COLIMA (CVC)

3. 1. Ambiente Tectónico.

La subducción de la placa de Rivera y placa de Cocos por debajo de la placa de Norte-América desde el Plioceno, ha definido el marco geodinámico actual del Occidente de México y ha sido responsable de la formación del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). El CVM es un arco volcánico continental que se extiende más de 1,200 km a través del centro de México desde las costas del Pacífico al oeste de Nayarit, con el Volcán San Juan, hasta el Golfo de México con el Volcán activo El Chichón al norte del Estado de Chiapas, Luhr y Carmichael, (1990). El CVM se caracteriza por presentar una amplia variedad de estratovolcanes, conos cineríticos monogenéticos, conos de lava y calderas, donde los productos volcánicos emitidos por estos estratovolcanes son de composición calcialcalina.

El extremo Oeste del CVM está dominado por la intersección de tres sistemas de rift (Figura 5) asociados con centros volcánicos Cuaternarios (rift de Chapala, rift de Tepic-Zacoalco y rift de Colima) Luhr y Carmichael (1981, 1990) y Garduño y Tibaldi (1991). A partir de este punto de intersección, el rift de Chapala se extiende más de 100 km hacia el este, el rift de Colima se extiende 150 km hacia el sur hasta la costa del Pacífico, mientras que el rift de Tepic - Zacoalco se extiende 200 km hacia el noreste hasta el Océano Pacífico Luhr y Carmichael, (1990); Garduño et al., (1998). Estas tres estructuras de rift se intersectan a 40 km al sur de Guadalajara con direcciones de N 305°, N90° y N170° (Allan et al., 1991). A este ambiente tectónico está asociada la generación de magmas de carácter alcalino, que desde los últimos 4.6 Ma se sobreponen temporal y espacialmente a magmas de la serie calcialcalina relacionados con la subducción de la placa Rivera (Allan 1986; Luhr y Carmichael, 1990; Macías et al., 1993). El rift de Colima en su parte septentrional está limitado por un sistema de fallas normales N - S, las cuales son muy evidentes desde el punto de intersección hasta el Complejo Volcánico de Colima. Sin embargo, a partir de este último punto y

hasta el Océano Pacífico, no existen evidencias de estas estructuras. Al respecto Allan et al, (1986) reportaron que la parte sur del rift de Colima está representada por una zona de bloques afallados de 50 a 60 km de ancho, caracterizada por una amplia planicie aluvial. Por lo tanto, Serpa et al., (1992) y Garduño et al., (1996) han propuesto la hipótesis de la no prolongación del rift de Colima hacia el sur a partir del CVC, debido a la aparente ausencia de fallas normales N-S (Figura 5).

El CVC es afectado por el sistema de fallas regionales (Falla Tamazula), que ha jugado un papel importante en el proceso de migración del vulcanismo hacia el sur y en la generación de avalanchas gravitacionales (Garduño et al., 1998). Lo anterior, permite considerar que la historia eruptiva del CVC ha estado marcada por un proceso cíclico, donde se desarrollan grandes estratovolcanes de ~4000 m de altura que posteriormente colapsan formando extensos y voluminosos depósitos de avalancha, y que en muchos de los casos se transforman en flujos de escombros capaces de alcanzar distancias de más 100 km (Capra y Macías 2002).

3. 2 Marco Geológico Regional (Comprendido dentro de la carta geológica E13-3, Esc. 1: 250,000)

El basamento de las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano en su porción SW, está compuesto por depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Cretácico superior y Terciario temprano, así como por rocas sedimentarias marinas del Cretácico Medio (Grajales-Nishimura y López Infanzón 1983; Rodríguez-Elizarrarás, 1995), con edades que varían de 114 a 52 Ma (Gastil et al., 1978; Lange y Carmichael, 1991; Richter et. al., 1995; Ferrari et. al., 1997). En particular El Complejo Volcánico de Colima, se desarrolló sobre un basamento Cretácico-Terciario, compuesto principalmente por antiguos depósitos de origen sedimentario en su mayoría de tipo carbonatado y volcánico.

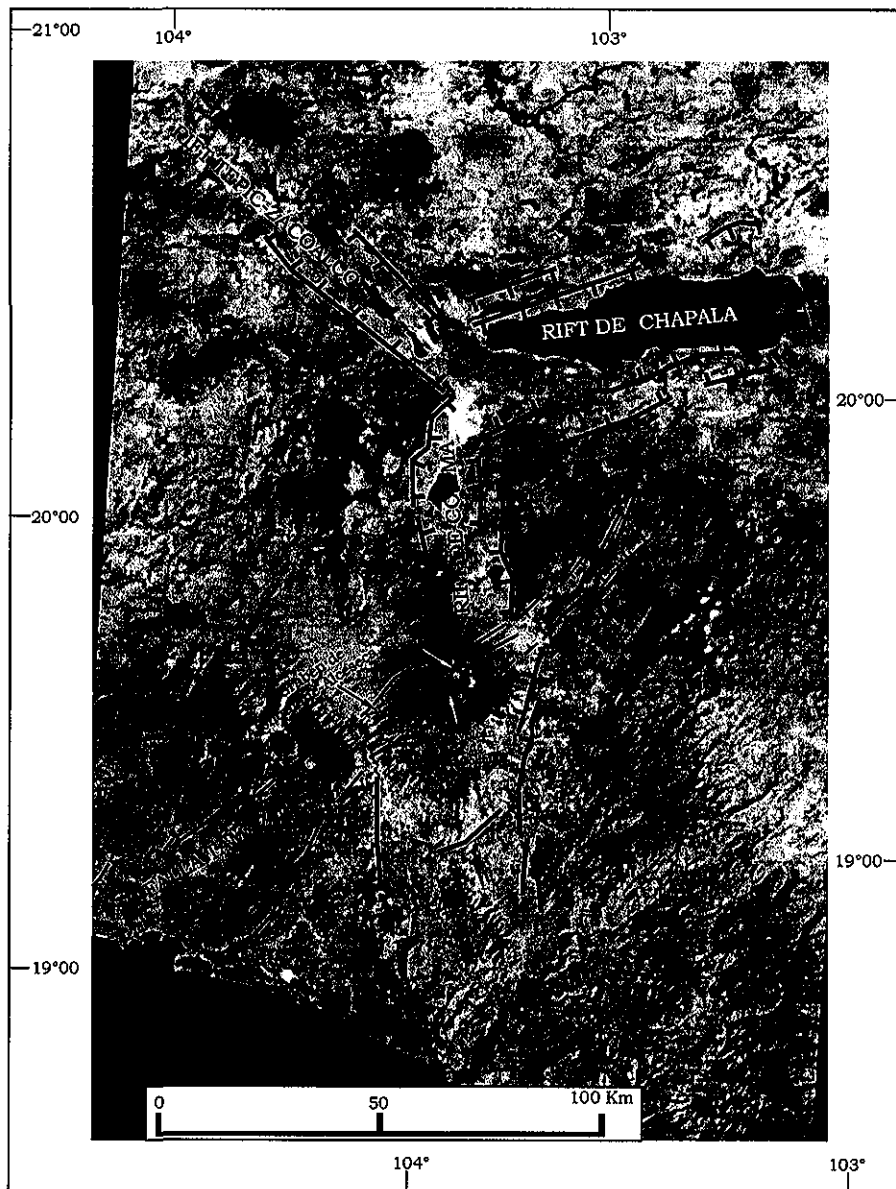


Figura 5. Imagen de satélite del Occidente de México donde se observa la intersección de los tres sistemas de rift (Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco), así como el graben de Atenquique-Alceseca y el Complejo Volcánico de Colima

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3. 2. 1. Cretácico Inferior.

Los depósitos del Cretácico inferior pertenecen a la Formación Tecalitlán, compuesta por material de origen fluvial que subyace discordantemente a una serie de flujos de lava de composición riolítica, dacítica y andesítica (Patoja et al., 1986). En esta misma edad Pantoja-Alor, (1983) y Smith (1990) incluyen los depósitos de calizas que forman la Sierra de Manantlán, ubicada al Noroeste de la Ciudad de Colima (Figura 6) y los agrupan dentro de la Formación Madrid.

3. 2. 2. Cretácico Medio-Superior

Los depósitos del Cretácico Medio-Superior se encuentran agrupados dentro de La Formación Encino y Vallecitos respectivamente (Patoja-Alor et al., 1986). La Formación Encino está constituida por depósitos de origen fluvial, intercalados con horizontes de areniscas que subyacen a un potente depósito de calizas arrecifales. Ambos cuerpos son coronados por gruesos depósitos de conglomerados calcáreos y depósitos de flujos piroclásticos (Patoja-Alor et al., 1986). Smith (1990) le asignó la misma edad a los depósitos localizados al W-SW del poblado los Ortices, ubicado al Sur de la ciudad de Colima, y los agrupó dentro de la Formación Tepames.

La Formación Vallecitos, está constituida por dos miembros: El primero de origen volcánico, representado por depósitos de flujos de lava y flujos piroclásticos de composición riolítica, dacítica y andesítica que sobreyacen discordantemente de forma angular al miembro superior de la Formación Encino, alcanzando un espesor de 170 m. Mientras que el miembro superior, está constituido de un potente depósito de calizas dolomitizadas de origen arrecifal. Estas posiblemente se pueden correlacionar con las rocas que Grajales-Nishimura y López Infanzón, (1983) reportaron como depósito de rocas sedimentarias carbonatadas del Cretácico Medio, en la zona denominada como cuenca de Colima por PEMEX. Los gruesos estratos de caliza masiva que forman la Sierra de Manantlán, ubicada al oeste-noroeste de la Ciudad

de Colima, son contemporáneos al miembro Superior de la Formación Encino y Formación Vallecitos, (Sloan 1989; Smith 1990). En esta área, las rocas del Cretácico fueron afectadas por al menos dos episodios intrusivos: el primero, corresponde a una serie de diques y cuerpos de composición granodiorita y diorita del Cretácico superior (70 Ma) que afectó las rocas del Albiano. En tanto que el segundo episodio, es un cuerpo intrusivo cuarzomonzonítico del Paleoceno Temprano 66 Ma fechado con el método k-Ar. Ambos cuerpos intrusivos constituyen el Batolito de Pihuamo (Pantoja-Alor et al., 1986).

Adicionalmente, Schaaff et al., (1995) señalan que los cuerpos intrusivos que afloran en la costa del Pacífico (Manzanillo, Col. y Puerto Vallarta, Jal.) fueron emplazados en el Cretácico Tardío. Sin embargo, hasta el momento se desconoce la relación que éstos puedan tener con los reportados en la parte media del graben de Colima. En el Cretácico Superior (Orogenia Laramide) estos cuerpos fueron fuertemente plegados y fallados manifestando un metamorfismo de bajo grado (Serpa et al., 1992).

En la parte central del Graben de Colima, Cerro Tuxpan a 16 km al este de Ciudad Guzmán, Jal. (Estela y otros, 1978) reportan rocas clásticas metamorfizadas a facies prehnita-pumpellyta similares a las rocas de la Formación Encino del Cretácico Inferior (Pantoja-Alor y otros 1978).

Las unidades de las Formaciones Tecalitlán, Encinos y Vallecitos afloran en la parte central del Graben de Colima, principalmente hacia el este del CVC a la altura de los poblados de Tuxpan, Tecalitlán y en los alrededores de la Mina las Encinas (Estela y otros, 1978; Pantoja-Alor y otros, 1978; Pantoja-Alor et al., 1986).

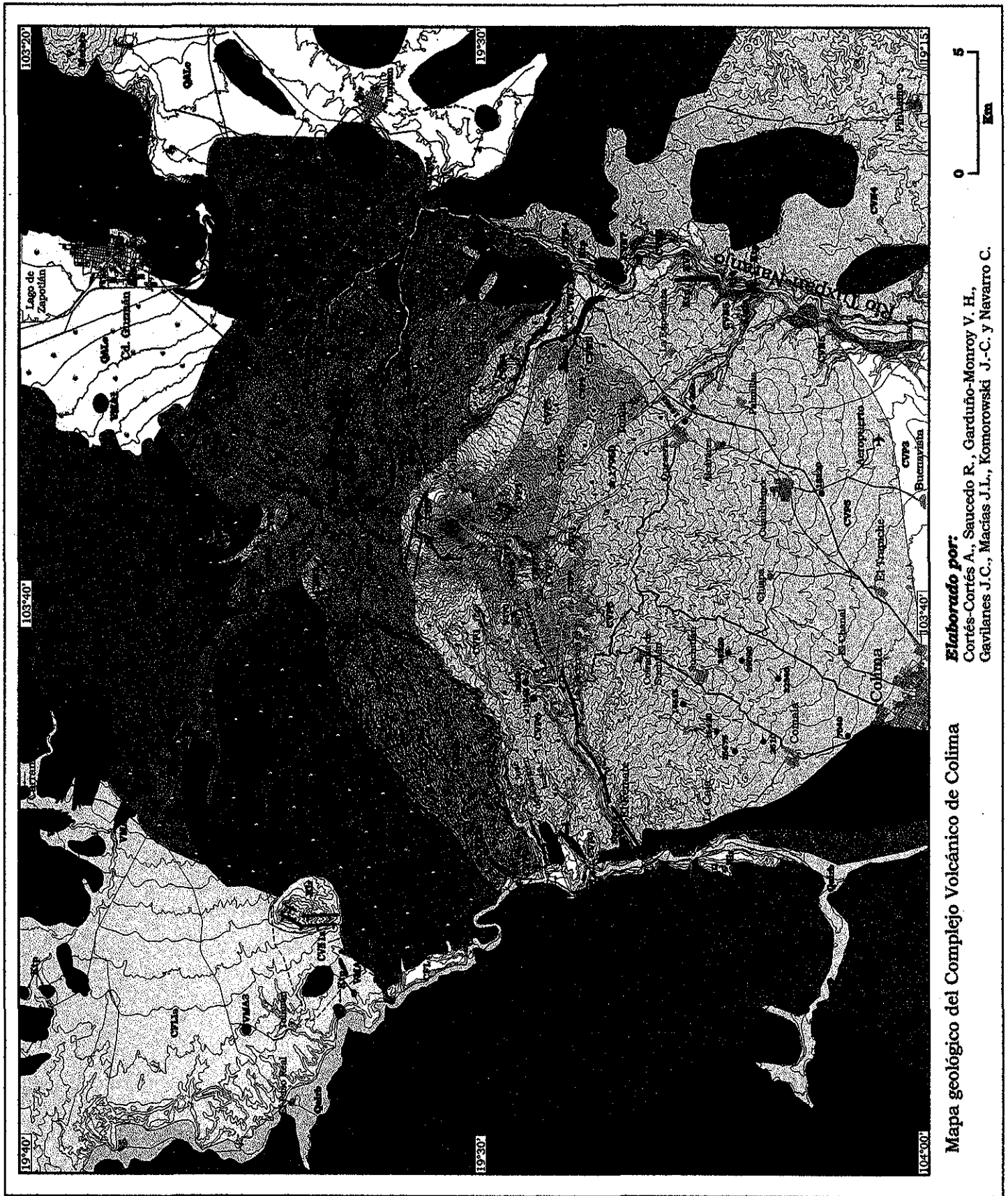
En la porción sur del Graben de Colima aflora una secuencia sedimentaria del Cretácico Inferior y Medio compuesta por areniscas, lutitas, calizas y evaporitas (Gastil, 1983; Gastil et al., 1978, 1979; Salazar, 1983 y Pantoja-

Alor y Barraza, 1986). Estas rocas tienden a presentar estructuras alineadas NW y SE y forman anticlinales y sinclinales, lo que parece ser el resultado de un evento compresivo al final del Mesozoico (Serpa et al., 1992).

3. 2. 3. Basamento Local de la Zona de Estudio

Las rocas anteriormente descritas conforman el basamento local de la zona del presente estudio, sobre el cual se levanta el CVC. En el mapa de la (Figura 6), se reportan las principales unidades que conforman la columna estratigráfica del Complejo Volcánico de Colima.

En un estudio Gravimétrico realizado por Medina et al. (1996) en la parte central del graben de Colima, reportaron que el Nevado de Colima y el Volcán de Colima, se levantan sobre una estructura de extensión limitada, la cual define un cuerpo de 2 km de ancho por más de 5 km de largo, a una profundidad de 1.5 km por debajo el nivel del mar. Además consideran que esta anomalía gravimétrica debajo de los dos volcanes podría corresponder a la cámara magmática de ambos volcanes, hipótesis, que soporta lo sugerido por Demant (1979) de que ambos volcanes de Colima tienen como fuente una sola cámara magmática.

















Mapa geológico del Complejo Volcánico de Colima

Elaborado por:
 Cortés-Cortés A., Saucedo R., Garduño-Monroy V. H.,
 Gavilanes J.C., Macías J.L., Komorowski J.-C. y Navarro C.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

LEYENDA

COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DE COLIMA (CVN)	COMPLEJO VOLCÁNICO PALEOFUEGO (CVP)	VULCANISMO ALCALINO (VA)	CUENCAS FLUVIO-LACUSTRES
<p>CVN I Material de caída y epiclastitas de Cd. Guzmán</p> <p>CVN II Lavas, Dómos, depósitos de flujos piroclásticos y material de caída aérea</p> <p>CVN III Depósitos de flujos piroclásticos y material de caída aérea</p> <p>CVN IV Fm. Atenquique: Depósitos de lahares, fluviales, fluvioacustres en alternancia con flujos piroclásticos (Río Tuxpán)</p> <p>CVN V Lavas, depósitos de flujos piroclásticos y material de caída aérea</p> <p>CVN VI Depósitos de avalancha de escombros volcánicos</p> <p>CVN VII Lavas, depósitos de flujos piroclásticos y material de caída aérea</p> <p>CVN VIII Fm. Atenquique: Depósitos de lahares, fluviales, fluvioacustres en alternancia con flujos piroclásticos (0.28, 0.39 Ma)</p> <p>CVN IX Depósitos de avalancha de escombros volcánicos</p> <p>CVN X Flujos de lavas, flujos piroclásticos y material de caída aérea</p> <p>CVN XI b- Lavas, flujos piroclásticos y material de caída aérea A- Depósitos de lahares, epiclastitas</p> <p>CVN XII b- Lavas, flujos piroclásticos y material de caída aérea (0.83 Ma) A- Depósitos de lahares, epiclastitas</p>	<p>CVP I A. Depósitos fluviales y lahares recientes b. Depósitos aluviales recientes</p> <p>CVP II Depósitos de flujos piroclásticos del Volcán de Colima no diferenciados</p> <p>CVP III B. Lavas andesíticas históricas del actual Volcán de Colima A. Lavas andesíticas prehistóricas del actual Volcán de Colima</p> <p>CVP IV Terrazas de lahares y fluvioalahares (Río Armería)</p> <p>CVP V Depósitos de avalancha de escombros volcánicos (C¹⁴ 3,600 años)</p> <p>CVP VI Flujos de ceniza y pómez y caída aérea (C¹⁴ de 17,960 años)</p> <p>CVP VII Depósitos de avalancha de escombros volcánicos (C¹⁴ 7,040 años)</p> <p>CVP VIII Volcán Metate</p> <p>CVP IX Depósitos de lahares y fluvioalahares sector S-SW (Río Armería)</p> <p>CVP X Avalancha de escombros volcánicos del antiguo Paleofuego</p> <p>CVP XI Flujos piroclásticos del Paleofuego, B. Los Genchos SW, (C¹⁴ 38,400 años)</p> <p>CVP XII Lavas, flujos piroclásticos y material de caída aérea del antiguo Paleofuego</p>	<p>VA I Basanitas y minetas: V. Apartepetl, Telcampa, Carpintero Norte, Comal Grande y Comal Chico (21,600 a 22,000 años)</p> <p>VA II Basanitas y minetas: V. La Erta, V. Carpintero Sur, V. Los Nueves y Oca (104 a 118,000 años)</p> <p>VA III Basanitas y minetas: V. San Isidro, V. Cuauhtémoc y C. Los Olotos (212 a 280,000 años)</p>	<p>CFL I Depósitos lacustres (Río Armería-El Huacal) (C¹⁴ 7,380 años)</p> <p>CFL II Depósitos lacustres con restos de mamíferos (Zona Atenquique)</p> <p>CFL III Depósitos de material lacustre (Río Armería)</p> <p>CFL IV B. Depósitos lacustres (Río Armería) a. Depósitos fluvioacustres, zona de Tollmán</p>
<p>COMPLEJO DACÍTICO EL CÁNTARO</p> <p>CVN XIII Lavas, flujos piroclásticos y material de caída aérea</p> <p>SECUENCIA VOLCÁNICA TERCIARIA</p> <p>CVN XIV Rocas ígneas extrusivas no diferenciadas de Cd. Guzmán y V. Carranza (10 Ma)</p> <p>ROCAS ÍGNEAS Y SEDIMENTARIAS DEL CRETÁCICO</p> <p>CVN XV Intrusivos ácidos: Cuarzomonzonitas, Dómitas y Granodioritas</p> <p>CVN XVI Fm. Coquimatán: Lechos rojos (Conglomerados y Areniscas)</p> <p>CVN XVII Fm. Tepames: Calizas masivas (Cenomaniense)</p> <p>CVN XVIII Fm. Enolco: Areniscas, Lutitas y Limolitas (Aplano Superior)</p> <p>CVN XIX Fm. Tecalitlán: Secuencia volcano-sedimentaria (Aplano Temprano)</p>	<p>SIMBOLOGIA</p> <ul style="list-style-type: none">  Estructura caldérica de colapso lateral  Deslizamiento de masas gravitativo  Falla normal  Falla lateral  Fractura o límite tectónico  Contacto geológico  Contacto geológico inferido  Flujo de lava  Domo volcánico  Cono cónico o volcán monogénico  Fechamiento por K-Ar  Fechamiento por C¹⁴ dentro de avalancha de escombros volcánicos  Fechamiento por C¹⁴ dentro de depósito de flujos piroclástico  Fechamiento por C¹⁴ dentro de horizonte de paleosuelo separando dos unidades de avalancha de escombros volcánicos <p>REFERENCIAS DE DATACIONES Kornowski et al., (1983), Allan, J. F. (1984) Robb et al., (1987) y Stoops et al., (1991)</p>		

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

4. ESTUDIOS PREVIOS

Los trabajos realizados en el Volcán de Colima se pueden dividir en tres periodos. El primero de tipo descriptivo que documenta un número importante de erupciones volcánicas, que ocurrieron en el siglo XIX (Tello, 1576, Bárcena, 1887, Dolfus y Montserrat 1867) A finales de 1892, el padre Arreola estableció en Zapotlán el Grande (hoy Ciudad Guzmán, Jalisco) uno de los primeros observatorios del país y del mundo. Aun cuando este observatorio debía de impulsar las observaciones meteorológicas, fue dedicado casi exclusivamente a observaciones vulcanológicas. Debido a que la observación de la actividad eruptiva del Volcán de Colima, era mejor desde la ciudad de Colima, el padre Arreola consiguió que en 1895 se instalara un segundo observatorio meteorológico en las afueras de esta ciudad, el cual tenía más relación con la observación de las manifestaciones volcánicas que con la meteorología (Medina y Espíndola, 1994).

En la segunda etapa los trabajos se enfocaron más en la descripción de los mecanismos eruptivos (Waitz, 1906, 1915 y 1935, Arreola, 1915). En esta etapa los trabajos desarrollados presentan una mejor descripción de algunas estructuras volcánicas Waitz (1906), mecanismos eruptivos (Waitz, 1915, 1935), se muestran los primeros trabajos sobre la morfología e historia del complejo volcánico (Mooser 1961) y se describen aspectos generales sobre algunos de los conos cineríticos existentes en la porción Norte del complejo. Thorpe et al. (1977) hacen la primera descripción de los flujos piroclásticos tipo Merapi, generados en el Volcán de Colima. Demant (1979) describe algunos aspectos de los volcanes de Colima, y hace una interpretación vulcanológica y petrogenética. Además, incluye un mapa geológico del complejo volcánico escala 1:200,000. Medina-Martínez (1983), presenta datos sobre la recurrencia eruptiva del volcán de Colima durante los últimos 400 años. Medina et al. (1996) realizaron un estudio de Gravimetría en la parte central del graben de Colima, en la zona de los volcanes y reportaron que

debajo de estos se encuentra una anomalía de 2 km de ancho por más de 5 km de largo, a una profundidad de 1.5 km por debajo el nivel del mar. Consideran que esta anomalía corresponde a una cámara magmática que sirve como fuente para ambos volcanes. Luhr y Carmichael (1980, 1981, 1982, 1988, 1990) sentaron las bases de los estudios sobre la petrología y geoquímica del CVC, los cuales más tarde fueron seguidos por Macías et al. (1993), Mora et al. (2002) y Luhr (2002).

Por ultimo, en la tercera etapa y teniendo como parteaguas la erupción del Monte Santa Elena, los estudios se concentraron en la relación entre las estructuras de tipo caldera y los depósitos ligados a avalanchas gravitacionales (Robin et al., 1987; Lurh y Prestegaard, 1988; Stoopes y Sheridan, 1989, Romero y Martín del Pozzo, 1989b; Komorowski et al., 1994 y Komorowski et al., 1997 y Capra y Macías 2002).

Los trabajos más detallados sobre la formación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (tipo Merapi) en el Volcán de Colima, son los realizados por Rodríguez-Elizarrarás et al. (1991), Saucedo et al. (2001) y Saucedo et al. (2002) sobre las erupciones de 1991 y 1998-1999. De la Cruz (1993) hace un análisis estadístico con el fin de definir la recurrencia de las erupciones explosivas en el Volcán de Colima. Además, hace un recuento de las erupciones que ha presentado el volcán desde 1576. Garduño et al. (1998) hacen un estudio microtectónico de la porción meridional del Rift de Colima y determinan cuatro fases de deformación. En este trabajo, señalan que el graben de Alceseca-Atenquique obedece a la geometría de la Falla Tamazula y concluyen que esta falla regional ha gobernado la geometría del Rift de Colima, así como a actividad volcánica del Complejo Volcánico de Colima. Núñez-Cornú et al. (1994) y Núñez-Cornú y Sánchez -Mora (1999) en su análisis de la sismicidad durante la actividad eruptiva del Volcán de Colima en el 1991, y la sismicidad regional, y reportan que la Falla Tamazula y el río Armería muestran evidencias de estructuras activas.

5. DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS (DAEIII) DEL VOLCÁN DE COLIMA.

5. 1. Introducción

El actual volcán de Colima se encuentra emplazado dentro de una caldera de más de 5 km de diámetro abierta hacia el sur. Esta caldera representa los restos del antiguo volcán conocido como Paleofuego de Colima Robin et al. (1987) la cual se formó por un evento catastrófico tipo Monte Santa Elena que destruyó el antiguo edificio volcánico hace 4300 años A.P., Luhr et al. (1988). La caldera está asociada a una avalancha de escombros volcánicos que viajó 70 km hacia el sur, cubriendo una superficie de 1,550 km² con un volumen de 10 km³ (Luhr y Prestegaard 1988). Robin et al. (1987) reportaron una edad de 9370 ± 400 años A.P. y consideran que podría corresponder a otro evento de colapso. Martín del Pozzo et al. (1990) discuten la existencia de dos o tres eventos de avalancha para el Volcán de Colima. Stoopes y Sheridan (1992) fecharon una avalancha en 18520 ± 260 años A.P. que viajó más de 100 km hasta la costa del Océano Pacífico y la asocian a un evento tipo Monte Santa Elena que formó la última estructura de caldera del Nevado de Colima. Este mismo depósito de avalancha fue estudiado por Capra y Macías, (2002). Siebe et al. (1992) fecharon una avalancha en 2690 ± 40 años A.P., que asocian al último evento de colapso del Volcán de Colima. Komorowski et al. (1993b y 1994b), Navarro et al. (1994) y Komorowski et al. (1995) fueron los primeros en mostrar con base en fuertes evidencias de campo, un grupo de cinco depósitos de avalanchas con edades de 2565 años A.P.; 3699 años A.P.; 7000 años A.P.; 9700 años A.P.; y 18553 años A.P. Sin embargo, existen más fechamientos por C¹⁴, algunos de ellos de mayor edad obtenidos por estos autores. Es probable que algunos de estos depósitos correspondan a flujos de escombros, por lo que es necesario un mayor estudio detallado para caracterizar y determinar cada uno de ellos. Con base en los estudios realizados por los autores antes mencionados, se ha podido identificar en el sector SW del Volcán de Colima, tres depósitos de avalancha

de escombros con edades de $21,545 \pm 265/260$ años A.P. definida como (DAEI); 4500 años A.P. (DAEII) y 3600 años A.P. (DAEIII) En el presente trabajo se estudió la avalancha más reciente de 3600 años A.P. (DAEIII), la cual presenta la siguiente distribución areal (Figura 8).

5. 2. Morfología del área de estudio.

A pesar de su fuerte pendiente ~ 35 grados, el Volcán de Colima prácticamente no presenta disección fluvial, debido a la juventud de los materiales que lo constituyen, principalmente de erupciones históricas (1869-1888, 1913, 1962, 1975-6, 1981, 1991, 1998-99 y 2002). En el modelo digital del terreno del área de estudio, se pueden separar dos zonas principales, Zona I y Zona II (Figura 7). La zona I está ligada al Volcán Paleofuego, y se extiende desde el actual Volcán de Colima, hacia el SE, S y SW, la cual comprende casi toda la superficie cubierta por los diferentes depósitos de avalancha ocurridos en el Complejo Volcánico de Colima. Esta zona se puede subdividir en dos sectores, SSE y SSW, donde el sector SSW se caracteriza por presentar una serie de barrancos con mayor grado de disección, lo que podría corresponder a depósitos de avalancha más antiguos (Figura 7). La Zona II presenta mayor grado de disección con respecto a la zona I, y está ligada principalmente al Nevado de Colima.

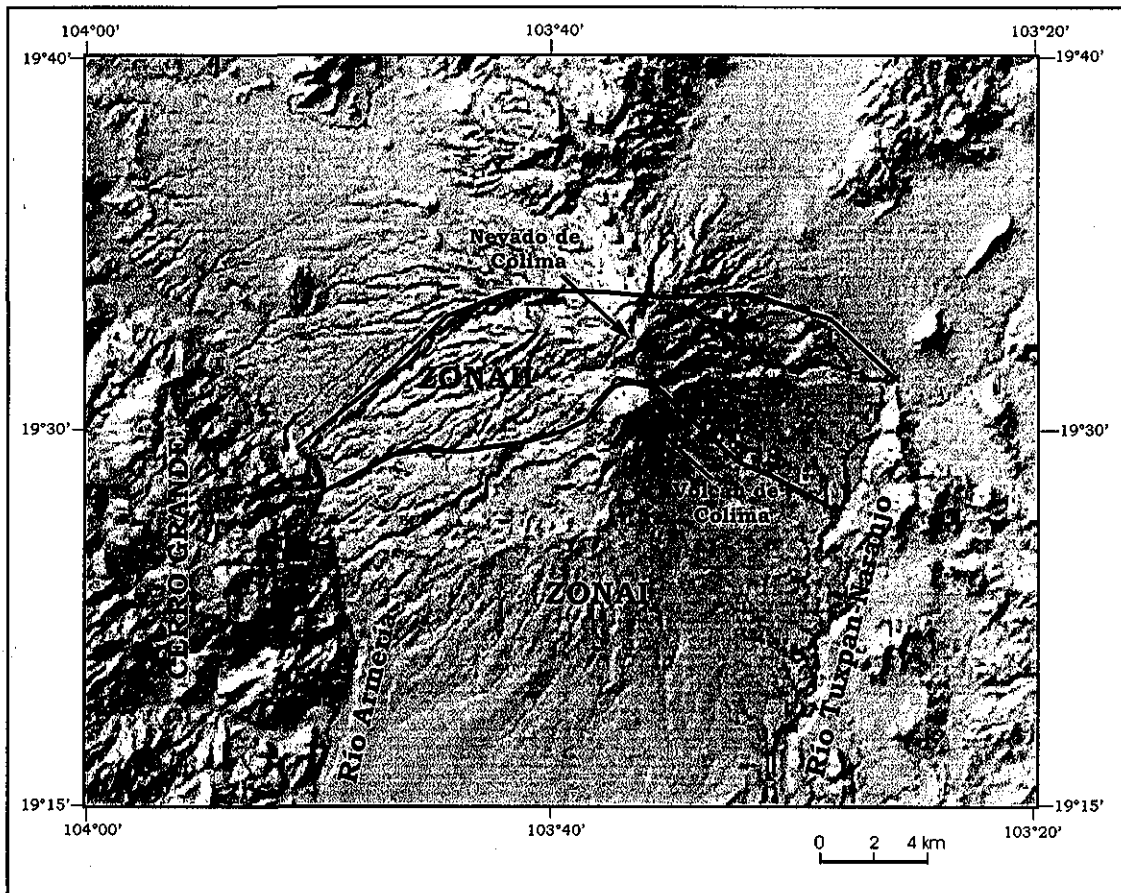


Figura 7. Modelo digital del terreno de la zona de los volcanes de Colima en donde se pueden separar dos zonas principales. La Zona I que está ligada al Volcán Paleofuego, y en ella se encuentra el mayor número de depósitos de avalanchas. La Zona II está ligada al Nevado de Colima.

5. 3. Distribución del depósito de avalancha de escombros (DAEIII).

El análisis de fotografías aéreas e imágenes de satélite, así como observaciones directas de campo ayudaron a determinar el área cubierta por el depósito de avalancha de escombros (DAEIII) (Figura 8). El DAEIII se extiende 25 km desde la cima del volcán hacia el SW y cubre un área de 38.8 km², con espesores máximos de 65 m y mínimos de 10 m, con un espesor promedio de 30 m, y un volumen de 1.1 km³. Su sitio de origen se ubica en el flanco SW del Edificio Actual del Volcán de Colima. Sin embargo, actualmente ya no se observa un anfiteatro o cráter en forma de herradura relacionado a la avalancha de escombros DAEIII, por lo que, es muy probable

que éste ya haya sido cubierto por la emisión de nuevo material volcánico emitido durante erupciones posteriores, tal como lo está parte del depósito de avalancha de escombros en su parte más alta. Durante el trabajo de campo se recorrió toda el área cubierta por el DAEIII verificándose 35 localidades. Sin embargo, debido a la escasez de buenos afloramientos, en el presente trabajo, solo se reportan 9 localidades que son las más representativas. De igual forma, para el depósito de flujos de escombros asociado a la avalancha, emplazado a lo largo del valle del río armería, debido a su discontinuidad y a la falta de buenos afloramientos, así como a la corta distancia que actualmente presenta el depósito, en el presente trabajo, se reportan 8 localidades de las más representativas, ubicadas en la Figura 8.

En la Figura 9, se muestra un acercamiento de la zona de estudio en modelo digital, donde se delimita el área cubierta por la avalancha de escombros. También, se señala el trazo de la sección geológica, en la cual se presenta la ubicación de las columnas estratigráficas descritas en el presente estudio. El DAEIII presenta una topografía abrupta de grandes montículos, en zonas cercanas (0 -12 km de la cima del volcán), mientras que en zonas lejanas (12 - 25 km) presenta una superficie de pendiente suave con montículos pequeños, alargados en dirección del flujo y una serie de escalonamientos con paredes de algunas decenas de metros (Figura 9). El depósito se caracteriza por presentar facies de bloques y facies de matriz. La facies de bloques consiste de porciones de diferentes depósitos volcánicos de colores café claro, gris, negro y rojizo (zonas cercanas) que llegan a medir hasta de 50m (Figura 15). La facies de matriz está constituida por un depósito masivo, con fragmentos angulosos de andesita de diámetros diferentes que van desde unos cuantos centímetros hasta los 2 m, soportados por una matriz arenalimosa, la cual en zonas más lejanas se presenta bastante endurecida.

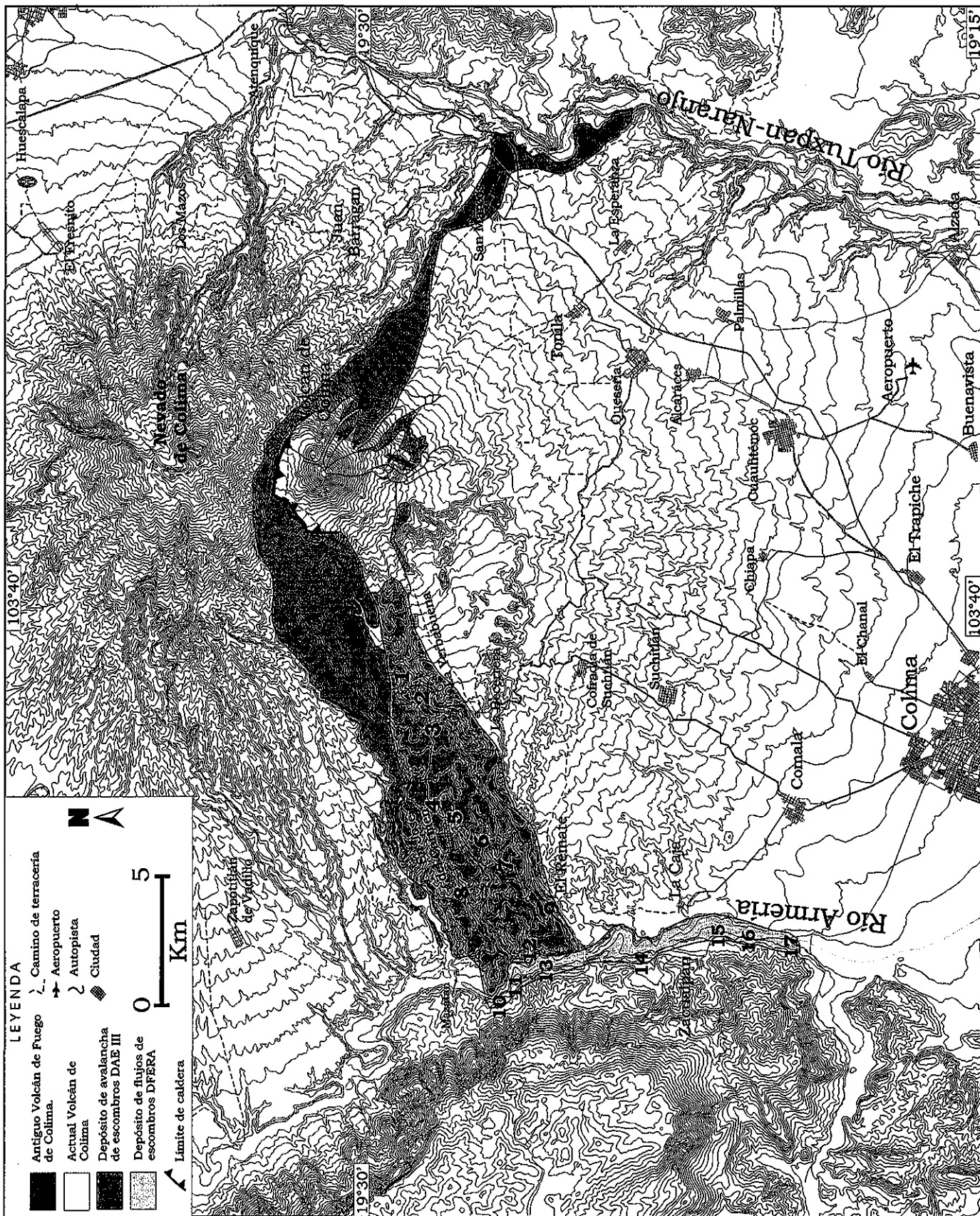


Figura 8. Distribución areal del depósito de avalancha de escambros DAEIII, depósito de flujos de escambros DFERA y ubicación de las localidades verificadas.

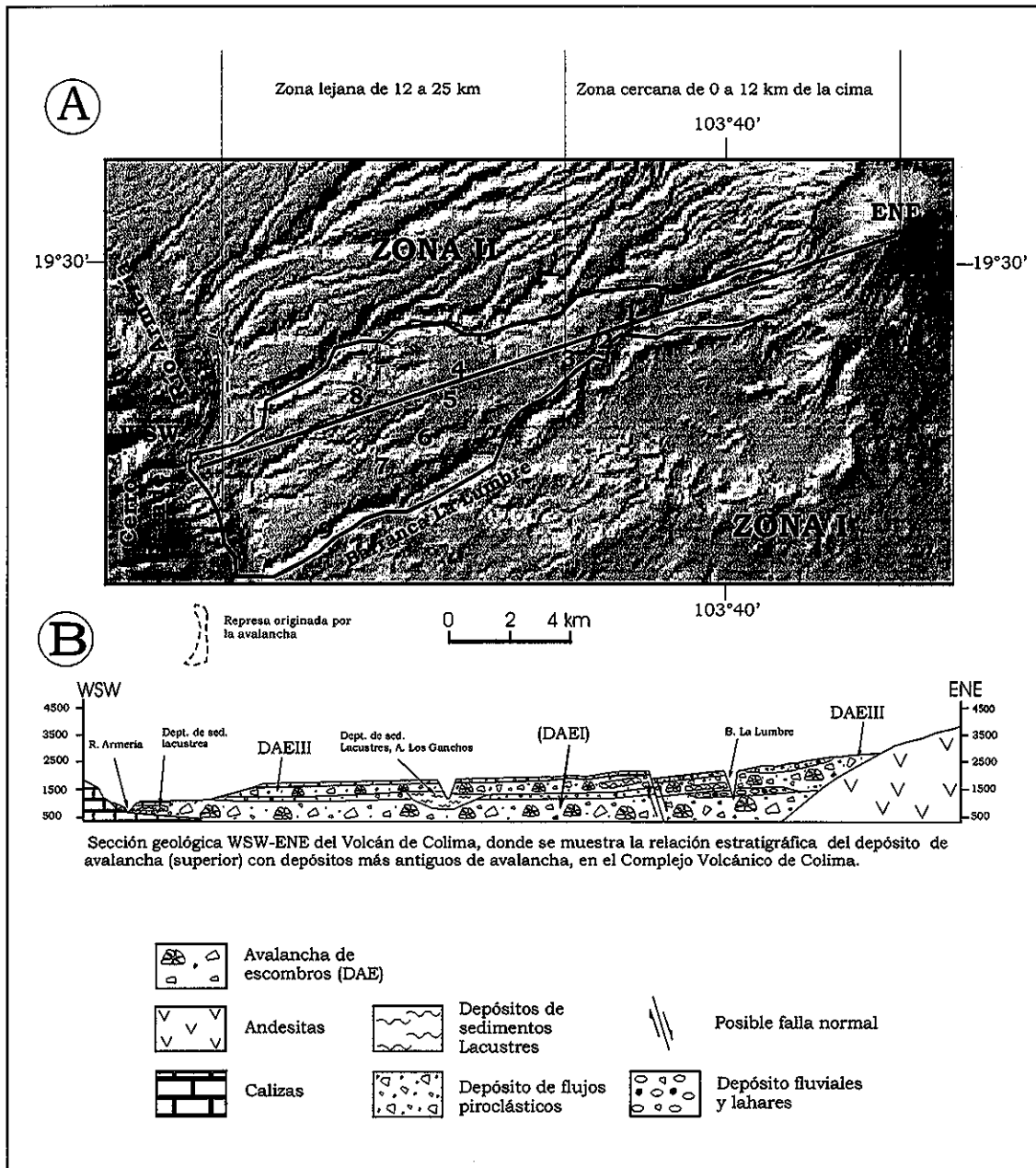


Figura 9. A) Detalle en modelo digital de la zona de estudio, donde se delimita el área cubierta por el depósito de avalancha, la cual se dividió en zona cercana de 0 a 12 km a partir de la cima y zona lejana de 12 a 25 km. Además, se muestra el trazo de la sección geológica (inferior) sobre la que se ubicarán las columnas estratigráficas descritas durante el presente estudio. B) Sección geológica donde se muestra la relación estratigráfica del DAE III (superior) con depósitos de avalancha más antiguos existentes en la zona de estudio.

5. 4. Relación estratigráfica del depósito de avalancha DAEIII.

El DAEIII sobreyace en forma discordante a un horizonte de paleosuelo de 60 cm de espesor, el cual en algunos puntos fue erosionado por la avalancha quedando ésta en contacto directo con un depósito de ceniza y pómez color amarillo con un espesor de 2.25 m. El depósito de ceniza y pómez, en su parte superior, presenta un horizonte de 20 cm de pómez y líticos de caída. El depósito de ceniza y pómez, descansa discordantemente sobre un segundo depósito de avalancha de escombros, definido como DAEI (Figura 9 b). En algunos lugares, el DAEIII sobreyace a secuencias de sedimentos lacustres, (de los cuales asimiló porciones considerables durante su emplazamiento) así como a depósitos de lahares y fluviales, a lo largo de las principales barrancas. En la zona más lejana sobreyace a las calizas masivas de Cerro Grande de la Formación Tepames (Cenomaniano) (Pantoja-Alor, 1986). Finamente, el DAEIII es cubierto en contacto directo por un depósito de flujos piroclásticos color amarillo de 2 a 3 m de espesor.

5. 5. Descripción del depósito de avalancha de escombros (DAEIII)

5. 5. 1 Características texturales.

El DAEIII es de color grisáceo con zonas oscuras y rojizas. Está compuesto principalmente por clastos de forma angulosa y subangulosa con tamaños del orden de unos cuantos centímetros hasta algunos metros, inmersos en una matriz arena-limosa. Muchos de ellos presentan estructura en rompecabezas, típica de los depósitos de avalancha (Siebert, 1984). Los clastos son de andesita, de color negro, gris y algunos de ellos presentan una coloración rojiza por alteración. Presentan una textura porfirítica mediana a gruesa con presencia de feldespatos. La matriz del depósito, en zonas próximas está poco endurecida, mientras que en las zonas lejanas presenta un mayor grado de endurecimiento e incluso sobre la superficie del depósito se ha formado una delgada costra de material cementante muy endurecido. El DAEIII en las zonas más lejanas presenta nódulos de material arcilloso

color café asimilados, con tamaños que varían de 10 cm a 30 cm. El espesor del DAE III es muy variable. Por ejemplo, la parte de avalancha que se emplazó a lo largo del valle de La barranca La Lumbre presenta espesores hasta de 65 m, mientras que la parte de avalancha que alcanzo a librar esta barrera topográfica, presenta un depósito de 15 a 30 m de espesor (Figura 10).



Figura 10. Depósito de la avalancha que se emplazó a lo largo del margen derecho del valle de la barranca La Lumbre.

5. 5. 2. Localidad 1 (N19°28.747'; W 103°42.376') Elev. 1371 msnm. (Figuras 11 y 12, ubicación Figura 8)

5. 5. 2. 1. Descripción y relación estratigráfica

En esta localidad, la columna estratigráfica está compuesta desde la base hacia la cima por las siguientes unidades:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El depósito de avalancha de escombros (DAE III) aflora con 5m de espesor, es de color gris con zonas de color rojizo por alteración hidrotermal. Está formado por clastos angulosos de andesita con tamaños que varían de 5 a 20 cm, de textura porfirica con presencia de minerales de hornblenda y feldespatos. Algunos clastos presentan estructuras en rompecabezas, inmersos en una matriz arena-limosa poco endurecida. El DAE III contiene abundantes fragmentos de madera carbonizada y troncos de árboles que llegan a medir hasta 3 m de longitud. El carbón fue fechado en 3540 ± 60 años A.P. por el método de C^{14} (Navarro y Luhr, comunicación personal, 2001).

Sobre la parte que aflora del DAEIII se encuentra en forma discordante una secuencia sedimentaria constituida por depósitos de lahar, fluviales y depósitos de sedimentos lacustres, que en conjunto presentan un espesor de 20 m. El contacto entre ellos es bastante erosivo ya que algunos de ellos se acuñan lateralmente. En el extremo izquierdo del afloramiento, los estratos de sedimentos lacustres presentan una inclinación de casi 50° , lo que podría significar que toda la secuencia sedimentaria fue asimilada por la avalancha de escombros durante su emplazamiento.

Discordantemente sobre la secuencia sedimentaria nuevamente se encuentra el DAE III con abundantes lentes de material lacustre asimilados, con un espesor de 30 m.

Cubriendo en forma discordante al depósito de avalancha, se encuentra un depósito de flujos piroclásticos color amarillo, con un espesor aproximado de 3 m. Está formado principalmente por ceniza bastante deleznable y clastos de andesita de forma angulosa con tamaños que varían de 5 cm a 30 cm. En algunos afloramientos, el depósito de flujos piroclásticos, presenta un horizonte de pómez de caída de 15 cm intercalado definiendo dos unidades de depósito. La pómez es de color gris, poco fibrosa de tamaños que varían de 0.5 a 2 cm, con pequeños minerales de hornblenda.

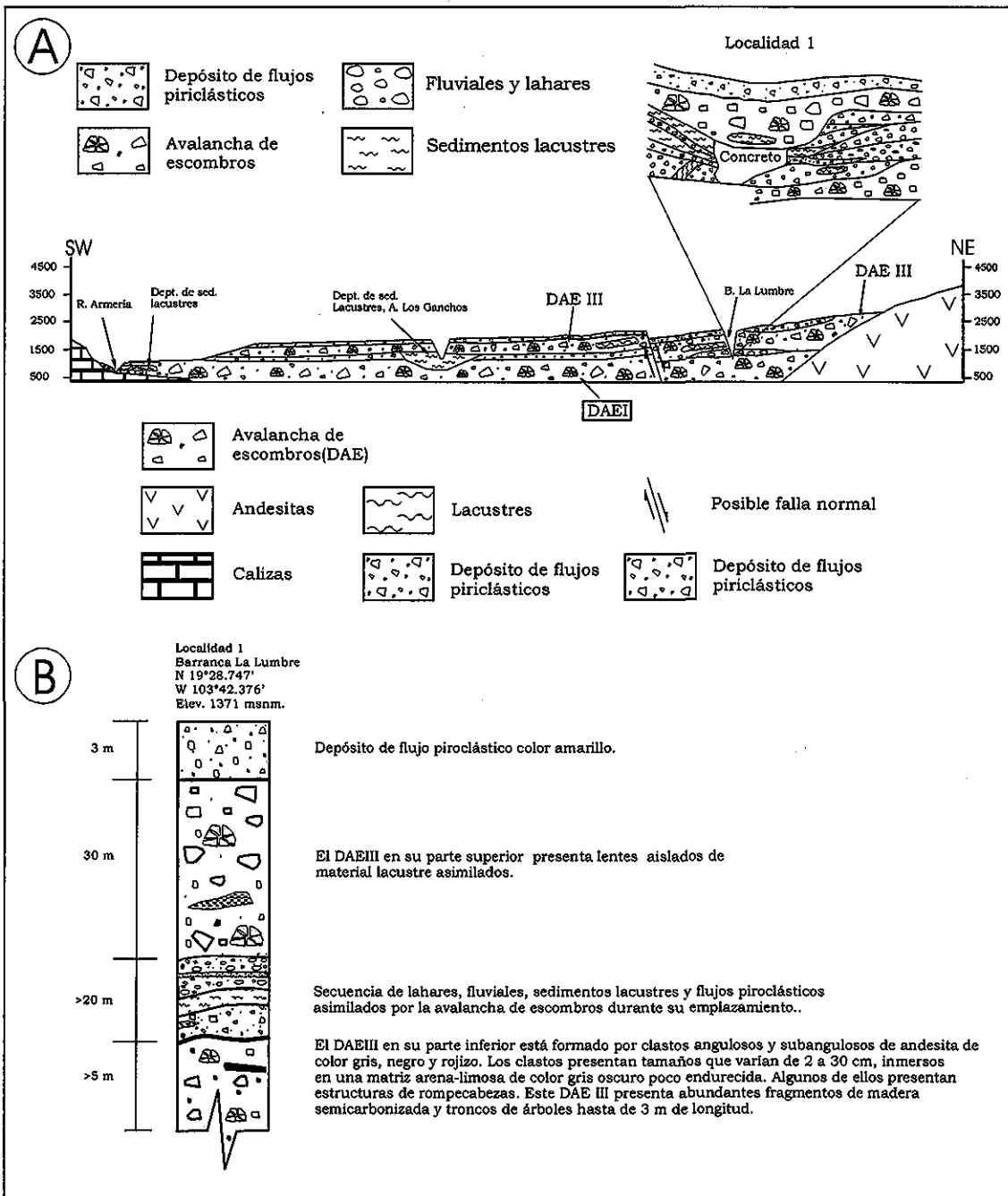


Figura 11. Localidad 1. A) Sección geológica WSW-ENE del Volcán de Colima donde se muestra la ubicación y acercamiento de la columna estratigráfica descrita en esta localidad. B) Columna estratigráfica compuesta por depósitos de avalancha, lahares, fluvio-lacustres y flujo piroclástico.

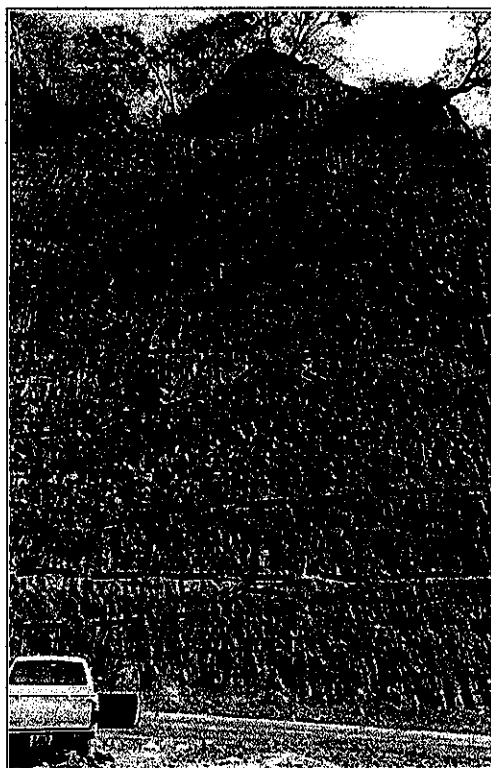


Figura 12. Localidad 1. Sección del DAEIII en Facies de bloques a 10 km al SW del Volcán de Colima, en la que se señalan algunos contactos de las diferentes unidades de depósito asimiladas por la avalancha.

5. 5. 3. Localidad 2 (N 19°28.709'; W 103°42.449') Elev. 1407 msnm, (Figuras 13 y 14, ubicación Figura 8)

5. 5. 3. 1. Descripción y relación estratigráfica

En este punto la columna estratigráfica está constituida por las siguientes unidades desde la base a la cima:

El DAE II presenta un espesor > 40 m. En la parte que aflora, es de forma masiva, de color gris y está formado por clastos angulosos y subangulosos de andesita de color gris, negro y rojizo. Los clastos presentan tamaños que varían de 2 a 30 cm, inmersos en una matriz arena-limosa poco endurecida, con estructuras en rompecabezas algunos de ellos.

Sobreyaciendo en forma discordante al depósito anterior, se encuentra una secuencia sedimentaria de 4m de espesor, formada por estratos de material fluvio-lacustre, depósitos de flujos piroclásticos retrabajados con horizontes de pómez de caída alternados. Algunos estratos presentan una posición inclinada de aproximadamente 30° (Figura 14).

Sobreyaciendo discordantemente a la secuencia sedimentaria, se encuentra el DAEIII en una facies de bloques, con un espesor mayor a los 60 m, de color grisáceo y forma masiva. Los bloques están representados por diferentes depósitos de material volcánico forma ondulante y de colores gris, café, negro y rojizo, con tamaños hasta de 50 m (Figura15). La matriz del depósito está formada por material fino poco endurecido y clastos angulosos y subangulosos de andesita que presentan colores gris, negro y rojizo, con tamaños que varían de 10 a 20 cm. Algunos de ellos presentan estructuras en rompecabezas (Figura 16). El DAEIII, presenta zonas de alteración hidrotermal de color rojizo, así como lentes de material fino color gris claro asimilados. Finalmente, el depósito de avalancha, está cubierto directamente por el depósito de flujos piroclásticos color amarillo, que presenta un espesor aproximado de 4 m (Figura 17). La columna estratigráfica de esta localidad, se presenta en la Figura 13.

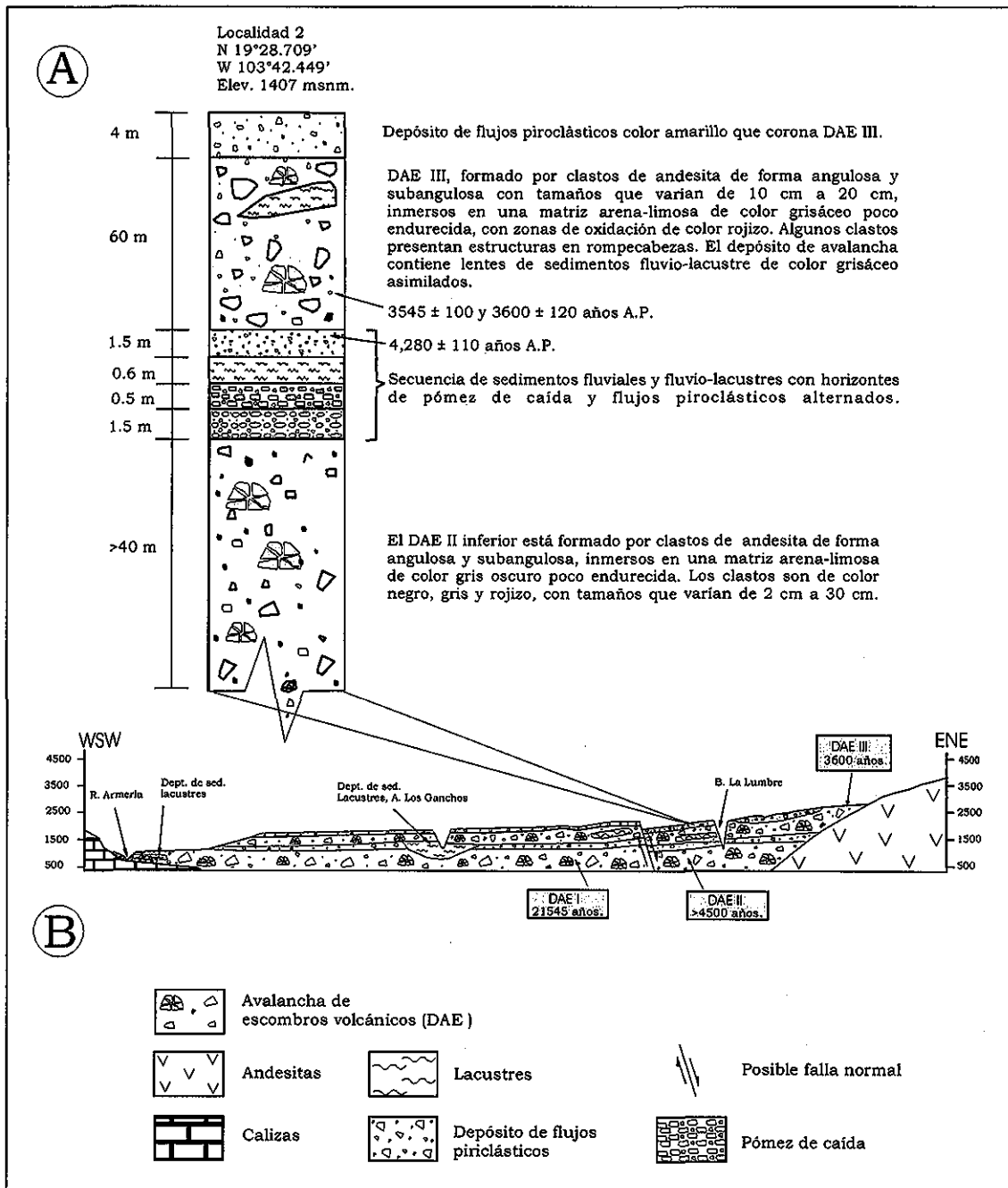


Figura 13. A) Columna estratigráfica descrita en la localidad 2, compuesta por depósitos de avalancha, depósitos sedimentarios y depósitos de flujos piroclásticos. B) Sección geológica WSW-ENE donde se muestra la ubicación de la columna estratigráfica descrita en la localidad 2.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 14. Secuencia sedimentaria que separa a los DAEII y DAEIII, la cual está formada por depósitos de flujos piroclásticos, horizontes de pómez de caída retrabajados y sedimentos lacustres intercalados. Obsérvese la posición inclinada de casi 30° que presentan los estratos. El martillo mide 33 cm.



Figura 15. DAE III en Facies de bloques. Obsérvese en su parte superior, los diferentes depósitos volcánicos de colores café claro, gris, negro y rojizo que lo constituyen con tamaños hasta de 50m. Los lentes de material fino de color claro, posiblemente sean de sedimentos lacustres asimilados por la avalancha. El espesor promedio del depósito en este punto es de 30m.

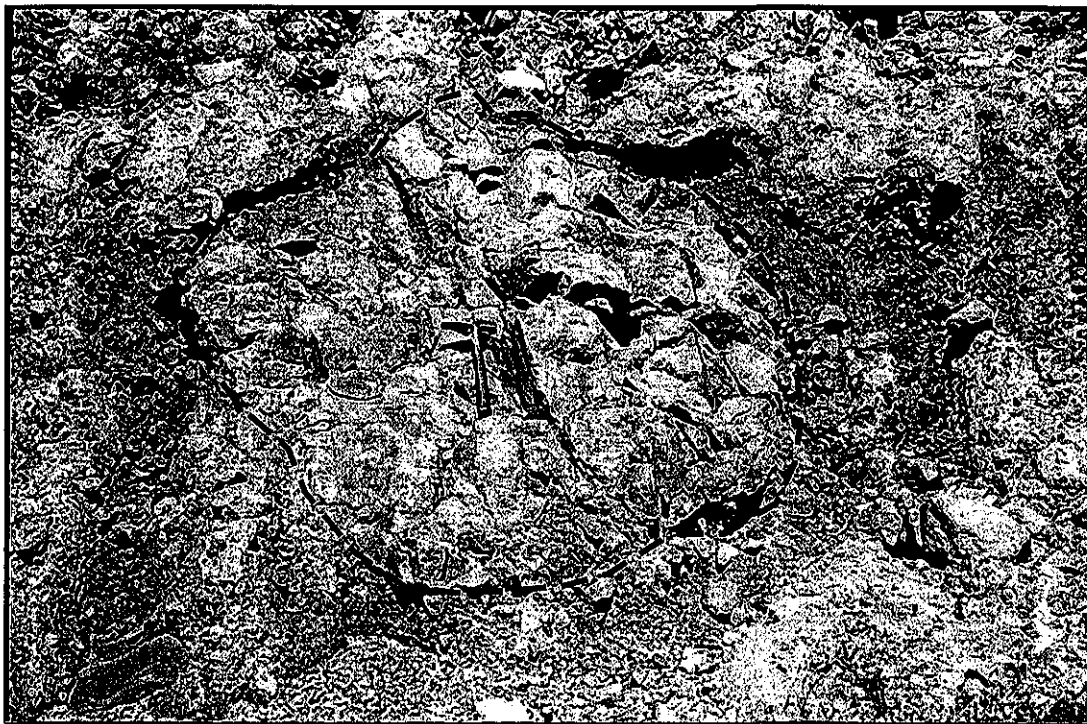


Figura 16. Clasto de andesita con fracturamiento de rompecabezas, inmerso en una matriz arena-limosa con fragmentos de tamaños diferentes, localidad 2. El martillo mide 33 cm de longitud.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Luhr y Prestegaard, (1987) reportaron una edad de 4280 ± 110 años A.P. para una muestra de carbón colectada de un horizonte de material retrabajado que subyace inmediatamente al depósito de avalancha superior DAEIII, que ellos interpretaron como un depósito de oleada, originado inmediatamente después del colapso del edificio volcánico que originó a la avalancha de escombros. Sin embargo, en esta misma localidad, Komorowski et al (1997) reportaron edades de ^{14}C de 3545 ± 100 y 3600 ± 120 años, obtenidas en fragmentos de madera semicarbonizada encontrados dentro del depósito de avalancha superior DAEIII.

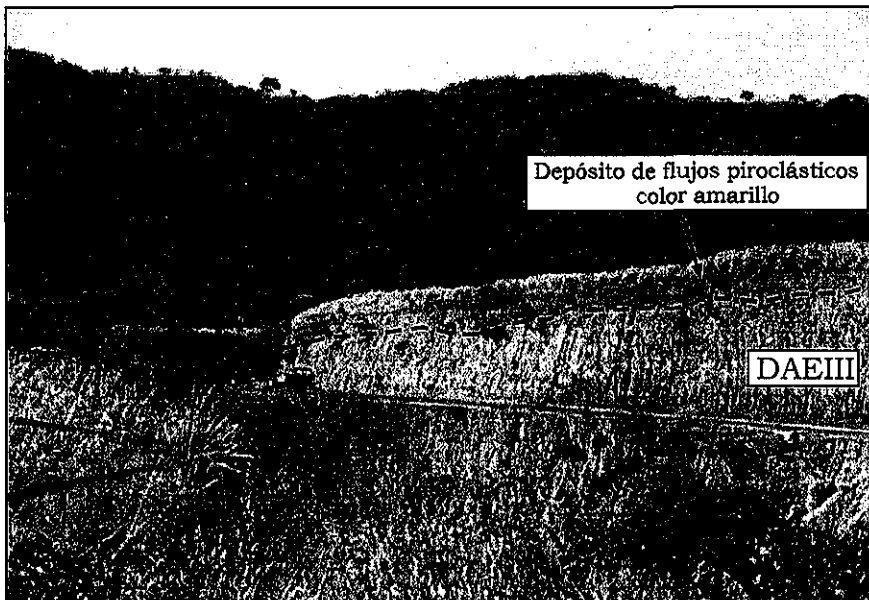


Figura 17. Corte de carretera a través del depósito de avalancha superior, el cual está coronado por un depósito de flujos piroclásticos color amarillo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5. 5. 4. Localidad 3 (N 19°28.4248'; W 103°43.445') Elev. 1402 msnm, (Figuras 18 y 19, ubicación Figura 8)

5. 5. 4. 1 Descripción y relación estratigráfica

La columna estratigráfica en este punto se compone desde la base a la cima de las siguientes unidades (Figura 18).

La base de la columna estratigráfica está constituida por el DAE I, que presenta una superficie bastante ondulante (Figura 19). Es de color gris claro, con grandes zonas oscuras y rojizas. Está formado por clastos angulosos y subangulosos de andesita de color negro, gris claro y rojizo, inmersos en una matriz arena-limosa poco endurecida. Presentan tamaños que varían de 3 cm hasta 100 cm, predominando los de tamaños de 10 a 30 cm. La mayoría de ellos son de textura porfirítica con minerales de hornblenda y feldespatos, con estructuras en rompecabezas algunos de ellos. El máximo espesor que aflora del DAE I es mayor a 20 m. En esta misma localidad, Komorowski et al, (1997) reportaron una edad de $21545 \pm 265/260$ años A.P. obtenida por ^{14}C de un fragmento de madera colectado dentro del depósito inferior de DAE I.

Sobreyaciendo en forma discordante al DAEI inferior, se encuentra un depósito de flujos piroclásticos color amarillo, con horizontes de ceniza y pómez de caída intercalados, el cual también está cubierto por un horizonte de material arcilloso de color oscuro con abundantes fragmentos de carbón (posible paleosuelo).

Cubriendo discordantemente al horizonte anterior se encuentra el DAE III, el cual es de color gris con zonas oscuras y rojizas debido a actividad hidrotermal. Está formado por clastos angulosos y subangulosos de andesita de tamaños que varían de 5 cm a 20 cm. Son de color negro, gris y rojizo, inmersos en una matriz arena-limosa poco endurecida. Presentan una

textura porfirítica con minerales de hornblenda y feldespatos. El DAE III presenta un espesor de ~10 m y contiene lentes de material fluvio-lacustre color gris asimilados, acuñados lateralmente.

Finalmente el DAEIII está coronado por el depósito de flujo piroclásticos color amarillo de ~3 m de espesor.

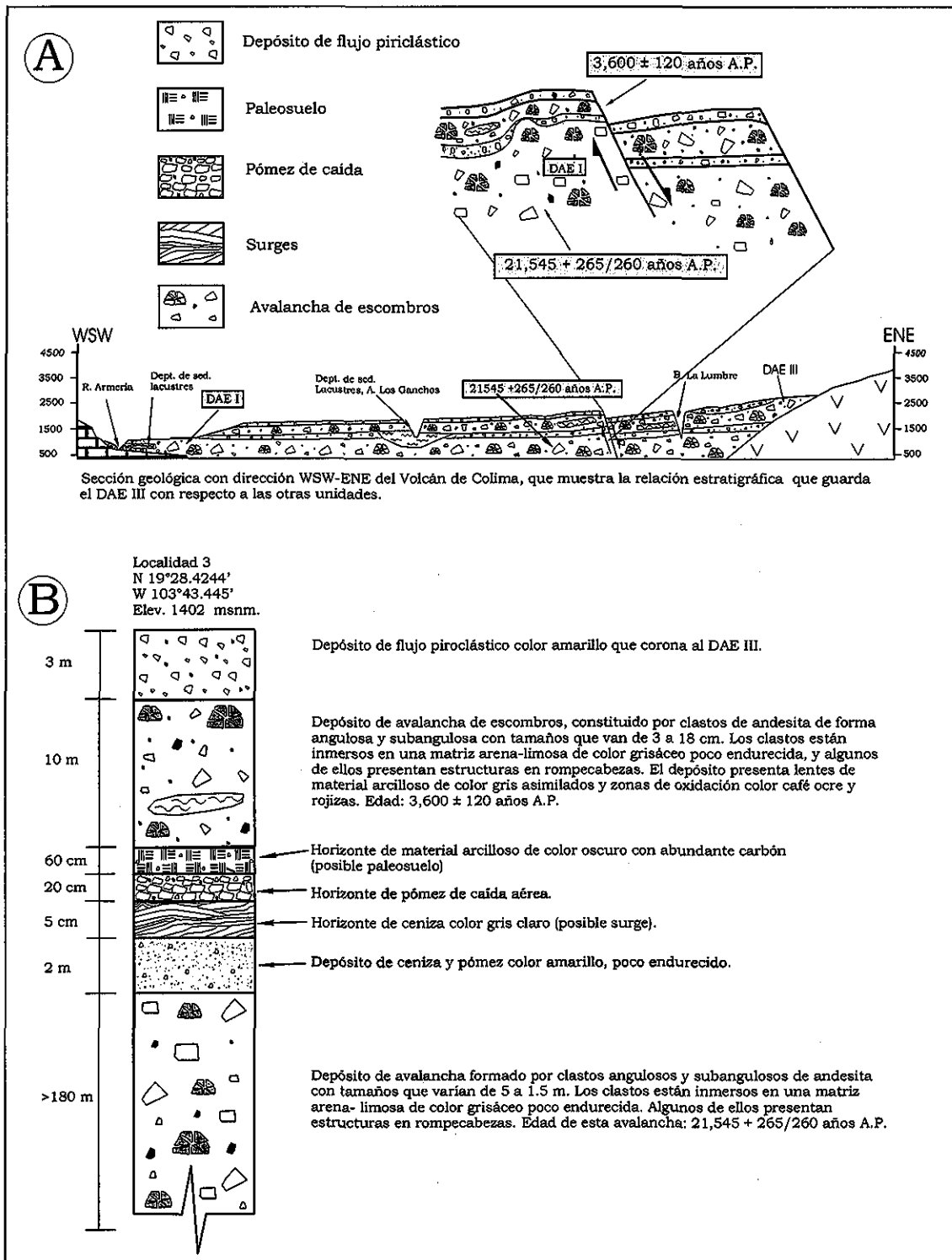


Figura 18. Columna estratigráfica (Localidad 3). A) detalle de la sección geológica donde se levantó la columna estratigráfica de la localidad 3. B) columna estratigráfica compuesta por depósitos de avalancha y depósitos de flujo piroclásticos con un horizonte de paleosuelo intercalado.



Figura 19, (Localidad 3). Corte de carretera reciente en donde se ven dos depósitos de avalancha, coronados por depósitos de flujos piroclásticos color amarillo. Además, se apreciar la forma ondulante que tenía el terreno y que definía la antigua topografía sobre el depósito de avalancha inferior DAEI. Ambos depósitos de avalancha presentan características litológicas similares. El DAEIII superior presenta varios lentes de material fluvio-lacustre asimilados.

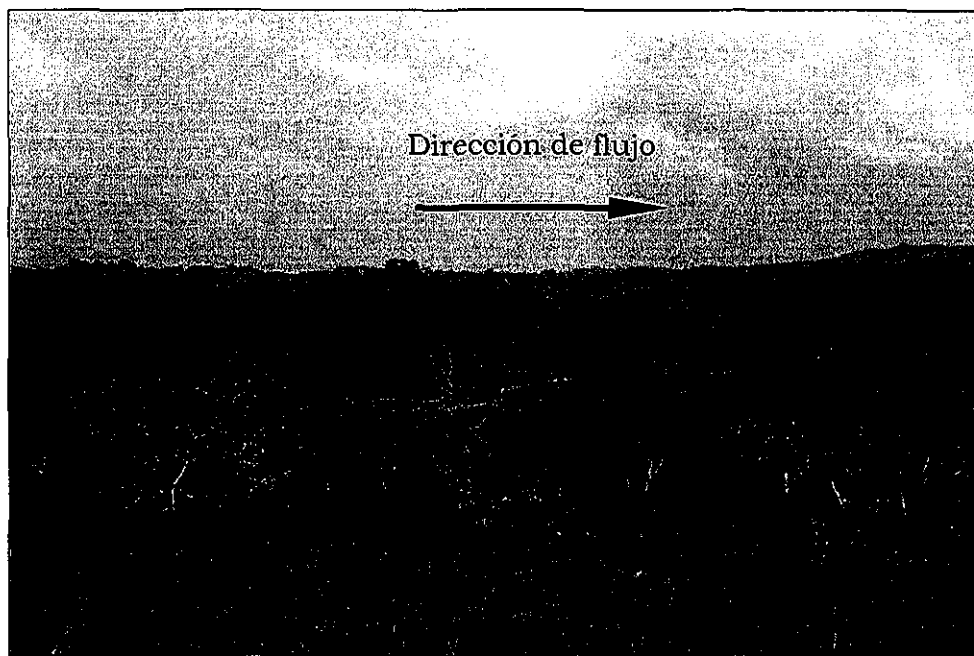


Figura 20. Depósito de avalancha que define una morfología de lomas alargadas en dirección del flujo. Véanse los escalonamientos que presenta con escarpes que superan los 200 m. La línea punteada señala el posible contacto entre los dos depósitos de avalancha.



Figura 21. Textura típica de depósito de avalancha. La línea punteada delimita un bloque con fracturamiento en rompecabezas. El martillo mide 33 cm de longitud.

5. 5. 5. Localidad 5 (N 19°27.752'; W 103°45.677') Elev. 1194 msnm, (Figuras 22 y 23, ubicación Figura 8)

5. 5. 5. 1. Descripción y relación estratigráfica

Esta localidad se localiza a 16 km al SW del actual volcán de Colima, al sur de Sn. José del Carmen, sobre el margen izquierdo de barranca Los Ganchos. La columna estratigráfica en este punto está compuesta desde la base a la cima por las siguientes unidades (Figura 22).

En la base se encuentra aflorando el DAEI con un espesor > 20 m, formado por clastos angulosos y subangulosos de andesita de color gris, negro y rojizo, con tamaños que varían de los 7 a 20 cm. La matriz del depósito es de arena-limosa de color gris oscuro bastante endurecida.

Al DAEI le sobryace una secuencia de 3 m de espesor, formada por estratos de 4 a 6 cm de sedimentos lacustres bastante endurecidos de color café.

La secuencia de sedimentos lacustres, es cubierta por un depósito de lahar de 4 m, formado por arena gruesa y clastos subangulosos de andesita con tamaños que varían de 5 a 10 cm.

Sobreyaciendo al depósito de lahar, existe otra secuencia de sedimentos lacustres con espesor de 6 m (Figura 23), la cual presenta horizontes intercalados de arena fina de 4-6 cm, que contienen fragmentos angulosos de andesita, color gris bastante alterados, de textura porfirítica y con minerales de hornblenda y feldespatos.

Sobreyaciendo discordantemente a la secuencia de lacustres, se encuentra el DAE III, con un espesor de ~ 20 m, formado por clastos angulosos y subangulosos de andesita de tamaños que varían de 10 a 70 cm, inmersos en una matriz arena-limosa color gris poco endurecida.

Finalmente, el DAE III está cubierto en contacto directo por el depósito de flujos piroclásticos color amarillo de ~ 4m espesor.

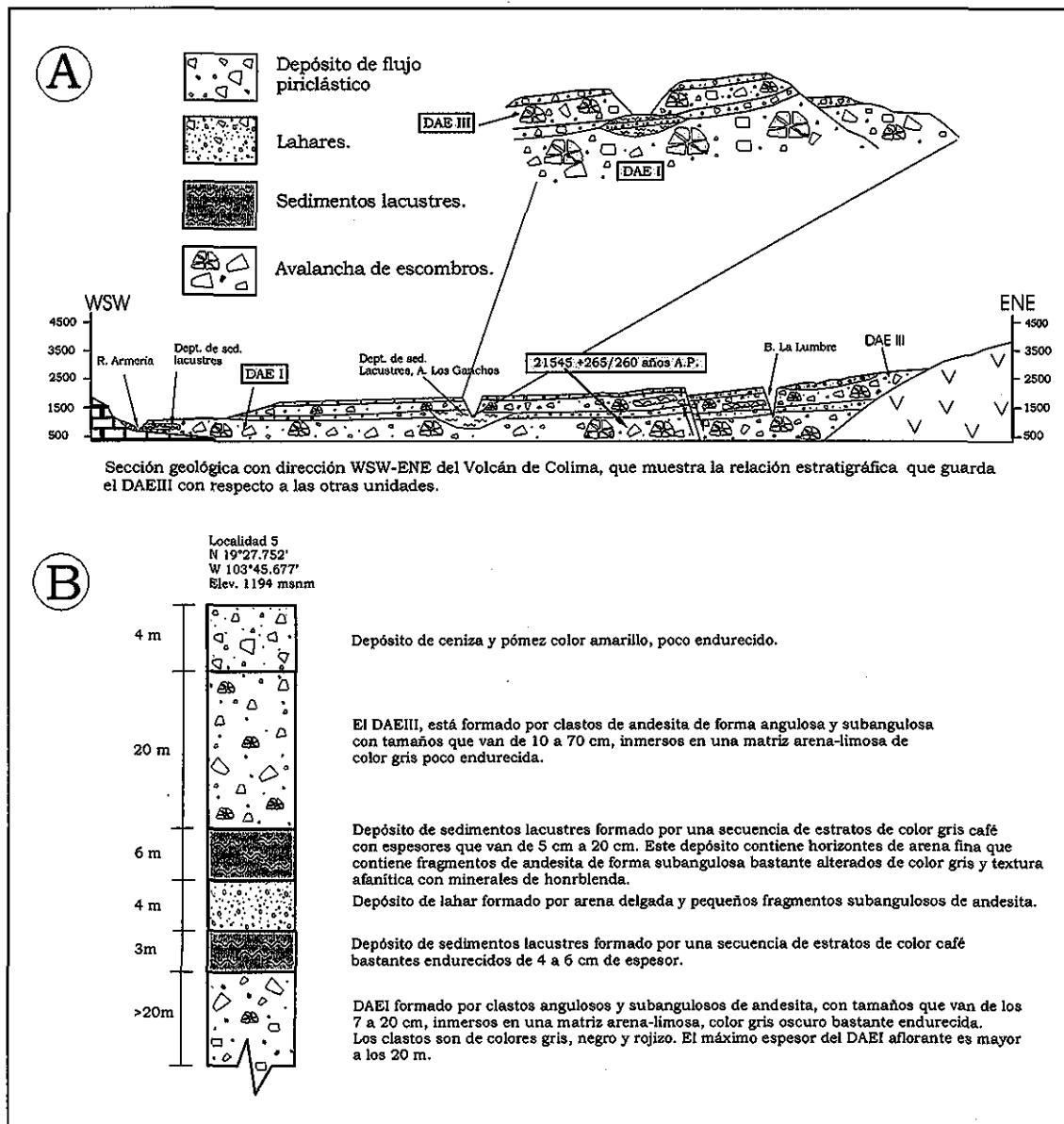


Figura 22, (Localidad 5). A) Detalle de la sección geológica en la localidad 5. B) Columna estratigráfica compuesta por depósitos de avalancha de escombros, depósitos de sedimentos lacustres, depósitos de lahar y flujos piroclásticos.

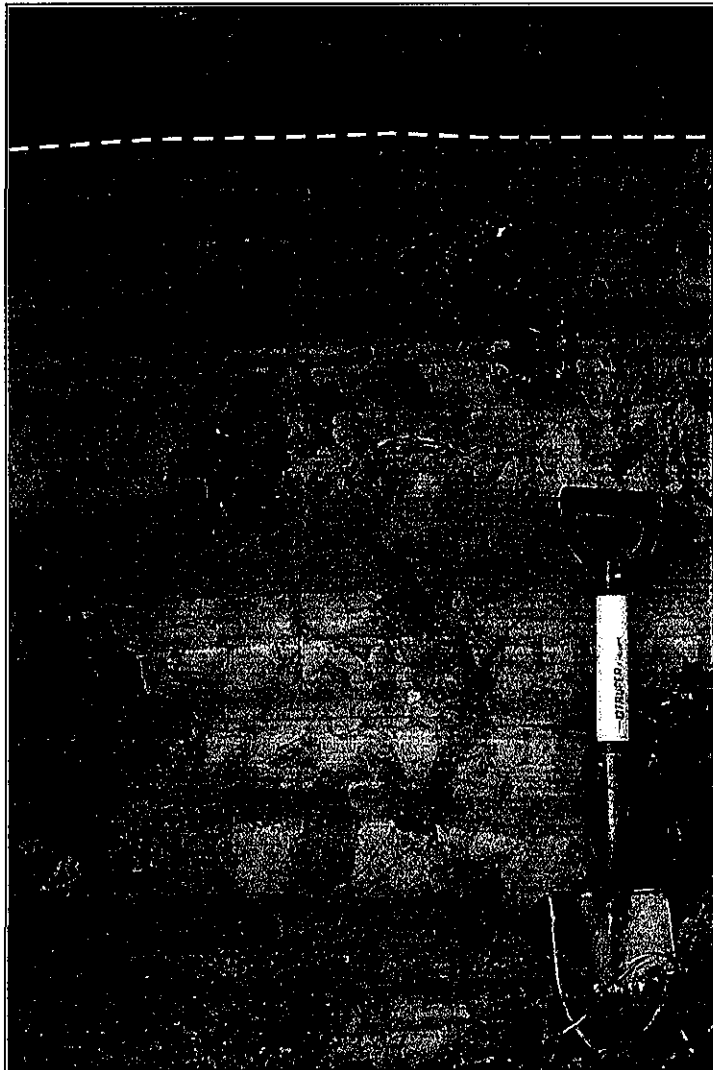


Figura 23. Secuencia de sedimentos lacustres que subyacen al depósito DAE III (Localidad 5), sobre el margen izquierdo de A. Los Ganchos, a 15 km al SW del Volcán de Colima. La línea punteada marca el límite superior de la secuencia sedimentaria. La pala mide 68 cm de longitud.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 24. Sedimentos lacustres asimilados por la avalancha durante su emplazamiento a lo largo de Arroyo Los Ganchos. Obsérvese como los estratos de sedimentos lacustres no presentan deformación.

5. 5. 6. Localidad 7. Elev. 1000 msnm, (Figura 25, ubicación Figura 8)

5. 5. 6. 1. Descripción y relación estratigráfica

Esta localidad se encuentra a 18.6 km al SW del actual volcán de Colima, a lo largo del camino a Loma de La Cruz, en donde la columna estratigráfica está formada por las siguientes unidades.

En la base se encuentra aflorando el DAE III, con un espesor > 3 m. Es de color gris oscuro, compuesto por clastos de andesita de forma angulosa y subangulosa de color gris y con tamaños que varían de 3 a 70 cm. Los clastos se encuentran inmersos en una matriz areno-limosa deleznable, que presenta pequeñas zonas de color gris y rojizo por alteración hidrotermal.

Finalmente, el DAE III está cubierto en forma directa por un depósito de flujo piroclástico masivo de color amarillo, que presenta un espesor mayor a los 2 m (Figura 25). Está formado por clastos angulosos y subangulosos de

andesita pobremente sorteados con tamaños que varían de 5 a 15 cm, inmersos en una matriz de ceniza limosa bastante deleznable.

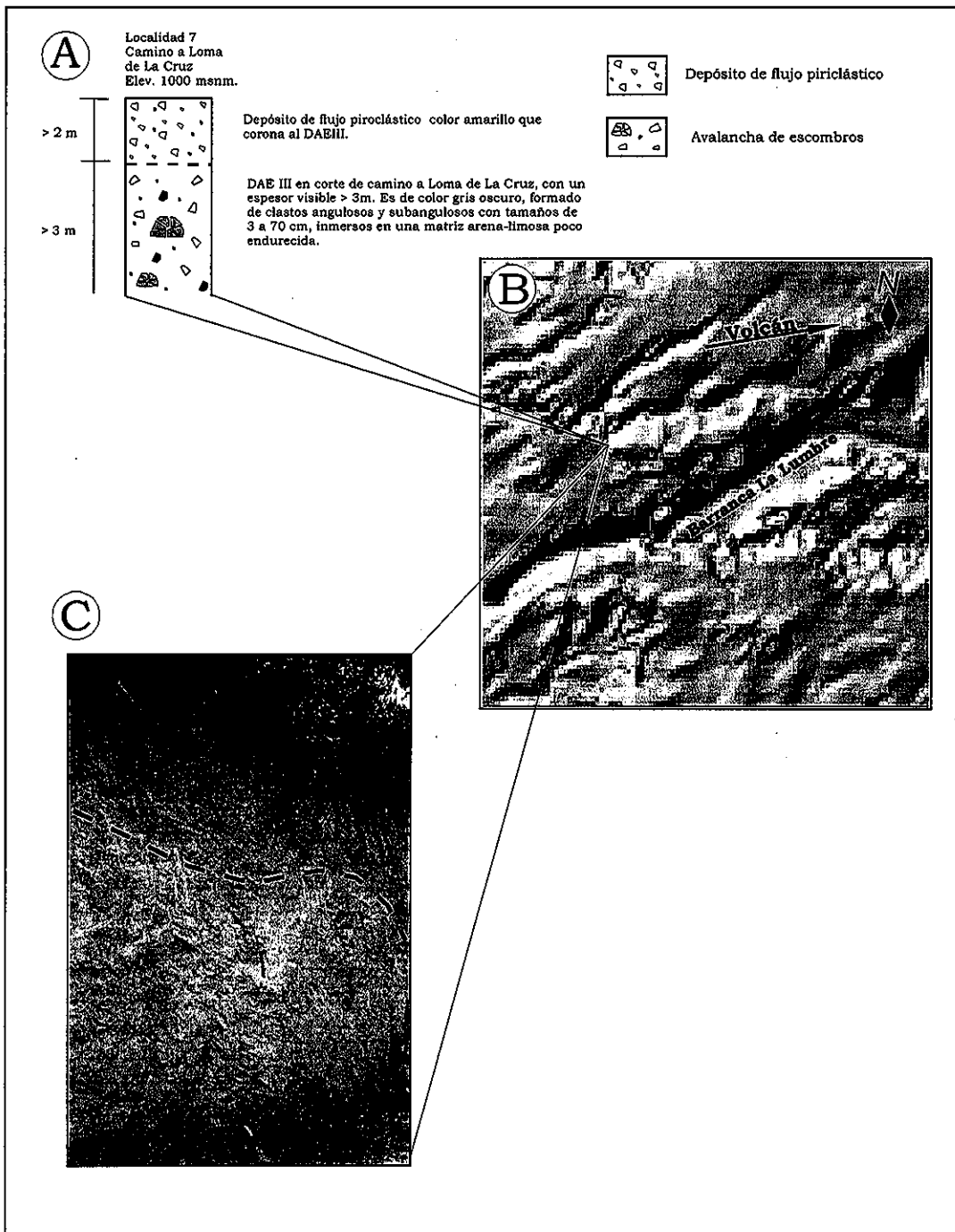


Figura 25, (Localidad 7). A) Columna estratigráfica compuesta por el DAE III y el depósito de flujo piroclástico color amarillo. B) Acercamiento en modelo digital del terreno donde se ubica la localidad 7. C) Sección del DAE III a 18.6 km al SW del Volcán de Colima, camino a Loma de La Cruz. El martillo mide 33 cm de longitud.

5. 5. 7. Localidad 8 (N 19°27.715'; W 103°47.204') Elev. 1087 msnm, (Figura 26, ubicación Figura 8)

5. 5. 7. 1. Descripción y relación estratigráfica

Un 1 km adelante de San José del Carmen, sobre el camino que conduce a Zapotitlán de Vadillo, el DAE III se presenta de forma masiva de color grisáceo, compuesto de clastos subangulosos de color rojizo de tamaños que varían de 4 a 20 cm, con un espesor aflorante > 4m. La matriz del depósito es arena-limosa bastante endurecida, con zonas rojizas por alteración y abundantes vetillas rellenas de un mineral color blanco (posible caliche?).

El DAE III, está cubierto directamente por el depósito de flujo piroclástico de color amarillo, con un espesor >2m (Figura 26).

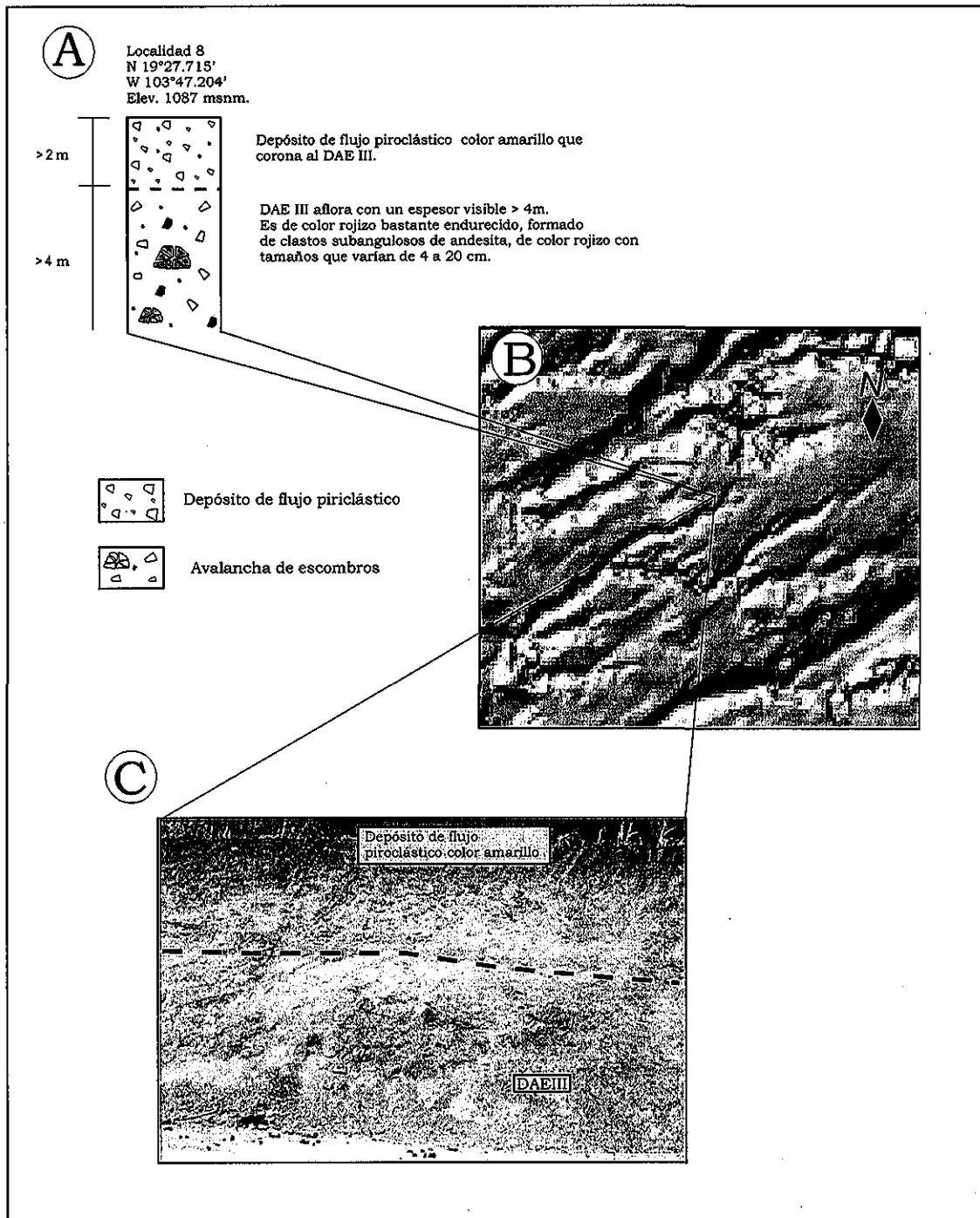


Figura 26, (Localidad 8). A) Columna estratigráfica compuesta por el DAE III y el depósito de flujo piroclástico color amarillo. B) Acercamiento en modelo digital del terreno que muestra la ubicación de la localidad 8. C) Sección del DAE III en zona lejana, 1 km adelante de Sn José del Carmen, camino a Zapotitlán de Vadillo. El espesor del depósito de avalancha aflorante es > 4m.

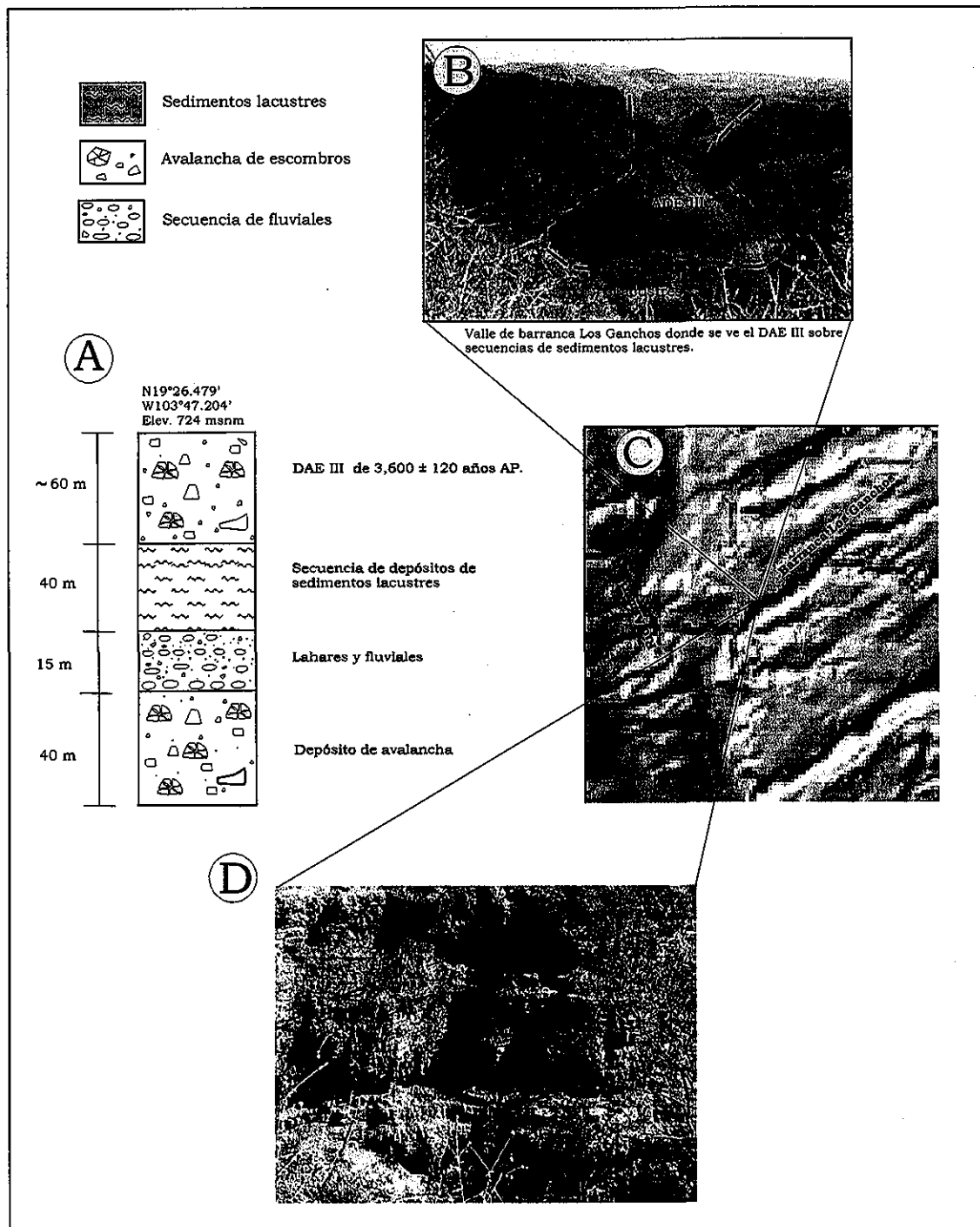


Figura 27. A) Columna estratigráfica compuesta por depósitos de avalancha de escombros, fluvio-lahares y sedimentos lacustres. B) fluviales Valle de barranca Los Ganchos, donde se aprecia el DAE III sobreyaciendo a una secuencia de depósitos lacustres de aproximadamente. 40 m de espesor. C) Detalle en modelo digital del terreno donde se muestra la ubicación de la columna descrita. D) Secuencia de sedimentos lacustres.

5. 5. 8. Localidad 10 (N 19°27.145'; W 103°50.092') Elev. 620 msnm

5. 5. 8. 1. Descripción y relación estratigráfica

En la zona de Mazatán sector SW, sobre el margen izquierdo del río Armería, la columna estratigráfica está formada por las siguientes unidades.

En la base de la columna se tienen 10 m de calizas estratificadas, con pequeños pliegues casi horizontales en su parte central (Figura 28).

Sobreyaciendo a la unidad anterior se tiene el DAE I de color grisáceo, formado de clastos subangulosos de andesita inmersos en una matriz arenalimosa bastante endurecida. Es fácil encontrar dentro del depósito nódulos de 10 a 20 cm rellenos de material arcilloso color ocre. El espesor que presenta el depósito es de aproximadamente 40 m.

Cubriendo discordantemente al depósito inferior se tiene una secuencia de material fluvial y lahares que en conjunto presentan un espesor de 15 m.

A la unidad anterior la sobreyace, un depósito de sedimentos lacustres color gris claro, formado una secuencia de estratos de 5 a 10 cm de espesor.

Finalmente sobreyaciendo a los depósitos lacustres se encuentra el DAE III, con un espesor aproximado de 60 m.

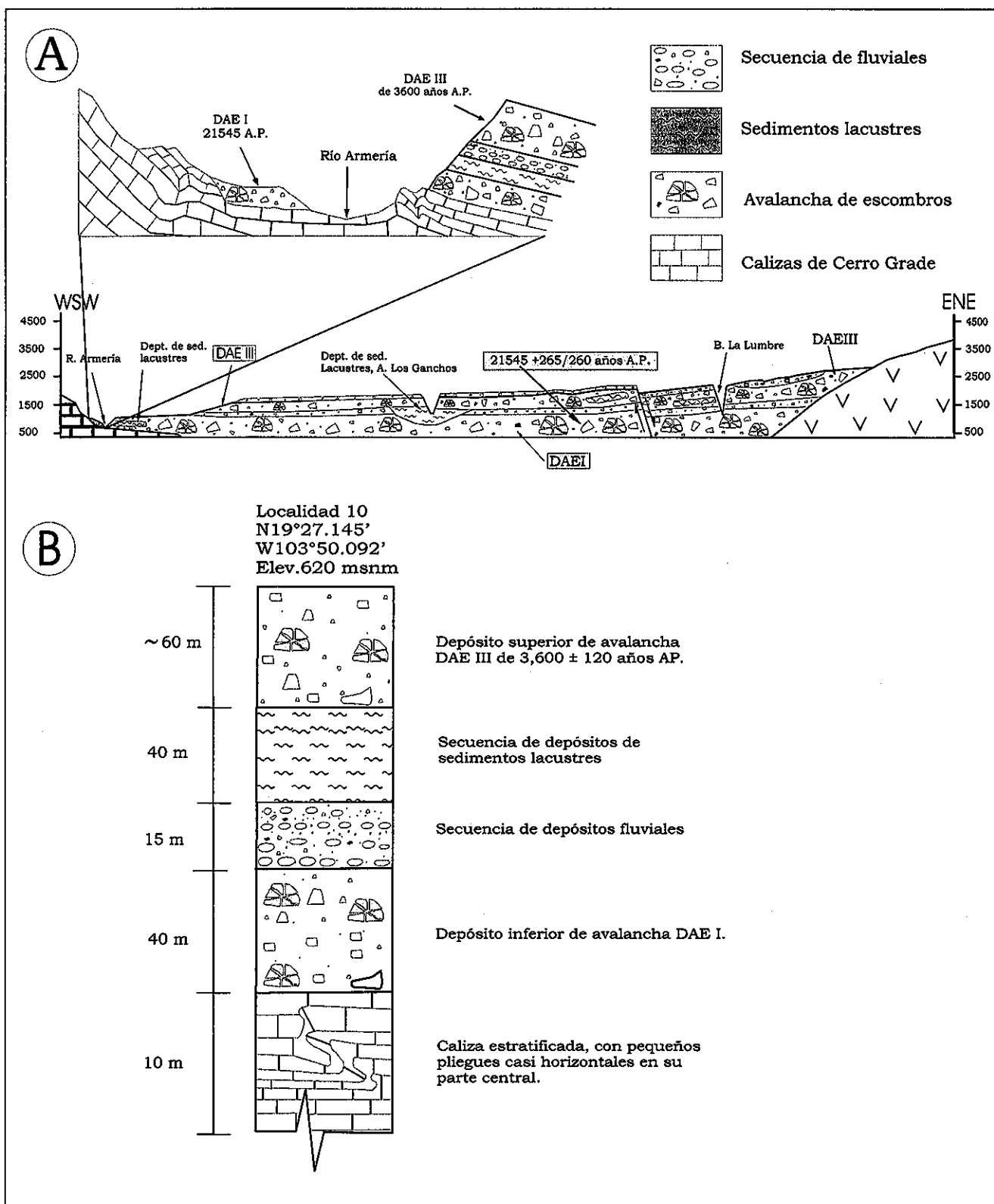


Figura 28. (Localidad 10 Río Armeria-Mazatan). A) Detalle de la sección geológica que muestra la ubicación de la columna estratigráfica. B) Columna estratigráfica, la cual está compuesta por una secuencia de estratos plegados de roca caliza, depósitos de avalancha, sedimentos lacustres y depósitos fluviales.

Sobre el margen derecho del río Armería, el DAE I se encuentra representado por afloramientos pequeños de 1.5 m, que descansan directamente sobre las calizas de Cerro grande. El depósito es de color grisáceo, compuestos por clastos subredondeados de andesita de color negro, gris y rojizo con tamaños de 3 a 20 cm y con escasos clastos de caliza, todos ellos inmersos en una matriz arena-limosa medianamente endurecida (Figura 29).

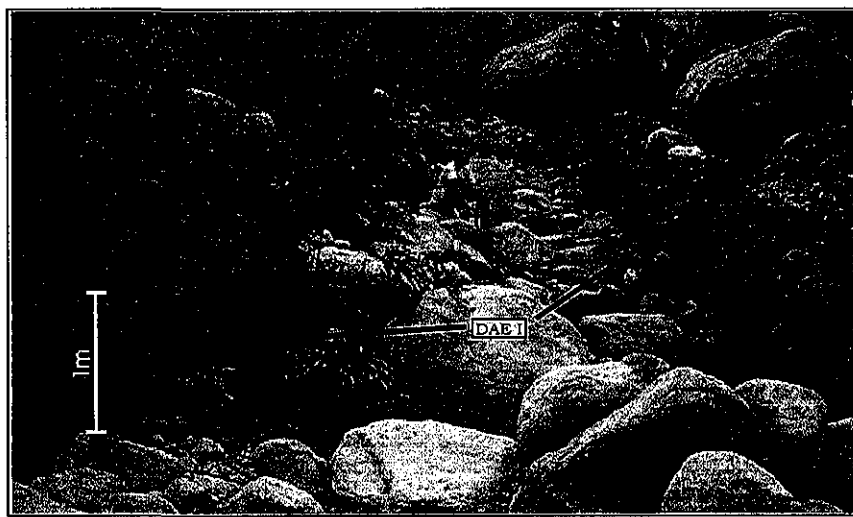


Figura 29. Margen derecho de Río Armería, en la zona de Mazatán, en donde se encuentran pequeños remanentes de la avalancha sobre las calizas de Cerro Grande.

Sobre el margen izquierdo del arroyo El Huacal, cerca de Mazatán, el DAE III se encuentra sobreyaciendo a una secuencia de sedimentos lacustres de aproximadamente 8m de espesor (Figura 30). Esta secuencia fue fechada en 7,000 años A.P. por el método de ^{14}C (Komorowski et al, 1997).

Esta secuencia sedimentaria sobreyace al DAEI, el cual es de color gris y bastante endurecido. Está formado por clastos subangulosos de andesita de tamaños que varían entre 5 a 20 cm. Este depósito de avalancha aflora con un espesor de 5 a 8 m y está descansando en forma discordante sobre un pequeño afloramiento de lechos rojos, formados por estratos de areniscas y conglomerados de roca caliza de la Formación Coquimatlán (Smith, 1990).

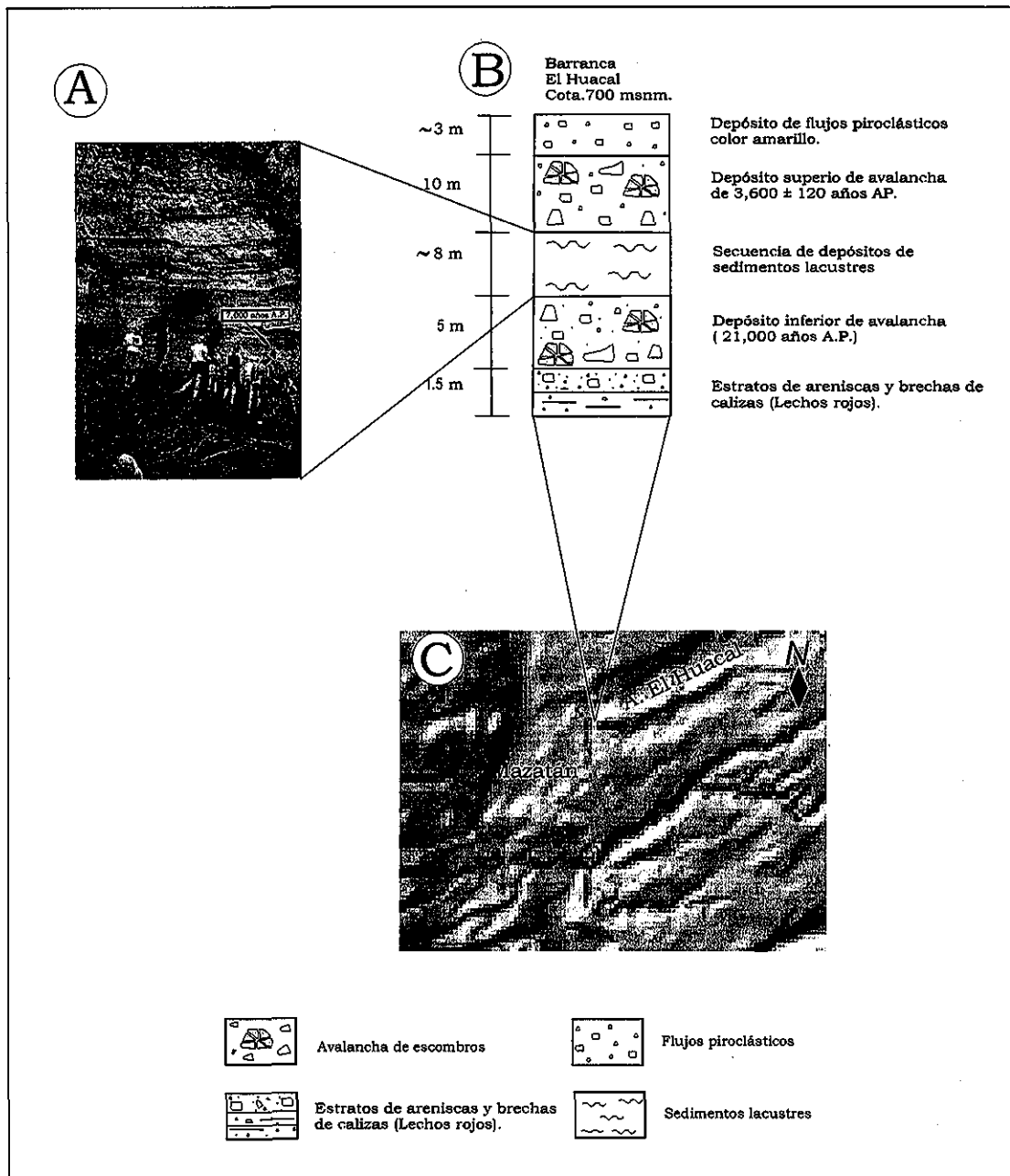


Figura 30. A) Depósitos de sedimentos lacustres sobre el margen izquierdo del Arroyo El Huacal, cerca de Mazatan, a 25 km al SW del Volcán de Colima. B) Columna estratigráfica compuesta por depósitos de Lechos rojos, depósitos de avalancha, sedimentos lacustres y depósitos de flujos piroclásticos. C) Detalle en modelo digital del terreno donde se muestra la ubicación de la columna estratigráfica.

5. 5. 9. Localidad 9 (N 19°25.206'; W 103°47.874') Elev. 816 msnm.

(Figura 31, ubicación Figura 8)

5. 5. 9. 1. Descripción y relación estratigráfica

A lo largo del valle de la barranca La Lumbre, sobre su margen oeste a la altura del poblado El Remate, 20 km al SW del Volcán de Colima, esta expuesta (desde la base a la cima) la siguiente columna estratigráfica (Figura 31).

Secuencia de depósitos de material fluvial y depósitos de lahares con un espesor mayor a los 15 m.

Sobreyaciendo discordantemente a la secuencia anterior, se presenta el DAEI fechado en 21,545 + 265/260 años A.P. Komorowski et al, (1997) con un espesor mayor a los 40 m, el cual se presenta de forma masiva, de color gris y con zonas rojizas por alteración hidrotermal. La parte superior del DAEI, presenta una forma ondulante definiendo una serie de antiguos paleocanales, rellenos de material fluvial (Figura 31).

Finalmente, cubriendo en forma discordante a la secuencia fluvial anterior, se encuentra el DAE III con espesor aproximado de 20 m.

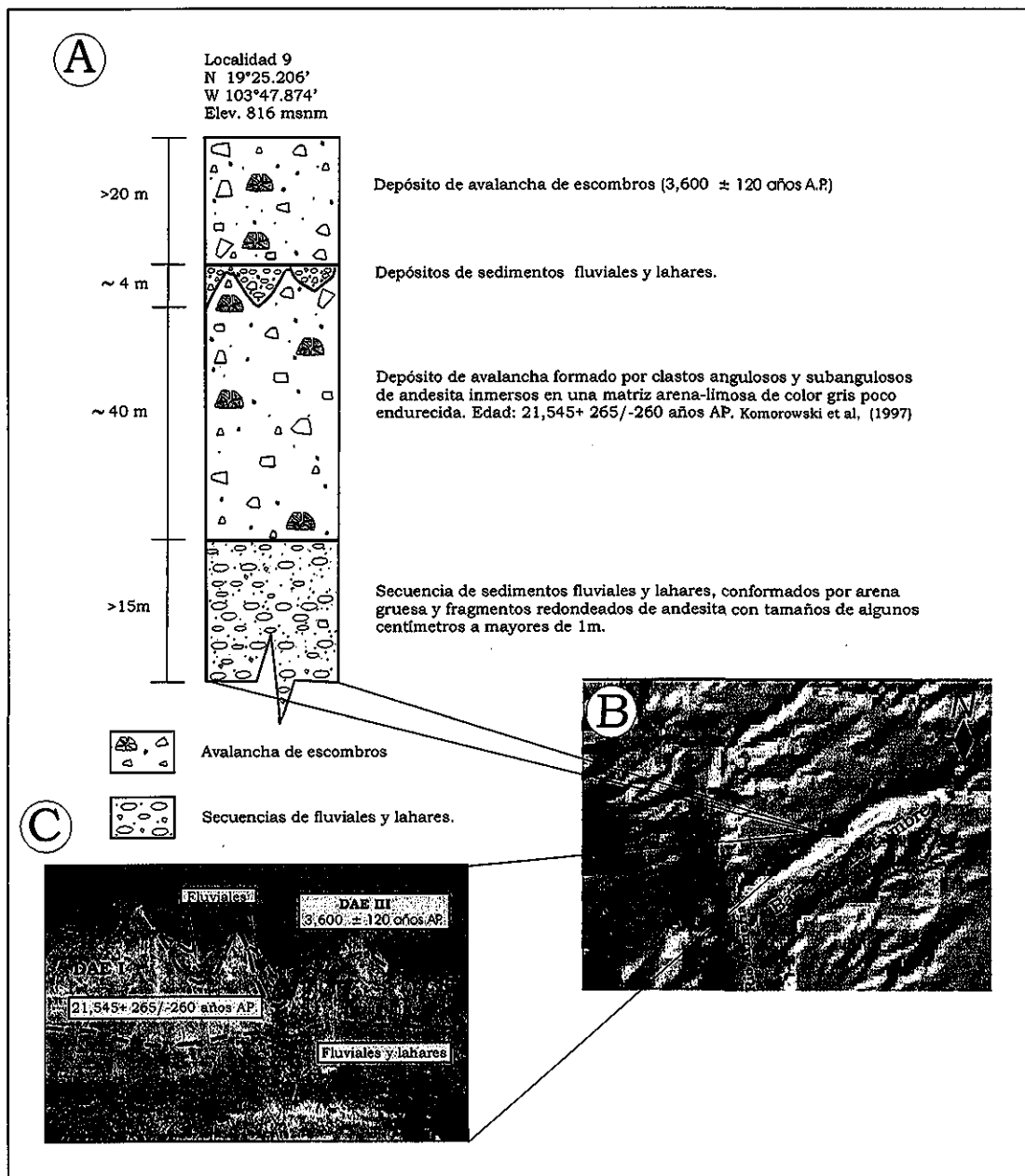


Figura 31. Localidad 9, El Remate. A) Columna estratigráfica compuesta por depósitos fluviales, lahares y depósitos de avalancha de escombros. B.) Detalle en modelo digital del terreno donde se muestra la ubicación de la columna estratigráfica. C) Vista de dos depósitos de avalancha, secuencias fluviales y lahares sobre la pared W de la barranca la Lumbre.

A 1.5 km aguas abajo, a lo largo del valle de barranca La Lumbre, cerca de su desembocadura con el río Armería, el DAE III está representado por

pequeñas terrazas con espesores aprox. 15 m (Figura 32). El DAE III, es de color gris con zonas de alteración de tonalidades rojizas. Está compuesto por clastos angulosos y subangulosos de andesita de color negro, gris y rojizo con tamaños que varían de 5 a 20 cm, los cuales están inmersos en una matriz arena-limosa poco endurecida.

El depósito de avalancha está cubierto en forma discordante por depósitos de lahares y fluviales que presentan espesores de 1.5 a 3 m.

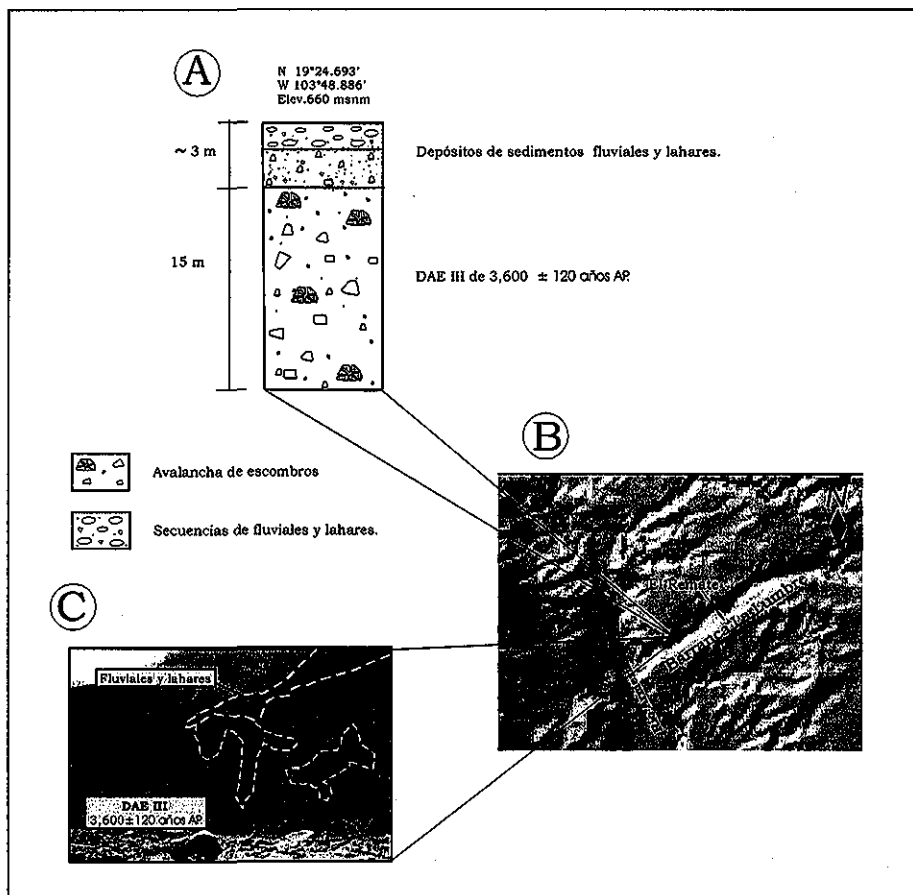


Figura 32. A) Columna estratigráfica compuesta por depósitos de avalancha de escombros y secuencias de fluviales y lahares. B) Detalle en modelo digital del terreno donde se muestra la ubicación de la columna estratigráfica. C) Vista del DAE III emplazado a lo largo del valle de la barranca la Lumbrera, cerca de la desembocadura con el río Armería.

5. 5. 10. Correlación de columnas estratigráficas

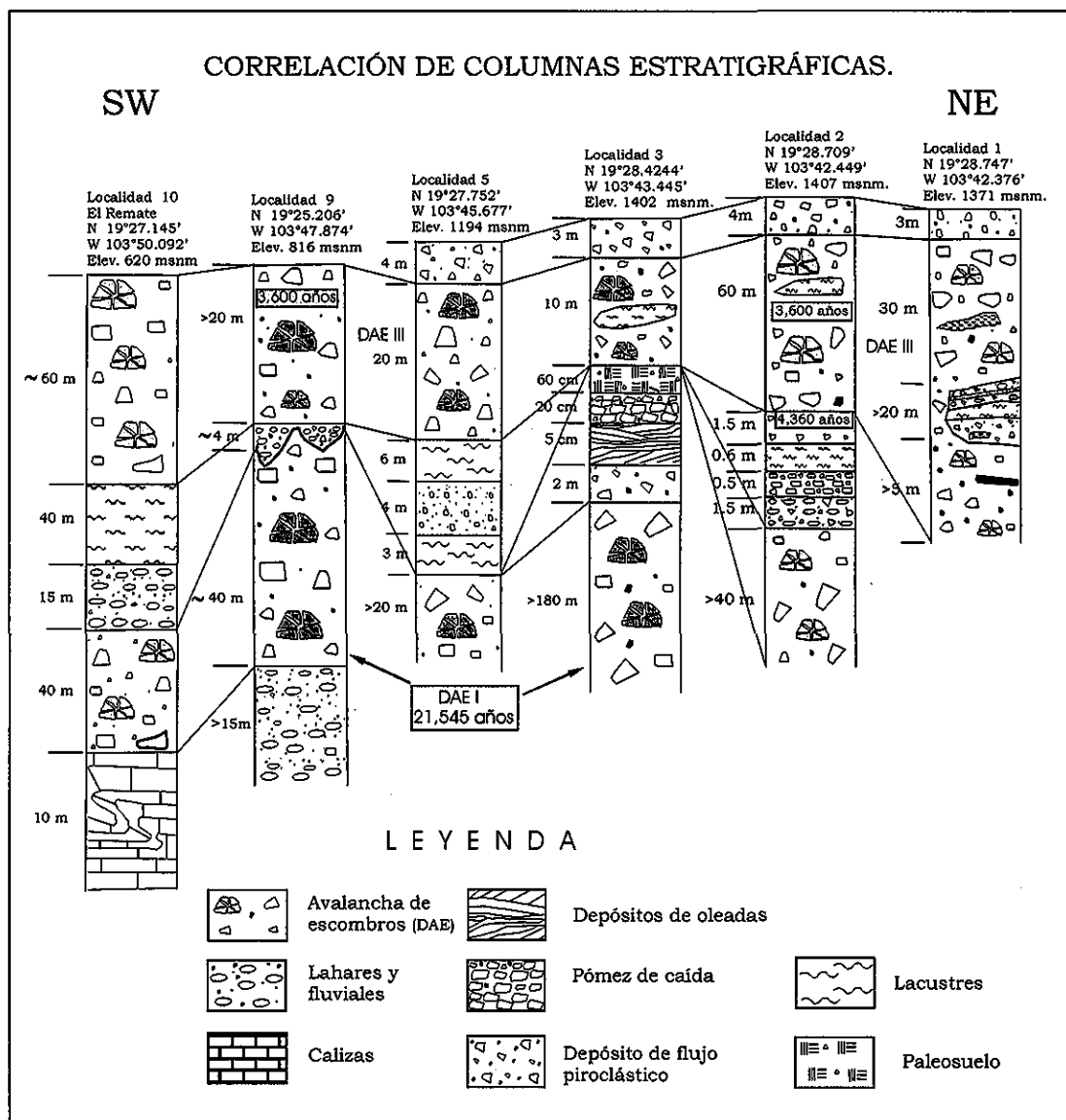


Figura 33. Que muestra las columnas estratigráficas analizadas durante el presente estudio. El número en años que aparece en rectángulos corresponden a edades obtenidas por el método de ^{14}C , (Luhr y Prestegaard, 1988), Komorowski et al, (1997).

De acuerdo con la correlación de las columnas estratigráficas, se identificaron tres depósitos de avalancha de escombros en el área de estudio. Estos depósitos de avalancha presentan edades de $21,545 \pm 265$ - 260 años A.P. (DAE I) (Komorowski et al, 1997), de 4500 años A.P. (DAE II), (Luhr y Prestegaard, 1987), de 3600 años A.P. (DAE III) (Komorowski et al, 1997) y 3540 ± 60 años A.P. (DAE III) (Navarro y Luhr, comunicación personal, 2001). Las dos primeras, formaron lagos temporales donde se depositaron secuencias de sedimentos lacustres. La primera y la última de estas avalanchas, presentan una componente magmática asociada, representada por depósitos de flujos piroclásticos que las cubren en contacto directo (Figura 19).

6. DEPOSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS DEL RIO (DFERA)

6. 1 Distribución y relación estratigráfica del DFERA

Las observaciones y evidencias de campo durante el presente trabajo, permitieron definir dos unidades de depósito diferentes, relacionadas con el mismo evento del colapso parcial del flanco SW del Volcán de Colima, ocurrido hace 3600 años. 1) El DAE III que ya ha descrito y 2) depósito de flujos de escombros (DFERA) asociado al depósito de avalancha de escombros (DAE III), el cual se emplazó a lo largo del río Armería formando una serie de terrazas de morfología plana (Figura 8), con alturas que varían de 15 a 70 m visibles en paredes verticales (Figura 34 y 35). La posición estratigráfica y el contenido de componentes permiten relacionar ambos depósitos. Por ejemplo, en zonas lejanas para el DEAIII y cercanas para el DFERA, ambos depósitos descansan sobre depósitos volcánicos antiguos y presentan nódulos de material arcilloso color café, los cuales en el DFERA disminuyen con la distancia.

La longitud máxima expuesta del DFERA es de 17.5 km con un área cubierta de 6.38 Km². Si se considera un espesor promedio de 30 m se obtiene un volumen aproximado de 0.191 km³.

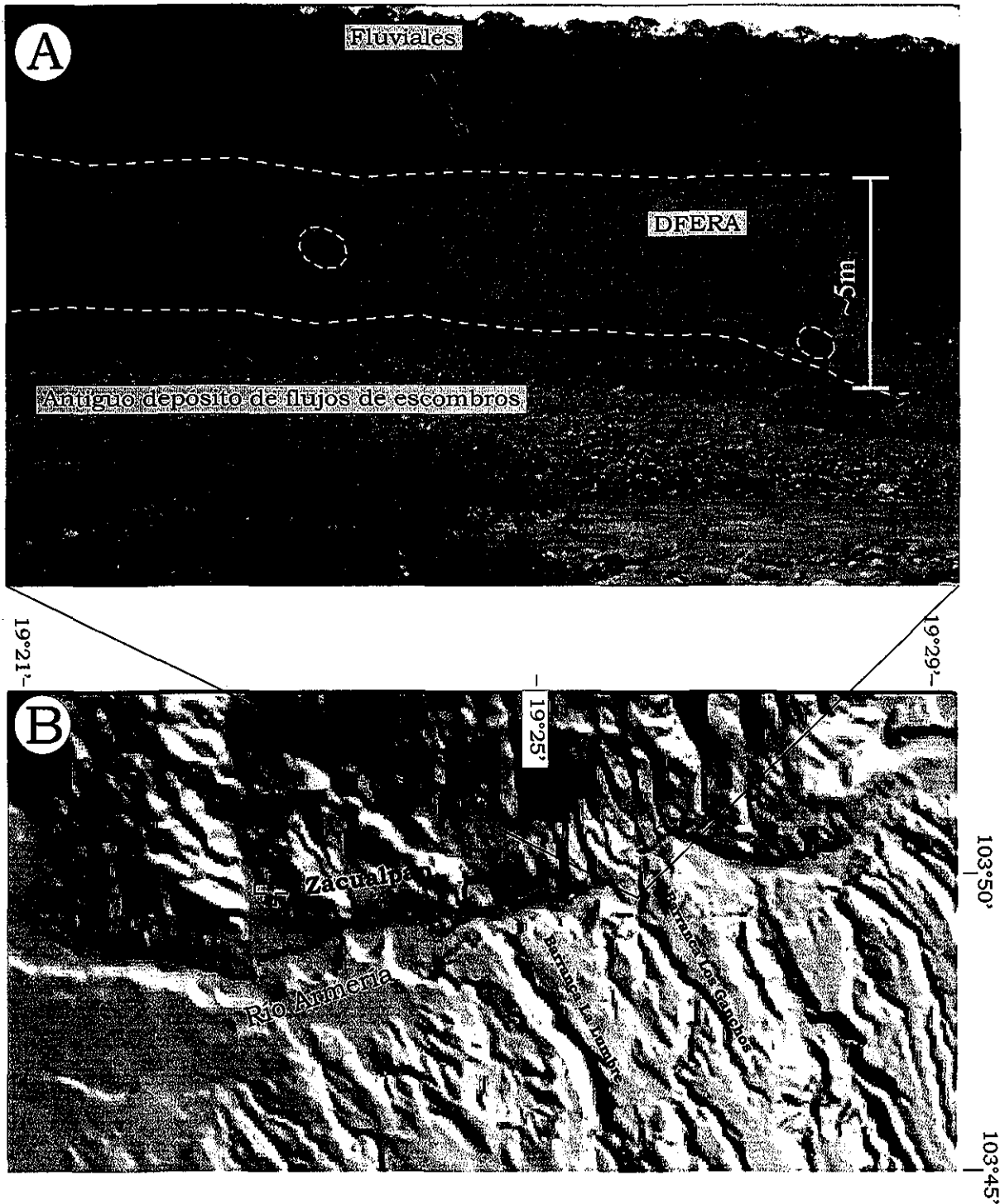


Figura 34. A) El DFERA está descansando sobre depósitos de materia volcánica antiguos (flujos de escombros), el cual a su vez está sobreyacido por depósitos de material fluvial, a lo largo del margen W de río Armería. B) Detalle en modelo digital del terreno en donde se muestra la ubicación del DFERA asociado al DAEIII en zona cercana. Los círculos en línea punteada delimitan nódulos de material arcilloso color café. .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

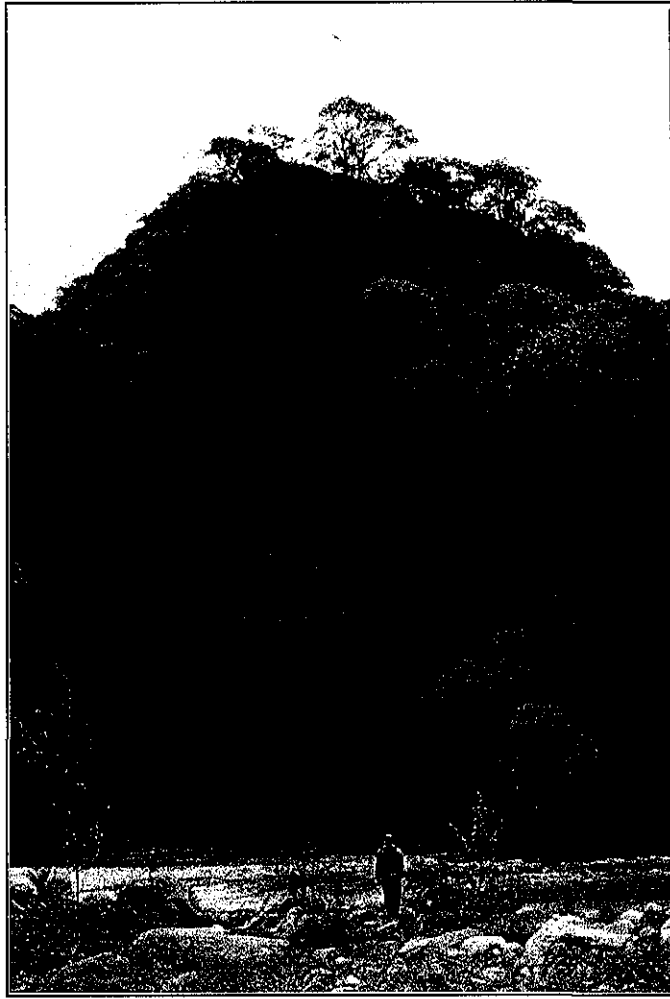


Figura 35. (Localidad 13, Elev. 600 msnm, ubicación Figura 8). Terraza formada por el DFERA en zona cercana, con paredes que superan los 70 m sobre el margen W del río Armería. Obsérvese como el depósito en su parte media inferior, presenta una gran porosidad representada por una serie de huecos de tamaños diferentes en una matriz arenosa.

6. 2. Descripción de (DFERA)

El DFERA es de color grisáceo de estructura masiva, compuesto por clastos de forma subangulosa a subredondeada, con diámetros desde unos cuantos centímetros hasta un máximo de 3 m. La mayoría de estos clastos son de roca andesítica con texturas afaníticas, faneríticas y porfíricas, de color negro, gris y algunos rojizos por alteración, inmersos en una matriz de color grisáceo bastante endurecida (Figura 37).

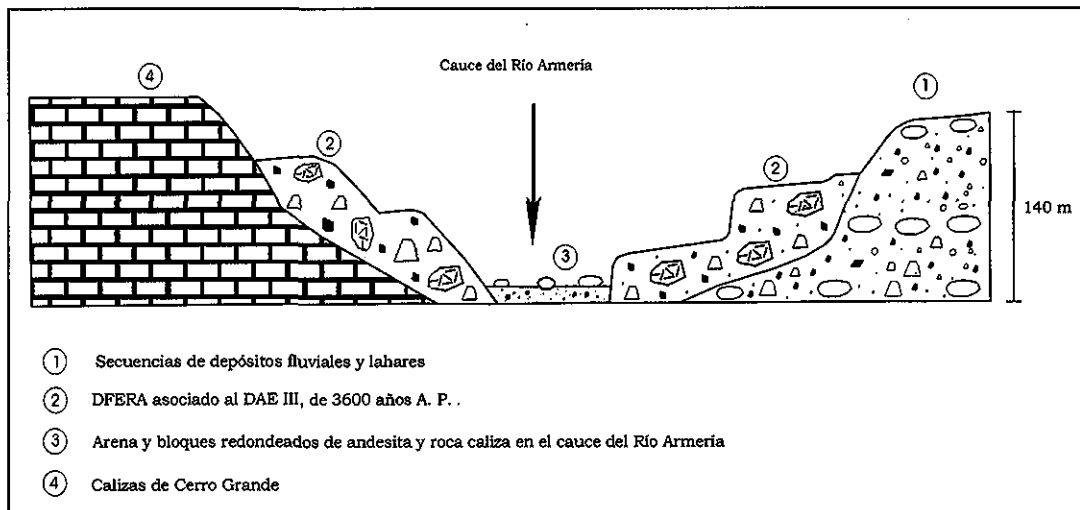


Figura 36. Esquema estratigráfico del valle del Río Armería, que muestra la relación del DFERA con otras unidades, en la zona central de su emplazamiento.

El DFERA presenta escasos clastos subredondeados de roca caliza con tamaños de 5 a 15 cm, así como lentes de material fluvial y nódulos pequeños de sedimentos arcillosos asimilados (Figura 34 y 38, localidad 14). Su matriz presenta una serie de huecos, así como zonas de tonalidades rojizas y café ocre (Figura 39).



Figura 37. (Localidad 13, Elev. 600 msnm, ubicación Figura 8). Textura que muestra el DFERA, sobre el margen E del río Armería. El depósito está compuesto por clastos de andesita de color negro, gris y rojizo, con tamaños que varían de 3 a 35 cm, inmersos en una matriz arena-limosa bastante endurecida.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

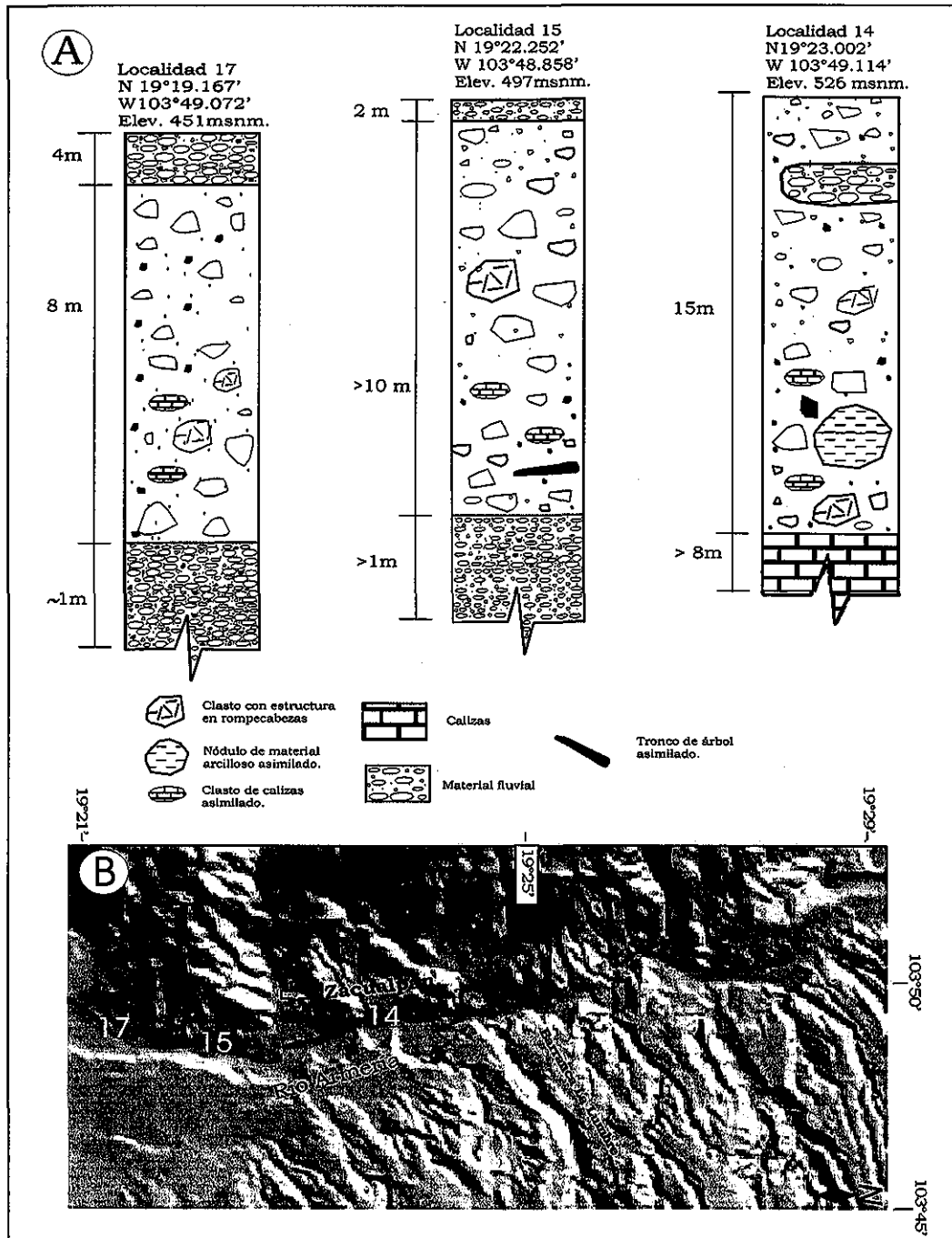


Figura 38. A) Columnas estratigráficas representativas del DFERA en zonas media y lejana a lo largo del valle del río Armería. B) Detalle en modelo digital del terreno donde se muestra la ubicación de las columnas estratigráficas, la cual también se puede ver en la Figura 8.



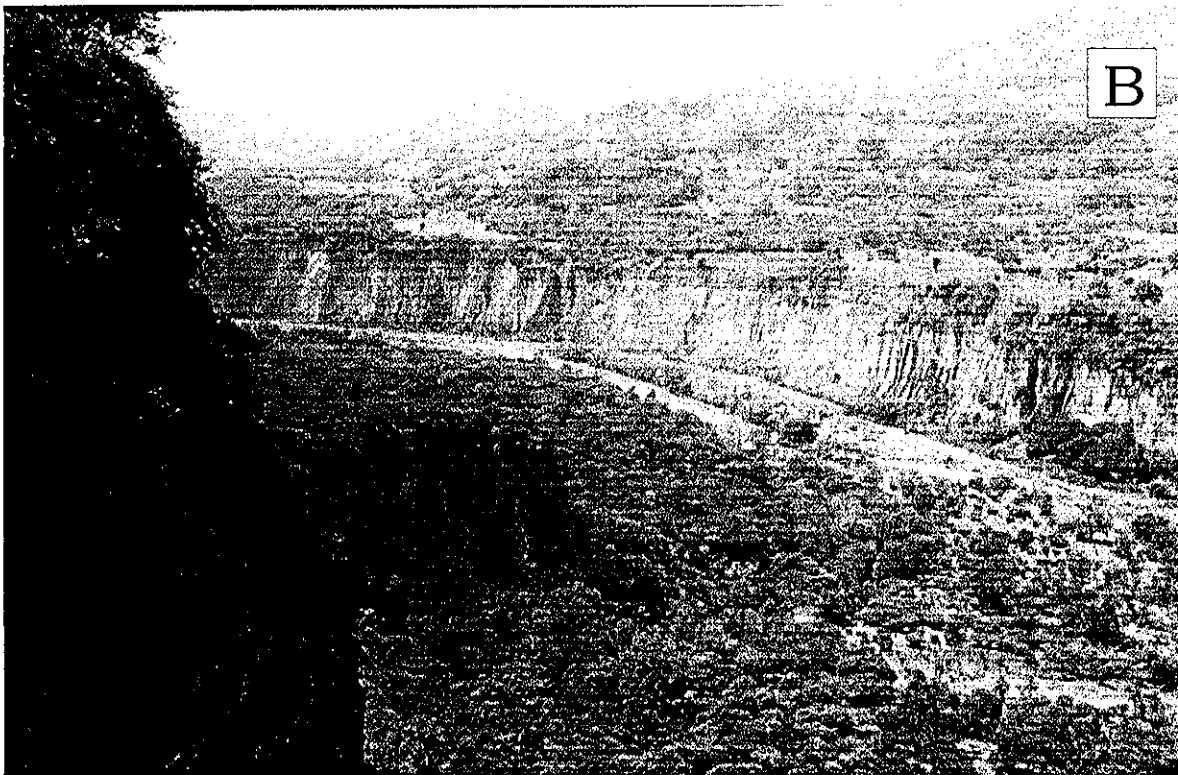
Figura 39. Montículo aislado del DFERA sobre el margen E del río Armería, localidad 14. Obsérvese como la matriz del depósito en su parte media inferior presenta una serie de huecos y zonas de color rojizo y cafés. El montículo tiene una altura aproximada de 30m.



Figura 40. Bloque de andesita sobre la superficie del DFERA, el cual presenta un diámetro de 3 m. El bloque de andesita es soportado por una matriz arena-limosa bastante endurecida, formada por clastos subangulosos y redondeados de andesita y escasos clastos de roca caliza, con tamaños que varían de 3 cm a 30 cm.



A



B

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 41. Valle del río Armería. A) Zona de curvas y canal estrecho, donde el DFERA formó terrazas con paredes hasta de 70 m de altura. B) Zona abierta lejana, donde se puede apreciar que las terrazas formadas por el depósito de flujos de escombros presentan espesores máximos de 15-20 m.

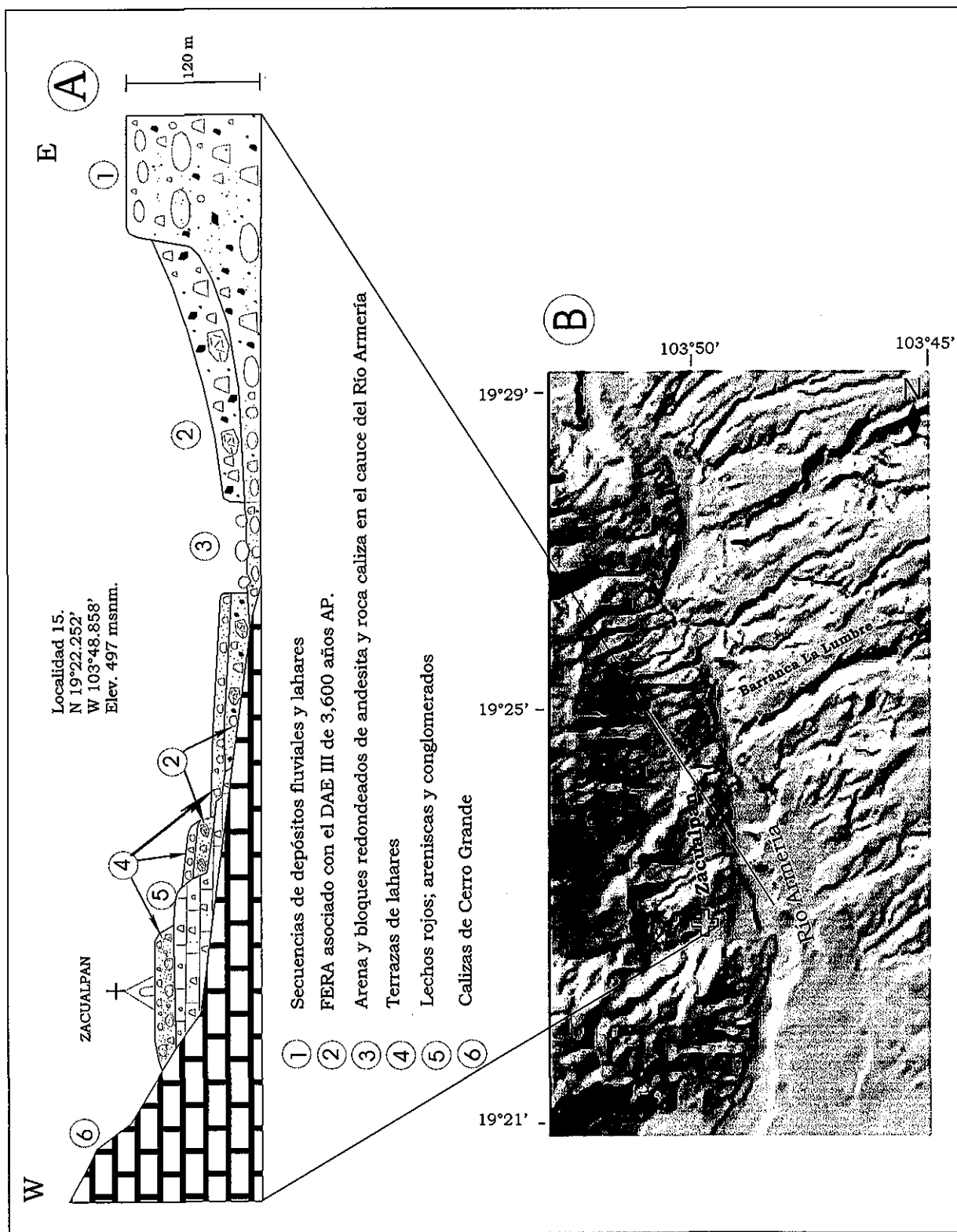


Figura 42. A) Esquema estratigráfico transversal compuesto, donde se muestra la relación que guarda el DFERA con las otras unidades en la (Localidad de Zacualpan) zona lejana. B) Detalle en modelo digital del terreno que muestra la ubicación de la sección estratigráfica.

7. SEDIMENTOLOGIA

7.1. Características sedimentológicas

7.1.1. Depósito de avalancha de escombros (DAE III).

En el presente estudio también se llevó a cabo un análisis granulométrico de 9 muestras en facies de matriz del (DAE III). En la tabla 2 se reportan los valores de los porcentajes de las fracciones grava-arena-limo-arcilla.

Tabla 3. Contenidos de las fracciones grava, arena, limo y arcilla, del DAE III del Volcán de Colima.

No Muestra	Dist.Orig. (Km)	Grava (-8 Φ a -2 Φ)	Arena (-1 Φ a 4 Φ)	Limo (5 Φ a 8 Φ)	Arcilla (9 Φ)	Total %	Matriz (-1 Φ a 9 Φ)
2-a	10.5	71.5	21.53	5.89	1.08	100	28.5
2-b	10.5	75.44	18.44	5.03	1.11	100	24.58
2-c	10.5	6.21	60.1	29.83	3.88	100	93.81
3	12.2	75.71	19.49	4.4	0.39	99.99	24.28
4	15.5	58.75	29.82	9.87	1.57	100	41.26
6	17.6	68.54	28.61	2.8	0.07	100	31.48
7	18.6	21.29	71.16	7.28	0.28	100	78.72
8	19.7	39.03	53.16	7.58	0.23	100	60.97
9	22	55.5	34.67	9.18	0.65	100	44.5

Las muestras (M2-a, M2-b y M2-c) se tomaron en zonas diferentes del mismo afloramiento, a 10.5 km del actual volcán de Colima, (figura 43, localidad 2) y presentan una distribución unimodal y trimodal (Figura 44). Las muestras M2-a y M2-b se tomaron en la parte media superior del depósito, la primera de ellas en una zona de color amarillo con cierto grado de alteración hidrotermal, mientras que la muestra M2-b se tomó en una zona con mayor contenido de clastos sin alteración hidrotermal. Ambas muestras presentan un contenido mayor de grava (-8 Φ - 2 Φ) en un 71.5 % a 75.4% y un 1.08% a 1.11% de arcilla, con un 28.5% a 24% de matriz y parámetros σ_G y σ_I con valores > 4 (Tabla 4), lo cual representa una muy mala clasificación. La muestra M2-c se tomó en la base del depósito, 30m abajo de las dos primeras, la cual presenta una distribución unimodal y sus parámetros σ_G y

σ_1 presentan valores > 2.5 , que corresponden a una mala clasificación. Esta muestra presenta un 3.88% de arcilla (9Φ) y una matriz arenosa de un 60%. El depósito de avalancha presenta una débil gradación inversa en este punto, con una zona de material fino en su base y material más grueso hacia su parte superior.

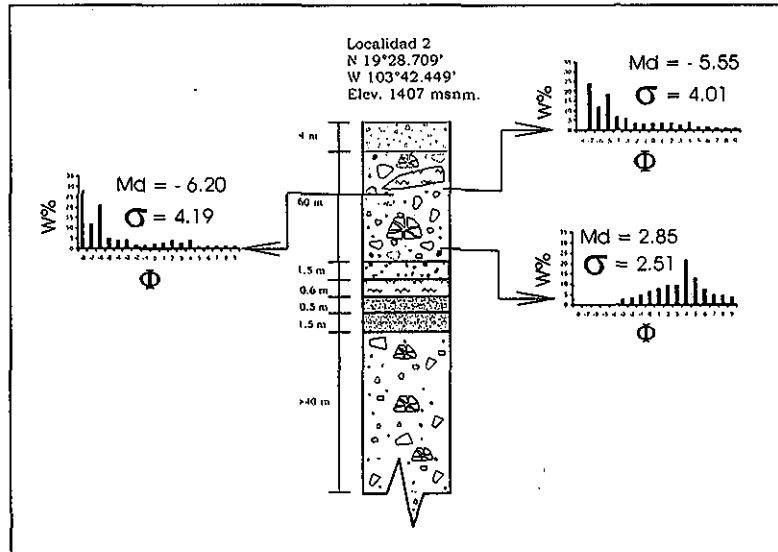


Figura 43. Ubicación de las muestras M2-a, M2-b y M2-c, tomadas en zonas diferentes del mismo afloramiento en la localidad 2.

El resto de las muestras analizadas se tomaron en la base del depósito excepto la muestra M8 que se tomó en su parte superior. La mayoría de ellas presentan una distribución bimodal (Figura 44), con medias de valores negativos, excepto la M2-c. Sus parámetros σ_G y σ_1 presentan valores que varían entre 2.5 y 4 indicando que todo el depósito de avalancha presentan una mala clasificación. En la muestra M9 que se tomó en la zona más lejana del depósito se puede ver como la moda de las fracciones del tamaño de la grava (-8Φ y -2Φ) predomina sobre la moda (-1Φ y 4Φ) de la arena. El contenido de matriz en el depósito presenta una ligera tendencia a incrementarse con la distancia. De igual forma, el contenido de arena en la matriz varía de 19% a 71%, la cual se incrementa con la distancia. Por el contrario, el contenido de arcilla en la matriz (sin considerar la M2-c) es

bastante variable, con un máximo de 1.57 y un mínimo de 0.07%, disminuyendo con la distancia (Tabla 3).

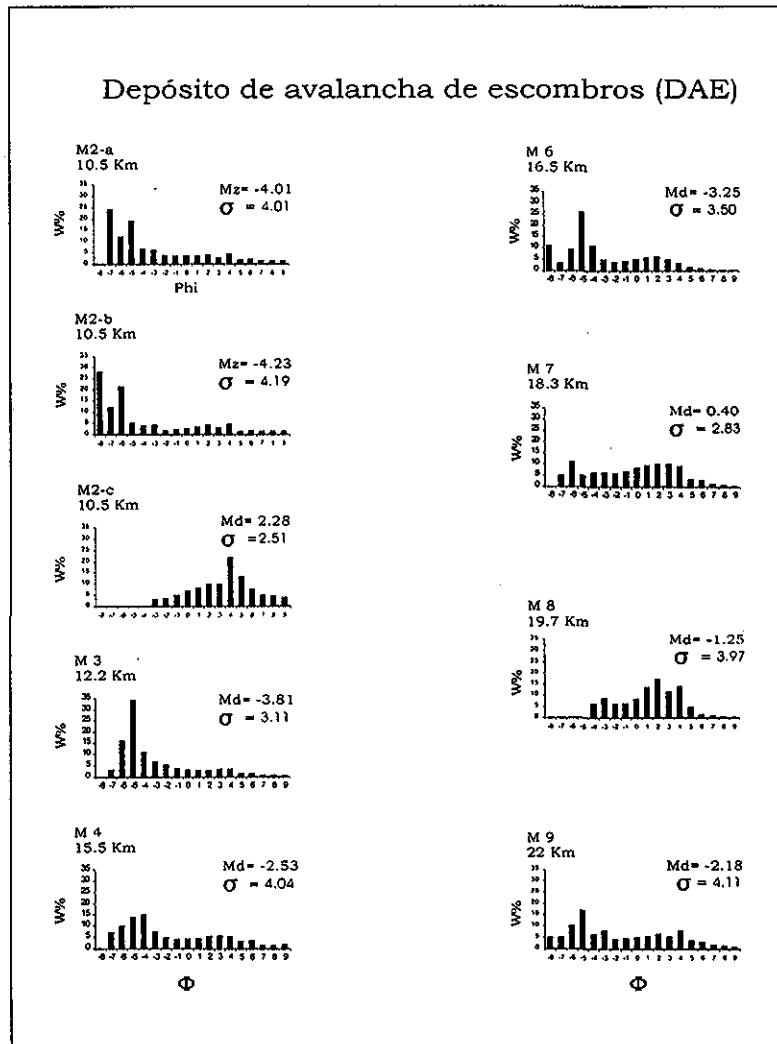


Figura 44. Histogramas de las características sedimentológicas del depósito de avalancha de escombros del Volcán de Colima.

Tabla.4 Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DAE III

No. Muest.	Dist. (km)	Φ_5	Φ_{16}	Φ_{25}	Φ_{50}	Φ_{75}	Φ_{84}	Φ_{95}	Md	Mz	σ_ϕ	σ_1	Sk _G	Ski	K _G
2-a	10.5	6.1	2.45	0	-4.28	-5.9	-6.8	<-8	-5.55	-4.01	4.20	4.01	0.54	0.58	1.05
2-b	10.5	5.9	2.29	-1.3	-5.52	-7.3	<-8	<-9	-6.20	-4.23	4.60	4.19	0.64	0.64	0.89
2-c	10.5	8.7	6.6	5.63	4.21	1.9	0.79	-1.3	2.85	2.28	2.55	2.51	-0.33	-0.33	0.96
3	12.2	4.9	1.6	-1.5	-4.1	-4.8	-5.1	-5.8	-5.15	-3.81	3.10	3.11	0.64	0.65	1.21
4	15.5	6.9	4.1	2.5	-2.5	-4.4	-5.1	-6.4	-3.85	-2.53	4.37	4.04	0.45	0.43	0.77
6	17.6	4.2	2.1	0.5	-3.9	-4.9	-5.8	0.0	-4.70	-3.25	3.67	3.50	0.59	0.50	0.81
7	18.6	5.48	4.31	3.69	2	-0.4	-1.81	-3.2	0.90	0.40	3.10	2.83	-0.24	-0.23	0.84
8	19.7	5.9	4.1	3.2	0.5	-3.3	-5	-6	-0.60	-1.25	4.47	3.97	-0.21	-0.18	0.72
9	22	6.32	4.2	2.7	-2.17	-4.7	-5.35	-7	-3.20	-2.18	4.57	4.11	0.33	0.30	0.69

Graficando los parámetros sedimentológicos con respecto a la distancia de la fuente (Figura 45) se puede ver que no existen patrones ordenados en su incremento o decremento con la distancia. Sin embargo, la matriz, el contenido de arena y de limo muestran una tendencia a incrementarse con la distancia. Mientras que los contenidos de grava y arcilla, a pesar de su variabilidad en cada una de las muestras, presentan una disminución con la distancia.

El análisis de las graficas de los parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas (Figura 46) muestra que los parámetros Md y Mz, tienden a aumentar con la distancia de (-6.20 Φ a -3.20 Φ y -4.23 Φ a -2.18 Φ) indicando una disminución del tamaño promedio de grano. El parámetro σ_1 presenta valores > 4 que corresponde a una clasificación extremadamente mala en el depósito. Los parámetros SK_G y Ski presentan valores <1, indicando que la asimetría se da con colas hacia los componentes más gruesos. De igual forma, la agudeza (K_G), presenta valores < 1 definiendo curvas platicúrticas con picos alejados de la normal.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

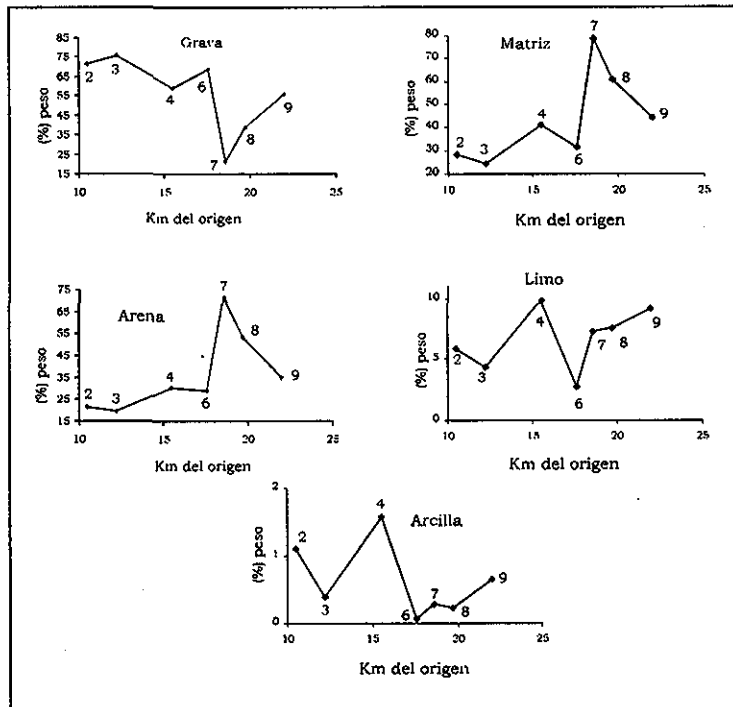


Figura 45 Gráfica de las tendencias granulométricas del DAEIII. Los números en la gráfica, representan el número de localidad, figura 8.

La gran variabilidad que presenta la muestra 7 en el contenido de cada uno de sus componentes con respecto a las otras muestras analizadas, demuestra que el depósito de avalancha de escombros, presenta una gran heterogeneidad en su distribución granulométrica.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

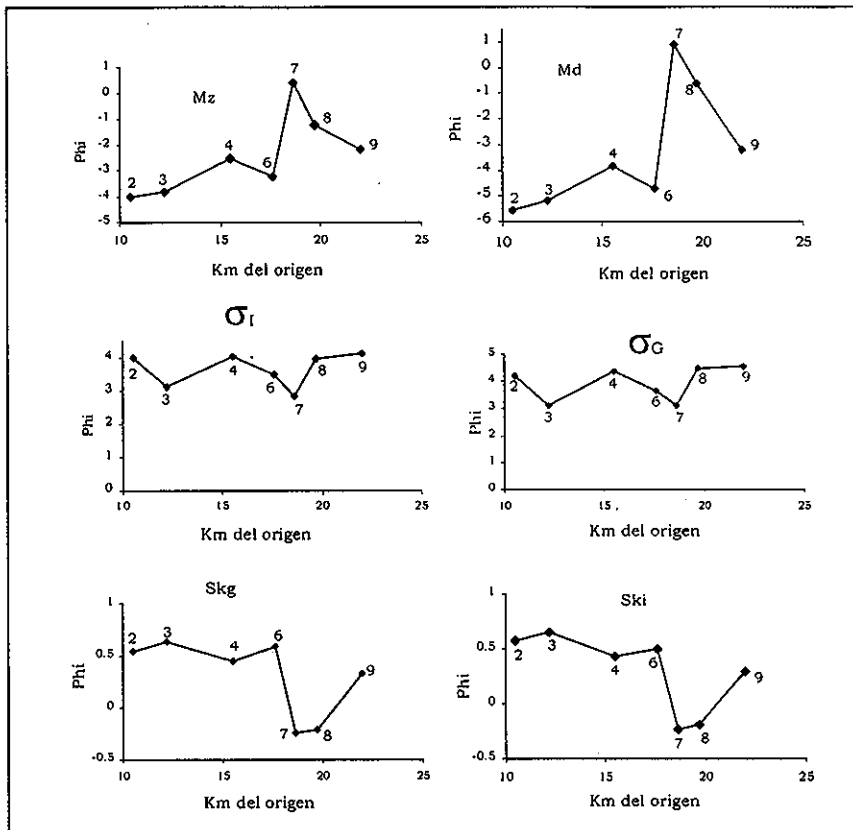


Figura 46. Gráficas de los parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DAEIII con respecto a la distancia desde la fuente.

El espaciamiento que existe entre las diferentes curvas en los diagramas de frecuencia acumulada (Figura 47) representa una gran heterogeneidad del contenido de las diferentes fracción en cada muestra analizada a lo largo de todo el depósito de avalancha.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

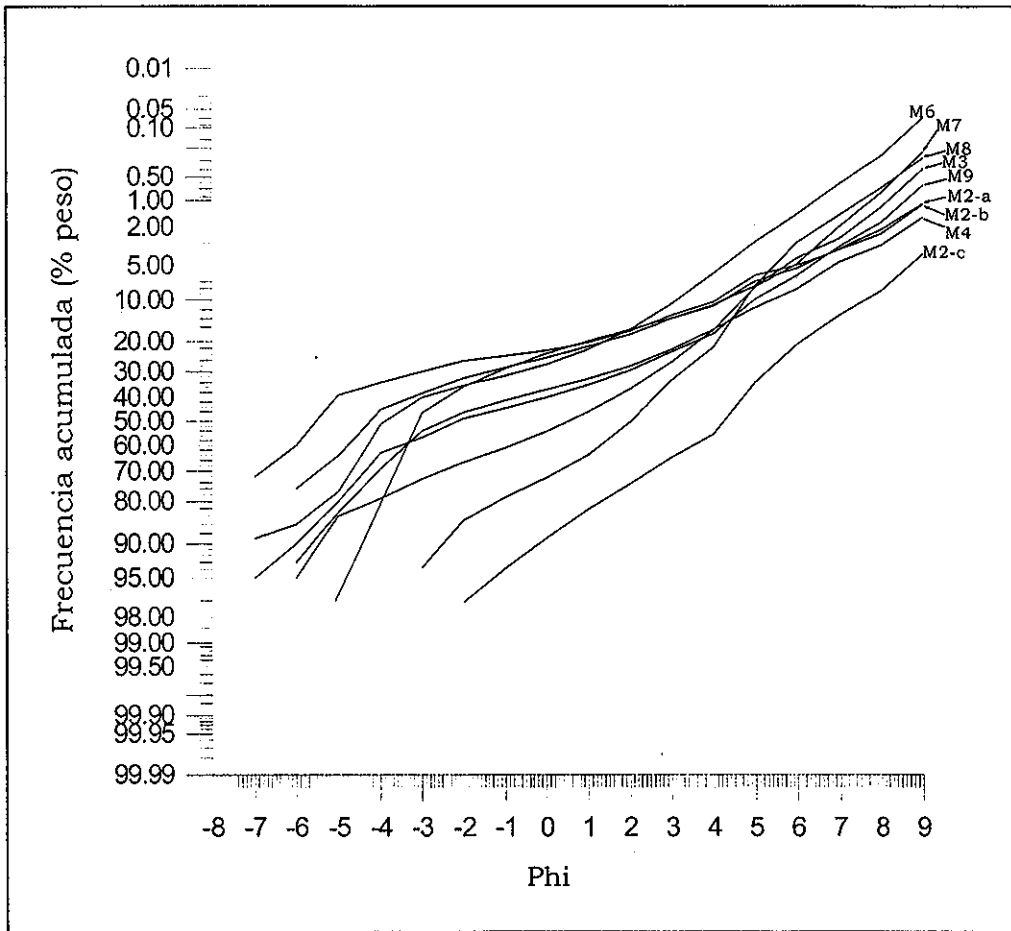


Figura 47. Diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría del DAE III del Volcán de Colima.

7. 2. Depósito de flujos de escombros (DFERA)

Para el estudio sedimentológico del depósito de flujos de escombros que se emplazó a lo largo del valle del río Armería, se analizaron 8 muestras de la facies de matriz, para lo cual, se dividió al depósito en dos zonas. Zona cercana (de 0 a 10 km a partir del punto de inicio) que corresponde a la zona de curvas y canal estrecho, y zona lejana (de 10 a 18 km) que corresponde a zona abierta. En la tabla 5 se reportan los valores de los porcentajes de las fracciones grava-arena-limo-arcilla de las muestras analizadas.

Tabla 5. Contenidos de las fracciones grava, arena, limo y arcilla del DFERA asociado al depósito de avalancha.

No Muestra	Dist.Orig. (Km)	Grava (-8Φ a -2 Φ)	Arena (-1Φ a 4 Φ)	Limo (5Φ a 8Φ)	Arcilla (9 Φ)	Total %	Matriz (-1Φ a 9 Φ)
10	0.5	58.25	36.63	4.8	0.32	100	41.75
11	1.0	44.81	43.68	10.8	0.72	100	55.2
12	4.5	54.22	43.75	1.93	0.11	100	45.78
13	5.0	41.94	42.47	14.76	0.83	100	58.06
14	10	48.7	37.89	12.73	0.69	100	51.31
15	13.5	43.87	39.7	14.67	1.75	99.99	56.12
16	16	35.88	48.06	15.28	0.79	100	64.13
17	17.5	50.2	33.03	15.48	1.29	100	49.8

Las muestras tomadas en la zona próxima presentan el mayor contenido de material del tamaño de la grava, el cual tiende a disminuir con la distancia de un 58% a 36%.

El contenido de matriz varía de 42% a 64%, con un contenido de limo y arcilla que muestra un ligero incremento con la distancia. El contenido de arena varía de 48 % a 33 % disminuyendo con la distancia. Su contenido de arcilla varía de 0.11% a 1.75% aumentando ligeramente con la distancia.

Los histogramas (Figura 48) de las muestras analizadas del (DFERA) presentan una distribución bimodal con una escasez o ausencia de los tamaños más gruesos -8 Φ y -7 Φ y con las mayores modas en las fracciones -6 Φ y -5 Φ.

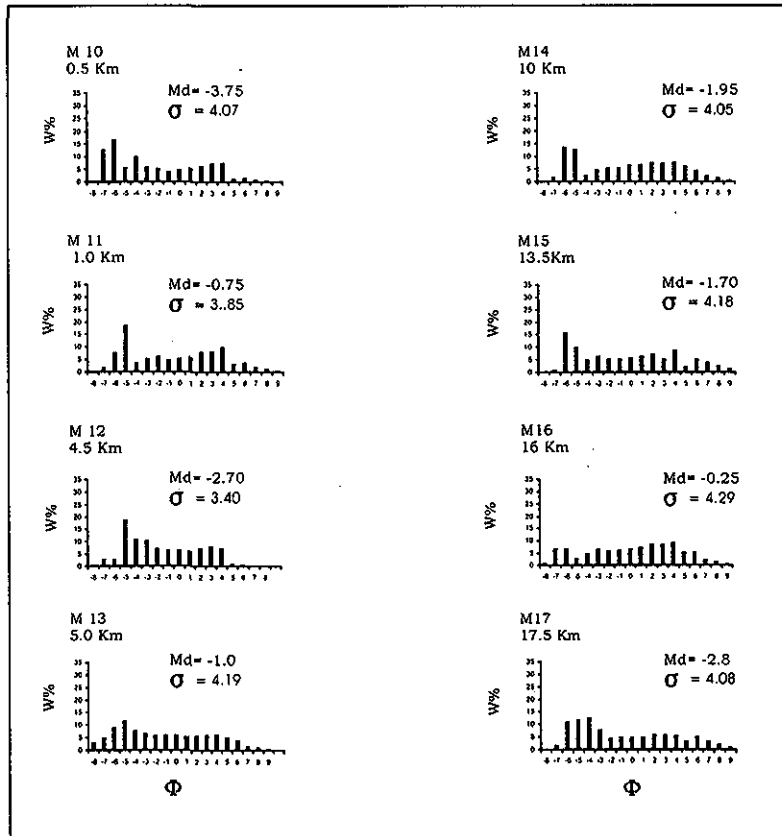


Figura 48. Histogramas de las características sedimentológicas del DFERA, asociado con el DAE III.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 6. Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DFERA.

No. Muest.	Dist. (km)	Φ_5	Φ_{16}	Φ_{25}	Φ_{50}	Φ_{75}	Φ_{84}	Φ_{95}	Md	Mz	σ_ϕ	σ_1	Sk _G	Ski	K _G
10	0.5	5.1	3.5	2.3	-2.4	-5.3	-5.8	-6.8	-3.75	-2.78	4.65	4.07	0.31	0.30	0.63
11	1.0	5.1	4.6	3.8	0.6	-3.9	-4.3	-4.8	-0.75	-0.96	4.37	3.85	-0.07	-0.01	0.60
12	4.5	4.5	3.2	2.1	-1.5	-4	-4.4	-5.3	-2.70	-2.03	3.85	3.40	0.25	0.25	0.66
13	5.0	6.9	4.9	3.8	0.4	-4.3	-5.0	-5.6	-1.00	-1.21	4.77	4.19	-0.06	-0.02	0.62
14	10	6.9	4.6	3.2	-0.8	-4.1	-4.9	-5.7	-1.95	-1.55	4.55	4.05	0.13	0.15	0.68
15	13.5	7.9	5.18	4	0.1	-4.19	-5.0	-5.38	-1.70	-1.55	4.72	4.18	0.04	0.09	0.66
16	16	6.9	5.0	4.1	1.1	-2.7	-4.7	-6.3	-0.25	-0.88	4.75	4.29	-0.20	-0.17	0.78
17	17.5	7.5	4.9	3.3	-2	-4.3	-4.9	-5.5	-2.8	-1.83	4.50	4.08	0.32	0.33	0.17

Todas las medias (Md) y medianas (Mz) (Tabla 6) presentan valores negativos de -3.75 a -0.25 y de -2.78 a -0.88 . Sus parámetros σ_G y σ_1 presentan valores que varían de > 3.5 , a > 4.5 , los cuales corresponden a una clasificación muy mala del depósito.

Los parámetros Sk_G y Ski presentan valores que varían entre $(-0.20$ a 0.32 y -0.17 a $0.33)$, lo cual indica que la asimetría se da con colas hacia los componentes más gruesos. De igual manera la agudeza (K_G), presenta valores < 1 definiendo curvas platicúrticas con picos alejados de la normal.

Las gráficas de tendencias granulométricas (Figura 49) muestran como el contenido de grava y arena en el depósito disminuye con la distancia, con valores de 58.25% a 50.2% y 36.63% a 33.03% , mientras que el contenido de limo y arcilla presenta una tendencia a incrementarse con la distancia.

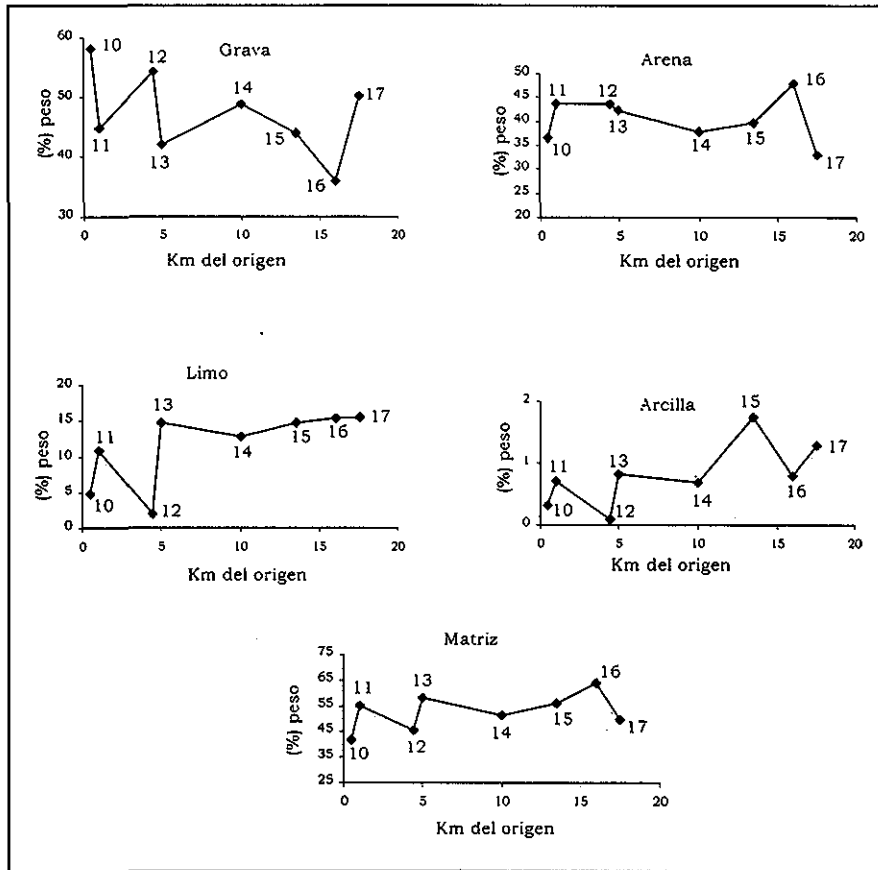


Figura 49. Gráficas de tendencias granulométricas del depósito de flujos de escombros que muestran como el contenido de grava y arena disminuyen con la distancia, mientras que el limo y arcilla aumentan.

En los diagramas de los parámetros estadísticos (Figura 50) se puede observar como la madia y la selección presentan una ligera disminución con la distancia.

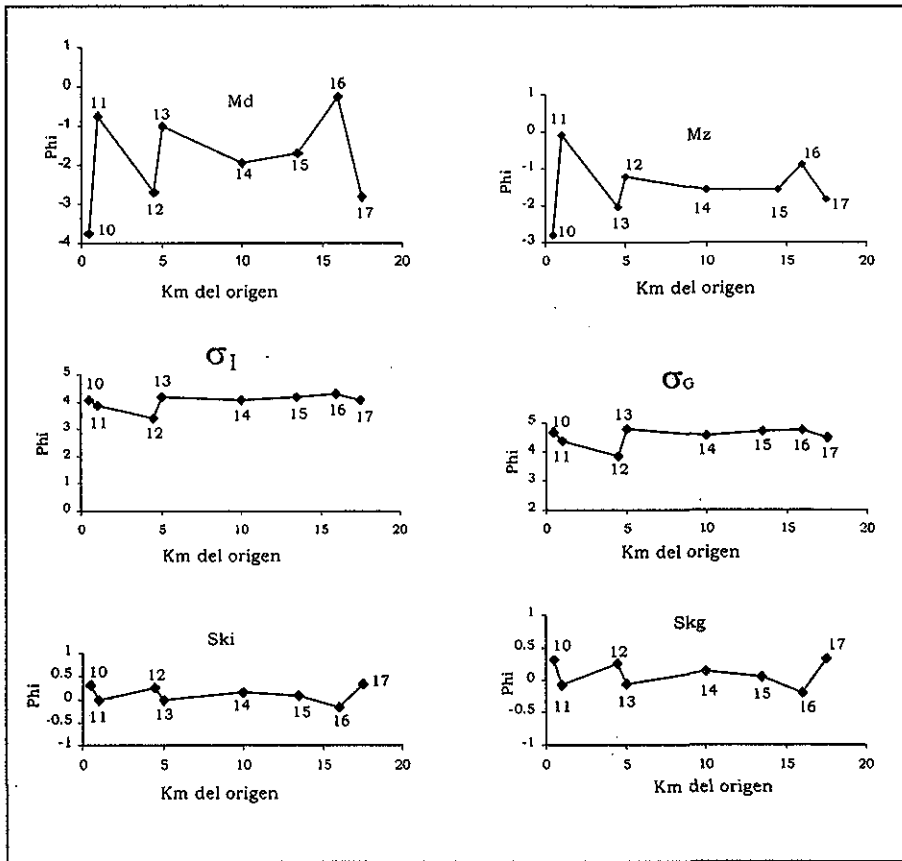


Figura 50. Gráficas de los parámetros estadísticos del DFERA, de acuerdo con la distancia, donde se aprecia que las medias (Md) y medianas (Mz) presentan una tendencia hacia valores más positivos, lo que demuestra una disminución de la granulometría con la distancia. La selección (σ_ϕ y σ_γ) se mantienen con valores constantes de -2.9 y -1.9.

Los diagramas de frecuencia acumulada (Figura 51) muestran una escasez de las fracciones -8Φ y -7Φ y un espaciamiento mayor en las fracciones de limo y arcilla, que representa la diferencia de su contenido entre ambas, el cual tiende a incrementarse con la distancia.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

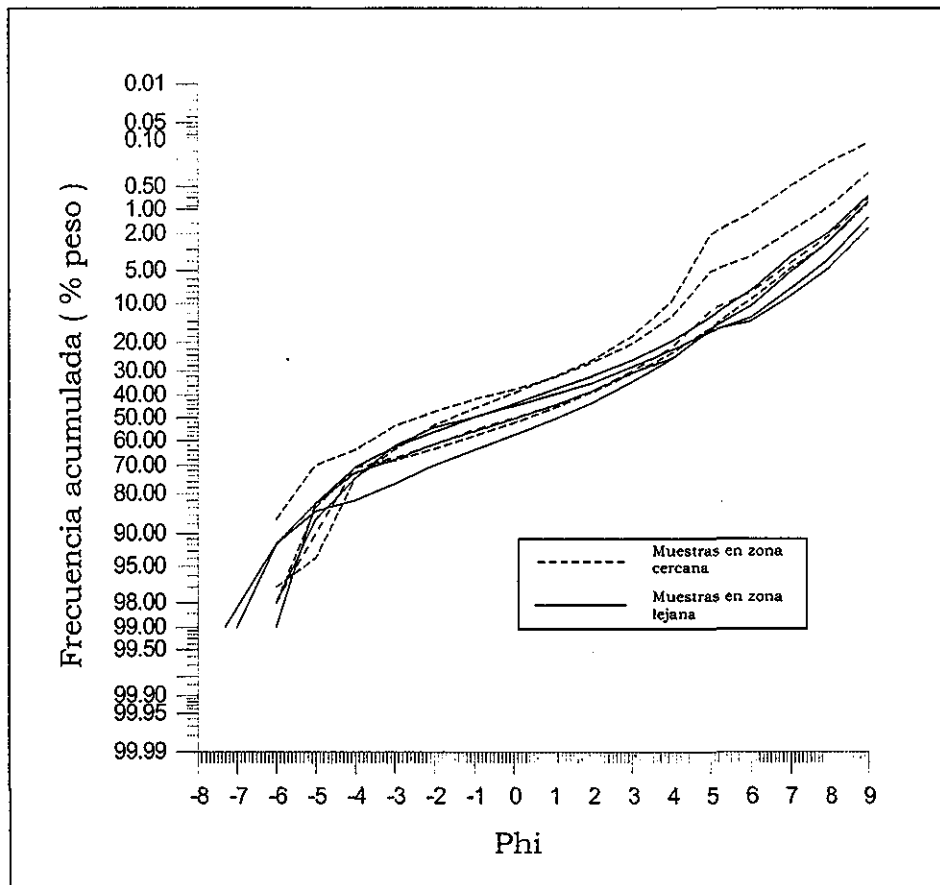


Figura 51. Diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría del DFERA, que muestra la escasez de las fracciones -8Φ y -7Φ y un incremento en el contenido de limo y arcilla representado por el espaciamiento de las gráficas

7. 3. Composición mineralógica de la fracción de arcilla del DAE III y el DFERA.

Con el fin de determinar los minerales arcillosos presentes en la matriz de los depósitos, se realizaron 5 análisis por Difracción de Rayos X en el laboratorio de la UNAM (LUGIS), 3 de ellos fueron para muestras del DAEIII y 2 para muestras del DFERA que presentaron mayor porcentaje de la fracción arcillosa en ambos depósitos. Los análisis se realizaron en un difractómetro Phillips con analizador de grafito, modelo PW1050/25. Los resultados de estos análisis se reportan en la tabla 7.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 7. Composición mineralógica de la fracción arcillosa presente en la matriz de los depósitos DAEIII y DFERA del Volcán de Colima.

Muestra	Dpto.	Caolinita	Halloysita	Ilita	Esmectita	Cromo	Feldespato	Cuarzo
2-b	DAEIII						x	
2-c	DAEIII						x	
4	DAEIII		x				x	
13	DFERA						x	
17	DFERA						x	

La fracción arcillosa en ambos depósitos presenta una composición muy homogénea, constituida principalmente de feldespatos, excepto en la muestra 4 del DAEIII que presenta el mineral Halloysita del grupo de las arcillas. Es muy probable que esta casi ausencia de minerales del grupo de las arcillas en la facies de matriz en el depósito de avalancha esté relacionada con las condiciones iniciales de la roca fuente de la cual se derivó la avalancha. Es decir, la porción del edificio volcánico que colapso y dio origen a la avalancha de escombros presentaba un bajo grado de alteración hidrotermal.

8. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS DE ANALISIS SEDIMENTOLOGICOS DE LOS DEPOSITOS DAEIII Y DFERA; MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO.

De los análisis granulométricos es evidente la diferencia entre los diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría del DAE III y del DFERA. Por ejemplo, en la figura 52 se observan dos patrones distintos para los dos depósitos, la avalancha presenta una distribución granulométrica muy heterogénea, sin un patrón definido a través de todo el depósito, reflejando un emplazamiento en masa con un mecanismo de transporte no selectivo. Mientras que el DFERA presenta una distribución granulométrica más homogénea limitada por mecanismos de emplazamiento diferentes, característicos de un flujo de escombros movido por agua.

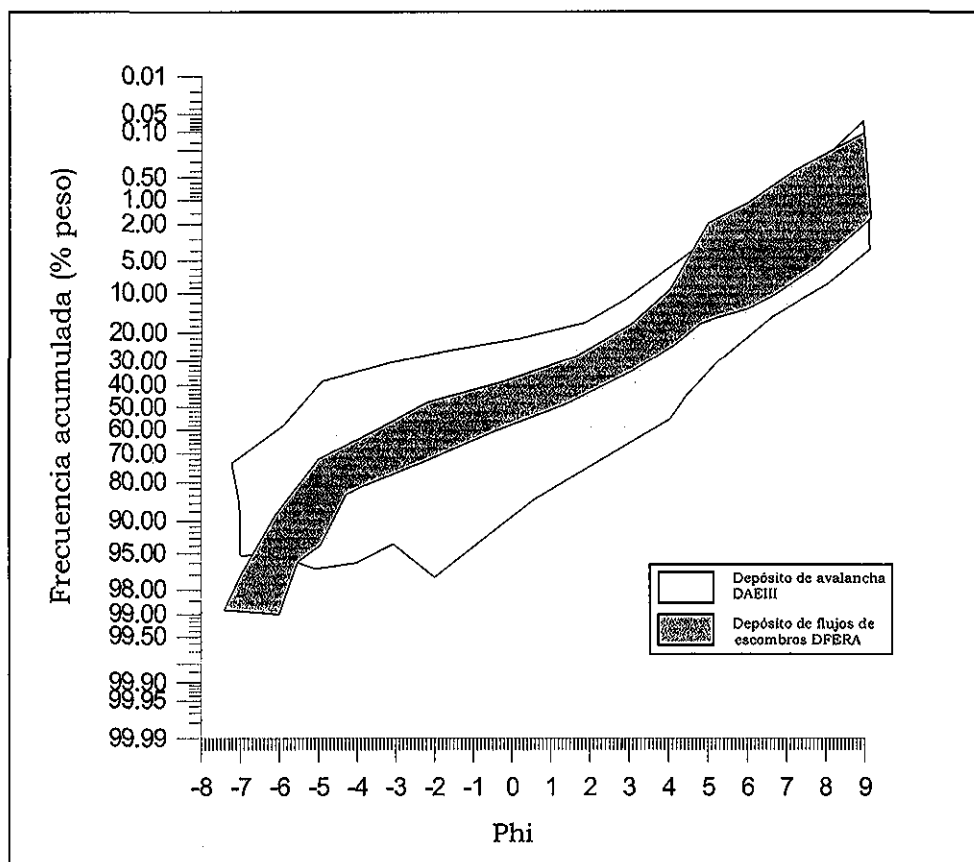


Figura 52. Relación de los diagramas de frecuencias acumuladas (%peso) de la granulometría de los depósitos DAEIII y DFERA.

En las gráficas de tendencias granulométricas del DAE III (Figura 45, 46) no se observan patrones definidos con la distancia. La ligera disminución en la granulometría se puede explicar considerando una progresiva disgregación durante el transporte de los clastos ya fracturados, lo cual se refleja en un pequeño incremento en el contenido de arena, limo y matriz. Por el contrario, el DFERA presenta variaciones granulométricas que reflejan el mecanismo de emplazamiento para el DFERA, típico de flujos de escombros movidos por agua. El depósito presenta un contenido de arcilla que varía entre 0.11% a 1.75%, el cual de acuerdo con Crandell et al. (1971) y Scout (1985), éste corresponde a un flujo de escombros no cohesivo.

En las gráficas de tendencias granulométricas, se puede apreciar que los parámetros sedimentológicos de las muestras (10 - 13) en la zona cercana presentan un comportamiento muy caótico debido a su corto transporte (Figura 8), mientras que las muestras de la zona media y lejana, presentan un comportamiento más definido y casi constante. El contenido de grava en el depósito presenta una disminución con la distancia, posiblemente debido a una disgregación progresiva del material más grueso durante el transporte; sin embargo, la muestra de la zona más lejana, localidad 17 (figura 38) presenta un ligero incremento de su granulometría, lo cual podría corresponder al inicio del área de una sedimentación gradual con el asentamiento de sus fracciones. El contenido de limo y arcilla presentan un ligero incremento con la distancia, el incremento de limo puede corresponder a la incorporación de material fino a lo largo del lecho del cauce.

Los parámetros estadísticos muestran una ligera disminución de la granulometría con la distancia, mientras que los parámetros de selección tienden a ser constantes sin un mejoramiento con la distancia.

El bajo contenido de material exótico presente en el depósito y la disminución de las fracciones de grava y arena con la distancia, indican que

era un flujo poco erosivo, que no incrementó su volumen, como es el caso de los flujos de escombros cohesivos. Este hecho ocasionó que durante su emplazamiento el flujo de escombros al pasar de la zona de curvas y canal estrecho a una zona abierta (Figura 41), perdiera rápidamente su velocidad favoreciendo su depositación. En esta zona el depósito, presenta una tendencia hacia una gradación inversa, la cual posiblemente se deba a que la parte inferior del flujo sufrió mayor fragmentación de los bloques por colisión y fricción ocasionando un ligero incremento en el contenido de matriz en la base del flujo dándole un carácter más cohesivo e impidiendo que se depositaran de manera normal los clastos más gruesos, ó quizás a un proceso de bulking de arena del substrato.

La flotabilidad de clastos de diámetro mayor posiblemente se dé por una combinación de esfuerzos dispersivos (debido a colisiones entre los granos), evitando el asentamiento (por el contacto cuasi-estático entre los granos asociados en la capa de alta concentración y una aparente alta viscosidad) Postma et al. (1988). Este hecho, ocasionó que en la parte media superior del flujo se diera una ligera concentración de clastos más gruesos e incluso sobre su superficie, por lo que grandes bloques de andesita se mantuvieron en suspensión durante su emplazamiento (Figura 40). El depósito en su parte media superior presenta una ligera concentración de material más grueso con los clastos imbricados en la dirección del flujo, indicando que el flujo presentaba un régimen laminar durante su emplazamiento

9. PARÁMETROS CINEMÁTICOS

9.1 RELACIÓN H/L

9.1.1 Depósito de avalancha de escombros (DAEIII)

Para determinar la movilidad de una avalancha de escombros durante su emplazamiento, se ha utilizado el coeficiente de fricción aparente (H/L) o coeficiente de Heim (Hsü, 1975). Este representa la relación existente entre la caída vertical H y la distancia horizontal recorrida L por el flujo. Esta relación ha sido usada para pronosticar la distancia máxima que podrían recorrer futuras avalanchas de escombros en varios volcanes del mundo, (Schuster y Crandell, 1984; Siebert et al., 1987 y Crandell, 1998).

Si se considere que el edificio volcánico del Volcán de Colima antes de su colapso ocurrido hace 3600 años, tenía una altura (H) de 4000 msnm y que la avalancha recorrió una distancia de 25.5 km, se obtiene un coeficiente de fricción de 0.13.

Para el cálculo del coeficiente de fricción aparente (μ), se tomaron en consideración los siguientes parámetros. H_i , H_f y L.

Donde:

μ = Coeficiente de fricción aparente

H_i = Altura del colapso

H_f = Altura del terreno en el punto más lejano alcanzado por la avalancha.

L = Distancia máxima recorrida por la avalancha.

Substituyendo los valores de altura (H) y distancia (L) en la siguiente fórmula $\mu = (H_i - H_f) / L$, se obtiene un valor de 0.13 para la avalancha del volcán de Colima.

Datos	Fórmula	Substitución
$H_i = 4000$ msnm	$\mu = H_i - H_f / L$	$\mu = 4000 - 600 / 25500 = 0.13$
$\mu = 0.13$		
$H_f = 600$ msnm		
$L = 25.5$ Km		

Al comparar este valor de 0.13, con los presentados para 40 avalanchas Cuaternarias con rangos entre 0.05 y 0.13 y un promedio de 0.09 para avalanchas con volúmenes > 1 km³ (Siebert et al1987), se observa que la relación H/L para el depósito de avalancha del volcán de Colima, está dentro de estos valores, así como su volumen de 1.1 km³.

Vallance y Sott (1997) utilizaron los parámetros de H/L contra volumen y de área contra volumen para determinar la movilidad de avalanchas de escombros y de flujos de escombros. La relación de área vs volumen es muy útil para la evaluación del riesgo en caso de flujos de escombros, ya que permite estimar el área que podría ser afectada por un lahar de cualquier volumen. Sin embargo, según estos autores, el parámetro H/L debe usarse con cierta cautela, ya que una avalancha de escombros durante su emplazamiento puede transformarse en un flujo de escombros y por que el valor de la relación H/L tiende a decrecer al aumentar el volumen, como se puede apreciar en figura 53 A. El valor H/L obtenido para el depósito de avalancha del Volcán de Colima se graficó contra volumen, con el fin de compararlo con otros depósitos de avalancha estudiados (Figura 53). En este gráfico se puede apreciar como el DAEIII del Volcán de Colima coincide burdamente con la tendencia general reportada por Vallance y Sott (1997), es decir, a mayor volumen menor H/L y por lo tanto mayor movilidad del flujo.

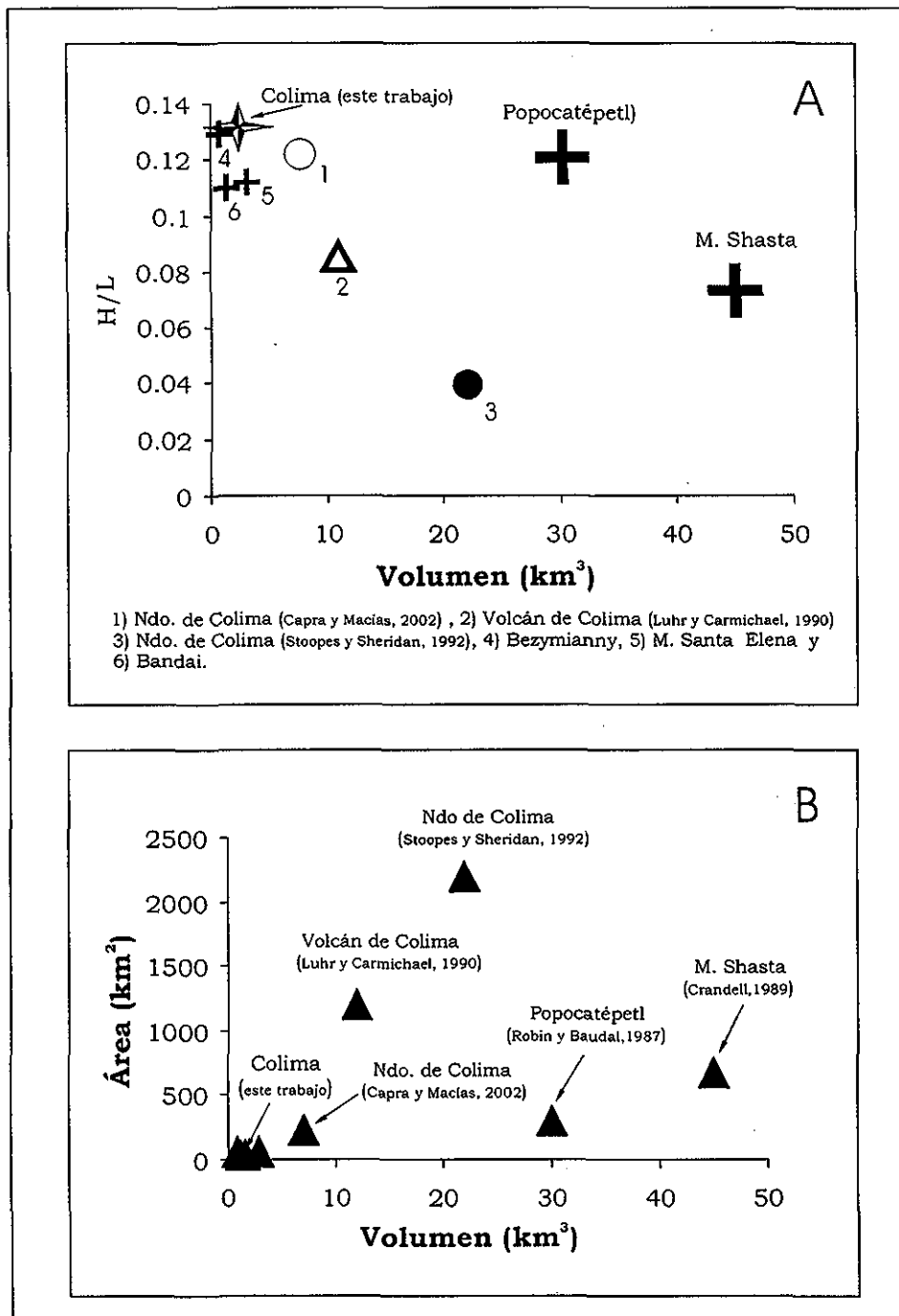


Figura 53. A) Relación H/L contra el volumen del depósito de avalancha del Volcán de Colima (este trabajo), en donde se incluyen otros depósitos de avalancha estudiados en México y en el mundo, B) Relación de área contra volumen del depósito de avalancha del Volcán de Colima y otros depósitos estudiados.

9. 2 Estimación de la Velocidad.

Utilizando las fórmulas aplicadas por Ui et al. (1986), para el cálculo de la velocidad de la avalancha de escombros en Chokai-Kisakata, Japón, se determinó la velocidad de emplazamiento del flujo de la avalancha del Volcán de Colima. Para ello, se tomó en consideración el coeficiente de fricción aparente (H/L) del depósito, la pendiente del terreno, la aceleración y la distancia inicial y final.

Fórmulas para determinar cada uno de los parámetros.

Aceleración: $a = g(\text{sen}\beta - \mu\text{cos}\beta)$

Velocidad final: $V_f = (V_i^2 + 2a(L_f - L_i))^{1/2}$

Tiempo: $t = (2L_f a)^{1/2} / a$

Donde:

β : ángulo de inclinación del segmento

μ : coeficiente de fricción aparente (H/L) de la avalancha.

L_i y L_f : longitud inicial y final de la avalancha en el segmento.

a : aceleración de la avalancha durante su emplazamiento

g : aceleración de la gravedad.

V_i y V_f : velocidad inicial y final, de la avalancha.

t : tiempo transcurrido durante el emplazamiento de la avalancha.

Datos

Fórmulas

$L_1 = 0 \text{ m}$

$L_2 = 25,500 \text{ m}$

$h_1 = 4000 \text{ msnm}$

$h_2 = 600 \text{ msnm}$

Aceleración: $a = g(\text{sen}\beta - \mu\text{cos}\beta)$

Velocidad final: $V_f = (V_i^2 + 2a(L_f - L_i))^{1/2}$

Tiempo: $t = (2L_f a)^{1/2} / a$

$\mu = H/L$

Substituyendo el valor de cada una de las variables en las fórmulas correspondientes se obtiene una velocidad de 110 km/h para la avalancha del Volcán de Colima, con un tiempo de emplazamiento de 3.8 minutos, al momento de chocar contra las calizas de Cerro Grande a 25.5 km al SW.

Sin embargo, es importante decir, que estos valores de velocidad y tiempo para la avalancha, deben tomarse con cierta reserva, ya que la avalancha no se detuvo por fricción, sino por la barrera topográfica de Cerro Grande

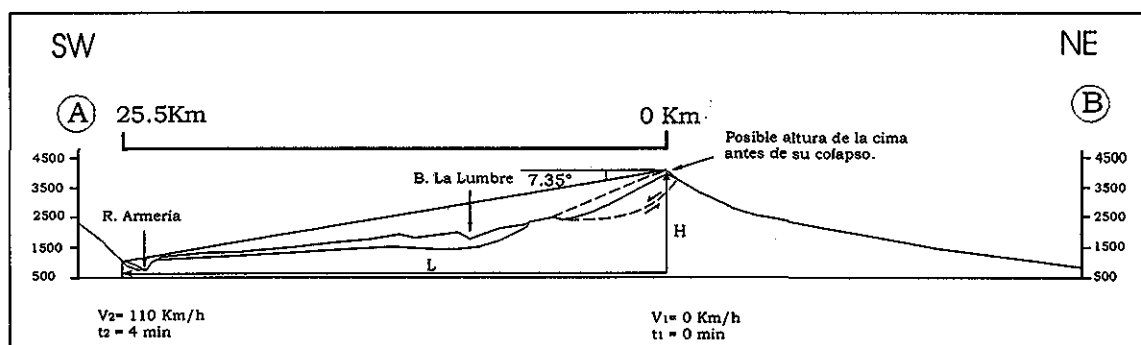


Figura 54. Perfil topográfico compuesto del Volcán de Colima donde se muestran los parámetros H y L para el cálculo del coeficiente de Heim (H/L) o coeficiente de fricción aparente, así como la velocidad y tiempo determinados para el flujo de avalancha y la posible altura de la cima del volcán antes de su colapso.

10. ORIGEN DEL EVENTO Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO

Casos similares Nevado de Colima 18,500 años (Capra /Macías, 2002), Volcán Nevado del Huila, Colombia (Pulgarín, 2000)

Hace 3,600 años A.P el flanco SW del Volcán de Colima colapsó originando una avalancha de escombros que viajó 25.5 km hasta chocar con la pared del Cerro Grande y detenerse obstruyendo el cauce del río Armería. El depósito de avalancha cubrió una superficie de 38.80 Km² con un volumen de 1.1Km³. Está compuesta por megaclastos, clastos y matriz que varía de 24% a 79%. Las características texturales y sedimentológicas que presenta el depósito, sugieren que la avalancha se desplazó como un cuerpo rígido sobre una superficie de corrimiento de bajo esfuerzo de cizalla, la cual sufrió una disgregación progresiva con la distancia. El depósito muestra una selección muy pobre 4.5Φ . Los clastos con estructuras en rompecabezas se encuentran presentes a lo largo de todo el depósito de avalancha. Algunos autores consideran que este fracturamiento de bloques, ocurre bajo un régimen compresional de esfuerzos antes de que inicie el colapso o durante el transporte debido a la colisión de los bloques contra la superficie del terreno o por colisiones entre ellos mismo Ui et al, (1986).

Las evidencias de campo y el estudio fotogeológico, así como el análisis de imágenes de satélite Landsat de la zona de estudio, permiten delimitar el área de distribución de la avalancha, demostrando que tuvo lugar en el actual edificio del Volcán de Colima. Sin embargo, no existe una estructura caldérica que la justifique. No obstante, diferentes investigadores, han reportado varios depósitos de avalancha de escombros en el Complejo Volcánico de Colima. Por ejemplo, Luhr y Prestegard, (1988) identificaron al menos un colapso para el antiguo volcán Paleofuego, fechado en 4360 ± 140 años AP y 4350 ± 100 años AP, (Robin et al, 1984). Robin et al, (1987) obtuvieron una edad de 9370 ± 400 años AP, y consideraron que

posiblemente correspondía a otro colapso. Martín Del Pozzo et al, (1990) sugirieron la existencia de dos o tres eventos de avalancha de escombros para el Volcán de Colima. Siebe et al, (1990) reportaron una edad de 2690 ± 40 años AP para una muestra de carbón encontrada dentro de un depósito de avalancha. Esto inició el debate sobre la ocurrencia de múltiples eventos de colapsos y la dificultad del uso de las edades de C^{14} para identificar los depósitos de avalanchas asociados.

Komorowski et al, (1994a, 1994b; 1996) reportaron que los volcanes de Colima han colapsado al menos en 12 ocasiones durante los últimos 45000 años. Estos autores presentaron evidencias de campo que sugieren, que al menos 9 de estos colapsos podrían corresponder al volcán Paleofuego de Colima. Por ejemplo, en la Barranca La Platanera ubicada al SE del Volcán de Colima, reportaron una secuencia estratigráfica constituida por 9 unidades de avalancha separadas por 8 horizontes de paleosuelos. Presentan un grupo de cinco edades de C^{14} : de 2565 años AP.; 3699 años AP.; 7000 años AP.; 9700 años AP.; y 18553 años AP., para cinco depósitos de avalancha. De igual forma, reportaron que al sur del Volcán de Colima, los depósitos de avalancha cubren un área mayor a los 1000 km², con espesores que superan los 300 m, y un volumen mínimo acumulado de 60-100 km³. Estos autores, estiman que en los últimos 2500 años, el Volcán de Colima ha presentado una tasa de emisión de $1-2 \times 10^6$ m³/año, tasa muy similar a la reportada por Begét y Kienle, (1992) para el volcán Monte Sn. Agustín, de $1-3 \times 10^6$ m³/año, del cual reportaron 11 depósitos de avalancha durante los últimos 2000 años, con un tiempo de recurrencia de 150 a 200 años. Con base en esta información es muy probable que la estructura de caldera relacionada a la avalancha DAEIII, ya haya sido cubierta por la emisión de nuevo material volcánico durante erupciones posteriores.

En la imagen de satélite Landsat (Figura 5) se observa como los volcanes de Colima están emplazados en el punto de intersección del graben de Colima y

una depresión con dirección NE-SW, denominada graben de Atenquique - Alceseca, asociado a la Falla Tamazula (Garduño et al, 1998). El límite noroeste de esta depresión, está definido por el arroyo Alceseca, mientras que el límite sureste lo define el valle de la barranca La Lumbre. Durante el sismo del 9 de octubre de 1995, ocurrió actividad sísmica asociada a la Falla Tamazula con la formación de una serie de estructuras con dirección NE - SW a lo largo del valle de río Marabasco, cuyo cauce es paralelo a esta estructura (Garduño et al.1998). Núñez-Cornú y Sánchez-Mora, (1999) en su análisis de sismicidad regional reportaron que la Falla Tamazula y el río Armería muestran evidencias de estructuras activas. Morfológicamente, el Nevado y el Paleofuego de Colima definen al menos cuatro estructuras volcánicas en forma de herradura. Tres de ellas muestran su eje de colapso orientado hacia el SSE, mientras que la cuarta estructura presenta su flanco ENE destruido (Figura 6).

Garduño et al. (1998) determinaron que los colapsos asociados con depósitos de avalancha están abiertos en forma paralela a la dirección de máxima distensión σ_3 (NW-SE), por lo que consideran que la Falla Tamazula ha jugado un papel determinante en la desestabilización y colapso de los antiguos edificios del Complejo Volcánico de Colima. Sin embargo, la presencia de depósitos de flujos piroclásticos y material de caída sobreyaciendo al depósito de avalancha en forma directa, permiten considerar que el evento que provocó el colapso del edificio volcánico y formó la avalancha de escombros, fue de tipo Bezymianny acompañado de una componente magmática, en donde un cuerpo de magma ascendió a través del conducto principal a niveles superiores dentro del edificio volcánico, desestabilizándolo y ocasionando su colapso (Gorshkov 1959, 1962; Siebert et al. 1987).

La ausencia de minerales de arcilla en la facies de matriz en el depósito de avalancha, excepto en la muestra de la localidad 4, indica que la roca fuente

de la cual se derivó la avalancha no presentaba un elevado grado de alteración hidrotermal.

Durante su emplazamiento la avalancha cubrió e incorporó considerables porciones de secuencias de sedimentos lacustres (Figuras 9, 14, 23 y 24), que se habían depositado en pequeños lagos naturales temporales formados en depresiones cerradas en antiguos depósitos de avalancha como se muestra en la sección geológica compuesta (Figura 9). Otros casos semejantes son la avalancha del Monte Shasta, en California (Crandell 1989), la avalancha del Volcán Jocotitlán, México (Siebe et al. 1992).

La avalancha viajó 25.5 km hasta el río Armería en donde llegó a detenerse al chocar con el Cerro Grande. La obstrucción del cauce del río Armería por el DAEIII, formó una presa que ocasionó la formación de un lago natural temporal de poca duración. De acuerdo a la clasificación de Costa y Schuster (1988), corresponde a una represa de deslizamiento tipo 2, en la cual, los escombros cubren todo el valle y en algunos casos depositan material en el lado opuesto del mismo. Según estos autores, este tipo de presas es el más común, con un 44% de ocurrencia en las presas por deslizamientos. Considerando la posición relativa del depósito de avalancha sobre el margen E del río Armería y la profundidad actual de su cauce (100 m), el lago formado por la represa en la zona de Mazatán, alcanza un volumen aproximado de 0.41 km³ de agua. Si se considera que en el momento de la obstrucción del cauce del río Armería su gasto promedio, era similar al actual de 921.471 m³/s, según (SPP, 1981), el llenado del lago tardó alrededor de 11 días. Con base en la ausencia de depósitos lacustres sobre los restos de la avalancha, se considera que el colapso de la presa se dio inmediatamente después del llenado del lago, por el rebosamiento, la saturación interna del material y la presión ejercida por el mismo cuerpo de agua. Casos similares de formación de lagos temporales por la obstrucción de cauces de ríos por depósitos de avalancha han ocurrido en otros volcanes. Por ejemplo, la

avalancha de escombros del Nevado de Colima ocurrida hace 18,500 años A.P. al obstruir el cauce del río Naranjo formó un lago temporal, Capra y Macías, (2002). De igual forma, el colapso parcial del flanco sur del Volcán Nevado de Huila, Colombia, ocurrido en el Pleistoceno, originó una avalancha de escombros que obstruyó el cauce del río Páez formando un lago temporal que al colapsar por desbordamiento formó un flujo de escombros cohesivo, el cual se emplazó a lo largo del valle del río Páez (Pulgarin, 2000).

Es importante mencionar que en este mismo lugar, existen remanentes de depósitos de avalanchas antiguas sobre ambos márgenes del río Armería, los cuales también obstruyeron su cauce y formaron lagos temporales donde se depositaron grandes secuencias de sedimentos lacustres.

Al ceder la presa, gran parte del depósito de avalancha fue removilizado dando origen a un flujo de escombros (DFERA) que se emplazó a lo largo del valle del río Armería, el cual viajó 20 km como mínimo, formando una serie de terrazas de superficie plana con paredes casi verticales. Actualmente, el DFERA presenta una longitud de 17.5 km y cubre una superficie de 6.38 km² con un espesor promedio de 30 m y un volumen de 0.191km³. De acuerdo con Crandell et al., (1971) y Scott, (1985), el DFERA debido a la ausencia de minerales de arcilla en la facies de matriz y sus características sedimentológicas, corresponde a un flujo de escombros no cohesivo.

11. AMENAZA VOLCÁNICA

El colapso parcial de un edificio volcánico puede generar avalanchas de escombros o flujos de escombros cohesivos, que se desplazan a velocidades muy altas alcanzando grandes distancias y cubriendo áreas extensas. Varias avalanchas de escombros del Complejo Volcánico de Colima presentan volúmenes mayores a 1 km^3 . Estos eventos catastróficos originaron flujos que viajaron distancias de 50 a 100 km de la fuente y afectaron áreas de 500-1500 km^2 . La amenaza principal que se deriva de estos grandes eventos volcánicos, son las explosiones dirigidas o laterales que se producen por la súbita descompresión del sistema magmático. En el caso de que exista un cuerpo de magma en el edificio, estas explosiones pueden alcanzar velocidades hasta de 100 m/seg (360 km/h) y afectar áreas mayores a los 500 km^2 . La relación H/L conocida como coeficiente de fricción, es un parámetro importante para determinar la movilidad y alcance de los flujos de avalancha de escombros y determinar las áreas posibles que podrían estar bajo la amenaza por estos eventos. Con base en esta relación H/L y la distribución de antiguos depósitos de avalancha, en el mapa topográfico de la Figura 55, se delimitó el área cubierta por estos depósitos, la cual está bajo la amenaza de futuros eventos de este tipo, de acuerdo a su dirección de emplazamiento. En este mapa, también se señalan las posibles zonas de inundación por flujos de escombros y lahares derivados de depósitos de avalancha a largo de los valles de los ríos Armería y Tuxpan-Naranja.

Si un evento futuro de avalancha de escombros ocurriera en el Volcán de Colima y se emplazara hacia el sur, afectaría 3 municipios del Estado de Colima, incluyendo la ciudad de Colima, con un total de 256,921 habitantes.

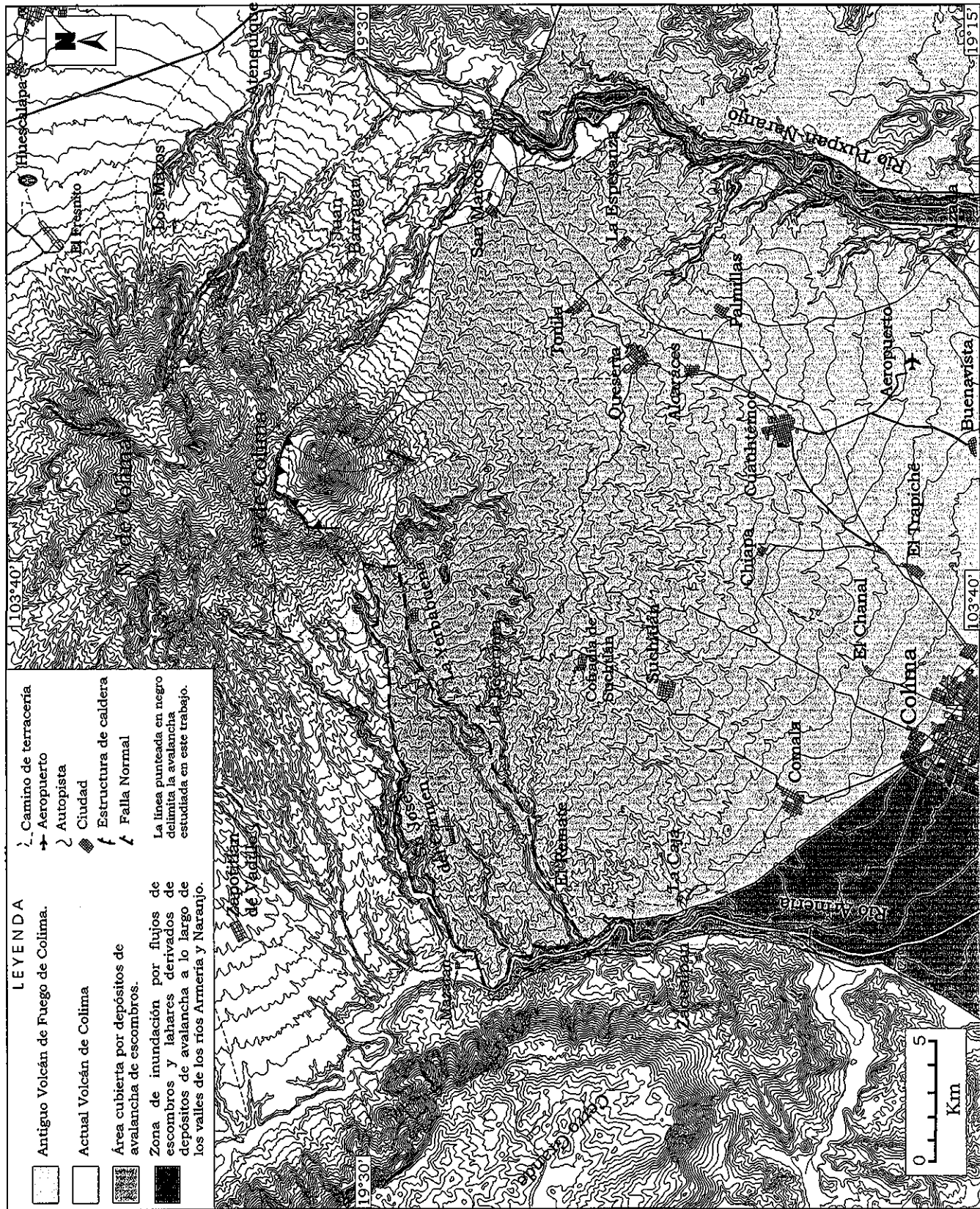


Figura 55. Mapa que muestra el área cubierta por depósitos de avalancha de los volcanes de Colima, la cual está bajo la amenaza de futuros eventos de avalancha del Volcán de Colima. En el mapa se muestra también las zonas a lo largo del valle de los ríos Armería y Tuxpan- Naranjo, que pueden ser afectadas por eventos de lahares asociados a depósitos de avalancha de escombros.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

12. CONCLUSIONES

El flanco SW del Volcán de Colima colapsó hace 3600 años AP., formando una avalancha de escombros que viajó 25.5 km ($H/L = 0.13$) hasta chocar contra las calizas de Cerro Grande. El depósito de avalancha presenta un espesor promedio de 30 m y cubrió una superficie de 38.8 km² con un volumen de 1.1 km³.

Las evidencias de campo y la presencia de flujos piroclásticos y material de caída cubriendo de forma directa al depósito de avalancha, permiten considerar que el evento que colapsó al edificio volcánico, fue un evento volcánico tipo Bezymianny, asociado con el emplazamiento de un cuerpo de magma a través del conducto principal a niveles superiores, dentro del edificio volcánico que lo debilitó ocasionando su colapso.

La avalancha alcanzó una velocidad de 110 km /h al llegar hasta el río Armería antes de chocar contra el Cerro Grande, en un tiempo de recorrido de 3.7 minutos. Durante su emplazamiento asimiló sedimentos lacustres lo que demuestra que existían antiguos lagos en la paleomorfología.

El depósito de avalancha de escombros se caracteriza en áreas cercanas por presentar una superficie de pequeños montículos y lomeríos alargados en dirección del flujo, de pendiente suave.

La obstrucción del valle del río Armería por el depósito de avalancha, formó un lago natural con un volumen aproximado de 0.41 km³, el cual tardó aproximadamente 11 días en llenarse. El rebosamiento del lago debilitó la presa que lo formaba, causando su colapso y generando un flujo de escombros que se emplazó a lo largo del valle del río Armería.

El flujo de escombros formó a lo largo del río Armería una serie de terrazas de paredes casi verticales y espesores que varían de 70 y 15 m. Actualmente su depósito presenta una distancia de 17.5 km y cubre una superficie de 6.38 km² con un volumen de 0.191km³.

Las características texturales, sedimentológicas y la ausencia de minerales de arcilla en la facies de matriz en el depósito del flujo, lo ubican como un flujo de escombros no cohesivo.

Adicionalmente, la información presentada previamente por diferentes investigadores, de trabajos realizados sobre el Volcán de Colima, muestra evidencias sobre la ocurrencia de múltiples eventos de colapsos que formaron avalanchas de escombros. Este hecho, hace evidente la necesidad e importancia de un intenso y detallado trabajo de campo que permita caracterizar y determinar el número de avalanchas gravitacionales y así poder definir un periodo de recurrencia para este tipo de fenómenos eruptivos en el Complejo Volcánico de Colima.

BIBLIOGRAFÍA.

- Allan, J.F., (1986). Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens Southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 473-485.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., Vallance, P.J., (1991). Pliocene-Recent rifting in SW México and Associated Volcanism an exotic terrane in the making, in Dauphin, P.J., and Simoneit, B.R.T., ads., The Gulf and Peninsular province of the Colifornia: American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 425-445.
- Aramaki, S., (1956). The 1783 activity of Asama Volcano. Part. I. Japan. J. Geol. Geogr., 27:189-229.
- Bagnold R. A., (1954). Experiments on a gravity- free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society of London, series A, v. 225, p. 49-63.
- Arreola, J.M., (1915). Catálogo de las erupciones antiguas del Volcán de Colima. Memorias de la Soc. Antonio Alzate, tomo, 32: 443-481. and Shiveluch volcanoes: Journal of Geodynamics 3,189-218.
- Bárcena, M., (1887). Informe sobre el estado actual del volcán de Colima. Anales del Ministerio de fomento de México. p. 328-365.
- Beget, J. E., and Kienle, J., (1992). Cyclic formation of debris avalanches at Mount St Augustine volcano, Alaska, Letters to Nature, v. 356, p. 701-704.
- Bogoyavlenskaya, G., Braitseva, O., Melekestsev, I., Kiriyanov, V. and Miler, C. D., (1985). Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens and Shiveluch volcanoes: Journal of Geodynamics 3,189-218
- Bull, W. B., (1964). Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno Country, California: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 437-A, p. 71P.
- Campbell, C. S., (1989). Self-lubrication for long runout landslides. Journal of Geology, v. 97 No. 6, p. 653-665.
- Capra, L., y Macías, J.L. (2002). The Cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km³). A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (Mexico). Journal of Volcanology and Geothermal Research 2481, p.1-23 (en prensa).
- Carrasco-Núñez, G. Vallance, J.W. and Rose, W.I., (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlatépetl volcano, México: Implications for hazard assesment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 59, p. 35-46.
- Cattermole, P., (1982). Meru- A Rift Valley giant. Volcano News, 11: 1:3 (10).

- Siebe, C., Komorowski J-C and Sheridan, M., (1992). Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central México, *Bulletin of Volcanology*. 54: 573-589.
- Robin, Mossand, Camus, Cantagrel, and M.Vincent (1987). *Eruptive History of the Colima Volcanic Complex México*.
- Coates, D. R. (1977). Landslide perspectives, *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.*, 3: 3-28.
- Connor. C.B., Lane, S.B., Clement. B.M., (1993). Structural and thermal characteristic of the summit dome, march 1990-marc 1991: Volcán de Colima, México. *Geofísica Int.* 32-4: 499-510.
- Costa, J. E., (1987). Rheologicthe, geomorphic and sedimentologic deffrentation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. In Baker, V. R. Kochel, R. C. and Parton. P. C., eds. *Flood morphology*, New York, Jhon Wiley and Sons, p. 113-122.
- Costa, J. E., and Schuster, R. L., (1988). The formation and failure of natural dams: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1054-1068.
- Crandell, D. R., and Fahnstock, , R. K., (1965). Rockfalls and avalanches from Little Tahoma Peak on Mount Rainier , Washington: U.S. Geol. Survey Bull. 1221—A, 30 p.
- Crandell, D. R., (1971). Posglacial Lahars from Mount Rainier Volcano, Washington. U. S. Geological Survey Professional Paper, v. 677, p. 75.
- Crandell, D. R., and Hoblitt, R. P., (1986). Lateral blasts at Mount St. Helens and hazard zonation: *Bulletin of Volcanology*, 48, p. 27-37.
- 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, p. 32.
- Crandell D. R., Mullineaux. D.R., Sigafos, R.S., and Rubin, Meyer., (1974). Chaos eruptions and rocfall-avalanches, Lassen Volcanic National Park, California: U.S. Geological Survey *Journal of Research*, v. 2, no 1, p. 49-59.
- De La Cruz S., (1993). The historical eruptive activity of Colima Volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 55, p. 51-68.
- Demant, A., (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de Interpretación. UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, 2 No 2: p.172-186.
- Demant, A., (1979). Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico. UNAM, *rev. Ins Geol.* 3, 39-57.
- Dolfus, A., Monserrat, E., (1867). *Arcive de la commission scientifique du Mexique*. Ministère de l'instruction Publique tomo III: 7-55
- Estela, B. B., J. Pantoja-Alor y G. Alencaster (1978). Secuencia estratigráfica del Cretácico Inferior del Cerro Tuxpan. *Jalisco Bol. Soc. Geol. Mex., Con. Nac., Resúmenes* 39, p. 12.
- Erismann, T. H., (1979). Mechanisms of large ladslides, *Rock Mech.*, 12, 15-46,

- Ferrari, L.R.E., J., Aguirre-Díaz, G., Venegas-Salgado, S. (1997). Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt. In Aguirre-Díaz, G., Aranda Gómez, J., Carrasco-Núñez, G. (Eds.) *Magmatism and Tectonics in Central and Northwestern Mexico - a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursion*. Instituto de Geología, UNAM (reporte): 85-129.
- Francis, P. and Self, S., (1987). Collapsing volcanoes. *Scientific American*, v. 256, No. 6, p. 90-97.
- Francis, P. W., Gardeweg, M., Ramírez, C. F. and Rothery, D. A., (1985). Catastrophic debris avalanche deposit of Socoma Volcano, Northern Chile. *Geology*, v. 13, p. 600-603.
- Francis, P. W., and Wells, G. L., (1988). Landsat thematic mapper observation of debris avalanche deposits in Central Andes: *Bulletin of Volcanology*, v. 50, p. 258-278.
- Garduño, V.H., Saucedo, R.J., Gavilanes, J.C., Cortes, A., Navarro, C., (1996). La Falla Tamazula, límite suroriental del bloque Jalisco: Universidad de Colima, 5ª Reunión Internacional Volcán de Colima, Col., 2 p (resumen) (en formato electrónico).
- Garduño, V.H., Saucedo, R., Jiménez, S., Gavilanes, J.C., Cortes, A. y Uribe, R.M. (1998). La Falla Tamazula, límite suroriental del bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15: 132-144.
- Garduño, V.H. and Israde, I. (1998). Michoacán Lake District: Cuatzeo and Yurira lacustrine Basins, Los Azufres caldera and Valle de Santiago volcanic field. AMQUA 98 15TH Bienial Meeting of the American Quaternary Association. Puerto Vallarta, México 5th-7th of September, 1998.
- Garduño, V.H., and Tibaldi, A. (1991). Kinematic evolution of the continental active triple junction of the Western Mexican Volcanic Belt. *C R Acad sci Paris, Série II*, pp 135-142.
- García-Palomo, A., (1998). Evolución estructural en las inmediaciones del volcán Nevado de Toluca, Edo. de México.
- Gastil, R.G.K., D. Jansky, W.A. (1978). Reconnaissance geology of west-Central Nayarit, México. *Geological Society of America Bulletin*, map chart series Mc-24:1-8.
- Gastil, R. G., Krummenacher D., and Minch, J., (1979). The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90: 839-857.
- Gastil, R.G., (1983). Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 159: 265-275.
- Glicken, H., (1982). Criteria for identification of large volcanic debris avalanches (abstr.). *EOS, Trans, Am. Geophys. Union*, 63: 1141.
- 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 avalanche: Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 45, p. 99-106.
- Glicken, H., (1996). Rockslide avalanche of May 18, 1980, Mount St, Helens Volcano, Washington, U. S. Department of the Interior, USGS: Open File Report 96-677, 88p.
- Gorshkkov, C. S., (1959). Gigantic eruption of the Volcano Bezymiany. *Bulletin of Volcanology*, v. 20: 77-109.
- Gorshkov, C. S., (1962). On the classification and terminology of Pelée and Katmai type eruption: *Bulletin of Volcanology*, v. 24, p. 155-165.
- Howard, K. A., (1973). Avalanche mode of motion; Implications from lunar examples: *Science*, v. 180, p. 1052-1055.
- Grajales, J.M., and Infanson, M., (1983). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco. Proyecto C-1160, Instituto Mexicano del Petróleo, México D.F.
- Hooper, D. M., (1995). Computer-simulation model of scoria cone degradation in the Colima and Michocán-Guanajuato volcanic field, México. *Geofísica Internacional*, 34 No 3: 321-340.
- Hü K. J., (1975). Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 129-140.
- Inman, D. L., (1952). Measures of describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.* 22, 125-145. 5.6.
- Jhonson, A. M., (1970). *Physical Processes in Geology*. New York Freeman, W.H., p. 557.
- Jiménez, J., Reyes, G., Espíndola, J., (1995). The July 1994 episode of seismic activity at Colima Volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64, p. 321-326.
- Kellerhals, R. and Bray, D. I., (1971). Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of Hydraulics Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, p. 1165-1180.
- Komorowski, J-C., Navarro, C., Cortés, A., and Siebe, C., (1994a). The unique tendency for recurrent collapse of Colima volcanoes (México): the challenge of reconciling geologic evidence with ¹⁴C chronology-implications for hazard assessment International meeting on Volcano Instability on Earth and other Planets. Geological Society of London, May 16-17, 1994. London.
- Komorowski, J.C., Cortés, A., Navarro C., Saucedo, R., Ramírez Ruiz, J-J., Gavilanes, J-C., Reyes, G., and Siebe, C. (1995). Colima Decade Volcano project: advances and strategies, Volcanoes in Town, an IAVCEI Conference on volcanic Hazard in densely populated regions, Rome, September 27-30 1995., Extended Abstracts, *Periodico di Mineralogia* 64:39-41.
- Komorowski, J-C., Navarro, C., Cortés, A., and Siebe, C., (1994b). The repetitive collapsing nature of Colima volcanoes (México), in Problems related to the distinction of multiple deposits and interpretation of ¹⁴C ages with implications for future hazards , Colima, México, p. 12-18.

- Komorowski, J-C., Navarro, C., Cortés, A., Saucedo, R., and Gavilanes, J-C., (1997). The Colima Complex: Quaternary multiple debris avalanche deposits, historical pyroclastic sequences (pre-913, 1991 and 1994). Excursion guidebook, 1-38 IAVCEI 1997 especial publication.
- Lange, R., Carmichael, I.S., (1991). Apotassic volcanic front in western México: Lamprophyric and related lavas of San Sebastian. Geological society of America Bulletin, 103: 928 - 940.
- Lucchitta, B. K. (1978). A large landslide on Mars: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1601-1609.
- Lucchitta, B. K. (1979). Landslides in valles marineris. J. Geophys. Res., 84: 8097-8113.
- Luhr, J.F., and Carmichael, I.S.E., (1981). Colima: history and cyclicality of eruptions. Volcano New 7: p. 1-3.
- Luhr, J.F., and Carmichael, I.S.E., (1982). The Colima Volcanic Complex, México. II. Late Quaternary cinder cones. Contrib Mineral. Petrol. 76: 127-147.
- Luhr, J.F., and Prestegard, K. L., (1988). Caldera formation at Volcán de Colima, México, by large Holocene volcanic debris avalanche: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 35, p. 335-348.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., and Charnicheal, I.S.E., (1985). Active rifting in Southwest Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridgejump: Geology, v. 13, No. 1. p. 54-57.
- Luhr, J. F., and Charnicheal, I.S.E., (1990). Geology of Volcán de Colima Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Boletín 107. México DF. 1-101 + plate.
- Macías, J.L., Capaccioni, B., Giannini, L., Martín, M., Rodríguez -Elizarrarás, S., (1993). Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, México constrains on their genesis and evolution. Geofísica Internacional, 32, No 4: 575-589.
- Martín Del Pozzo, A. L., Romero, V. H. Ruiz - Kitcher. R.E., (1987). Los flujos piroclásticos del Volcán de Colima. México, Geof. Int., v. 26-2: 291-307.
- Martín Del Pozzo, A. L., Sheridan, M.F. and Barrera, D., Hubp, J.L., Vázquez, L. (1995). Potential hazard from Colima volcano, México. Geofísica Internacional, 34, no 4:363-376.
- Martín Del Pozzo, A. L., Sheridan, M.F. and Barrera, D., Hubp, J.L., Vázquez, L. (1995b). Mapa de peligros, Volcán de Colima. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.
- Martín Del Pozzo, A.L., Lugo-Hubp, J. Vázquez-Selem, I., (1990). Multiple debris avalanche events in Colima, México. EOS Transactions, American Geophysical Union. October 23 1990, 71-43: 1720.
- Medina, F., (1983). Analysis of the eruptive history of the Volcán Colima, México (156-1980). Geofísica Internacional, 22-2: 157-178.
- Medina, F., y Espíndola, J.M., (1994). Aspectos históricos de la Vulcanología en México: Científicos Mexicanos del Siglo XIX, Pioneros en el Estudio

- de Modelos Físicos Para Explicar el Comportamiento Volcánico. *Geotermia, Rev. Mex. De Geoenergía*. Vol. 10, No. 3, pp. 65-74.
- Medina-Martínez, F., Espíndola, J.M., De la Fuente, Mauricio y Mena, M., (1996). A gravity model of the Colima region: *Geofísica Internacional (México)*, v. 35 No. 4 p. 409-414.
- McEwen, A.S., and MALIN, M., (1989). Dynamics of Mount St. Helens' 1980 pyroclastic flows, rockslide-avalanche, lahars, and blast. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 37, p. 205-231.
- Melosh, H.J., (1979). Acoustic fluidization: a new geologic process? *Journal of Geophysic Research*, v. 84, p. 7513-7520.
- Mimura, K., Kawachi, S., Fujimoto, U., Taneichi, M., Hyuga, T., Ichikawa, S. and Koizumi, M., (1982). Debris avalanche hills and their natural remanent magnetization—Nirasaki debris avalanche, central Japan. *J. Geol. Soc. Jpn.*, 88:653-663 (JwE) [60].
- Mora, J.C., Macías, J.L., Saucedo, R., Orlando, A., Manetti, P., Vaselli, O., (2001). Petrology and geochemistry of the 1998-1999 products of Volcan de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (en prensa).
- 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.
- Mooser, F., (1961). Los volcanes de Colima. *Instituto de Geología, UNAM; Bol. No 61: 49-71.*
- Nakamura, K., (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research Res.*, 2: 1-16.
- Naranjo J. L., Sigurdsson H., Carey S. N., Fritz W. (1986). Eruption of the Nevado del Ruiz Colombia, on 13 November 1985: tephra Fall and Lahars. Reports, Facultad de Geología y Minas Universidad de Caldas, Manizales, Caldas, Colombia.
- Navarro, C., Komorowski, J-C., Cortés, A., (1994). Depósitos de avalanchas de escombros en el Complejo Volcánico de Colima: evidencias geológicas y edades ^{14}C para múltiples eventos. Nuevas preguntas a previas interpretaciones, un problema aún no resuelto. Universidad de Colima, Cuarta Reunión Internacional Volcán de Colima-Volcán de Colima: A decade Volcano Workshop, Colima, January 24-28 1994. 49-50.
- Núñez-Cornú F. Nava A.F., De La Cruz-Reyna S. Jiménez Z., Valencia C. García-Arthur R. (1994). Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, México. *Bull. Volcanol.* 56: 228-237.
- Núñez-Cornú, F., and Mora-Sánchez., (1999). Stress Field Estimations for Colima Volcano, México, Based on Seismic Data. *Bull. Volcanol.* 60. 568-580.
- 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: Sedimentation in Volcanic Settings,

- SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 45, p. 89-98.
- Pantoja-Alor, Jerjes., Estrada-Barraza, S., Alencaster, G. (1978). Estratigrafía del Cretácico Inferior, de la Mina El Encino, Municipio de Pihuamo, Jal. Soc. Geol. Méx., Bol. XXXIX, No. I, IV Convención Nacional, Resúmenes, pp 29.
- Pantoja-Alor, Jerjes, y Estrada-Barraza Samuel, (1986). Estratigrafía de los alrededores de la Mina de fierro El Encino. Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. v. 47, p. 1-15.
- Postma, G., Nemec, W., and Kleinspehn, K. L., (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, v. 58, p. 47-61.
- Pulgarín, (2000). Depósitos masivos del Pleistoceno Tardío asociados al colapso del flanco sur del Volcán Nevado del Huila, Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México. 135 p.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., y Renne, P.R., (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 612-626.
- Robin and Boudal (1987). A gigantic Bezymianny-Type event at the Beginning of Modern Volcán Popocatepetl. *Journal of Geology and Geothermal Research*, v. 31, p. 115-130.
- Robin, C., Camus, G., Gourgaud A. (1991). Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (México). *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* V. 45. 209-225.
- Rodriguez-Elizarrarás, S.R., Siebe, C., Komorowski, J.C., Espíndola, J.M. and Saucedo, R. (1991). Field observation of pristine block-ans-ash-flow deposits emplaced april 16-17, 1991 at Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48:399-412.
- Rodriguez-Elizarrarás, S.R., Siebe, C., Komorowski, J.C., and Espíndola, J.M., (1995). Consideraciones preliminares sobre riesgo en el Volcán de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 1: 47-51.
- Salazar, S. M., (1983). Estratigrafía y Tectónica del área de Manzanillo-Colima-Las Encinas, en el Estado de Colima: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15 Excursiones # 1, p. 4-12.
- Saucedo, R., (1991). Field observation of pristine block-ans-ash-flow deposits emplaced april 16-17, 1991 at Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48:399-412.
- Saucedo, R., Komorowski, J.C., Macías, J.L. Sheridan, M.F., (1997). Modeling of pyroclastic flows generate during the 1913 eruption of Colima Volcano, México. AGU fall Meeting, San Francisco, Eos, Transaction, American Geophysical Union.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., Mora, J.C., Gavilanes, J.C., Cortés, A., (2002). Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999

- eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (en prensa).
- Schaaf, Peter., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solis-Pichardo, G.N., Tolson, Gustavo y Köhler, H., (1995). Paleogene continental margin truncation in southwest México-geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
- 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, p. A1- A74.
- Scott, K. M., Vallance J.W., and Pringle, P. T., (1995). Sedimentology, behavior and hazards of debris flow at Mount Rainier, Washington. U. G. Survey Professional Paper 1547, 56 p.
- Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Slon, R., y Pavlis, T., (1992). A Geophysical investigation of the southern Jalisco Block in the State of Colima, México: *Geofísica Internacional (México)*, v. 31, No. 4. p. 475-492.
- Sharp, R. P., and Nobles, L. H., (1953). Mudflow of 1941 at Wright- wood, Southern California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 64 No, 5 p. 547-560.
- Shreve, R. L., (1968). Leakage and Fluidization in Air- Layer Lubricated Avalanches *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 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., Komorowski, J.C., and 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.
- Siebe, C., Abrams, M., and and Sheridan, M. F., (1993). Major Holocene blocl-and -ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, p. 1-33.
- Siebert, L., (1984). Large volcanic debris avalanche: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22: 163-197.
- Siebert, L., Glicken H., y Ui, T., (1987). Volcanic hazards from Bezymiany - and Bandai type eruptions: *Bulletin of Volcanology*, v. 49, p. 435-459.
- Sloan, R.F., (1989). A geologic and tectonic study of the souther Colima Graben, Colima, Mexico: M.S.Thesis - Univ. of New Orleans, New Orleans, Lousiana, 70 pages.
- Smith, G. A., y Fritz, W, J., (1989) Volcanic influences on terrestrial sedimentation: *Geology*, v. 17, p. 375-376.
- Smith, G.A., (1990). A geologic reconnaissance study of a Middle Cretaceous marine volcanic arc: The stratigraphic evolution and subsequent

- strike-slip fragmentation of the Colima Basin: Symposium on the Tectonics, Geophysics, and Volcanism of México, University of New Orleans, Louisiana.
- Stoopes (1991). Studies of two giant debris - avalanche deposits from the Colima Volcanic Complex, Mexico: A Thesis Presented Partial Fulfillment of the Requirements for the degree Master of Science, Arizona State University p. 2- 132.
- Stoopes and Sheridan (1992). Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implications for long-runout landslides (< 100 km) and hazard assesment. *Geology* 20: 299-302.
- Torphe, R. A., Gibson, I.L., Vizcaino J.S., (1977). Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano. *Nature*. 265: 724-725.
- Ui, T., Kawachi, S. and Neall, V., (1986a). 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.
- Ui, T., (1983). Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 18, p. 135-150.
- Ui, T., and 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.
- Vallance, J. W., and Scott, K., (1997). The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implication of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 143-163.
- Vallance, J. V., Siebert, L., Rose, W, I., Girón, J. R., Banks, N. G., (1995). Edifice collapse and related hazard in Guatemala : *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , v. 66, p. 337-355.
- Van Bemmelen, R. B., (1949). *The Geology of Indonesia*: Government Printing Office, The Hague, The Netherlands, IA :732 pp.
- Varnes, D. J., (1978). Slope movement Types and processes. In: Schuster R.L. and Krizek, R. J., eds. *Landslides - analysis and Control*. National Academy of Sciences, Washington, D. C. U.S. Transportation Research Board Special Report 176, p. 11-35.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J., y Douglass, P.M., (1981). Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: P. W. Lipman and Mullineaux, eds. *The 1980 eruptions of Mount St. Helens Washington*. U.S. Geological Survey professional paper. v.1250, p. 347-377.
- Wadge, G., Francis, P. W., Ramirez, C. F., (1995). The Socompa collapse and avalanche event: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 309-336.
- Waitz, P., (1915). El estado actual de los volcanes de México y la última erupción del Volcán de Colima (1913). *Revista Volcanológica*; 259-268.
- Waitz, P., (1935). Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima *Memorias de la Soc. Antonio Alzate*, tomo, 53: 349-383.

Waitz, P., (1915). Der Gergewartige Zustand der Mexikanischen Vulkane und dieLetzte Eruption des vulkans von colima. Z. Vulkanol., 1:247.

Waitz, P., Le Volcán de Colima. 10th Internacional Geological Congress. Field Trip Guide. Chap.13. p. 27, (1906)