

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

~~03060~~
03060
6

INSTITUTO DE GEOFISICA
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



DEPOSITOS MASIVOS DEL PLEISTOCENO TARDIO
ASOCIADOS AL COLAPSO DEL FLANCO SUR DEL
VOLCAN NEVADO DEL HUILA (COLOMBIA)

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
(SISMOLOGIA Y VULCANOLOGIA)

P R E S E N T A

BERNARDO ALONSO PULGARIN ALZATE

280916

CIUDAD DE MEXICO, JUNIO DEL 2000



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.

Con todo mi amor
A mi adorada hija Laura Isabel

AGRADECIMIENTOS

De la manera más sincera, quiero agradecer a las siguientes instituciones y personas que tuvieron inferencia en la realización del presente estudio, ya sea en el aspecto profesional, económico o personal:

Al INGEOMINAS (Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química, de Colombia), entidad en la que laboro desde 1988, por haberme otorgado la comisión de estudios a México, mediante la cual he podido obtener este grado académico.

A la OEA (Organización de Estados Americanos) por brindarme el apoyo económico para mi sustento en la ciudad de México, mediante la beca OEA-PRA F56967. En esta Institución, agradezco especialmente a Olivia Sánchez su colaboración en todas las diligencias necesarias ante esta organización.

A mi tutor, Dr. José Luis Macías, por brindarme su apoyo, asesoría y calidad humana y por haberme ayudado económicamente al inicio de mi estadía en la UNAM, mediante una beca del proyecto DGAPA/DGEP IN102297, a cargo del Dr. Juan Manuel Espíndola, a quien agradezco también su apoyo.

Al IPGH (Instituto Panamericano de Geografía e Historia, mediante el proyecto No.3.4.2.37 titulado "Flujos gigantes de lodo derivados de avalanchas de escombros: los casos del Volcán Nevado del Huila, Colombia y Volcán de Colima, México", a través del cual fue posible realizar viajes entre Colombia y México, con mi tutor, para realizar trabajos de campo.

A Lucía Capra y a Luigi Solari por su amable hospitalidad en los primeros días de mi estancia en México. Profesionalmente también agradezco a Lucía por su constante apoyo con comentarios y discusiones acerca del tema de las avalanchas y flujos de escombros y por la esmerada revisión de esta tesis.

Al Dr. Kevin Scott, del Servicio Geológico de Los Estados Unidos, por su interés en este estudio y por sus comentarios, vía correo electrónico, acerca de este trabajo y por ese amigable ánimo que sabe transmitir. También le agradezco haberme permitido usar información de sus trabajos que están próximos a publicarse.

A la UNAM, por haberme brindado mi formación a este nivel académico y en ella agradezco a mis profesores durante la maestría y a algunas personas encargadas de secciones especiales, como lo son el licenciado Arturo Méndez, por su incansable trabajo y oportuna ayuda a todos quienes hemos necesitado su apoyo en la biblioteca de Geofísica; a los químicos Margarita Reyes y Rufino Lozano, por su colaboración en los análisis de Difracción de Rayos X y de microscopio electrónico, respectivamente; a Ricardo Becerril, en la sección de cómputo de Geofísica, por su comedida ayuda siempre que fue necesaria. En la coordinación del Posgrado, quiero agradecer también al Dr. Oscar Campos y en la secretaría a Norma Bravo y a Araceli Chamán por su amabilidad, asesoría y colaboración en todas las diligencias que fueron necesarias ante el posgrado.

A mis compañeros y amigos de vulcanología de la UNAM, Karina, Lilia, Ester, Paty, Bety, Teresa, Renato, Gabriel, José Luis, los dos Ricardos, Beto, Charly, Abel, Armando, Nacho y Noé, por todos los momentos compartidos y por su apoyo tanto profesional como moral, durante toda la maestría.

A mis compañeros de oficina en INGEOMINAS de Popayán: Adriana (mi esposa), Fabiola, Marta, Juan Carlos, Patricia, Héctor, Guido, Carlos Eduardo y Jaime, por su apoyo en la consecución y envío de información en los momentos requeridos, así como por muchas diligencias personales que adelantaron en mi nombre, para cubrir trámites legales en Colombia. También en mi oficina, agradezco a mis valientes e infatigables compañeros de campo, Teodardo, Carlos y Arley, con quienes he enfrentado las dificultades físicas y climatológicas que nos ofrece el Huila, pero con ellos también he disfrutado de los maravillosos paisajes que nos muestra en sus alturas.

A los sinodales y evaluadores de mi trabajo de tesis, Drs. José Luis Macías, Claus Siebe, José Lugo Hubp, Gerardo Carrasco y Víctor Hugo Garduño, por sus valiosas revisiones, que ayudaron a mejorar la calidad de este estudio.

A mis padres y a mis hermanos, que siempre me apoyan moralmente, gracias por su amor y por su apreciada confianza en mi.

A mis compatriotas compañeros de habitación en México: Óscar Raúl, Cristina y Jaqueline, con quienes realmente pude vivir en “hogar”. Gracias por todos los momentos alegres y de sacrificio, que tuvimos oportunidad de compartir, al calor de nuestro hogar.

Por último, pero más importante, quiero agradecer a mi hija Laura Isabel y a mi esposa Adriana, por su apoyo y por aceptar comprensivamente mi ausencia física mas no sentimental, del núcleo familiar durante todo el tiempo de estudio en México. Espero que la vida nos compense ese tiempo.

CONTENIDO

Figuras.....	vii
Tablas	x
RESUMEN.....	xi
ABSTRACT.....	xiii
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 AVALANCHAS DE ESCOMBROS :CARACTERÍSTICAS GENERALES	1
1.2 AVALANCHAS DE ESCOMBROS: CONSIDERACIONES DINÁMICAS	5
1.3 FLUJOS DE ESCOMBROS: CARACTERÍSTICAS GENERALES Y CONSIDERACIONES DINÁMICAS	8
1.4 ALCANCE E IMPORTANCIA DEL ESTUDIO	12
1.5 METODOLOGÍA.....	15
2. GENERALIDADES SOBRE EL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DEL HUILA (CVNH).....	19
2.1 LOCALIZACIÓN.....	19
2.2 MORFOLOGÍA.....	21
2.3 MARCO GEOLÓGICO-EVOLUTIVO.....	23
2.3.1 Ubicación Tectónica.....	23
2.3.2 Geología del Basamento	26
2.3.3 Edad.....	29
2.3.4 Marco Evolutivo.....	29
2.3.4.1 Primera Etapa	29
2.3.4.2 Segunda Etapa	30
2.3.5 Tectónica local	30
2.3.6 Vigilancia Volcánica.....	33
3. DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS DEL CVNH Y FLUJO DE ESCOMBROS DEL RÍO PÁEZ.....	36
3.1 ANTECEDENTES	36
3.2 UBICACIÓN Y GEOMETRÍA.....	37
3.3 ÁREA FUENTE	37
3.4 DESCRIPCIÓN.....	39
3.4.1 Depósito de Avalancha de Escombros (DAE)	40
3.4.1.1 Zona de Montículos (0 – 6.0 km).....	40
3.4.1.2 Zona de Lóbulos (6.0 – 8.0km)	49
3.4.1.3 Zona de Terraza (8.0 – 11.4 km)	54
3.4.2 Depósito de Flujo de Escombros del Río Páez (DFERP).....	56
3.4.2.1 Zona de Canal Estrecho (0 - 54 km)	58
3.4.2.2 Zona de Canal Amplio (0 - 67 km).....	59
3.5 POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA Y EDAD	61
3.5.1 Depósito de Avalancha de escombros (DAE)	61

3.5.2 Depósito de Flujo de Escombros del Río Páez (DFERP).....	69
3.6 COMPONENTES.....	71
4. COMPOSICIÓN Y ANÁLISIS DE LA MATRIZ DE LOS DEPÓSITOS.....	73
5. SEDIMENTOLOGÍA	79
5.1 DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS (DAE) Y FLUJOS DE ESCOMBROS (DFE) ASOCIADOS.....	79
5.2 DEPÓSITO DE FLUJO DE ESCOMBROS DEL RÍO PÁEZ (DFERP)	87
6. PARÁMETROS CINEMÁTICOS.....	99
6.1 RELACIÓN H/L.....	99
6.1.1 Depósito de Avalancha de Escombros (DAE)	99
6.1.2 Depósito de Flujo de Escombros del Río Páez (DFERP).....	100
6.2 VELOCIDADES DE FLUJO	102
6.2.1 Avalancha de Escombros	102
6.2.2 Flujo de Escombros del Río Páez	106
7. ORIGEN DE EVENTOS Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO: DISCUSIÓN.....	108
8. AMENAZA VOLCÁNICA: FLUJOS DE ESCOMBROS EN EL RÍO PÁEZ.....	120
9. CONCLUSIONES	126
10. BIBLIOGRAFÍA	128

FIGURAS

	Pág.
1. Esquema de la morfología del sitio de origen de una avalancha de escombros y su depósito.	4
2. Esquema de los parámetros medidos para el cálculo del coeficiente de Heim (H/L).	5
3. Diagrama que muestra las etapas de formación de un flujo de escombros o lahar cohesivo, donde la masa colapsada está compuesta de cantidades similares de roca dura, coherente y material débil, fácilmente desagregable.	10
4. Esquema que muestra las relaciones genéticas de fenómenos volcánicos y la generación de avalanchas de escombros, flujos de escombros y flujos hiperconcentrados.	13
5. Localización del área de estudio.	20
6. Vista hacia el NE de la parte alta del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH).	21
7. Mapa topográfico y límite del casquete glaciario del CVNH, con los nombres de las lenguas glaciares.	22
8. Ubicación tectónica del Bloque Andino (en Colombia) y sus principales sistemas de fallas.	24
9. Localización de los principales grupos de volcanes activos de Colombia.	25
10. Mapa geológico generalizado del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH).	27
11. Columna estratigráfica generalizada del Pico Central del CVNH, Edificio Actual (segunda etapa). Las edades relativas están basadas en la morfología. La avalancha es previa a esta secuencia.	31
12. Vista desde el S de los domos del Pico S del CVNH. El que está en primer plano tiene cerca de 200 m de altura. a) Toma desde 4,400 msnm y b) Toma desde 2,500 msnm.	32
13. Mapa de localización del DAE y del DFERP, el cual forma porciones de terraza, a lo largo del río Páez.	38
14. Imagen Landsat TM del CVNH y sus alrededores, donde se muestra el límite del DAE y sus zonas morfológicas.	41
15. Esquema del DAE y sus zonas morfológicas. La parte faltante sobre el río Páez, ha sido erosionada.	42
16. Perfil longitudinal compuesto $H_0 - H_9$ del CVNH a través de su cima y de la extensión del DAE. Obsérvense las diferentes morfologías (ver ubicación del perfil en Figura 10).	43
17. Perfil CC', en dirección WSW-ESE, a través de la parte próxima del DAE. Obsérvense la planicie de sedimentos lacustres (ver ubicación del perfil en Figura 10).	44
18. Secuencia de sedimentos lacustres (4 m de espesor sobre el DAE, en la planicie de la parte próxima E.	44
19. Parte más próxima de la planicie aluvial del E, donde sobresalen algunas cimas de montículos.	45
20. Montículos en la dirección del flujo con alturas hasta de 150 m. Al fondo la parte S del CVNH.	46
21. Lavas con patrón de fracturamiento irregular, en la zona de montículos. Su	

discriminación entre lava "in situ" y megaclasto es dudosa.	46
22. Megaclasto interestratificado con más de 50 m de espesor en la estación 24. Los Estratos son de lavas y depósitos fragmentarios.	47
23. Megaclastos de lava de 5 y 7 m de diámetro, (a) y (b), respectivamente. Ambos presentan estructura en rompecabezas. Quebrada Quindao, zona de montículos.	48
24. Montículo de la parte próxima con más de 100 m de alto, en la estación 95. Obsérvense los DFE asociados que suprayacen al núcleo del montículo (NM).	50
25. Secuencia de DFE asociados localizados al inicio del cañón de la quebrada Quindao. Parte próxima E, estación 94.	50
26. Perfil EE', en dirección de NW-SE, a través de la parte media del DAE, que corresponde con el estrechamiento topográfico causado por el intrusivo granítico, en la zona de lóbulos (ver ubicación del perfil en Figura 10).	51
27. Zona de lóbulos (resaltados). Vista general desde su parte alta (montículo) hacia el sentido del flujo. Al fondo, la Mesas de Caloto (a). Detalle de los lóbulos (b). Sus alturas son < 50 m.	52
28. Megaclasto de 10 m de alto por 35 m de largo en la zona de lóbulos (estación 99), soportado por matriz interclastos. Nótese las fracturas del megaclasto, que semejan fallas listricas.	53
29. Secuencia de sedimentos fluvio-lacustres (SFL) y de DFE en la quebrada Yusayú (estación 105). Los SFL subyacen al DFE.	53
30. Sedimentos aluviales finos, plegados y fallados, que subyacen al DAE, en la quebrada Yusayú (estación 105).	55
31. Lente aluvial estratificado (< grava fina), de 15 m de largo y 0.40 m de espesor máximo, entre las dos unidades de terraza, en la Mesa de Caloto (estación 108-109).	55
32. Detalle del DFERP. Los clastos están completamente soportados por la matriz Areno-limosa endurecida. La escala es 1 m. Vereda El Cristo (estación 115).	57
33. Clastos alineados (ver flechas) en la parte media-baja del DFERP. Vereda El Jetzen (estación 126).	57
34. Porción de la terraza, en la Mesa de Ricaurte. El espesor del DFERP es de 120 m. Zona de canal estrecho.	58
35. DFERP sobre depósitos fluviales horizontales. El espesor es de 70 m. (estación 66). Zona de canal amplio.	60
36. Planicies extensas localizadas después de la confluencia de los ríos Páez y La Plata. Zona de canal amplio. La flecha indica una porción del DFERP.	60
37. Esquema estratigráfico del talud E de la quebrada Yusayú (estación 105). Obsérvese la interestratificación de depósitos fluvio-lacustres y los DFE asociados.	62
38. Columna estratigráfica de la quebrada El Cementerio (estación 111), al S de Irlanda. La columna se encuentra estratigráficamente por encima del DAE.	64
39. Columna estratigráfica de la Mesa de Caloto (estación 108 - 109). Obsérvese el lente aluvial que separa las dos unidades de flujos de escombros en la zona de terraza.	65
40. Secuencia aluvial de capas de clastos en una matriz arenosa (estación 111), con espesor de 15 m. Las capas se intercalan en coloraciones grises y rojizas (confluencia quebrada El Cementerio y río Páez).	67
41. Columnas estratigráficas y correlación de los depósitos, en los sectores de las quebradas Yusayú y El Cementerio y de la Mesa de Caloto. Sus descripciones están en las Figuras 37, 38 y 39, respectivamente.	68

42. DFE aterrizados que han rellenado el canal erosionado del DFERP (terrazza más alta).Sitio al N de Tóez.	70
43. Depósitos de derrubios que suprayacen al DFERP en la estación 53, al S de Guadualejo. Zona de canal estrecho.	70
44. Microfotografías de la matriz de los depósitos.	75
45. Histogramas (% peso) de la granulometría del DAE del CVNH (a) y de algunos DFE asociados (b).	80
46. Diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría del DAE del CVNH (a) y de algunos DFE asociados (b).	82
47. Diagramas de tendencias granulométricas y de los parámetros estadísticos del DAE del CVNH.	85
48. Histogramas (% peso) de la granulometría DFERP.	88
49. Diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría DFERP.	90
50. Diagramas de tendencias granulométricas y de los parámetros estadísticos del DFERP.	94
51. Esquema del cambio de gradación normal a inversa del flujo de escombros del río Páez. Nótese la disminución de la velocidad después de la curva y la entrada del flujo por el valle del río Ullucos.	96
52. Diagrama triangular (grava-arena-lodo) para la clasificación granulométrica de los depósitos estudiados. Obsérvese la tendencia de cada uno de ellos.	97
53. Diagrama triangular (arena-limo-arcilla) para la clasificación granulométrica de la matriz de los depósitos estudiados. Obsérvese la tendencia de cada uno de ellos.	97
54. Diagrama H/L (coeficiente de Heim) contra V (volumen) para avalanchas de escombros y flujos de escombros, presentado por Vallance y Scott (1997), en el que se ubican también el DAE del CVNH y el DFERP.	101
55. Diagrama A (área) contra V (volumen) para avalanchas de escombros y flujos de escombros, presentado por Scott y Vallance (1997), en el que se ubican también los datos de Capra (2000) y los del DAE del CVNH y del DFERP. La diagonal representa una aproximación de la relación entre el volumen (V) y el área (A) de los flujos de escombros cohesivos.	101
56. Perfil longitudinal compuesto $H_0 - H_9$, sobre el CVNH y el DAE, donde se muestran los 10 segmentos en que se dividió el depósito para calcular las velocidades de la avalancha (ver ubicación del perfil en Figura 10).	104
57. Sitio de represamiento sobre el valle del río Páez. Parte final de la zona de terraza del DAE. Nótese la convexidad del depósito hacia arriba.	117
58. Esquema del mecanismo de acreción gradual normal en flujos de escombros cohesivos, desde el tiempo inicial (t_i) hasta el tiempo final (t_f).	111
59. Esquema comparativo entre las áreas transversales de los depósitos de flujos de escombros en el río Páez. Izquierda: DFERP (46,000 a 200,000 años A.P.) (este estudio). Derecha: DFE ocurrido en 1994 por causa del sismo de Páez del 6-6-94 (tomado de Scott et al., en prensa). Las distancias son tomadas desde el sitio del epicentro del sismo de Páez.	123
60. Magnitudes del flujo de escombros de 1994, el cual afectó la parte baja de la población de Belalcázar (a 24 km del epicentro del sismo de Páez de 1994) y del flujo de escombros del río Páez (46,000 a 200,000 años A.P., señalado con flechas). El pueblo está construido sobre otras terrazas emplazadas en el canal erosionado sobre el DFERP. La zona punteada es el límite de la inundación del flujo de 1994.	124

TABLAS

	Pág.
1. Resumen de la sismicidad del CVNH, entre 1995 y 1999.	34
2. Fechamientos ^{14}C de depósitos que suprayacen al DAE del CVNH.	63
3. Variedad de tipos de roca que se encuentran en los afloramientos del DAE y del DFERP y su relación con la distancia desde cada origen y con el basamento.	72
4. Análisis químicos por DRX, de algunas muestras de los depósitos estudiados.	76
5. Contenidos de las fracciones grava, arena, limo y arcilla, del DAE del CVNH y de algunos DFE asociados a la avalancha.	81
6. Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DAE del CVNH y de algunos DFE asociados a la avalancha.	83
7. Distribución de las fracciones de la matriz y variación de los parámetros estadístico de la granulometría del DAE del CVNH y de algunos DFE asociados (variación con respecto a la posición longitudinal y vertical de las muestras).	84
8. Contenido de las fracciones grava, arena, limo y arcilla del DFERP.	89
9. Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DFERP.	91
10. Distribución de las fracciones de la matriz y variación de los parámetros estadísticos de la granulometría del DFERP, con respecto a la posición longitudinal y vertical de las muestras.	92
11. Parámetros cinemáticos de la avalancha de escombros del CVNH, calculados para segmentos de diferente pendiente (basado en Eppler y otros, 1987).	105
12. Velocidades alcanzadas por el flujo de escombros del río Páez (basado en Beget y Limke, 1988).	107

RESUMEN

El Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), con 5,364 msnm, está situado en el SW colombiano y consta de 4 centros eruptivos principales, llamados Picos Norte, La Cresta, Central y Sur. El flanco S del CVNH colapsó entre hace 46,000 y 200,000 años, originando una gran avalancha de escombros que viajó 14 km hacia el S hasta el río Páez bloqueando el cauce del mismo. Se estima que el flujo alcanzó velocidades hasta de 130 m/s a 7.5 km del origen y de 50 m/s, al llegar al río Páez, antes de detenerse contra la pared granítica W del valle del río Páez, con un tiempo total de recorrido de 3 minutos. El depósito tiene un espesor promedio de 150 m, cubrió una superficie de 36 km² con un volumen aproximado de 5.4 km³ y una relación H/L de 0.17. Por sus características morfológicas la avalancha de escombros se divide en tres zonas, que desde el inicio hasta la parte distal comprende: zona de montículos, zona de lóbulos y zona de terraza, las cuales por su continuidad, reflejan la transformación de la avalancha de escombros en un flujo de escombros.

La ausencia de material juvenil y de depósitos de oleadas piroclásticas asociados al depósito, así como la presencia de minerales arcillosos en el depósito y la ocurrencia del sismo de Páez, el 6-6-94, con epicentro a 10 km al SW del volcán, sugieren que la causa del colapso volcánico fue la debilidad del edificio volcánico (por alteración y fracturamiento) y probablemente fue disparado por actividad sísmica.

La acumulación de estos escombros sobre el valle del río Páez ocasionó su represamiento y originó un lago con un volumen cercano a 0.5 km³, el cual tardó aproximadamente 3 días en rellenarse. El rompimiento de la represa dio origen a un flujo de escombros que avanzó por lo menos 67 km a lo largo del valle del río Páez. El flujo de escombros alcanzó una velocidad mínima de 26 m/s en los primeros 32 km, y luego disminuyó gradualmente en las curvas del valle. El flujo de escombros formó una terraza a lo largo del valle del río Páez, donde cubrió un área cercana a los 82 km², con espesor promedio de 100 m y un volumen aproximado de 4 km³. Morfológicamente se divide en una zona inicial de canal estrecho y otra final, de canal amplio. Los componentes de estos depósitos de avalancha de escombros y flujo de escombros,

consisten principalmente de lavas andesíticas con diferentes texturas y estados de alteración y un contenido < 3% de fragmentos del basamento.

El estudio sedimentológico de los depósitos muestra el predominio de fracciones de grava, para ambos, con valores cercanos o mayores a 50% y modas dominantes localizadas entre las fracciones -6ϕ y -4ϕ . Los parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas, en general muestran valores del tamaño promedio de fragmentos entre -2ϕ y -3ϕ , para el depósito de avalancha y entre 0.1ϕ y -2.5ϕ , para el de flujo de escombros del Páez y en ambos depósitos muy mala clasificación de las partículas y asimetría hacia las fracciones más finas. El contenido de arcilla varía con la distancia recorrida (0.3 a 6.3% en el depósito de avalancha y 0.2 a 11.4% en el depósito de flujo de escombros del río Páez) y en general aumenta en ambos depósitos. Los minerales de arcilla (montmorillonita, caolinita, cristobalita) y las estructuras en rompecabezas encontradas en ambos depósitos tanto a escala macroscópica como microscópica, indican que están genéticamente relacionados y podrían considerarse como un mismo evento que sufrió varias transformaciones a lo largo de su recorrido. El depósito de avalancha se emplazó de manera masiva al inicio pero luego sufrió transformaciones hacia porciones más diluidas y el depósito de flujo de escombros del río Páez, se emplazó mediante un mecanismo de acreción normal controlado por la gravedad en los primeros 32 km (con gradación normal) y luego fue dominado por una depositación selectiva (gradación inversa), en la cual la fuerza boyante de la matriz cohesiva en la parte inferior, mantuvo los clastos mayormente en la porción superior.

Si un evento de esta magnitud ocurriera en el futuro pondría en peligro a más de 400,000 habitantes a lo largo del valle del Páez y parte del valle del río Magdalena, con daños incalculables.

ABSTRACT

The Nevado del Huila Volcanic Complex (5,364 masl) is located at the SW part of Colombia. The summit area includes four main peaks called Norte, La Cresta, Central, and Sur. The southern flank of the complex collapsed between 46,000 and 200,000 years ago, generating a huge debris avalanche that traveled 14 km southwards damming the Paez river valley. The flow reached velocities up to 130 m/s at 7.5 km from the source and 50 m/s at the Paez river valley where it stopped against a granitic wall after 3 minutes of runout. The deposit produced has an average thickness of 150 m, covers an area of 36 km², and has an estimated volume of 5.4 km³ with an H/L ratio of 0.17. The deposit displays three types of distinctive morphologies from proximal to distal areas: hummocks, lobes, and flat terraces. The changing morphology, reflects the transformation of the debris avalanche into a debris flow during flowage.

The collapse originated most likely as a consequence of the weakness of the volcanic edifice (fracturing and weathering of the rocks) and was triggered probably by seismic activity. This hypothesis is consistent with the lack of juvenile material and pyroclastic surge deposits associated to the deposit. The presence of clay minerals in the deposit and the occurrence of the 6-6-94 Paez earthquake, with epicenter located 10 km SW of the volcanic summit also underscore this hypothesis.

The dam formed by the debris avalanche formed a lake < 0.5 km³ in volume, which lasted about 3 days before breakout. The breake of the dam originated a debris flow which flowed downstream at least 67 km along the Paez river. The flow reached a maximum velocity of 26 m/s during the first 32 km and decreased gradually afterwards in bends of the valley. The debris flow formed a circa 100 m thick terrace that covers at least 82 km² and has a minimum volume of 4 km³. Morphologically, the deposit is divided into a proximal narrow channel zone and a distal wide channel zone. The main components of both deposits (debris avalanche and debris flow) are andesitic lava fragments and < 3% basement rocks.

The granulometry for both deposits shows a predominance of gravel (greater than 50%) and modes between -6ϕ and -4ϕ . The granulometric distribution shows average grain size values of between -2ϕ and -3ϕ for the debris avalanche deposit and between -0.1ϕ and -2.5ϕ for the Paez river debris flow deposit. Both deposits are poorly sorted and display skewness curves inclined toward the fine fractions. Clay content varies with the run out distance (0.3 to 6.3% in the debris avalanche deposit and 0.2 to 11.4% in the Paez debris flow deposit) and in general it increases in both deposits

Clay minerals (montmorillonite, kaolinite, cristobalite) and jigsaw fit structures were found macroscopically and microscopically in both deposits indicating that they were genetically related and therefore represent the products of the same event which suffered several transformations. The debris avalanche deposit moved en mass during its early stages and then its dilute portions transformed into a debris flow. The Paez debris flow deposit was emplaced through a normal aggradation mechanism controlled by gravity during the first 32 km (normal grading dominant). Beyond this place, selective settling controlled the sedimentation process in which the buoyant force of the cohesive matrix in the lower portion of the flow kept the clasts atop (reverse grading).

In case of the occurrence of a similar event in the future more than 400,000 inhabitants could be in extreme risk in the Paez basin, where large towns are located along the Paez and Magdalena valleys. The damage and destruction to towns and infrastructure would be enormous.

1. INTRODUCCIÓN

Las avalanchas de escombros son flujos enormes y muy rápidos generados a partir del colapso gravitacional de sectores de edificios volcánicos o no volcánicos. En segundos pueden cambiar la morfología de un lugar y obstruir drenajes. La generación de estas enormes avalanchas puede o no estar acompañada de una erupción volcánica. En ambos casos se trata de eventos cataclísmicos y amenazantes para las áreas pobladas. Esto no sólo por los grandes volúmenes y velocidades que alcanzan estos materiales, sino también porque a partir de ellos se pueden generar flujos de escombros gigantescos que tienen la capacidad de alcanzar volúmenes y velocidades aún mayores que el depósito a partir del cual se originaron.

1.1 AVALANCHAS DE ESCOMBROS: CARACTERÍSTICAS GENERALES

Las avalanchas de escombros son fenómenos altamente catastróficos. Por ello, en los últimos años ha tenido un gran auge el reconocimiento y estudio de este tipo de depósitos (Gorshkov, 1959; Hsü, 1975; Voight et al., 1981; Ui, 1983; Siebert, 1984; Francis et al., 1985; Ui et al., 1986a; Francis y Self, 1987; Crandell, 1988; McEwen et al., 1989; Palmer et al., 1991; Glicken, 1991; Siebe et al., 1992; Wadge et al., 1995; y Glicken, 1996), así como el estudio de los mecanismos de generación, transporte y depositación de estos materiales (Bagnold, 1954; Shreve, 1968; Melosh, 1979; Campbell, 1989; Hsü, 1975; Ui, 1983; Ui et al., 1986a; Naranjo y Francis, 1987; Crandell, 1988; Hayashi y Self, 1992; Straub, 1996; Malyshev, 1998; Scott et al., 1995; Vallance y Scott, 1997, Capra, 2000). Estos estudios han ayudado a comprender sus mecanismos de generación, transporte y depositación y han contribuido así, al diseño de estrategias para mitigar la amenaza volcánica en zonas propensas a este tipo de fenómenos (Siebert et al., 1987; Crandell, 1988; Beget y Kienle, 1992; Iverson et al., 1998).

Las avalanchas de escombros volcánicas son generadas a partir del deslizamiento masivo de un sector de un edificio volcánico, lo cual produce un cráter abierto con forma de herradura. Esta clase de cráter se designa como “caldera de avalancha o cráter roto” (Siebert, 1984) o

“anfiteatro” (Voight et al., 1981) y el depósito resultante es llamado depósito de avalancha de escombros (Siebert, 1984).

La inestabilidad de un edificio volcánico puede depender directamente de la actividad magmática del volcán (avalanchas volcánicas) o de factores exógenos como lluvias abundantes, saturación por fluidos, pendientes altas, procesos de alteración o factores tectónicos regionales (avalanchas no volcánicas). Siebert (1984) propuso una clasificación de las avalanchas de escombros en dos grupos, según el tipo de actividad a partir de la cual se origina el depósito:

Tipo Bezymianny: con componente magmática asociada (con material juvenil), como fueron los casos del Volcán Bezymianny, Kamchatka, en 1956 (Gorshkov, 1959; Bogoyavlenskaya et al., 1985) y del Santa Elena, Estados Unidos, en 1980 (Voight et al., 1981; Glicken, 1996). La actividad premonitora a este tipo de eventos puede consistir en sismicidad, erupciones freáticas o erupciones magmáticas y puede incluir actividad de tipo magmática, posterior al colapso.

Tipo Bandai: a la que sólo se asocia actividad freática (sin material juvenil), como en el caso del Bandai (1888) y del Unzen (1792), ambos en Japón. La actividad premonitora a estos eventos es únicamente sísmica o explosiva y no incluye actividad volcánica asociada después del colapso.

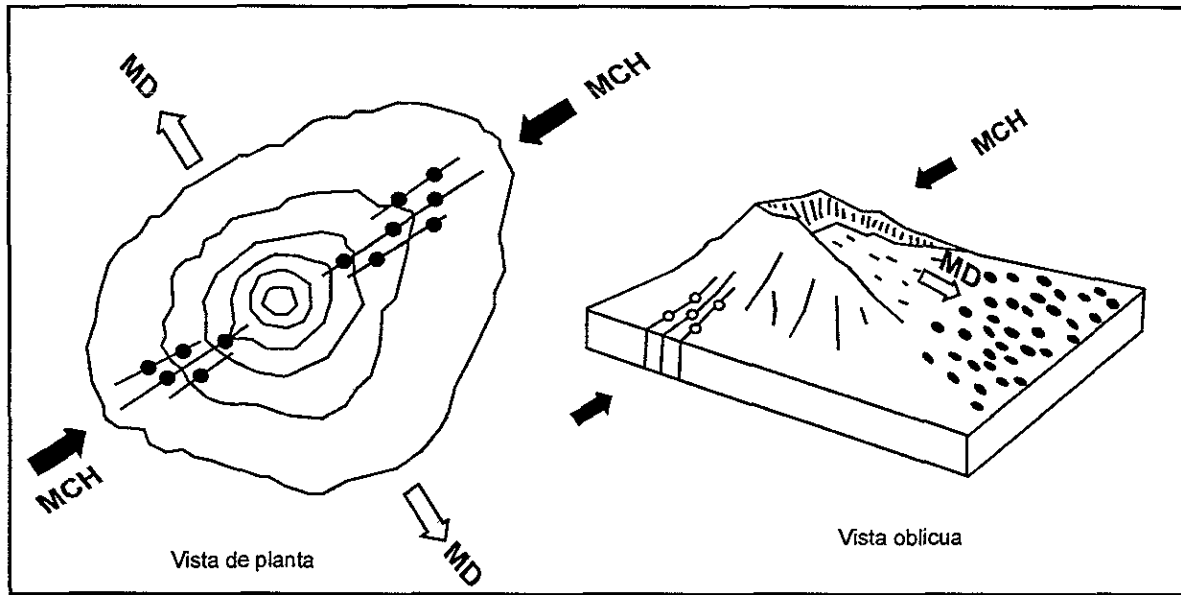
Katayama (1974, en Siebert, op. cit) encontró que en el gran deslizamiento de 1792 en la península de Shimabara (Monte Mae Yama, Unzen, Japón) no hubo actividad explosiva asociada a este evento de avalancha, el cual produjo un tsunami, que causó la pérdida de 14,524 vidas humanas. Por lo tanto, aunque Siebert (1984) considera la avalancha del Unzen como de tipo Bandai, se establece un tercer tipo de mecanismo de generación de avalanchas de escombros como “tipo Unzen” (Ui, 1985; Siebert et al., 1987), en el cual la debilidad del flanco volcánico se da por actividad sísmica, sin tener actividad explosiva previa o posterior al colapso.

Entre los factores que pueden disparar el colapso parcial de un edificio volcánico, Siebert (1984) destaca los siguientes: reacomodamiento lento de material sobre el basamento regional, movimientos gravitacionales rápidos disparados por sismos o por explosiones, pendientes pronunciadas, disminución de la resistencia debido a alteración hidrotermal, dilatación debida a la intrusión de un cuerpo de magma, sobrecarga en estratos de piroclastos débiles o alterados hidrotermalmente, aumento de la presión de poros debido a saturación por agua y gases, cicatrices de colapsos previos y migración del vulcanismo en el sentido del eje del sector colapsado.

La generación de avalanchas de escombros puede estar influenciada por esfuerzos locales y regionales de manera que éstas y sus depósitos se localizan preferencialmente en la dirección perpendicular a la máxima compresión horizontal, que generalmente coincide con la orientación de diques radiales y conos parásitos, emplazados a través de fallas importantes sobre el edificio volcánico (Figura 1). Ui et al. (1986b), en un estudio de avalanchas de escombros del Japón, encontraron que esta relación no se cumple para los esfuerzos tectónicos regionales, sino para esfuerzos locales y temporales dentro de los edificios volcánicos, como podrían los generados por la inestabilidad de las paredes del volcán, el peso de la montaña volcánica o por la intrusión de cuerpos magmáticos (diques o cámaras magmáticas) .

Los depósitos de avalanchas de escombros son pobremente clasificados y compuestos principalmente por material lítico del volcán (Siebert et al., 1987). Estos depósitos pueden contener bloques gigantes del edificio volcánico (hasta del orden de centenas de metros de diámetro), llamados bloques toreva (Reiche, 1937; Wadge et al., 1995) que fueron transportados casi en la misma posición en la que estaban en el edificio. Estos et al. bloques de menor tamaño son también denominados megaclastos (Ui, 1983, Palmer et al., 1991), bloques de avalancha de escombros o bloques de escombros (Glicken, 1991). Estos megaclastos le dan, a la superficie del depósito, una morfología característica de conjuntos de colinas diferentemente orientadas (montículos) y depresiones cerradas en donde se pueden acumular lagos y sedimentos. Generalmente el tamaño de estas colinas disminuye con el aumento de la distancia al sitio fuente (Siebert, 1984; Ui et al., 1986a; Crandell, 1988). Texturalmente, en los depósitos de avalanchas de escombros se distinguen dos facies: facies de bloques y facies

mixta (Glicken, 1991); esta última llamada también facies de matriz (Crandell, 1988). La facies de bloques es soportada sólo por bloques y fragmentos grandes y normalmente se encuentra en zonas proximales o centrales. La facies de matriz, es una mezcla de bloques y de matriz y normalmente se encuentra hacia las partes medias y distales o hacia las partes



MCH: Máxima compresión horizontal MD: Máxima distensión

Figura 1. Esquema de la morfología del sitio de origen de una avalancha de escombros y su depósito.

laterales o marginales del depósito. Palmer et al. (1991) distinguen tres facies en estos depósitos: facies central o axial A (bloques), facies transicional o axial B (bloques y matriz) y facies marginal (matriz y algunos bloques o clastos), las cuales pueden darse debido a la transformación lateral o longitudinal del flujo, de modo que la última, ya se comporta como un flujo de lodo, aunque morfológicamente, es parte de la avalancha (Palmer et al., 1991). Otra característica de estos depósitos es la estructura en rompecabezas (piezas juntas de un mismo bloque) que suelen presentar los megaclastos y clastos (Siebert, 1984), debido al fracturamiento por dilatación al momento de ruptura de los bloques (Glicken, 1996) y también por la gran presión a que son sometidos los clastos durante el transporte (Ui et al., 1986a, Glicken, 1996). Algunos autores han mencionado aumentos de volumen de los materiales colapsados, de 20% (Glicken, 1996) y 30% (Wadge et al., 1995), debido a la dilatación de las rocas justo antes del colapso, de manera que los depósitos resultantes del colapso suelen tener

volúmenes mayores en estos porcentajes, con respecto al volumen faltante en el sector colapsado.

1.2 AVALANCHAS DE ESCOMBROS: CONSIDERACIONES DINÁMICAS

Las avalanchas de escombros son flujos controlados por la gravedad. Estas enormes masas de material aceleradas por la gravedad, producen tasas de movimiento extremadamente altas (Siebert, 1984). Para calcular la movilidad de estas avalanchas, se ha utilizado el coeficiente de Heim (Hsü, 1975), que es la relación entre la diferencia en elevación (H) y la distancia recorrida por el evento (L) (Figura 2). Este parámetro es también llamado coeficiente de fricción aparente (Hsü, 1975; Ui, 1983) o coeficiente cinético de fricción. Esta relación (H/L), se usa como un indicador del coeficiente de fricción para comparar diferentes tipos de flujos (Hsü, 1975; Siebert, 1984). Siebert (1984) propuso un H/L promedio de 0.11 para las avalanchas de escombros.

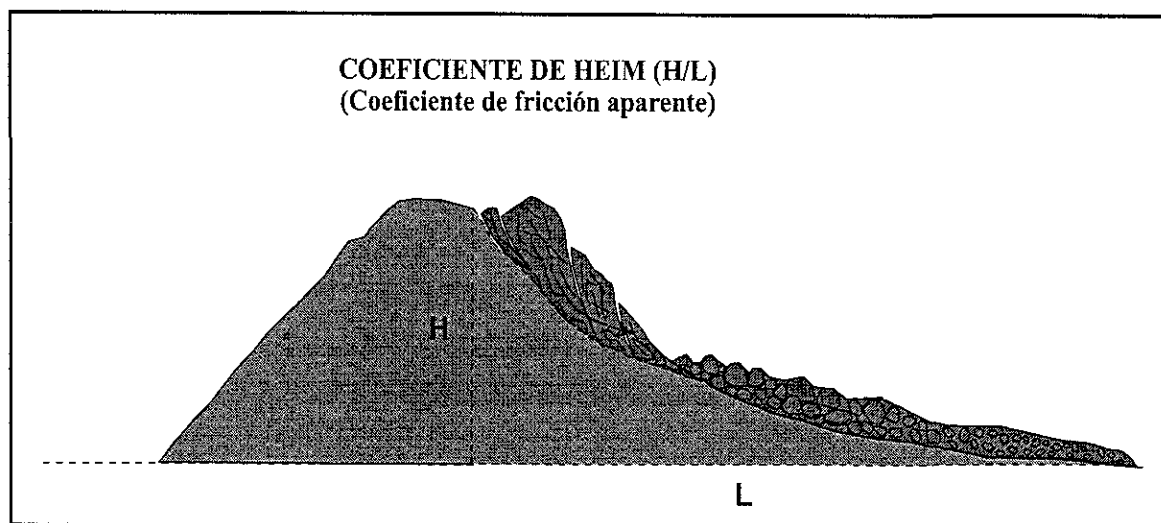


Figura 2. Esquema de los parámetros medidos para el cálculo del coeficiente de Heim (H/L).

Siebert et al. (1987) midieron los valores de H/L de 40 avalanchas Cuaternarias y encontraron un rango entre 0.05 y 0.13 (promedio 0.09) para aquellas con volúmenes $> 1 \text{ km}^3$ y entre 0.09 y 0.18 (promedio 0.13), para aquellas con volúmenes $< 1 \text{ km}^3$. Stoopes y Sheridan (1992), calcularon un H/L de 0.04 para la avalancha del Nevado de Colima y Francis y Self (1987)

hallaron un H/L de 0.03 para el colapso del volcán Socompa (Chile), un valor que es aún menor que los presentados por los autores antes citados.

La energía potencial acumulada en las enormes masas de roca ubicadas en las partes altas de los volcanes, permite a los escombros desprendidos durante los colapsos, moverse extremadamente rápido a través de distancias grandes aun sobre pendientes de ángulo bajo, alcanzando hasta 100 km (Siebert et al., 1987), lo que según Hsü (1975), se debe a los efectos de la interacción entre las partículas. Siebert et al. (1987) propusieron que la gran movilidad mostrada por las avalanchas de escombros se debe a factores como la presencia de fluidos magmáticos y/o hidrotermales y gases dentro de la avalancha, prefracturamiento dentro del edificio, incorporación de sedimentos saturados de agua durante el transporte y a la presencia de arcilla, la cual, en cantidades de 1% y 2% contribuye enormemente a la movilidad. Se ha encontrado que algunas avalanchas han recorrido distancias mayores a las calculadas por los criterios para la estabilidad de pendientes, ya que pueden sobrepasar barreras topográficas de más de 100 m y presentar coeficientes de fricción anómalamente menores, en una o más ordenes de magnitud, a los que se esperarían (Melosh, 1987). Para explicar la gran movilidad de estos flujos, Hsü (1975) propuso el llamado “exceso de distancia de viaje”, que ha sido utilizado también por Ui (1983), Naranjo y Francis (1987) y Beget y Limke (1988). Hsü (1975) considera que cualquier flujo que posea una relación $H/L < 0.6$, es excesivamente móvil.

Otros investigadores han propuesto diferentes modelos referentes a la fluidización (o mecanismo por medio del cual una masa, en este caso de escombros, se comporta como un fluido), para explicar la gran movilidad de las avalanchas de escombros. Estos mecanismos, 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 materiales durante el 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, por que existe poca evidencia de la agitación de los escombros en los deslizamientos.

Fluidización por Colchón de Aire: Shreve (1968) propuso la presencia de una capa de aire en la base de la masa en movimiento, para explicar los grandes recorridos, el movimiento deslizante y la detención súbita y otras características de las avalanchas de rocas. La teoría dice que éstos grandes deslizamientos, en su caída inicial, sobrepasan y atrapan un cojín de aire comprimido, sobre el cual ellos se deslizan a velocidades altas y con poca fricción. En un trabajo posterior Shreve (1987), apoyado en la teoría de Kent (1966) propuso que la pérdida de aire debida al escape a través de los escombros que se deslizan, es un factor importante que contribuye a la fluidización. Posteriormente, Campbell (1989) mencionó que en el mecanismo de la capa de aire, la gran distancia alcanzada por los escombros debe ser función sólo de la velocidad del material deslizado y del tiempo que pueda ser mantenida esta capa, por lo que eso debe depender sólo del volumen de aire atrapado, independientemente del volumen de los escombros. Sin embargo, esta teoría, según este autor, no puede explicar las grandes distancias alcanzadas por avalanchas de deslizamientos ocurridos en la luna, donde no hay presencia de aire.

Fluidización Acústica: Melosh (1979) propuso una fluidización acústica, en la cual, se supone que el peso de la masa de rocas (escombros) 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 de rocas raramente pierden contacto uno con otro, este proceso disipa energía a una tasa mucho más lenta que el flujo de granos. Las grandes avalanchas de rocas pueden adquirir enormes cantidades de energía acústica durante su caída inicial por una pendiente fuerte e irregular. El movimiento de los escombros causa empuje interno que se propaga en forma de ondas elásticas, cuya energía puede fluidizar los escombros de roca y permitir el flujo rápido y continuo. Como la presión se transmite por ondas elásticas y no por colisión de rocas, se disipa mucho menos energía que en un flujo granular dispersivo de Bagnold (en el que los granos colisionan y se mantienen menos en contacto). A pesar de esto, la energía acústica se disipa, pero también es regenerada por el flujo, para continuar a través de grandes distancias. La energía acústica se llega a perder porque es absorbida internamente y convertida

en calor o también porque se puede escapar en la parte baja. Sin embargo, en las avalanchas grandes, donde la relación de superficie a volumen es baja, la pérdida de energía acústica ocurre preferencialmente por disipación.

Fluidización por Autolubricación: Campbell (1989) propuso un mecanismo de autolubricación, por medio del cual el cuerpo de los escombros deslizados viaja como una sábana más o menos sólida sobre una capa delgada de partículas altamente agitadas (con alta energía) y de baja concentración (diluida), llamada capa activa, en donde la escasez de las colisiones entre las partículas produce una menor disipación de la energía. Mientras más tiempo pueda el material del deslizamiento retener energía cinética, la capa lubricante se reformará naturalmente por si misma de manera que el deslizamiento puede continuar su movimiento. Además, ya que en la capa lubricante sólo está involucrada una cantidad pequeña del material que se desliza, también será disipada sólo una parte pequeña de la energía del deslizamiento. Mientras más grande sea la masa de material, más grande serán el momento y la energía y mientras más tiempo se requiera para que la capa activa disipe la energía, mayor será la distancia recorrida. Aquí, la teoría predice que el recorrido es controlado por la tasa a la cual la capa activa ejecuta trabajo sobre el cuerpo del deslizamiento. Luego de haber comparado su teoría con las antecedentes acerca de la fluidización de las avalanchas, Campbell (1989) expresó que este mecanismo puede explicar todos los rasgos importantes que son deficientes en las demás teorías.

1.3 FLUJOS DE ESCOMBROS: CARACTERÍSTICAS GENERALES Y CONSIDERACIONES DINÁMICAS

Los flujos de escombros son flujos controlados por gravedad (Leeder, 1991; Lowe 1982; Johnson y Rodine, 1984), en los cuales partículas desde el tamaño de limo a bloques están ligadas en una matriz de sedimentos arcillosos y agua. Los flujos de escombros se pueden generar por precipitaciones pluviales intensas que se infiltran en el terreno y remueven materiales sueltos en la superficie; por sacudidas sísmicas, que pueden causar la licuación de los suelos ubicados en pendientes altas; por erupciones volcánicas, ya sea asociados a lagos

cratéricos o coberturas de nieve o hielo sobre los volcanes; por rompimiento de presas naturales o por transformaciones de avalanchas de escombros (Vallance y Scott, 1997; Scott et al., en prensa), como se muestra en la Figura 3. Un flujo de escombros es una masa de escombros y agua que tiene una concentración de sólidos entre el 70 y 90 % en peso (47 - 77% en volumen) con respecto a la masa total (Costa, 1987) y en donde las partículas sólidas y el agua se mueven como un evento viscoplástico (Johnson, 1970). Vallance y Scott (1997), adoptaron las definiciones de Crandell (1971) y Varnes (1978) y utilizaron el término “flujo de lodo” para flujos de escombros que tiene un contenido $> 50\%$ en peso de matriz, es decir, en las fracciones arena + limo + arcilla. Además se refieren al término “lahar”, para flujos de escombros que se originan en un volcán. Estos autores, basados empíricamente en el contenido de la fracción arcillosa, distinguen dos tipos de flujos de escombros, los cuales tienen diferencias en origen y comportamiento: flujos de escombros no cohesivos, aquellos con una relación arcilla/matriz (arcilla+limo+arena) $< 3 - 5\%$ y flujos de escombros cohesivos, con una relación arcilla/matriz $> 3 - 5\%$.

Los flujos de escombros no cohesivos se pueden iniciar comúnmente como inundaciones u oleadas de agua que van incorporando sedimentos por medio de la erosión, pero también se pueden originar directa o indirectamente de desprendimientos superficiales de las pendientes que no alcanzan a penetrar el núcleo hidrotermalmente alterado del volcán. Los flujos de escombros no cohesivos incrementan su dilución y separación hidráulica de los granos, cuando los rebasa una corriente de agua, lo que lleva a su transformación aguas abajo, a un flujo hiperconcentrado. Este efecto se nota en el incremento en la tasa de transformación en los sitios donde llegan tributarios (Scott, 1988). Cuando el flujo se diluye pierde resistencia y la fase fluida progresivamente deja atrás a la fase sólida y por ello esta última se deposita más fácilmente en los flujos de escombros no cohesivos que en los cohesivos, donde la mezcla permanece coherente y con una textura relativamente constante, aunque pueden ocurrir cambios sutiles aguas abajo (Scott, 1988).

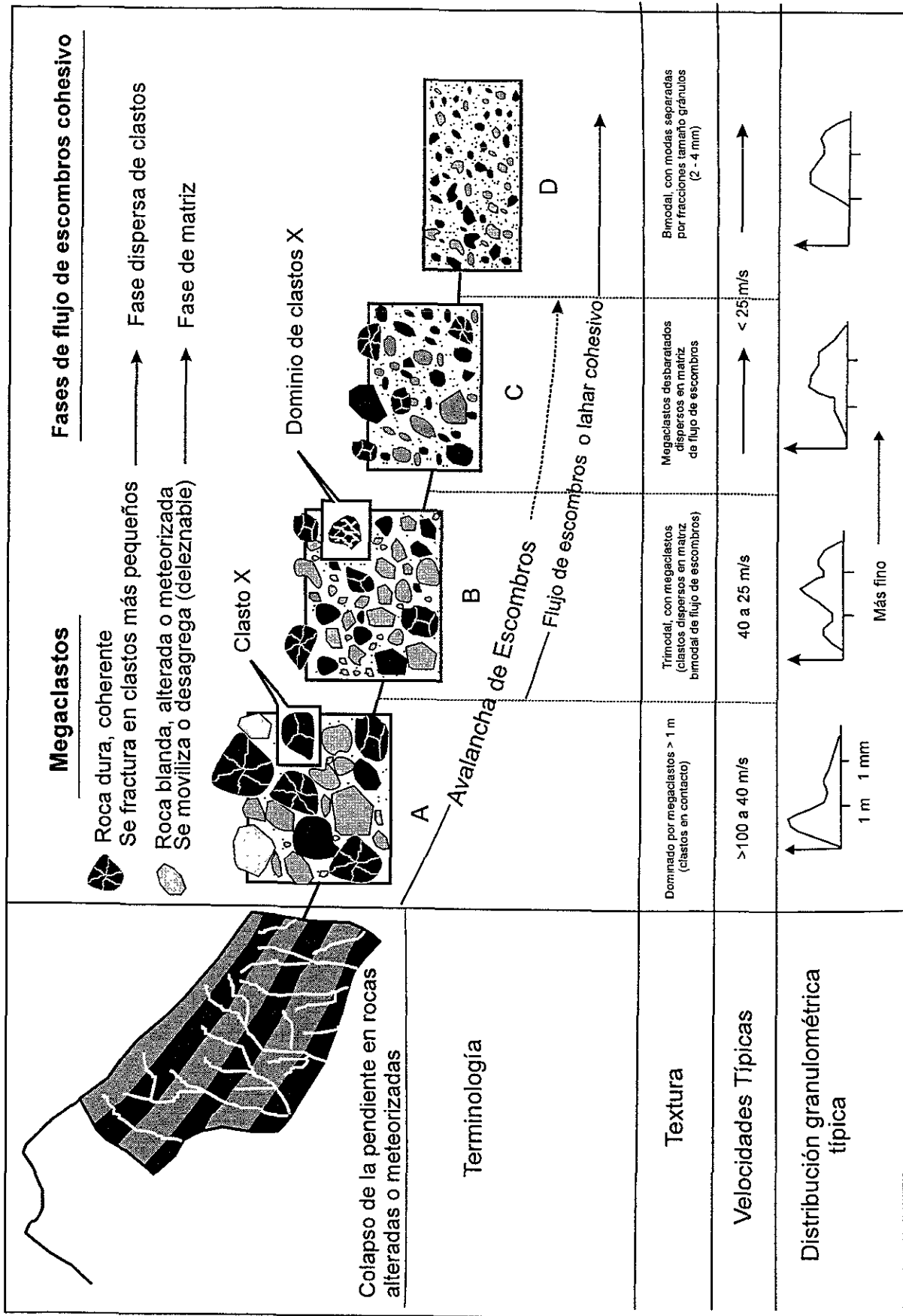


Figura 3. Diagrama que muestra las etapas de formación de un flujo de escombros o lahar cohesivo, donde la masa colapsada está compuesta por cantidades similares de roca dura o coherente y de material débil, fácilmente desagregable (tomado de Scott et al., en prensa).

Los flujos de escombros cohesivos, típicamente comienzan como avalanchas de escombros saturadas de agua, originadas a partir del colapso parcial de un sector del edificio volcánico, que corriente abajo, se transforman en flujos de escombros y permanecen como flujos de escombros hasta el final de su emplazamiento. Según Scott et al. (1995), la evolución morfológica del Monte Rainier ha estado dominada por procesos destructivos de colapso que han generado este tipo de flujos de escombros. En estos depósitos, pueden ocurrir facies laterales que poseen megaclastos y morfología de montículos, que contrastan con una facies más rica en arcilla localizada hacia el centro del valle y corriente abajo. Estos flujos de escombros cohesivos pueden o no estar relacionados a actividad volcánica o pueden ser inducidos por sismos no magmáticos o por cambios en el sistema hidrotermal. El comportamiento de estos flujos cohesivos, es afectado por la cohesión y adhesión de las partículas, que le dan una propiedad pegajosa a la matriz, debido al alto contenido de sedimentos del tamaño de la arcilla, que permite al flujo mantener sus propiedades hasta su porción final. Algunos flujos de escombros cohesivos muestran sólo un débil cambio textural a lo largo de su recorrido, debido probablemente a las partículas que se asientan dentro de la parte central que es más rígida y veloz, o por pérdida periódica de clastos gruesos en zonas de pérdida de energía donde los esfuerzos dispersivos por impactos entre partículas son mínimos. En los casos del Monte Rainier y del Monte Santa Elena estos tipos de flujos no cambiaron a lo largo de los más de 100 km recorridos (Scott et al., 1995).

La identificación de estos tres tipos de flujos (avalancha de escombros y flujos de escombros cohesivos y no cohesivos) es importante en la evaluación de la amenaza volcánica, ya que los flujos de escombros cohesivos se esparcen mucho más ampliamente y viajan más lejos que los no cohesivos y las avalanchas de escombros, de volumen similar. Scott et al. (1995), consideran que hay una completa gradación entre avalanchas de escombros (inducidas por colapsos volcánicos) y lahares ya que cuando este material colapsado, contiene suficiente agua y arcilla garantiza una movilidad continua a medida que el material se disgrega rápidamente, primero en una avalancha de escombros y luego en un lahar. En el Monte Santa Elena, varios flujos de escombros cohesivos se han generado a partir de la superficie inmovilizada de avalanchas de escombros; pero en el Monte Rainier, la mayoría de las avalanchas de escombros de gran escala, se han transformado directamente en lahares, sin detenerse (Scott et

al., 1995). De acuerdo a Smith y Lowe (1991), estas transformaciones pueden ocurrir en un rango más amplio de situaciones y con mayor variedad de depósitos, según las avalanchas estén o no acompañadas por actividad magmática, como se aprecia en la Figura 4.

En resumen, una avalancha de escombros, en un lapso de segundos, puede desplazar grandes volúmenes de material deslizado del flanco del volcán a las depresiones circundantes. Este proceso cambia completamente las condiciones morfológicas del terreno y bloquea la red hidrográfica de la región, dando origen a la formación de represas naturales (Youd et al., 1981; Scott, 1985 y 1989; Hausback y Swanson, 1989; Roeloffs, 1994; Wright y Pierson, 1992; Costa y Schuster, 1998). El rompimiento de estas presas puede causar la formación súbita de enormes flujos de escombros, los cuales tienen la capacidad de erosionar el lecho, incrementando drásticamente su volumen y recorriendo distancias considerables, inclusive en pendientes muy bajas. Las avalanchas de escombros también se pueden transformar directamente a flujos de escombros (Scott, 1985; Scott, 1988; Smith y Lowe, 1991; Carrasco-Núñez et al., 1993; Scott et al., 1995; Vallance y Scott, 1997), como lo muestran Scott et al. (en prensa) (Figura 3). Los flujos de escombros, pueden también ser generados posteriormente a la depositación de la avalancha, ya sea por removilización del agua y sedimento de menor tamaño, de la parte superior del depósito (Voight et al., 1981; Glicken, 1996), o por erosión posterior de la misma (Crandell, 1988; Palmer y Neall, 1989).

1.4 ALCANCE E IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

En este trabajo se presenta el estudio de un depósito complejo que provino del colapso, durante el Pleistoceno Tardío, de la porción S del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH). Además se estudian otros depósitos asociados al de avalancha éste. El estudio incluye la descripción detallada de estos depósitos, desde los puntos de vista morfológico y sedimentológico principalmente, con el fin de deducir su génesis, su comportamiento durante el transporte y emplazamiento, así como la influencia de la topografía preexistente.

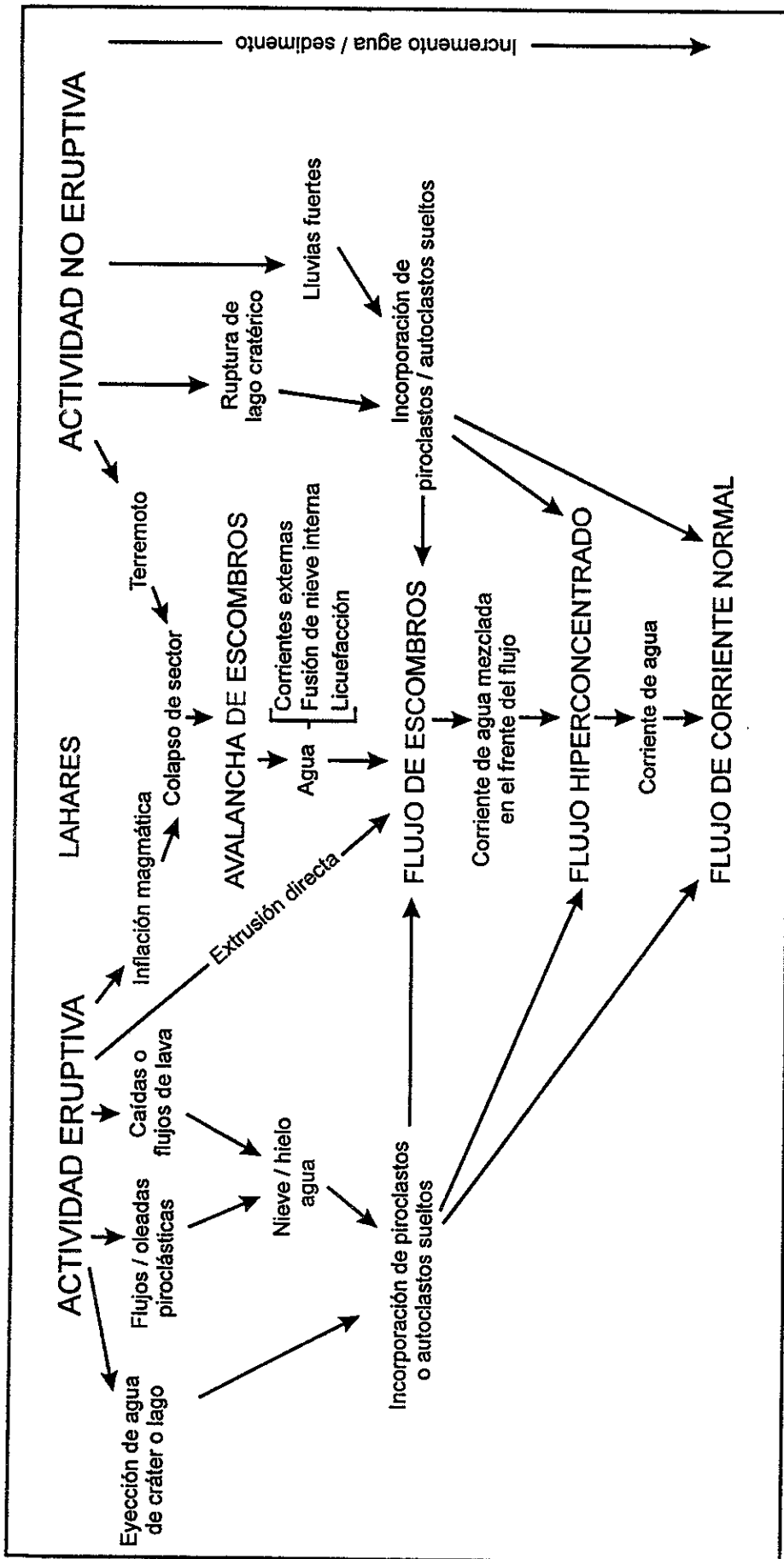


Figura 4. Esquema que muestra las relaciones genéticas de fenómenos volcánicos y la generación de avalanchas de escombros, flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Los principales procesos de transporte y deposición de sedimentos están arreglados verticalmente en el centro, de acuerdo a la relación de sedimento - agua en el flujo que se mueve. Estos procesos pueden estar relacionados unos a otros por procesos de dilución o incorporación de sedimentos. Los procesos que pueden liberar grandes volúmenes de agua, o sediment, o ambos, están enlistados en la cima del diagrama. Las rutas dibujadas a lo largo de las márgenes de la carta indican los tipos de fenómenos de flujo que se pueden esperar dependiendo del grado de dilución o incorporación de sedimentos (tomado de Smith y Lowe, 1991).

El estudio y entendimiento del comportamiento de estos tipos de fenómenos como lo son los deslizamientos y las avalanchas de escombros y sus posibles transformaciones en flujos de escombros o en otros flujos más diluidos, juega un papel importante en la evaluación de la amenaza volcánica y la prevención de desastres naturales como lo explican Vallance y Scott (1995) y más aún sabiendo que estos fenómenos pueden estar asociados a erupciones, sismos o represamientos naturales e inundaciones. Además, el estudio de estos depósitos ayuda a comprender el comportamiento pasado del volcán, lo que permite entender mejor su comportamiento futuro.

La ocurrencia de un colapso potencial del CVNH hacia el cañón del río Páez, sería catastrófico para poblaciones que se encuentran aguas abajo. El valle del río Páez ya sufrió los efectos, en 1994, de un flujo de escombros (INGEOMINAS, 1994; Martínez et al., 1995; Scott et al., en prensa). Este evento fue causado por un sismo de magnitud 6.4 en la escala de Richter, con epicentro en el sitio Dublín, localizado a 10 km al SW de la cima volcánica, sobre el río Páez (Red Sismológica Nacional de Colombia, 1994). El número de víctimas que produjo este flujo de escombros varía según varios autores, así: Cardona (1995) y Stuart y Sarmiento (1995) coinciden en que aproximadamente 28,000 personas se vieron afectadas por todos los componentes del evento, pero pérdidas humanas confirmadas reportan 128 y 147, respectivamente y cerca de 500 desaparecidos; Ávila et al. (1995), reportan 1,100; Martínez et al. (1995), 158 muertes; Caro y Ruge (1997) reportan 280. En el campo se pueden apreciar las magnitudes del evento estudiado en este trabajo y el de 1994, donde se aprecia las mayores dimensiones del primero, sin embargo en las condiciones actuales, el de 1994 tuvo consecuencias y daños irreparables.

Según reportes de la Central Hidroeléctrica de Betania (1996) el volumen de sedimentos acumulados para el primer decenio de llenado de la presa, (1986 - 1996) fue de 65.5% más de lo proyectado, lo que fue atribuido al mayor aporte de sedimentos de los afluentes del embalse y por parte del flujo de escombros de 1994. En este evento de 1994, la misma presencia de la presa y la regulación del paso de agua a 1,800 m³/s, límite que no causa efectos sobre ciudades ubicadas más abajo sobre las riveras del río (Cardona, 1995), amortiguó el impacto de este flujo hacia poblaciones ubicadas alrededor y aguas abajo de la misma, como Yaguará, Betania

y Neiva (capital del Departamento del Huila).

1.5 METODOLOGÍA

Para llevar a cabo el estudio de estos depósitos, se efectuaron estudios fotogeológicos, con fotografías aéreas de diferentes años (1961–1995) y a escalas diferentes (1:28,000 y 1:45,000). Posteriormente se realizaron dos trabajos de campo de 23 días cada uno, en la zona de estudio. Durante el primero, se hizo un reconocimiento del depósito, y se caracterizó morfológicamente, se tomaron además algunas muestras de matriz para análisis sedimentológicos, así como datos preliminares para el cálculo de velocidades alcanzadas por la avalancha. En el segundo, se colectó nueva información y se tomaron muestras de paleosuelos y material carbonizado para su fechamiento por el método ^{14}C , así como muestras de los depósitos, en sitios nuevos y de algunos previamente visitados, para completar el espectro sedimentológico necesario utilizado 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) hasta 9ϕ (0.002 mm). Para simplificar la terminología granulométrica utilizada en este trabajo se utilizaron los términos grava (-8ϕ a -2ϕ), arena (-1ϕ a 4ϕ), limo (5ϕ a 8ϕ) y arcilla (9ϕ).

Durante todo el trabajo, se realizaron 133 estaciones de campo en el área de estudio y en 34 de ellas, propiamente sobre los depósitos de interés, se efectuaron conteos de fragmentos gruesos y de matriz, usando el método de la malla (Kellerhals y Bray, 1971). Se utilizó una malla cuadrada de 1 m, con 100 nodos distribuidos cada 10 cm, de manera que se contabilizaron 100 puntos en cada estación, en los que se identificó tanto el tipo y diámetro de los fragmentos (en escala Phi), como el número de ellos en cada clase Phi y el número de veces que se repetía la matriz. También se tomaron muestras de la matriz, las cuales fueron posteriormente analizadas granulométricamente por vía seca (-1ϕ a 4ϕ) y por vía húmeda ($> 4\phi$), mediante el método de la pipeta, utilizando las velocidades de asentamiento de los diferentes tamaños de partículas en agua (Gibbs et al., 1971). Todos los tamaños analizados con las diferentes técnicas fueron normalizados usando el método de Kellerhals y Bray (1971) para poder trabajar en conjunto con el espectro completo y obtener porcentajes en porcentaje por peso. Las fracciones finas de

las muestras, se normalizan al porcentaje de matriz contabilizado por el método de malla en el campo.

La mayoría de las muestras de matriz estaban endurecidas y fue necesario dejarlas en agua destilada por más de 20 días (previamente secadas y pesadas), aplicando periódicamente ultrasonido, con el fin de que el agua penetrara en los poros de los sedimentos y contribuyera a desagregar la matriz por medio de la vibración; también hubo necesidad de ayudar a deshacer los fragmentos compuestos de varias partículas, aplicando presión con los dedos. Una vez que las partículas estuvieron sueltas, se pasaron todas, en vía húmeda, por el tamiz 230 (0.0625 mm), que separa las fracciones tamaño limo-arcilla de las fracciones tamaño arena y grava.

Después de obtener los pesos de las diferentes fracciones, se elaboraron las bases de datos para obtener los histogramas o distribuciones granulométricas gráficamente. Además se elaboraron los diagramas de frecuencia acumulada con el fin de obtener gráficamente los valores para calcular los parámetros estadísticos referente a los tamaños y distribuciones de las partículas de los depósitos. *Este tratamiento está basado en las medidas derivadas gráficamente (Folk, 1980): en estos diagramas se grafica la frecuencia acumulada como porcentaje en peso, de granos más finos que el límite de cada clase, en escala probabilística (eje vertical) contra cada clase phi, en escala aritmética (eje horizontal). Posteriormente, los porcentajes de la matriz, obtenida mediante el conteo con el método de la malla, fueron normalizados al 100% con respecto a las tres fracciones que componen la matriz (arena, limo y arcilla) obtenidas del tamizado. Los parámetros estadísticos definidos para el estudio granulométrico fueron los siguientes:*

Media (“Mean”): es la medida del tamaño promedio de grano en la distribución. Definida como la mediana (Md) o diámetro de partículas en el 50% de la curva de frecuencia acumulada, y como el promedio gráfico (Mz) o diámetro promedio en la mayor parte de la curva.

$$Md = \phi 50$$

$$Mz = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$$

Desviación “Standard” (“Sorting” o Selección): Describe el grado de uniformidad o clasificación de la muestra. Definida como la desviación “standard” gráfica (σ_G) y como la desviación “standard” gráfica inclusiva (σ_I). Miden la dispersión de la curva, la primera solo en la parte central (68%) de la curva acumulativa y la segunda en el 90% de ella. Ejemplo: si $\sigma_G = 0.5\phi$, quiere decir que el 68% de los granos están comprendidos en el intervalo de una unidad ϕ , con centro en $\pm 0.5\phi$. Si se usa σ_I , entonces es el 90% de los granos.

$$\sigma_G = (\phi_{16} - \phi_{84})/2$$

$$\sigma_I = (\phi_{16} - \phi_{84})/4 + (\phi_5 - \phi_{95})/6.6$$

Valores de $\sigma_I < 0.35$ son muestras muy bien clasificadas y valores entre 2.0 y 4.0, son muestras muy mal clasificadas. $\sigma_I > 4.0$, son valores de clasificación extremadamente malos.

Asimetría o Sesgo (“Skewness”): da la medida de asimetría de las distribuciones. Representa el desplazamiento de la mediana hacia los extremos de la curva acumulativa y define hacia que lado de las distribuciones se presentan las colas. Definido como la asimetría gráfica (S_{kg}), calculada sobre el 68% de la curva y la asimetría gráfica inclusiva (S_{ki}), calculada sobre el 90% de la curva. Varía entre +1 (colas hacia los finos) y -1 (colas hacia los gruesos). Ejemplo: si $S_{kg} = 0.50$, indica que la mediana esta desplazada 0.50ϕ , a partir del punto medio $(\phi_{16} + \phi_{84})/2$, hacia ϕ_{16} (mediana localizada a la izquierda del punto medio).

$$S_{kg} = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50})/(\phi_{16} - \phi_{84})$$

$$S_{ki} = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50})/2(\phi_{16} - \phi_{84}) + (\phi_5 - \phi_{95} - 2\phi_{50})/2(\phi_5 - \phi_{95})$$

“Kurtosis” o Agudeza: es la medida del grado de agudeza en las distribuciones. Definida como “kurtosis” gráfica (K_g). Describe cuantitativamente el alejamiento de la normalidad de una curva (histogramas en forma Gaussiana). La distribución normal tiene $K_g = 1$ y su gráfica es una línea recta vertical, si se aleja de la normalidad, K_g disminuye. Este parámetro mide la

razón entre el grado de clasificación de las colas y el de la parte central de la curva (entre $\phi 25$ y $\phi 75$). Si la parte central tiene mejor clasificación que las colas, la curva de frecuencia es muy puntiaguda (leptocúrtica), si la clasificación ocurre al contrario, la curva tiende a ser más horizontal o platicúrtica (histogramas más planos) y a menudo bimodales. Las curvas leptocúrticas tiene $K_g > 1$ y las platicúrticas $K_g < 1$. Ejemplo: si $K_g = 0.5$, indica que la dispersión de las colas es 0.5 veces la dispersión entre $\phi 25$ y $\phi 75$.

$$K_g = (\phi 5 - \phi 95) / 2.44(\phi 75 - \phi 25)$$

Todas las medidas anteriores, tomadas con el eje probabilístico (% de frecuencia acumulada) en orden descendente.

Otra parte del trabajo de laboratorio consistió en la elaboración de análisis de la fracción arcillosa de algunas muestras, por Difracción de Rayos X (DRX), para comprobar la existencia de minerales de arcilla en la matriz de los depósitos. Además, se realizaron varios análisis de secciones delgadas bajo microscopio petrográfico y electrónico, con el fin de identificar estructuras y relaciones microscópicas entre los depósitos estudiados.

Posteriormente, a través de la interpretación de toda la información colectada y elaborada, y mediante el apoyo bibliográfico consultado, se procedió a la redacción y edición del presente estudio.

2. GENERALIDADES SOBRE EL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DEL HUILA (CVNH)

2.1 LOCALIZACIÓN

El CVNH está ubicado en el SW de Colombia, al NE del Departamento del Cauca (Figura 5), en los límites con los departamentos del Tolima y Huila. Es la cima más alta de la Cordillera Central y de los Andes Colombianos (Flórez y Ochoa, 1990), con 5,364 msnm (Pulgarín et al., 1996). Los ríos Páez (al W) y Símbola (al E), conforman la principal red de drenaje del complejo volcánico y se unen unos 32 km al N de la población de Belalcázar (Figura 5), para continuar como una sola corriente que va a desembocar al río Magdalena (a 550 msnm), en el cual se encuentra la Represa de Betania (Central Hidroeléctrica de Betania, 1989) (Figura 5). El acceso al CVNH se hace por una carretera de terracería (no pavimentada) que llega hasta la base de su flanco W, a través de los poblados de Santander de Quilichao, Belalcazar, Tacueyó y el sitio Verdún (en la base del volcán, a 2900 msnm). Desde este punto hasta el límite del glaciar (a 4,600 m), se tarda de 8 a 9 horas a pie por un sendero pantanoso de pendientes fuertes, entre la vegetación de páramo. La mayor parte del tiempo no es visible la cima del complejo volcánico debido a la niebla y lluvias abundantes.

La región donde se encuentra el CVNH pertenece al Parque Nacional Natural Nevado del Huila (Garcés y De La Zerda, 1994), el cual fue declarado por La UNESCO (“United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization”), en 1980; como reserva de la Biosfera. Según INDERENA (sin fecha), las condiciones climáticas en este parque varían según la altura y la época del año. En los meses de diciembre a marzo y agosto a septiembre, se dan periodos relativamente secos, los restantes, son de alta pluviosidad. Las temperaturas varían desde menos de 0°C hasta 13°C y la precipitación promedio anual es cercana a 2,800 mm en los sitios más bajos y de 1,000 mm en los más altos. La humedad relativa es mayor del 35%, la nubosidad es alta y el brillo solar bajo.

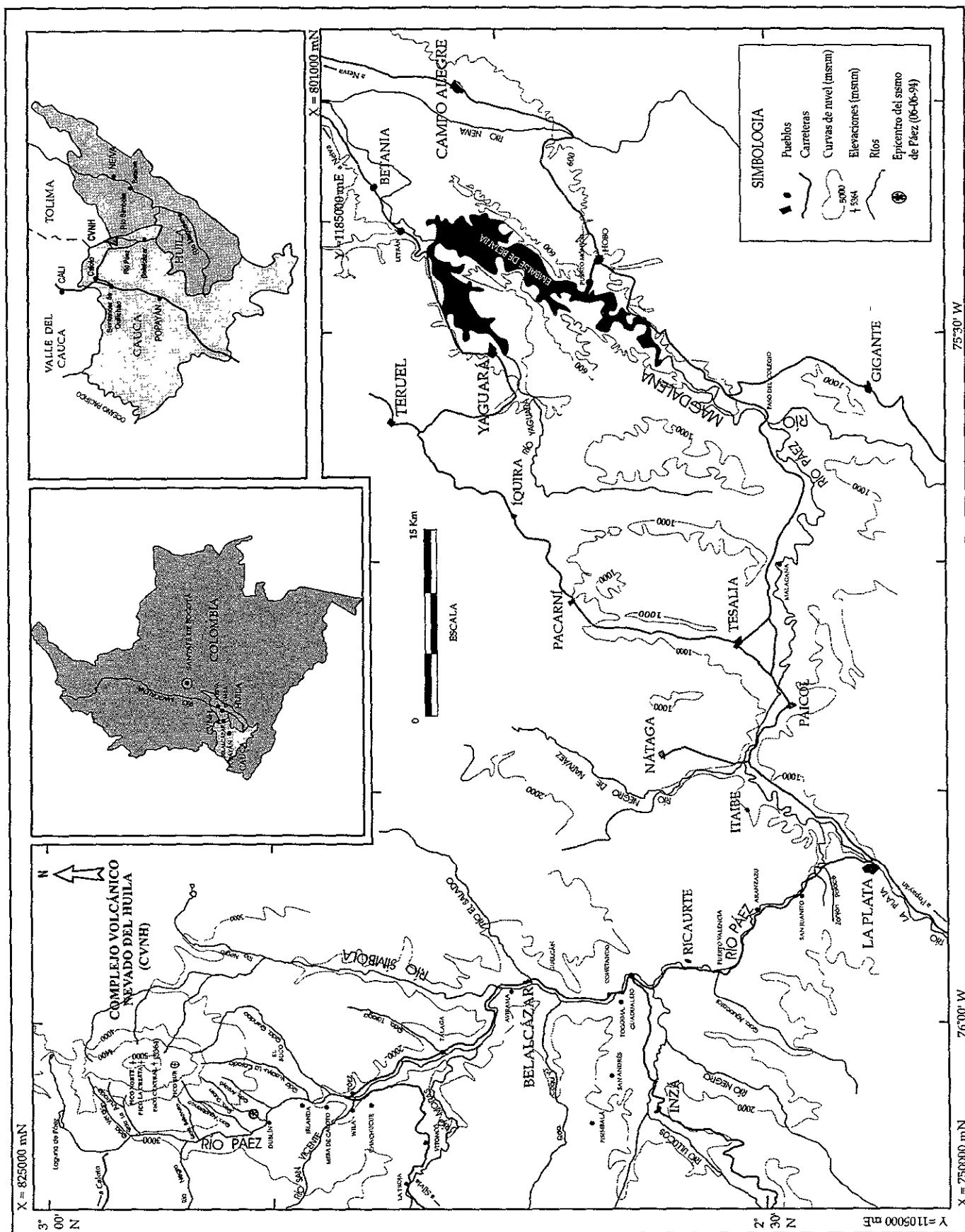


Figura 5. Localización del área de estudio.

2.2 MORFOLOGÍA

El Complejo Volcánico Nevado del Huila (Correa y Cepeda, 1995; Cepeda et al., 1997), tiene forma elongada en dirección N-S, con ejes basales, de 16 y 11 km, aproximadamente. Las pendientes promedio son de 25°, 23°, 27° y 13°, para los flancos W, E, N y S, respectivamente. Se observan morfologías de mesetas inclinadas de lavas y profundo labrado glaciar desde las partes medias hasta las bajas. La parte alta del CVNH (Figura 6) está compuesta por 4 centros de emisión principales llamados Picos Norte, La Cresta, Central y Sur, pero ninguno de ellos

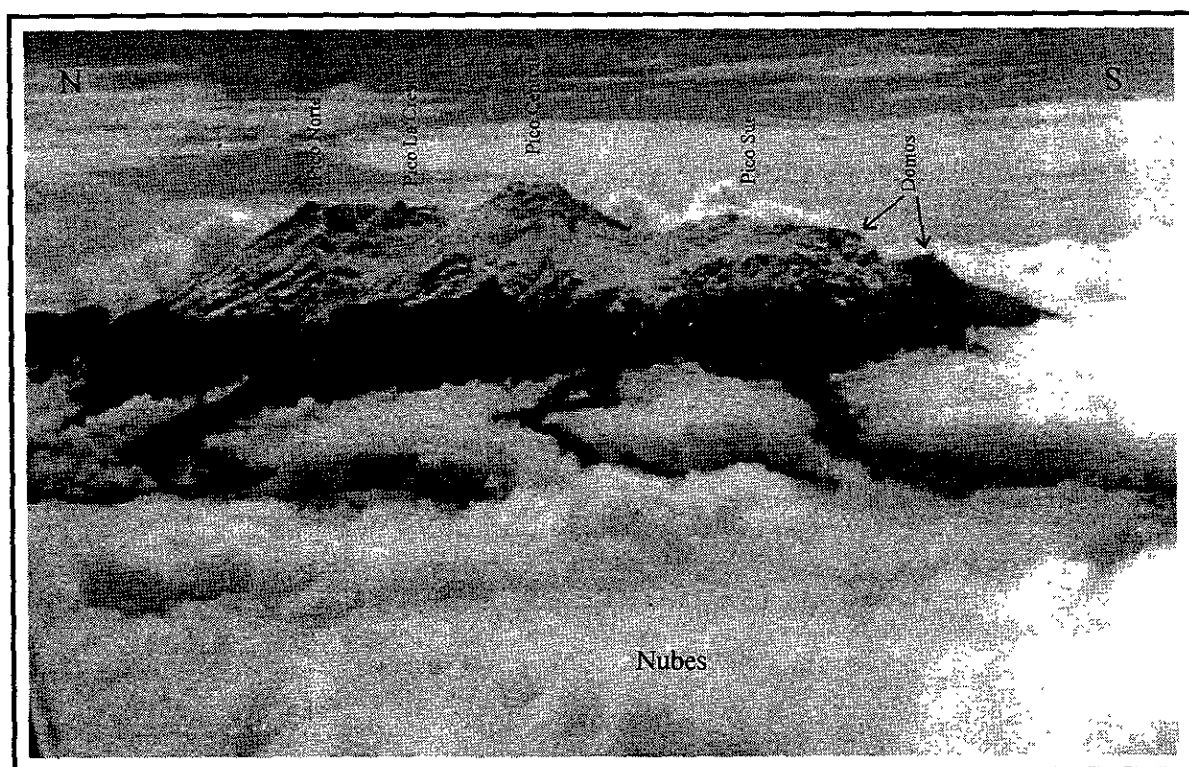
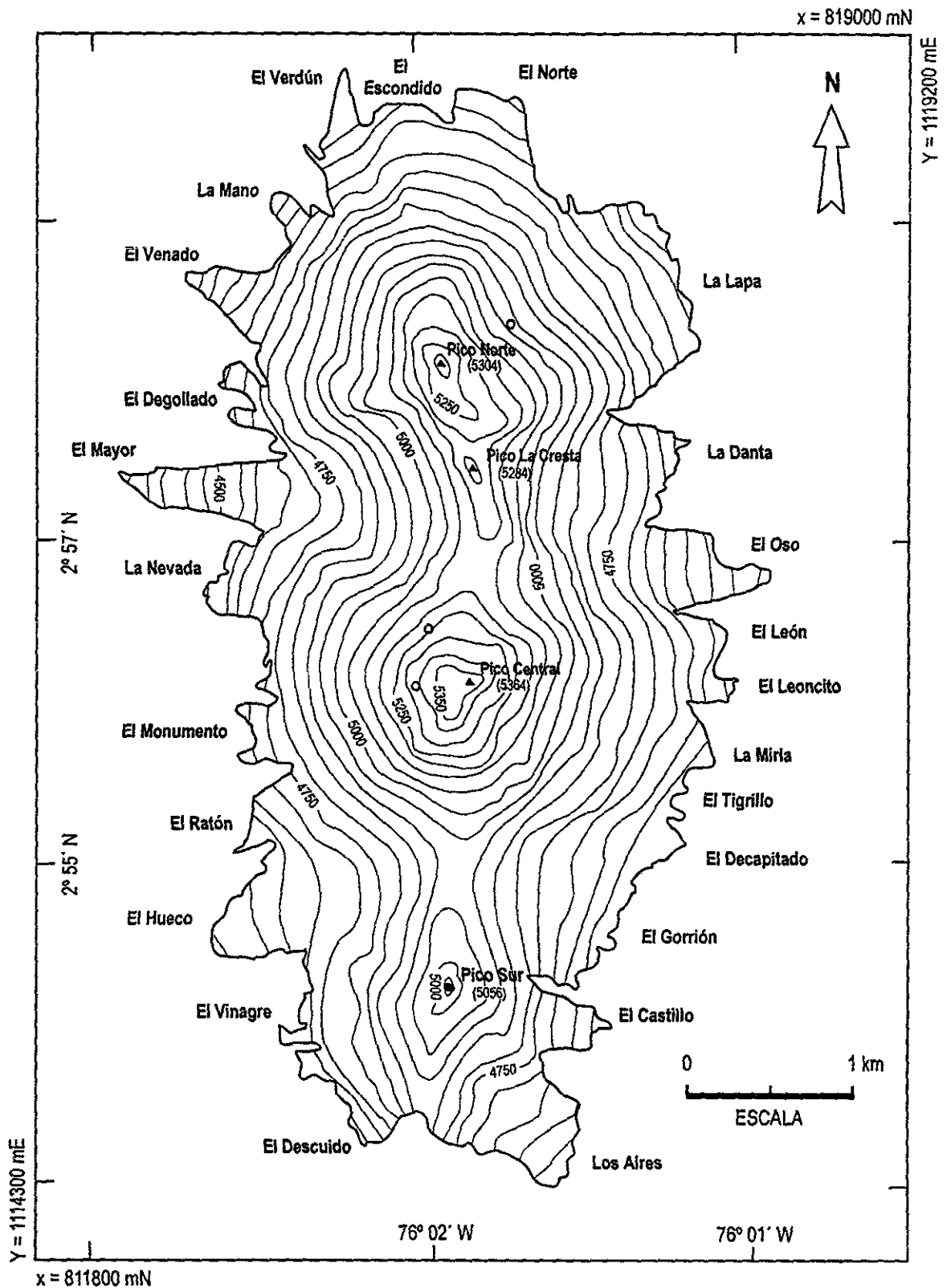


Figura 6. Vista hacia el NE, de la parte alta del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH).

con cráter visible, ya que la cima del complejo volcánico está cubierta por un casquete glaciar de 13.39 km², que perdió 5.47 km² en área y 0.274 km³ de volumen, desde 1961 hasta 1995 debido al retroceso glaciar (Pulgarín et al., 1996). El espesor promedio del glaciar es de 55 m y tiene un volumen aproximado de 0.818 km³. La morfología de la masa glaciar presenta pendientes de 26° y 27° al W y E, respectivamente y grandes circos que ocasionalmente se unen en la cima, como ocurre con los circos altos de las lenguas glaciares más largas, El Mayor (al W) y El Oso (al E) (Figura 7).



SIMBOLOGÍA

- Curva de nivel (msnm)
 Límite Glaciar
 Cumbre más alta
 Fumarolas

Figura 7. Mapa topográfico y límite del casquete glaciar del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), con los nombres de las lenguas glaciares. (Datos según restitución de 1995, modificado de Pulgarín y otros, 1996).

Además, el glaciar presenta grietas que son más notorias en los frentes de las lenguas, que evidencian su inestabilidad. Entre las partes medias y el límite glaciar (que varía entre 4,500 y 4,750 msnm) se presentan lagunas pequeñas de origen glaciar, que también colectan bastante sedimento.

Sobre el edificio del CVNH se encuentran depósitos superficiales no consolidados, producto de la dinámica de la alta montaña y del vulcanismo, que conforman un volumen del orden de 0.5 Km³ (Pulgarín y Correa, 1997). La actividad fumarólica se concentra sobre el área glaciar en los picos Central y Norte donde existen aguas termales asociadas al complejo, en el flanco W tanto en la parte baja (casetas de Verdún y del antiguo INDERENA o km 42, sobre el río Páez) como en la parte alta, cerca al límite glaciar (parte baja de las lenguas glaciares El Mayor y La Nevada).

2.3 MARCO GEOLÓGICO-EVOLUTIVO

2.3.1 Ubicación Tectónica

La subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Suramericana, concretamente bajo la miniplaca del Bloque Andino (Figura 8) ha sido la responsable del vulcanismo activo en Colombia (Cepeda et al., 1986), el cual actualmente se localiza preferencialmente sobre la Cordillera Central. En Colombia hay 16 volcanes considerados actualmente activos, agrupados en tres regiones (Figura 9) que conforman una franja paralela a la fosa y a 200 km al E de ella (Monsalve y Pulgarín, 1993). Estas regiones son: la zona N, donde se encuentra el 44% de ellos e incluye a los volcanes Cerro Bravo, Nevado del Ruiz, El Cisne, Nevado de Santa Isabel, Nevado del Quindío, Nevado del Tolima y Cerro El Machín, localizados en el Parque Nacional de los Nevados. La zona Central, con el 19% de los volcanes, en la que se encuentran el Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), el volcán Sotaró y la Cadena Volcánica de Los Coconucos, cuyo volcán principal es el Puracé. Las dos zonas anteriores se ubican sobre la cima de la Cordillera Central, aunque la segunda se localiza ligeramente más al E que la primera. Por último, la zona SW, con el 37% de los volcanes activos, en donde se encuentran los volcanes Doña Juana, Galeras, Azufral, Cumbal, Chiles y Cerro Negro, los dos primeros, sobre el valle interandino Cauca-Patía y los demás, sobre la Cordillera Occidental.

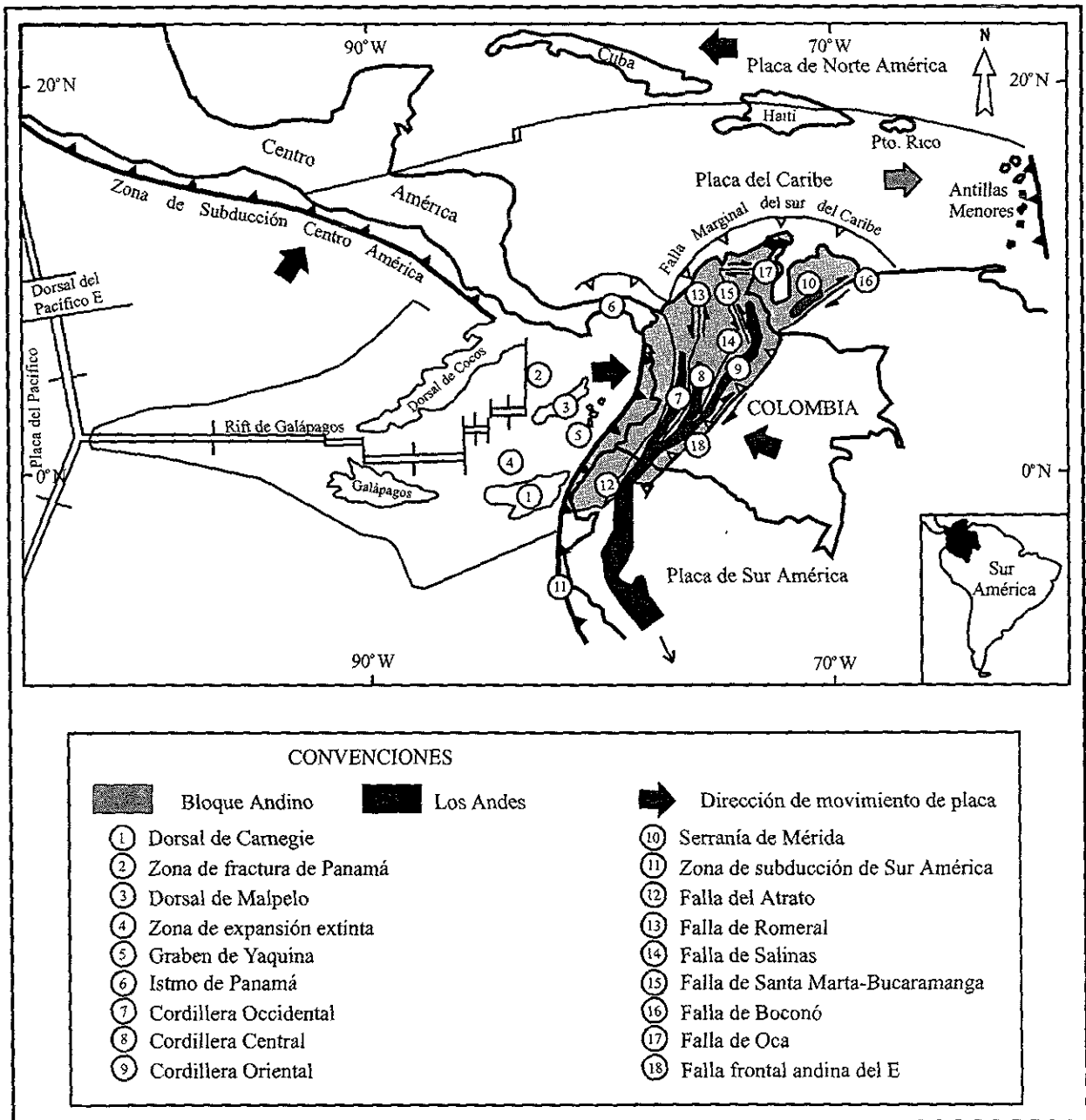


Figura 8. Ubicación tectónica del Bloque Andino (en Colombia) y sus principales sistemas de fallas (modificado de Cepeda y Carvajal, 1991).

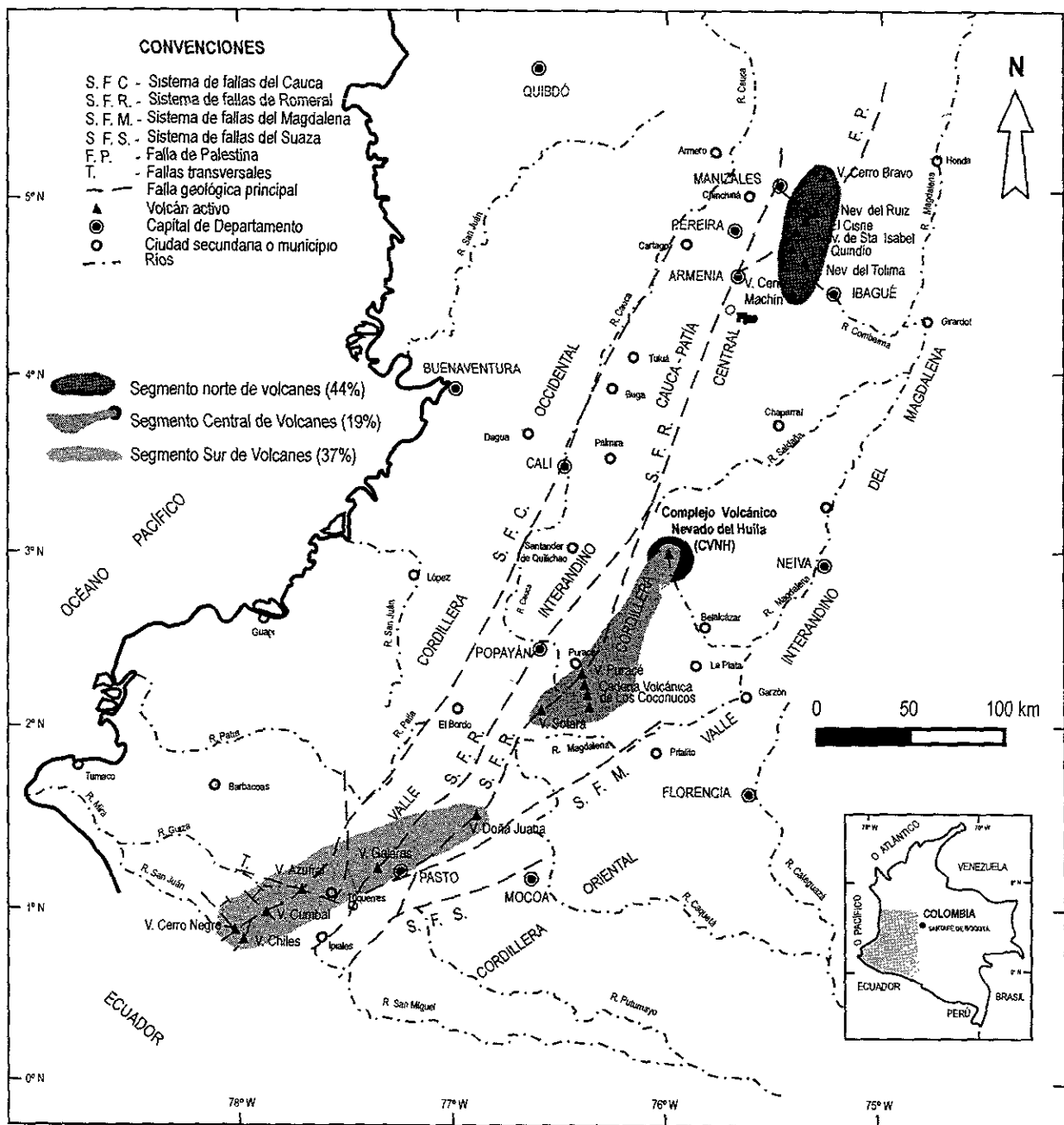


Figura 9. Localización de los principales grupos de volcanes activos de Colombia (modificado de Cepeda y Carvajal, 1991).

2.3.2 Geología del Basamento

El CVNH sobreyace discordantemente a varias unidades geológicas antiguas (Figura 10), descritas por INGEOMINAS (1995), Torres (1995) y Jiménez (1997).

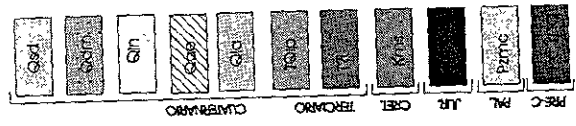
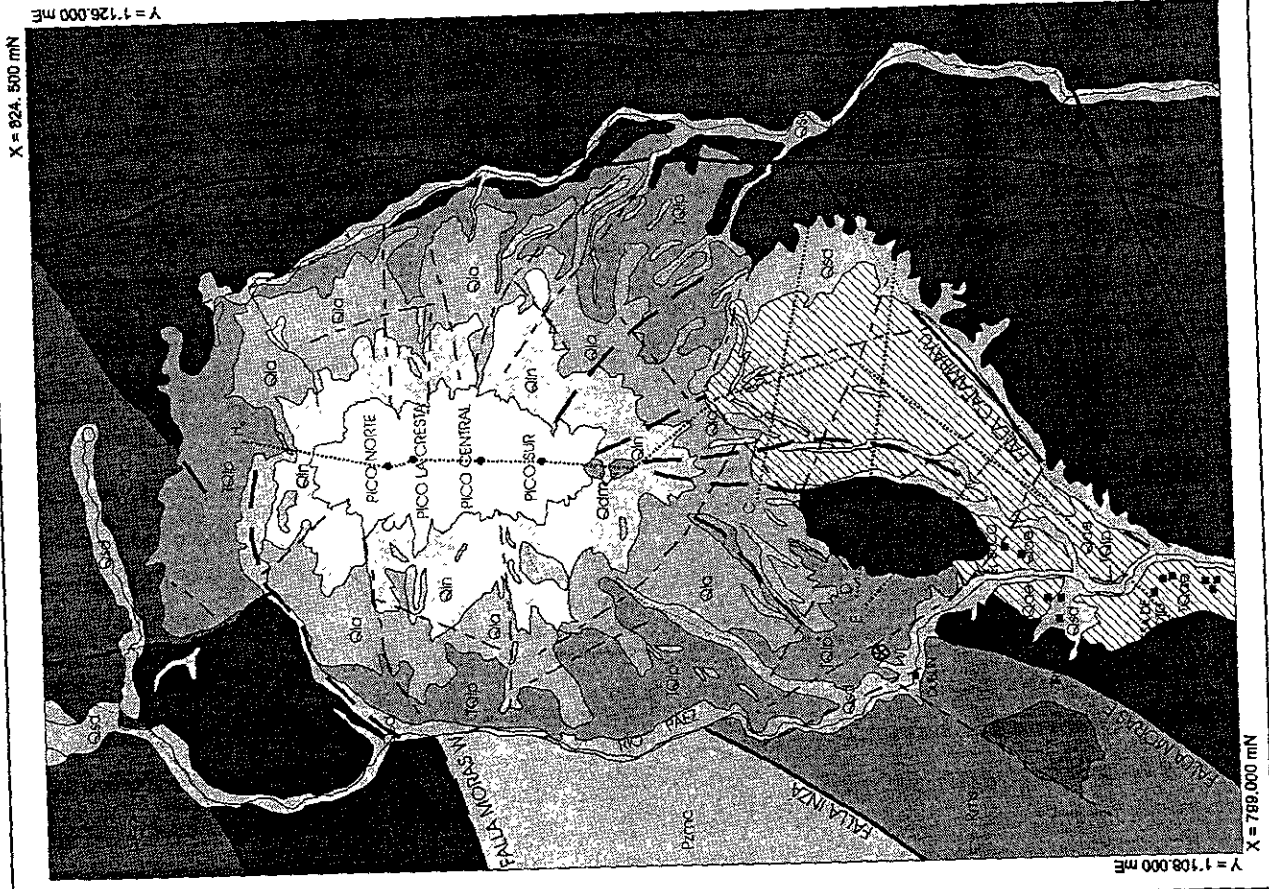
Rocas metamórficas del Precámbrico (P_ε?nq): localizadas hacia el N del CVNH y conformadas por gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos. Estas rocas forman parte de la unidad Gneis de Quintero.

Rocas Metamórficas del Paleozóico (P_{zmc}): se ubican hacia la parte central-W del complejo en una franja que incluye esquistos verdes, negros y cuarzo-micáceos, además de cuarcitas. Estas rocas pertenecen al Complejo Cajamarca.

Rocas Ígneas Intrusivas del Paleozóico (J_{?bp}): éstas comprenden la mayor parte (> 50%) del basamento del CVNH y ocupan toda la parte E, S y una franja al NW. Este cuerpo incluye dioritas, cuarzo-dioritas y granodiritas, que se correlacionan con el Batolito de la Plata, aunque Rodríguez (1995), indica que estas rocas, en cercanías del CVNH, forman parte de otro cuerpo intrusivo llamado Plutón del Páez.

Rocas Metasedimentarias y Sedimentarias del Cretácico (K_{ms}): se localizan en una franja al SW del complejo volcánico y comprenden pizarras, filitas, meta-areniscas, meta-limolitas y calizas fosilíferas.

Rocas Ígneas Intrusivas del Terciario (T_{?i}): forman un cuerpo pequeño de pórfido andesítico-dacítico, localizado hacia el SW, que intrusionó a la unidad K_{ms} en este sector. Otros afloramientos de menor tamaño, hacia el sector del depósito de avalancha de escombros, no están indicados en el mapa debido a la escala.



Depósitos aluviales sin diferenciar
Aluviones, flujos de escombros, derrubios, morrenas ()
Densos andesitas-dacitas
Lavas nuevas del CVNH (Edificio Actual): andesitas-dacitas
Avalanchas de escombros
Lavas antiguas del CVNH (Edificio Actual): andesitas
Lavas pre-Huila (Edificio Antiguo): andesitas a dacitas

Rocas ígneas intrusivas
Pórfido andesítico-dacítico
Rocas sedimentarias y metasedimentarias
Pizarras, fillitas, meta-areniscas, meta-limolitas y calizas fosilíferas
Batolito de La Plata
Dioritas, cuarzo-dioritas y granodioritas
Complejo Cajamarca'
Esquistos verdes, negros, cuarzo-micáceos y cuarcitas
Gneiss de Quintero.
Gneiss cuarzo-feldespáticos y esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos

Contacto geológico
Falla geológica
Falla geológica inferida
Lineamiento foto geológico
Ríos
Lagunas
Pueblos
Perfil topográfico
Falla geológica
Falla geológica cubierta
Epicentro sísmo de Páez del 6-6-94

MAPA GEOLÓGICO GENERALIZADO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DEL HUILA

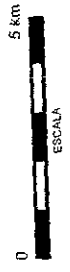


Figura 10. Mapa geológico generalizado del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH).

La mayoría de estos cuerpos presentan contactos fallados, los cuales muestran tendencias en dirección NE. Según Caro (1995), INGEOMINAS (1995) y Torres (1995), las principales fallas presentes en el área del CVNH, son las de Inzá, Moras W y Moras E, localizadas al W del complejo; las fallas de Calambayú y Tóez, ubicadas al S y las fallas de Tálaga y Símbola, al E (Figura 10). Caro (1995), basado en los estudios realizados por ICEL e INGEOMINAS en los últimos años, menciona que algunas de estas fallas muestran evidencias de actividad tectónica reciente. INGEOMINAS (1995) presenta un estilo tectónico principal de tipo inverso para el fallamiento en esta zona, en el cual, fallas como la Moras E, Calambayú y Tóez, tienen componente lateral derecha. A escala más global, Velandia (1997), basado en un estudio regional en el SW colombiano, con imágenes SAR, ubicó al CVNH dentro de un bloque hundido del basamento, limitado por fallas de dirección NW.

Caro (1995), INGEOMINAS (1995) y Torres (1995), consideran que el sismo de Páez del 6-6-94, con epicentro en el sitio Dublín, a 10 km al SW de la cima volcánica (Red Sismológica Nacional de Colombia, 1994) (Figura 10) y que produjo el flujo de escombros de 1994 por el cauce del río Páez, fue generado por la reactivación de la falla Moras E. Jiménez (1997) realizó un estudio sismotectónico del Sismo de Páez y sus réplicas y concluyó que la falla generadora del sismo, no fue la de Moras E, sino la que él denominó falla de Irlanda, que tiene una dirección de $23^{\circ}\text{E}/82^{\circ}\text{SE}$ y un movimiento dextral, igual que otras estructuras en el área. Esta falla la ubicó, de manera cubierta, desde la cima del volcán, hasta el N de la población de Irlanda donde ligeramente al S de la falla Moras E. Este autor menciona que en el Departamento del Cauca han ocurrido algunos sismos históricos destructores y que la zona del Páez ha mostrado una sismicidad relativamente baja, por lo tanto la acumulación de energía en la zona, fue liberada mediante el sismo de Páez y sus réplicas. Este autor, de acuerdo con un relato de una persona autóctona y su correlación con fechas de la sismicidad histórica, mencionó la posibilidad de que una catástrofe similar pudo haber ocurrido en el año 1827 con base en el registro de sismos en áreas más alejadas, que afectaron esta zona. Otro dato importante que presentó Jiménez (1997) es que los esfuerzos que generaron el sismo de Páez del 6-6-94, fueron producto de una tectónica compresiva en dirección E-W. Aunque el sismo de Páez y la generación de la avalancha no se relacionan en el tiempo, esta dirección y tipo de esfuerzo coinciden con el modelo de esfuerzos presentado por Siebert (1984) (Figura 1) para

la generación de avalanchas de escombros hacia el sentido en el que ocurrió la avalancha del CVNH.

2.3.3 Edad

Entre los volcanes colombianos, el CVNH es el que presenta condiciones más difíciles de acceso. Por ello la estratigrafía del complejo se conoce sólo de manera general. Aunque no existen fechamientos publicados de las rocas del CVNH, este complejo se considera como una expresión del vulcanismo Plio-Cuaternario en Colombia (Murcia 1982). El CVNH exhibe lavas en su cima, que presentan morfología joven y muy escasa abrasión glaciaria, a diferencia del resto del edificio volcánico. Por otro lado, Correa et al. (en prensa), con base en algunos fechamientos preliminares de andesitas por K-Ar en roca total (no publicadas), mencionan que las rocas de este complejo son jóvenes y que ha tenido actividad desde al menos 1 Ma, la cual ha sido muy importante durante los últimos 300,000 ó 400,000 años.

2.3.4 Marco Evolutivo

Los trabajos geológicos más recientes que se han realizado en el CVNH (Correa y Cepeda, 1995; Cepeda y Correa, 1995; Cepeda et al., 1997 y 1997a; Pulgarín y Correa, 1997), apoyados principalmente en el análisis morfológico, indican que el CVNH ha tenido dos etapas de evolución en las que se formaron dos edificios sobrepuestos, cuyos productos se muestran de manera generalizada en la Figura 10.

2.3.4.1 Primera Etapa

Durante ésta etapa se formó el Edificio Antiguo del CVNH, llamado Edificio pre-Huila. Extensos flujos de lava alcanzaron longitudes hasta de 16 km y presentan una estructura masiva como se aprecia en el cañón de la quebrada Verdún (al NNW) y en las partes bajas de las quebradas Quindao y Yusayú. Las lavas de este edificio han sufrido fuerte erosión glaciaria, ya que afloran en valles amplios y profundos en forma de U, que se aprecian mejor hacia las partes bajas W y E del complejo volcánico. La composición de estas lavas es andesítica a dacítica (Cepeda et al., 1986). Este edificio, parece haber culminado con la formación de una caldera que está cubierta por productos volcánicos más recientes. El diámetro largo de la

caldera fue de 6 km en dirección N-S y el diámetro corto de 4 km en dirección W-E. El único depósito visible y posiblemente asociado a esta caldera es un flujo piroclástico consolidado de pómez y ceniza, que se encuentra en las partes bajas de la quebrada Yusayú. Los demás depósitos, están cubiertos por depósitos más jóvenes, entre ellos el de avalancha de escombros.

2.3.4.2 Segunda Etapa

Posteriormente se desarrolló otra etapa de vulcanismo, en la que se construyó el Edificio Actual del CVNH, compuesto por 4 centros eruptivos principales (Picos Norte, La Cresta, Central y Sur), formados en dos subetapas, que rellenaron y cubrieron la caldera, de la misma manera como lo relatan Robin y Boudal (1987) para el Popocatepetl. La subetapa más antigua con predominio de flujos de lava andesíticos, con longitudes hasta de 8 km y estructura masiva, que actualmente presentan un tallado glaciar relativamente menor que las anteriores. Posteriormente, en el Pleistoceno, el edificio volcánico sufrió un colapso no magmático en su flanco S, generándose una avalancha de escombros, que llegó hasta el río Páez (Figura 10). Durante la sub-etapa más reciente se han formado los picos actuales, desarrollados sobre los anteriores y con flujos de lava de menor longitud (máximo 4 km), de composición andesítica a dacítica, con estructuras de "levees" y ocasionalmente tienen colinas laterales asociadas. Algunas de estas lavas presentan un leve labrado glaciar. Durante esta sub-etapa, se produjeron también pequeños domos que sufrieron colapsos y explosiones y cuyos depósitos se encuentran intercalados con las lavas en las partes próximas del flanco E del Pico Central (Figura 11). La parte meridional del Pico S, presenta abundantes fallas pequeñas y alteración hidrotermal muy marcada pero sin indicios de actividad fumarólica actual (Pulgarín y Correa, 1997). Entre las rocas alteradas de color amarillo verdoso, sobresalen dos domos (Figura 12) descubiertos por el retroceso glaciar durante las últimas cuatro décadas. Los domos no presentan esta alteración, por lo que se consideran más jóvenes.

2.3.5 Tectónica Local

En el edificio del CVNH convergen y se cruzan varias fallas que han sido cubiertas por los depósitos lávicos generados por el volcán. La alineación en dirección N-S que presenta el

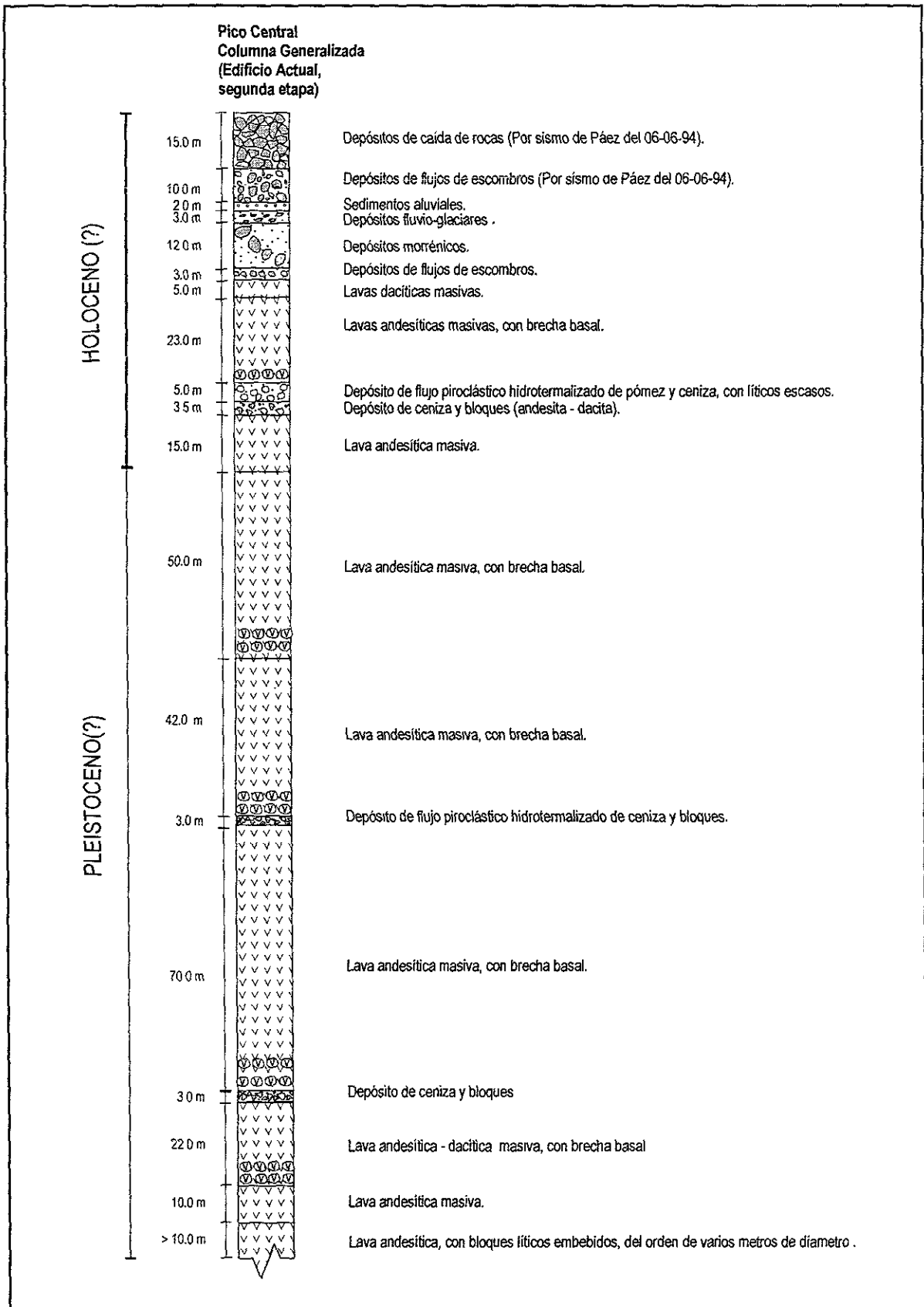


Figura 11. Columna estratigráfica generalizada del Pico Central del CVNH, Edificio Actual (segunda etapa). Las edades relativas están basadas en la morfología. La avalancha es previa a esta secuencia.

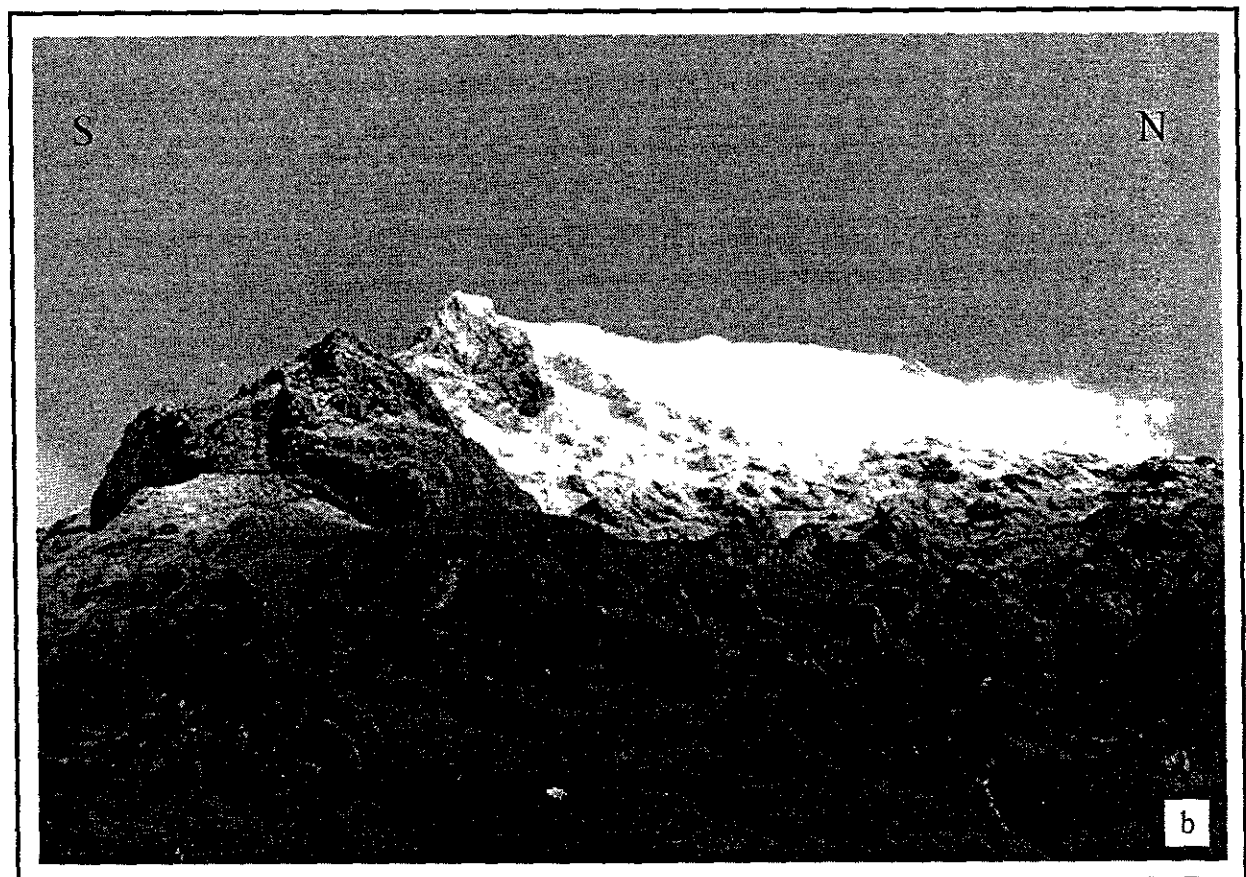
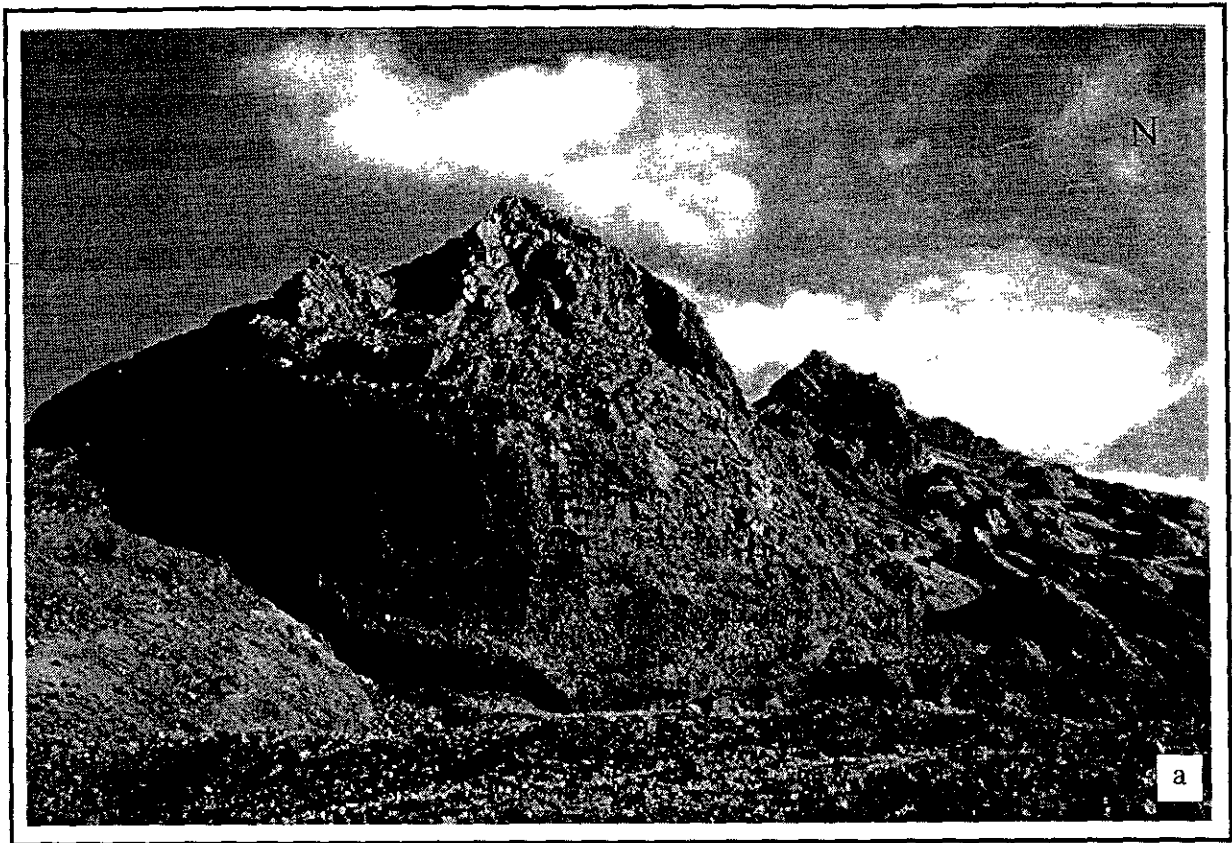


Figura 12. Vista desde el S de los domos del Pico S del CVNH. El que está en primer plano tiene cerca de 200 m de altura.
a) Toma desde 4,500 msnm y b) Toma desde 2,500 msnm.

complejo volcánico, posiblemente indique que su origen tuvo lugar a partir de una falla en esta dirección. Por su ubicación y dirección, es posible que corresponda con la falla Moras E (Figura 10), a la que se le atribuye la generación del sismo de Páez del 6-6-94 (INGEOMINAS, 1995 y 1995a). Otras fallas (inferidas) como la de Inzá y algunas de tendencia N-S, parecen también confluir aproximadamente con el eje volcánico. En las partes altas del CVNH se encuentran fallas pequeñas y zonas de cizallamiento que podrían corresponder a expresiones en superficie de la prolongación de fallas regionales. Es notorio el alto grado de fracturamiento, microfallamiento y alteración hidrotermal que presentan las rocas del Pico S, lo cual indica una zona de debilidad. Sobre las partes medias y altas del CVNH se encuentran fallas en varias direcciones, pero predominan las perpendiculares al eje mayor del complejo. Existe además una red densa de lineamientos observables en fotografías aéreas (Figura 10), con direcciones radiales y anulares, que indican un posible colapso por hundimiento caldérico de un edificio anterior a partir del cual se desarrolló el Edificio Actual con sus picos.

2.3.6 Vigilancia Volcánica

A partir de 1986 se comenzó la vigilancia sismológica en el CVNH con muestreos de estaciones portátiles y en 1989 inició la vigilancia telemétrica (INGEOMINAS, 1996). Actualmente existen 4 estaciones cuya señal se recibe y procesa en el Observatorio Vulcanológico y Sismológico, Unidad Operativa Popayán (OVS-UOP) perteneciente al INGEOMINAS. La sismicidad registrada, generalmente se mantiene en niveles bajos (Tabla 1) (INGEOMINAS 1996a, b; 1997a, b; 1998; 1999a, b) a excepción del primer semestre de 1995 cuando se reportaron dos fuentes sismogénicas, una en el sector S del CVNH con eventos sísmicos asociados al sismo de Páez del 6-6-94 y la otra en el sector NE, (fuera del complejo) que incluyó un sismo de 3.85 grados de magnitud (INGEOMINAS, 1996a). A partir de 1996 se identificaron tres fuentes sismogénicas que están orientadas de NE a SW y han perdurado hasta la actualidad: una al NE del Pico Norte, con profundidades intermedias entre 3.5 y 6.5 km; otra entre los Picos Central y Sur, que ha migrado ligeramente al N, con profundidades superficiales entre 0 y 3.5 km. La tercera zona está ubicada en el SW del edificio y es de sismos más profundos, entre 6 y 10 km. Las magnitudes en la escala de Richter, en general, no son mayores a 2.48 (INGEOMINAS 1996a, b; 1997a, b; 1998, 1999a,

b), aunque 2 eventos ocurridos el 20 y 26 de marzo de 1996, fueron sentidos en las poblaciones de El Palo y Tacueyó (a 40 y 30 km al NE de la cima volcánica, respectivamente), tuvieron magnitudes de 3.1 y 4.3 y causaron deslizamientos y represamientos en la cuenca del río Palo (INGEOMINAS, 1997a).

El OVS-UOP ha realizado muestreos y análisis de 4 fuentes de aguas termales del CVNH de manera esporádica a partir de 1996 (INGEOMINAS, 1996b). La temperatura de éstas varía entre 29 y 36 °C y el pH de las que se ubican en la base W del edificio varía entre 6 y 7 (fuente La Cabaña) y entre 9 y 10 (fuente Verdún). Las que se ubican en la parte alta (cerca al lado W del casquete glaciar) varían entre 2 y 4 (fuente Nevadas) y alrededor de 2 (fuente Nevadas 1) (INGEOMINAS, 1996b; Garzón, 1997). Las más básicas son las de la parte baja.

Tabla 1. Resumen de la sismicidad del CVNH, entre 1995 y 1999.

Año	Prom. Sismos/día Alta f. (V.T)	Prom. Sismos/día Baja f. (L.P.)	Máx. E (V.T.) Prom. Máx. de cada mes (Ergios)	Máx. E (L.P.) Prom. Máx. de cada mes (Ergios)	Observaciones	Fuente
1995	1.00	5.00	6.11×10^6	2.79×10^7	Niveles bajos.	INGEOMINAS, 1996a
1996	4.07	4.40	2.02×10^7	1.10×10^7	3 fuentes principales; M general < 2.5. 2 sismos de M = 3.1 y 4.3, causaron deslizamientos. Niveles bajos. Prof. < 30 km.	INGEOMINAS, 1996b INGEOMINAS, 1997a
1997*	2.00	2.10	9.76×10^6	5.48×10^6	3 fuentes. Menor número de sismos L.P. Niveles bajos. M < 1.5. Prof. < 8 km.	INGEOMINAS, 1997b
1998	2.16	3.43	1.27×10^7	7.91×10^6	3 fuentes alineadas SW-NE, M < 2.48. Profundidad < 6.5 km. Niveles bajos.	INGEOMINAS, 1998 INGEOMINAS, 1999a
1999*	1.40	1.35	6.12×10^6	1.54×10^6	Niveles bajos. 3 fuentes. M < 2.2. Profundidad < 20 km.	INGEOMINAS, 1999b

* Promedio del primer semestre.

Garzón (1997) clasifica estas fuentes termales de la siguiente manera: La Cabaña y Verdún, en la parte baja, como mezcla de aguas cloruradas y sulfatadas, con mediana influencia magmática y sin evidencias superficiales de alteración hidrotermal; y a Nevadas, como aguas ácidas sulfatadas, con alta influencia magmática y presencia de cristobalita y sílice amorfa como minerales de alteración.

Se cuenta además, con dos versiones del mapa de amenaza volcánica del CVNH (Cepeda et

al., 1986; Cepeda et al., 1997a), la última de las cuales está basada principalmente en la distribución de los depósitos de flujos de lavas del Edificio Actual, así como en simulaciones de flujos piroclásticos pequeños (como los encontrados en cercanías del Pico Central) mediante el programa Flow 3D (Kover, 1995) donde se toma en cuenta la huella dejada por el flujo de escombros ocurrido el 6-6-94.

3. DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS DEL CVNH Y FLUJO DE ESCOMBROS DEL RÍO PÁEZ

3.1 ANTECEDENTES

Los primeros trabajos regionales y semidetallados que se han llevado a cabo en la región del valle del río Páez se han referido vagamente a los depósitos aquí estudiados. Van Houten (1976) realizó un estudio regional sobre algunos depósitos volcanoclásticos cenozoicos de Colombia, que fueron generados durante la etapa de erosión después del levantamiento de las cordilleras y fechó por el método K-Ar algunos ciastos de los depósitos. Llamó “conglomerado y brecha del Páez” a unos depósitos fluvio-volcánicos y de flujos de escombros de 45 m de espesor que rellenan la parte media-baja del Páez. ICEL (1983), en un estudio de prefactibilidad técnica para sitios de embalse en las cuencas de los ríos Páez - La Plata se refiere a los “piroclastos del Páez”, entre los cuales se encuentra la terraza alta correspondiente al depósito del presente estudio. Cepeda et al. (1986), realizaron un estudio geológico preliminar para la evaluación de la amenaza volcánica del volcán Nevado del Huila y fueron los primeros en denominar a este depósito como “flujo de lodo del Páez”. Caro (1995) en un estudio geológico y geomorfológico del valle del río Páez se refiere a éste como “depósito aterrazado Qt-1 de la parte alta del valle del río Páez” y le atribuye un origen fluvio-volcánico. Núñez et al. (1997) incluyen este depósito entre las “terrazas bajas” de origen fluvial (Q2) del río Páez.

Pulgarín et al. (1996) realizaron un estudio sobre el retroceso glaciar del Nevado del Huila que cubrió el período desde 1961 hasta 1995. Pulgarín et al (1997 y 1997a), hicieron una recopilación de algunas de las características morfológicas del depósito estudiado, para el catálogo de unidades geológicas y estratigráficas de Colombia y lo describieron como depósito de avalancha de escombros. Pulgarín y Macías (1998) presentaron un resumen de las características del depósito, donde describieron como uno sólo a ambos depósitos, el de avalancha de escombros y el de flujo de escombros del río Páez, ya que aún no se tenía suficiente conocimiento de ellos y calcularon un área cubierta de 97 km² con un espesor

promedio de 100 m y un volumen aproximado de 10 km³. Pulgarín et al. (1999; 2000), realizaron una reinterpretación del depósito e incluyeron algunos parámetros cinemáticos. También mencionaron la generación de un flujo de escombros por el valle del río Páez, asociado al represamiento del mismo por causa del depósito de avalancha. Pulgarín y Correa (1997) realizaron un estudio de los depósitos fragmentarios superficiales que yacen sobre el CVNH y lo nombraron también como un depósito de avalancha de escombros. Otros trabajos que adelantan geólogos del INGEOMINAS están encaminados a conocer más ampliamente la geología del CVNH.

3.2 UBICACIÓN Y GEOMETRÍA

Los depósitos estudiados se encuentran distribuidos de manera continua y se pueden separar en dos grandes unidades: 1) Depósito de avalancha de escombros (DAE) que ocupa el flanco S del CVNH hasta el valle del río Páez y 2) Depósito de flujo de escombros del río Páez (DFERP) que se localiza a lo largo del valle del río Páez. El DAE, inicialmente se encuentra entre los valles de las quebradas El Buco-Yusayú o Quindavillo (al W) y Quindao (al E) y llega al valle del río Páez (Figura 10), en donde el depósito está limitado frontalmente por una pared de roca granítica en la vereda Mesa de Caloto. El DAE ocupa un área de 36 km² con espesor estimado de 150 m y un volumen aproximado de 5.4 km³. El DFERP representa un depósito que rellena gran parte del valle del río Páez hasta la vereda Jazmines localizada a 4.5 km al NW de la población de Paicol en la parte media-baja del valle. En su recorrido esta última parte atraviesa parcialmente por los Departamentos de Cauca y Huila (Figura 13) y cubre un área mínima de 82 km² con espesor promedio de 100 m y un volumen mínimo de 4 km³.

3.3 ÁREA FUENTE

Según los estudios aerofotográficos y la distribución del depósito, el sitio de origen del depósito se localiza en la parte alta del flanco S del complejo volcánico, y comprende parte del

Edificio Antiguo y también parte del Edificio Actual, al menos en su primera etapa (Figura 10). La forma del depósito, vista en planta, es de un abanico que se dispersa hacia el SE unos 5 km con una prolongación hacia el SW, limitado por las quebradas El Buco-Yusayú (al W) y Quindao (al E) (Figura 10) hasta llegar al río Páez donde alcanzó a remontarse por lo menos 2 km aguas arriba hasta la altura de la desaparecida población de Irianda (destruida por el sismo y flujo de escombros de 1994). En la cartografía del depósito (Figura 10) se observa que al proyectar los límites laterales en la parte próxima hacia la cima volcánica, el origen de éste pudo haber ocurrido en o cerca al sitio donde se encuentran emplazados los domos del Pico S, cerca de la cota 4,500 msnm, lo que concuerda con la gran alteración hidrotermal y el intenso cizallamiento que exhiben las rocas en este sector.

En el lugar de despegue de la avalancha actualmente ya no se observa un anfiteatro o cráter en forma de herradura característica típica descrita por Siebert (1984), ya que el sector está ocupado ahora por productos lávicos más recientes del Edificio Actual que cubren también parte del depósito de avalancha de escombros en la parte próxima más alta.

El DFERP continúa a partir del DAE, desde la Mesa de Caloto, donde el valle es un poco más amplio y desde una altura de 2,130 msnm, donde comienza a descender. El empalme entre ambos depósitos no es notorio porque en este sitio presentan una morfología similar con pendiente muy suave. A partir de este punto el valle comienza a hacerse más angosto hasta el Zanjón Palacé donde se vuelve más amplio (Figura 13).

3.4 DESCRIPCIÓN

Morfológicamente, el DAE es un depósito complejo que muestra una variación muy notoria en superficie que comprende regiones de montículos, de lóbulos y de terraza. Este tipo de morfología caracteriza a los depósitos de avalancha de escombros (Siebert, 1984; Palmer et al., 1991), en la que hay tanto facies de bloques, como facies de matriz (Siebert, 1984) o sus equivalentes (Palmer et al., 1991). En la zona del DFERP la morfología es de terraza y el depósito está conformado por clastos soportados aleatoriamente en una matriz areno-limo-arcillosa que definen un depósito de flujo de escombros, según lo describen Lowe (1982),

Johnson y Rodine (1984), Leeder (1991), Vallance y Scott (1997). Ambos depósitos se describen a continuación.

3.4.1 Depósito de Avalancha de Escombros (DAE)

El depósito de avalancha de escombros es de color gris con tonalidad violeta y con estructura masiva. Es heterolitológico, compuesto por megaclastos, clastos y matriz. Los clastos y megaclastos son predominantemente angulares con tamaños desde el orden centimétrico hasta el orden de decenas de metros, muchos de ellos con estructura en rompecabezas, típica de este tipo de depósitos (Siebert, 1984). Ambos tipos de clastos son predominantemente de lavas andesíticas y dacíticas, de color gris claro y oscuro y algunos con bandas de oxidación rojiza y alteradas. La textura de estas rocas es porfirítica media a gruesa, con presencia de feldespatos y anfíboles grandes. En menor proporción, se presentan fragmentos del basamento intrusivo granítico, mismo que aflora en los alrededores del depósito. La matriz, compuesta por arena, limo y arcilla, está endurecida, es de color gris violáceo a amarillento y es más notoria hacia la parte distal del depósito, donde los bloques ya son de menor tamaño. El depósito presenta diferentes morfologías: escalones y colinas (montículos) alargadas, en las partes próximas (0 – 6 km); lóbulos, en la parte media (6 – 8 km) y terraza, en la parte distal (8 – 11.4 km) (Figuras 14 y 15). Estas distancias fueron contadas a partir de donde comienza a observarse el depósito en la parte próxima (Figura 16) a 2.45 km del sitio que se presume fue el origen de la avalancha. Para la descripción detallada de este depósito, se utilizó este mismo zoneamiento.

3.4.1.1 Zona de Montículos (0 – 6.0 km)

Está comprendida entre la parte alta del flanco S del CVNH y la parte media de las quebradas Quindao y El Buco - Yusayú. En esta zona no es posible hacer un buen análisis, debido a que las fotografías aéreas que cubren este sector, presentan poca cobertura por la nubosidad y además, en el campo, el acceso al área es de gran dificultad debido al bosque primario denso y a la ausencia de caminos. El sitio donde se comienza a observar la expresión morfológica del depósito dista 2.45 km del sitio que se infiere como origen y alrededor de 4.5 km de la cima más alta (Pico Central) del CVNH. Su morfología inicial es una colina alta que le da una forma ligeramente triangular al inicio del depósito (vista en planta) (Figura 10), ya que los

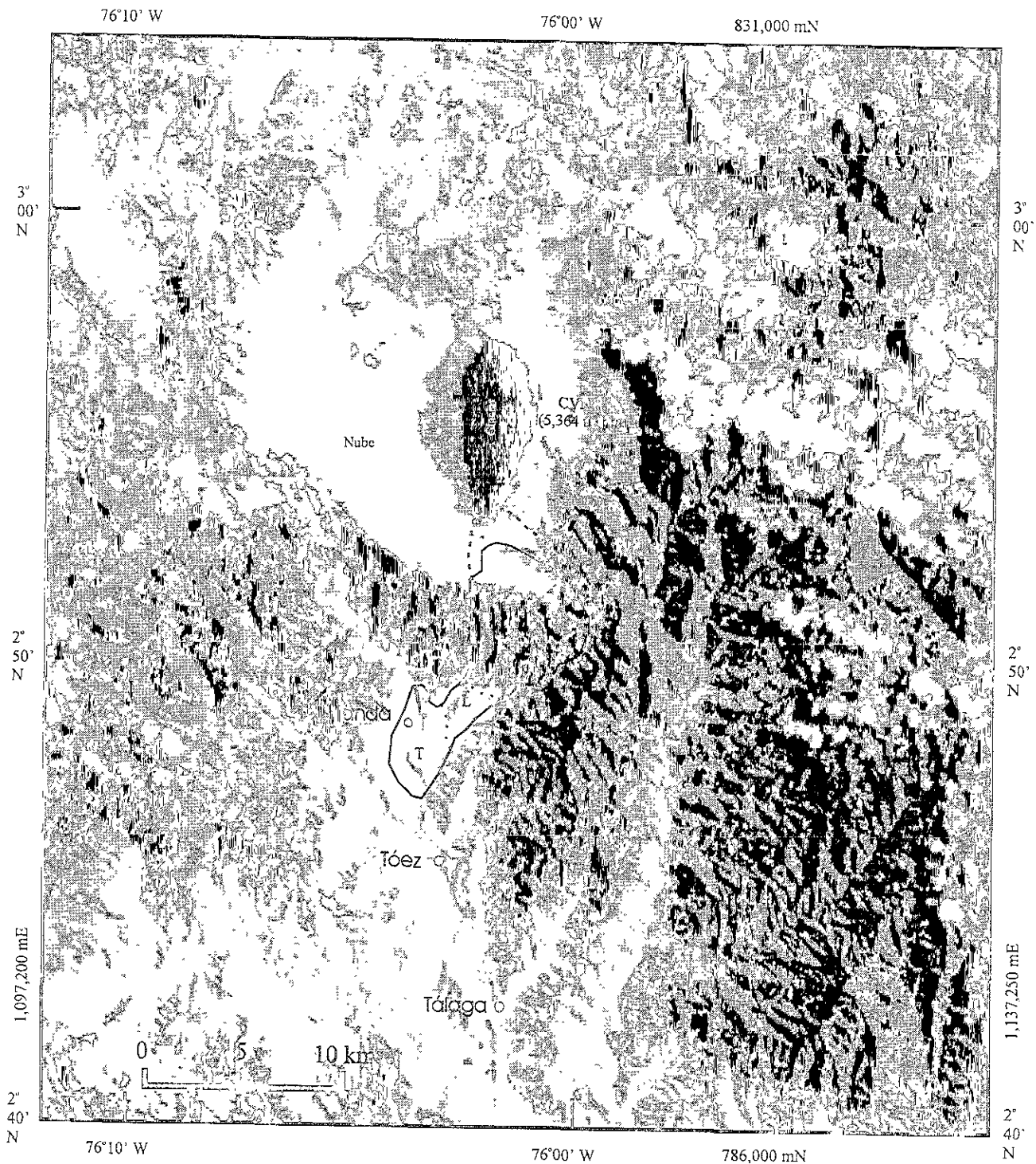


Figura 14. Imagen Landsat TM del CVNH y sus alrededores, donde se muestra el límite del DAE y sus zonas morfológicas (líneas punteadas): M (montículos), L (lóbulos), T (terrace). La línea a trazos señala la posible área fuente.

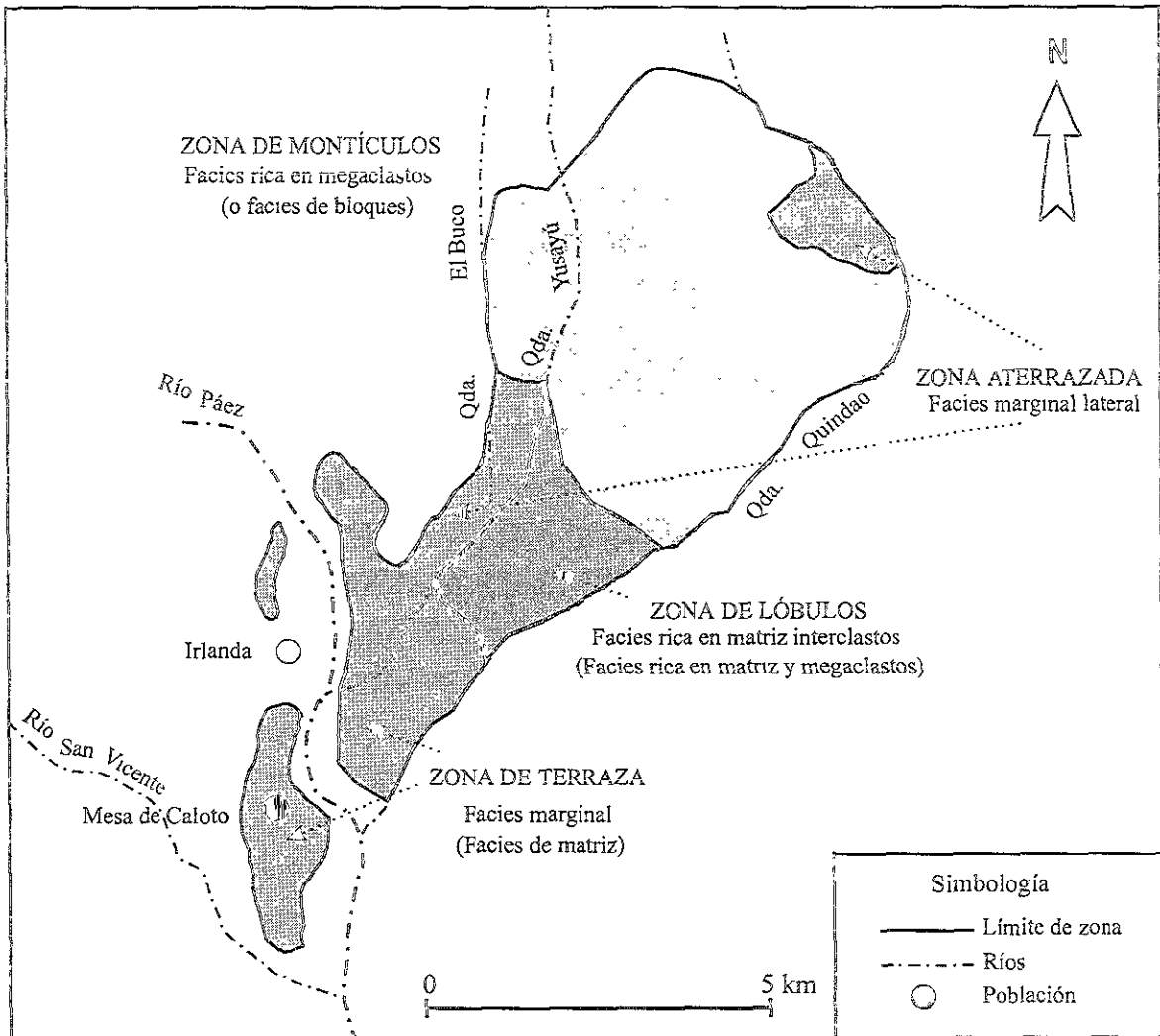


Figura 15. Esquema del DAE y sus zonas morfológicas. La parte faltante sobre el río Páez, ha sido erosionada.

valles laterales con formas de U han sido afectados por erosión glaciár. La cima de esta colina está a 3,680 msnm (Figura 16) y posiblemente está conformada por un megaclasto gigantesco o bloque Toreva (Reiche, 1937; Wadge et al., 1995) que se extiende por más de 2 km y al cual, en el extremo W se le observó interestratificación de depósitos fragmentarios y de lava (estación 24). Hacia abajo de esta colina se presenta una serie de escarpes escalonados con alturas de unos 40 m cada uno, que aún se localizan en las pendientes del volcán entre cotas 3,680 y 2,950 msnm. Hacia la parte E del depósito y donde comienza a hacerse más suave la pendiente se encuentra una planicie pantanosa levemente inclinada hacia el SE (Figuras 17), rellena de sedimentos lacustres (Figura 18) y con escasa vegetación. En medio de esta planicie

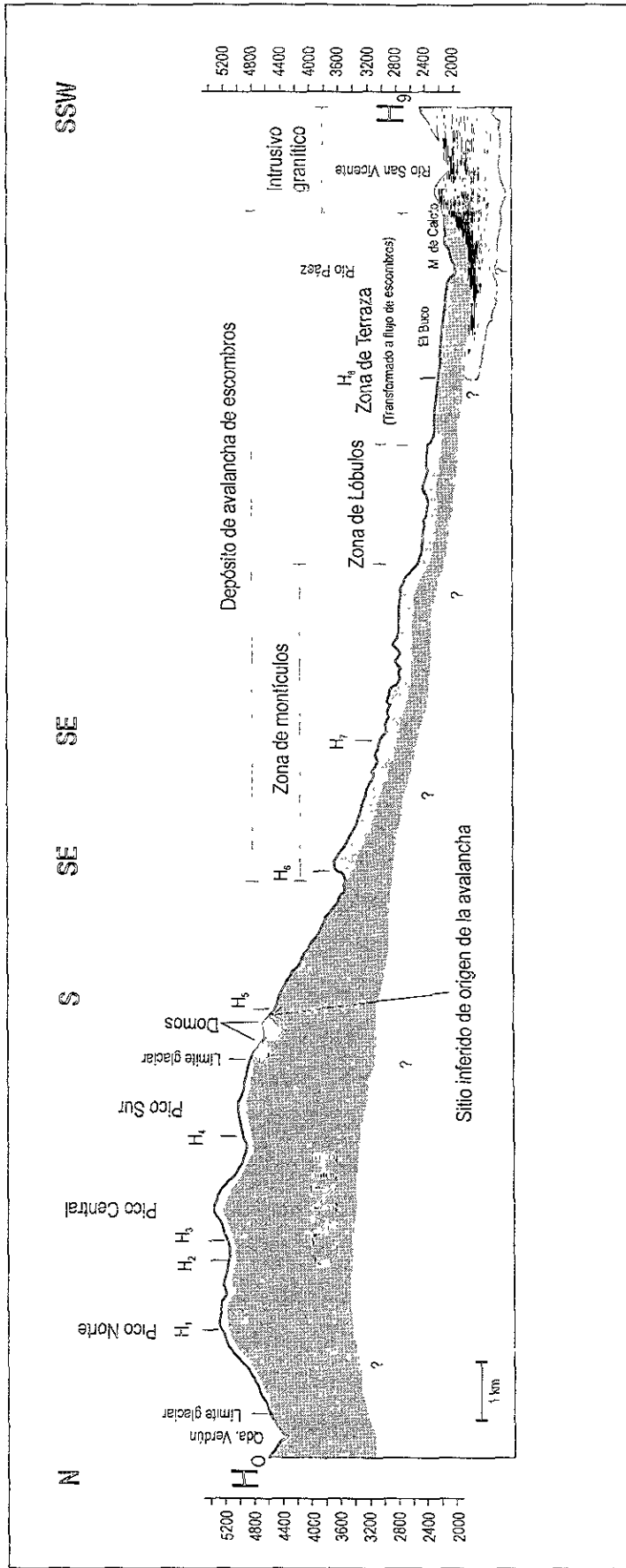


Figura 16. Perfil longitudinal compuesto H₀-H₉ del CVNH a través de su cima y de la extensión del DAE. Obsérvense las diferentes morfologías (ver ubicación del perfil en Figura 10).

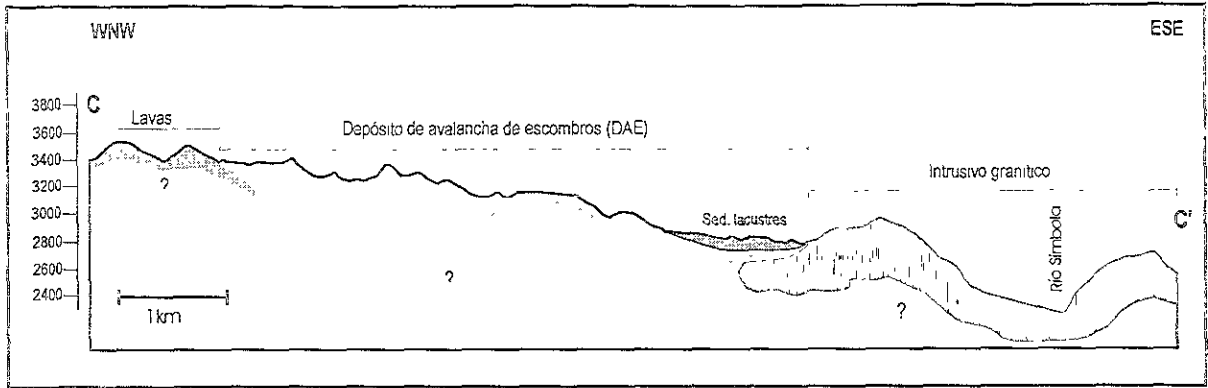


Figura 17. Perfil geológico CC', en dirección WSW - ESE, a través de la parte próxima del depósito de avalancha de escombros. Obsérvese la planicie de sedimentos lacustres (ver ubicación del perfil en Figura 10).

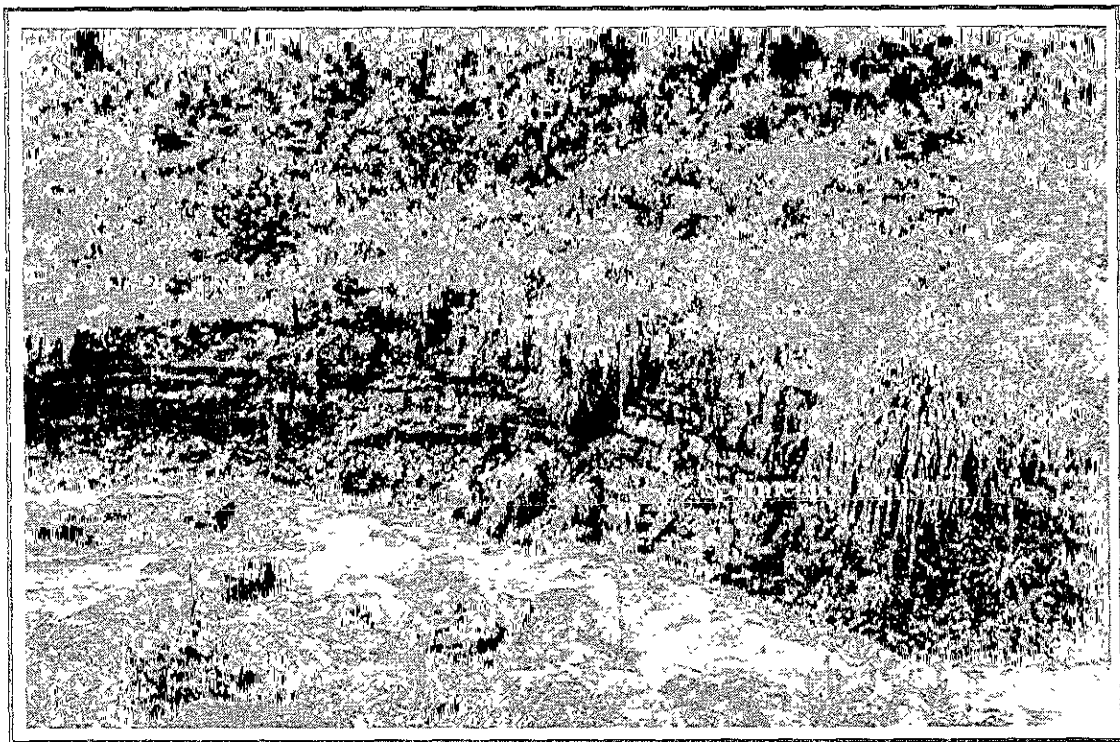


Figura 18. Secuencia de sedimentos lacustres (4 m de espesor) sobre el DAE, en la planicie de la parte próxima E.

emergen las cimas de algunos montículos (Figura 19). Los montículos se observan en el lado W de la planicie antes mencionada y también hacia abajo de ésta, entre las cotas 2,950 y 2,500 msnm. Son colinas irregulares, alargadas y con orientaciones diferentes, pero con predominio en la dirección primaria del flujo. En perfil longitudinal, la zona de montículos tiene una forma arqueada (Figura 16), en la cual hay tres cambios generales de pendiente que

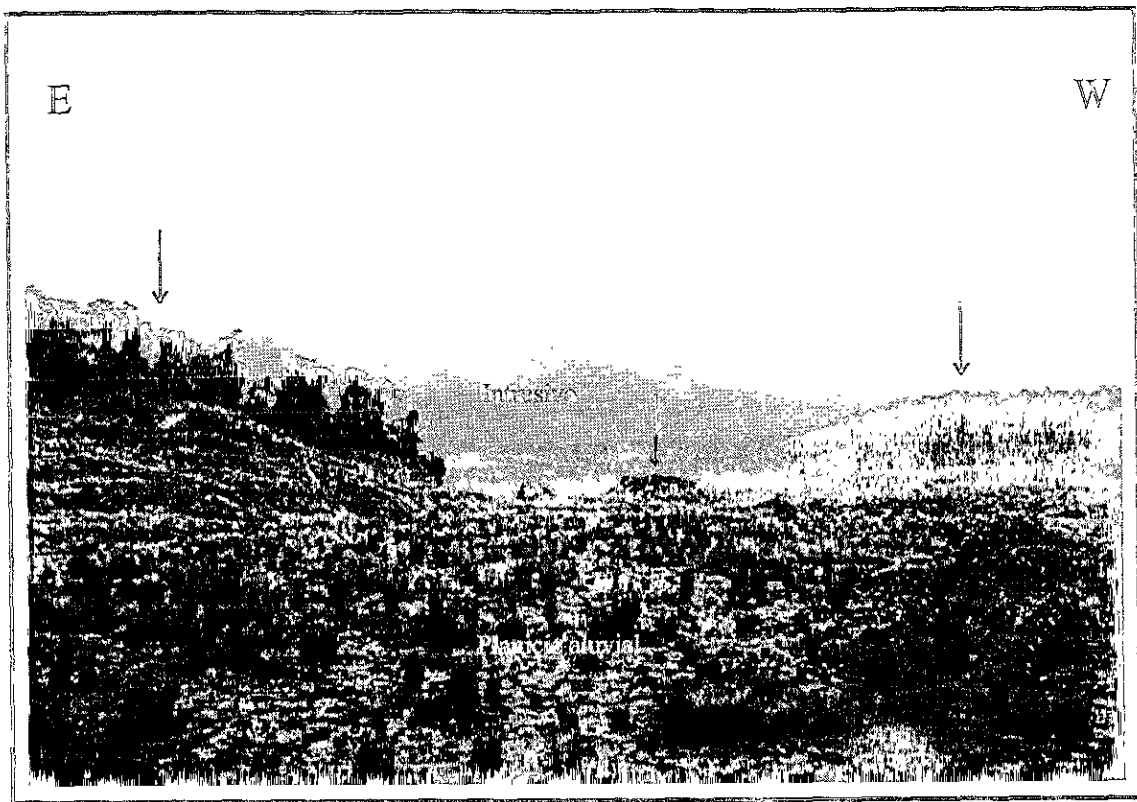


Figura 19. Parte más próxima de la planicie aluvial del E, donde sobresalen algunas cimas de montículos.

descienden gradualmente de 17° , a 12° y a 1° , pero en el frente de esta zona hay un descenso brusco de la topografía de 240 m en sólo 375 m de longitud con una pendiente de 30° , en cuyo final comienza la zona de lóbulos. Los montículos alcanzan alturas hasta de unos 150 m sobre el nivel base de la superficie (Figura 20). Entre estas colinas se encuentran partes deprimidas y planas que muestran amplitudes aproximadas entre los 100 y 300 m. Este tipo de estructuras es característico de facies de bloques (Siebert, 1984) o facies rica en megaclastos (Palmer et al. 1991) en los depósitos de avalanchas de escombros. Aquí el depósito ocasionalmente se confunde con flujos de lava masiva o lavas con estructura fracturada (Figura 21) con diferentes patrones irregulares, desde aparentemente masiva, pero muy fracturada hasta bloques gigantes que parecen "in situ". Algunas veces estas lavas, aparentemente "in situ", están intercaladas con depósitos fragmentarios en afloramientos tanto en el límite W del depósito (estación 24, Figura 22) como en el E (estación 90), lo cual indica que se trata de megaclastos interestratificados del edificio volcánico que se deslizaron hasta la posición actual, característica de este tipo de depósitos en las partes próximas (Ui et al., 1986a; Siebert,

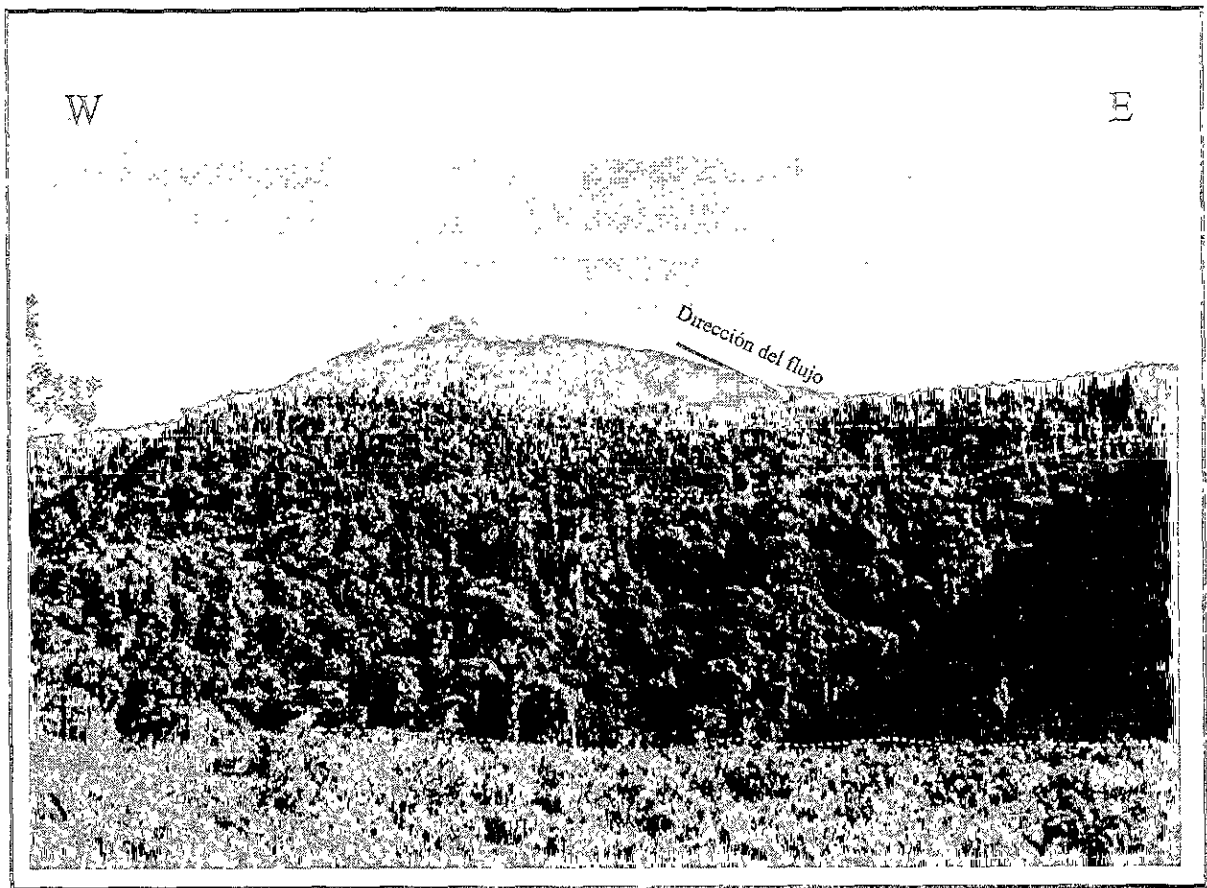


Figura 20. Montículos en la dirección del flujo con alturas hasta de 150 m. Al fondo la parte S del CVNH.



Figura 21. Lavas con patrón de fracturamiento irregular, en la zona de montículos. Su discriminación entre lava "in situ" o megaclasto es dudosa.

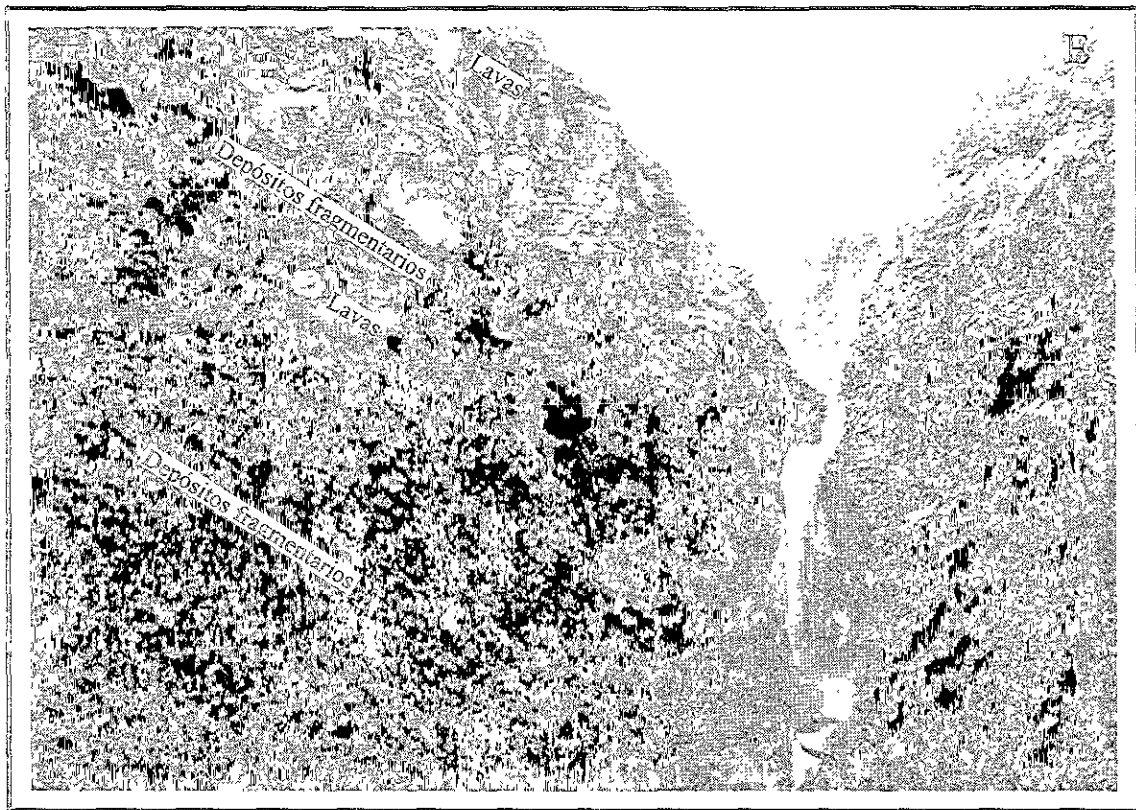


Figura 22. Megaclasto interestratificado con más de 50 m de espesor, en la estación 24. Los estratos son de lavas y depósitos fragmentarios.

1984). La facies de matriz (o matriz interclastos) también está presente entre los megaclastos, donde muestra una consistencia endurecida y oxidada. El contenido de la matriz en esta parte es menor del 30% en peso. El depósito en esta zona muestra una estructura mayormente soportada por clastos (Lowe, 1982). Aparte de los megaclastos que forman los montículos, se presentan otros también andesíticos con diferentes texturas y muchos de ellos alcanzan diámetros de 5 a 7 m y exhiben estructura en rompecabezas (Figura 23). Estos megaclastos se distribuyen de manera aleatoria en el depósito, es decir, no se les observa una gradación preferencial.

En la zona de montículos, localmente en algunos sitios laterales, el depósito presenta hacia su base mezcla con clastos redondeados de lavas y más abundancia de matriz. De igual forma existen en estas partes laterales, depósitos fragmentarios estratificados, soportados por matriz, que parecen corresponder a depósitos de flujos de escombros de la facies marginal lateral

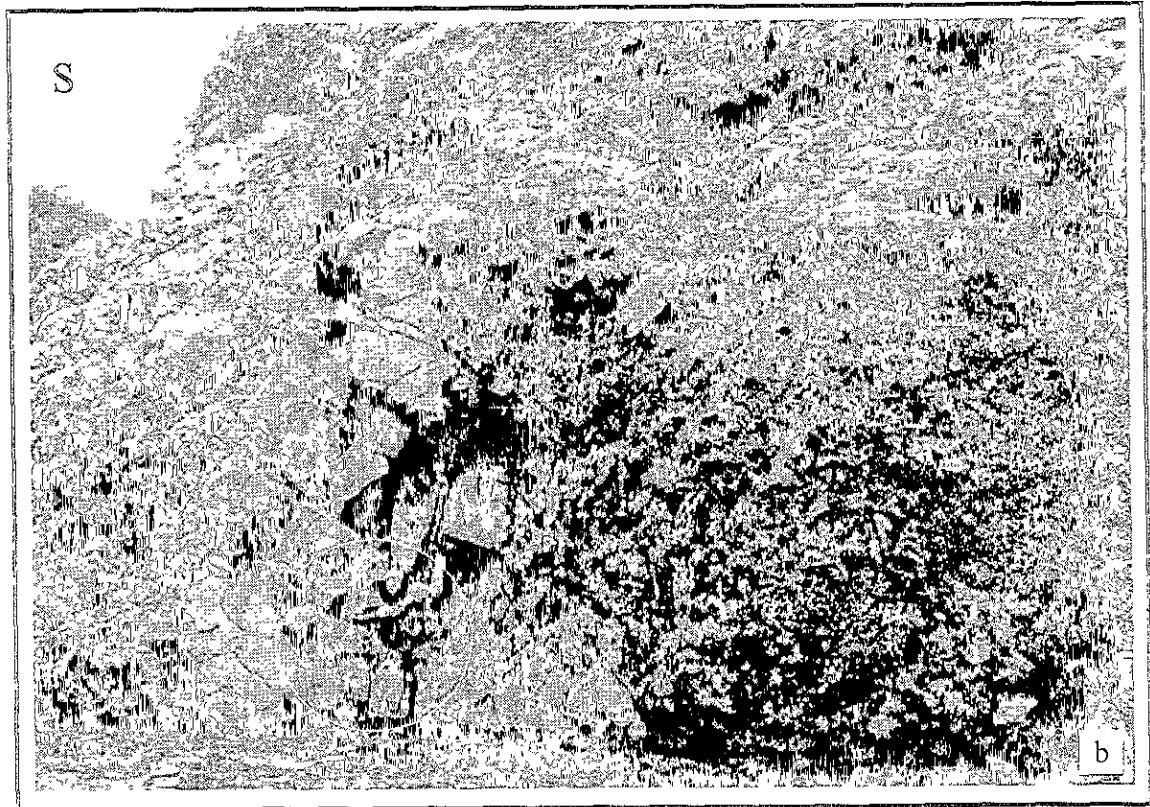
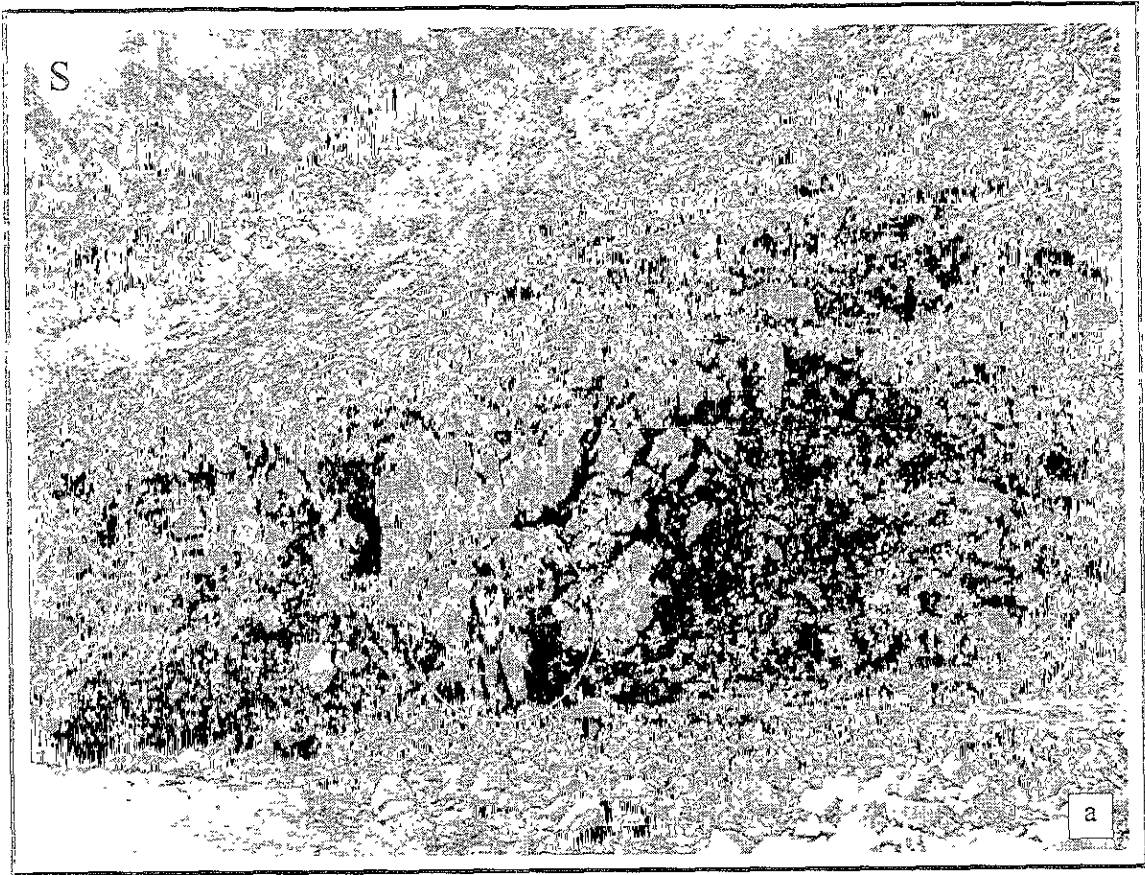


Figura 23. Megaclastos de lava con 5 m y 7 m de diámetro, (a) y (b), respectivamente. Ambos presentan estructura en rompecabezas. Quebrada Quindao, zona de montículos.

descritos por Palmer et al. (1991) en depósitos de avalanchas de escombros en Nueva Zelanda. En la parte alta cerca al cambio brusco de pendiente (estación 95, Figura 10) se observa un gran megaclasto de lava que conforma el núcleo de una colina de unos 100 m de altura (Figura 24). El núcleo está cubierto por varias capas de flujos de escombros secundarios endurecidos que presentan clastos redondeados. Estos depósitos se acumularon también en la parte baja del montículo donde forman una secuencia de 5 capas (Figura 25) que alcanzan una potencia de unos 24 m.

3.4.1.2 Zona de Lóbulos (6.0 – 8.0km)

Comprende desde el final de la zona de montículos hasta aproximadamente 3 km antes de la desembocadura de las quebradas El Buco-Yusayú y Quindao al río Páez. Esta zona corresponde con el paso de la avalancha por un estrechamiento topográfico de 5.3 km en la zona de avalancha, a 2.3 km de ancho en la parte media de la zona de montículos, en una garganta del basamento de intrusivo granítico (Figuras 10 y 26). Sobre este estrechamiento, se encuentra el inicio de la prolongación angosta del depósito hacia el SW, mencionada con anterioridad. En esta zona, la superficie del depósito está conformada por lóbulos casi coalescentes (Figura 27), con alturas que no sobrepasan los 50 m y con pendientes muy suaves en superficie (4° a 10°) que van descendiendo escalonadamente hasta un nivel base marcado por la terraza más alta en la que se encuentran las veredas El Buco y Yusayú, así como la Mesa de Caloto (Figura 10). Estos lóbulos presentan contrapendientes hasta de 15° en su parte posterior y pendientes terminales entre 12° y 45° , que indican las diferentes formas de los megaclastos que forman sus núcleos, aunque estas pendientes ya debieron haber sido modeladas por la erosión. Entre los lóbulos también hay depresiones cóncavas muy suaves y amplias. La pendiente general de esta zona es de 6° y la cobertura de bosque ya es escasa debido a la tala.

También en esta zona, el depósito presenta tanto facies de bloques y de matriz (o facies de megaclastos y de matriz interclastos) y los afloramientos sólo son observables en los cortes profundos de las quebradas, hacia los extremos laterales del depósito, donde se encuentran algunos megaclastos (hasta de 10 x 35 m) rodeados por una matriz interclastos. Algunos de



Figura 24. Montículo de la parte próxima con más de 100 de alto, en la estación 95. Obsérvense los DFE asociados que suprayacen al núcleo del montículo (NM).



Figura 25. Secuencia de DFE asociados localizados al inicio del cañón de la quebrada Quindao. Parte próxima E, estación 94.

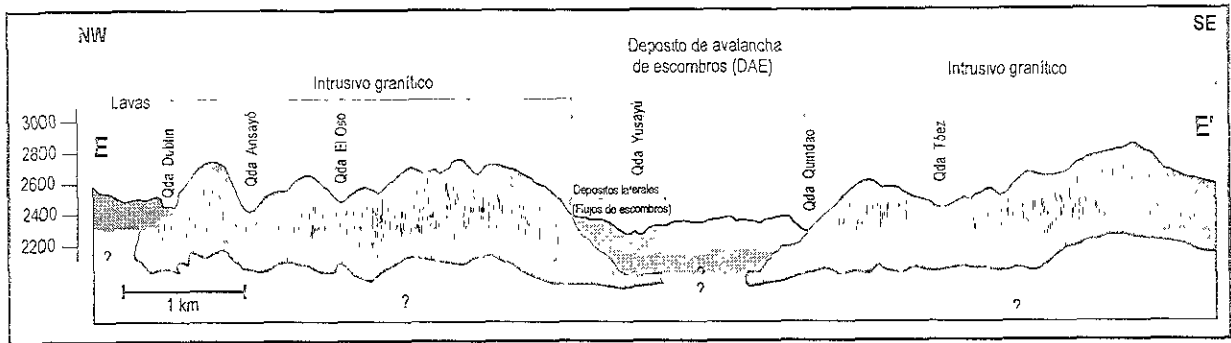


Figura 26 Perfil EE', en dirección NW - SE, a través de la parte media del DAE, que corresponde con el estrechamiento topográfico causado por el intrusivo granítico, en la zona de lóbulos (ver ubicación del perfil en Figura 10).

estos megaclastos, como en la estación 99 (Figura 28), presentan estructuras que semejan fallas lítricas, que aumentan su inclinación desde su parte inferior a la superior. También se presentan otros clastos con diámetros variables (2, 10 y 15 m), tanto hacia la parte superior como inferior del depósito. Sobre los lóbulos que conforman la superficie, la vegetación arbórea es más escasa.

En la quebrada Yusayú también se encuentran algunas capas de sedimentos (Figuras 29) (estación 105), con características fluvio-lacustres, que se observan intercaladas con depósitos de flujos de escombros. En la parte W de esta zona de lóbulos, en la estación 20, se encuentra una secuencia de sedimentos finos (arena, limo y arcilla) que subyacen al DAE. Estos sedimentos tienen una potencia visible de 6 m, son de color gris y presentan una pátina de oxidación de coloración rojiza. Están fuertemente plegados (Figura 30) y presentan algunas microfallas que se localizan sobre las crestas de los pliegues, los cuales son monoclinales, muy cerrados y buzan en el sentido contrario al flujo de la avalancha. Una situación similar, de capas lacustres fuertemente plegadas, la describen Siebe et al. (1992) en el volcán Jocotitlán, e interpretan este plegamiento de sedimentos subyacentes como producto de la carga desigual que ejerció el peso del depósito de avalancha sobre ellos.

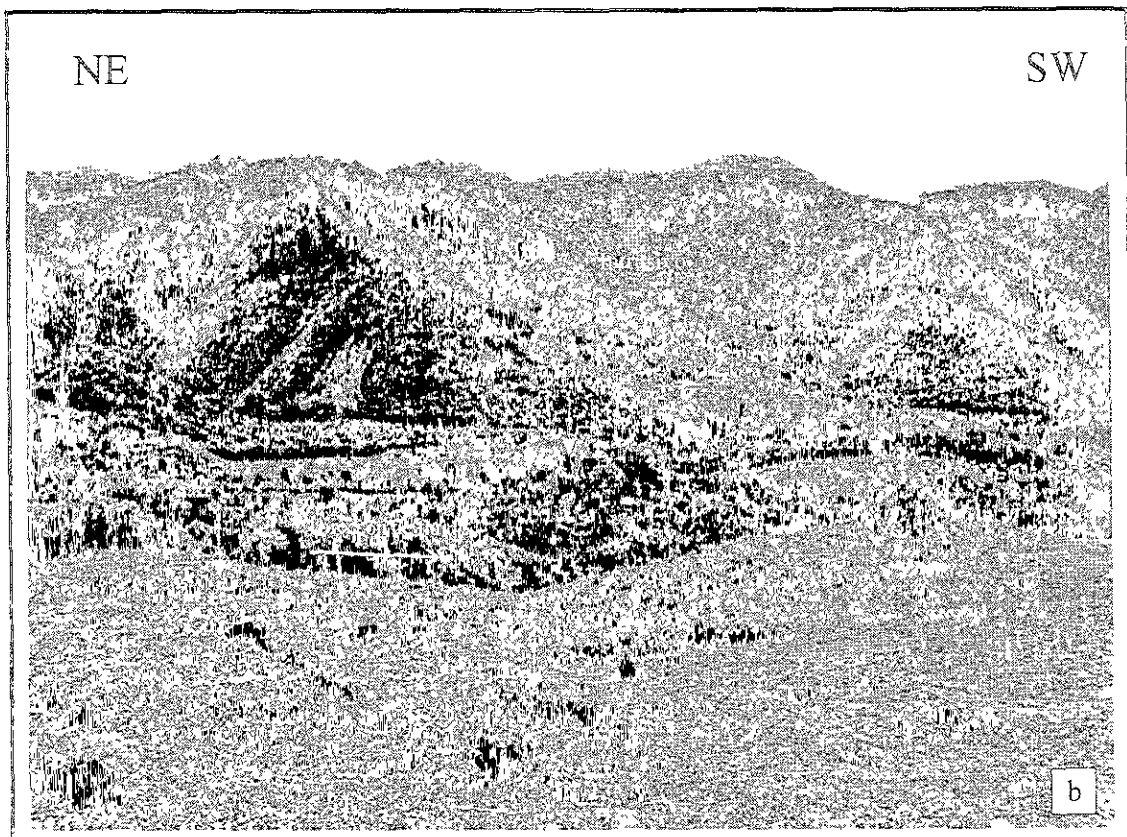
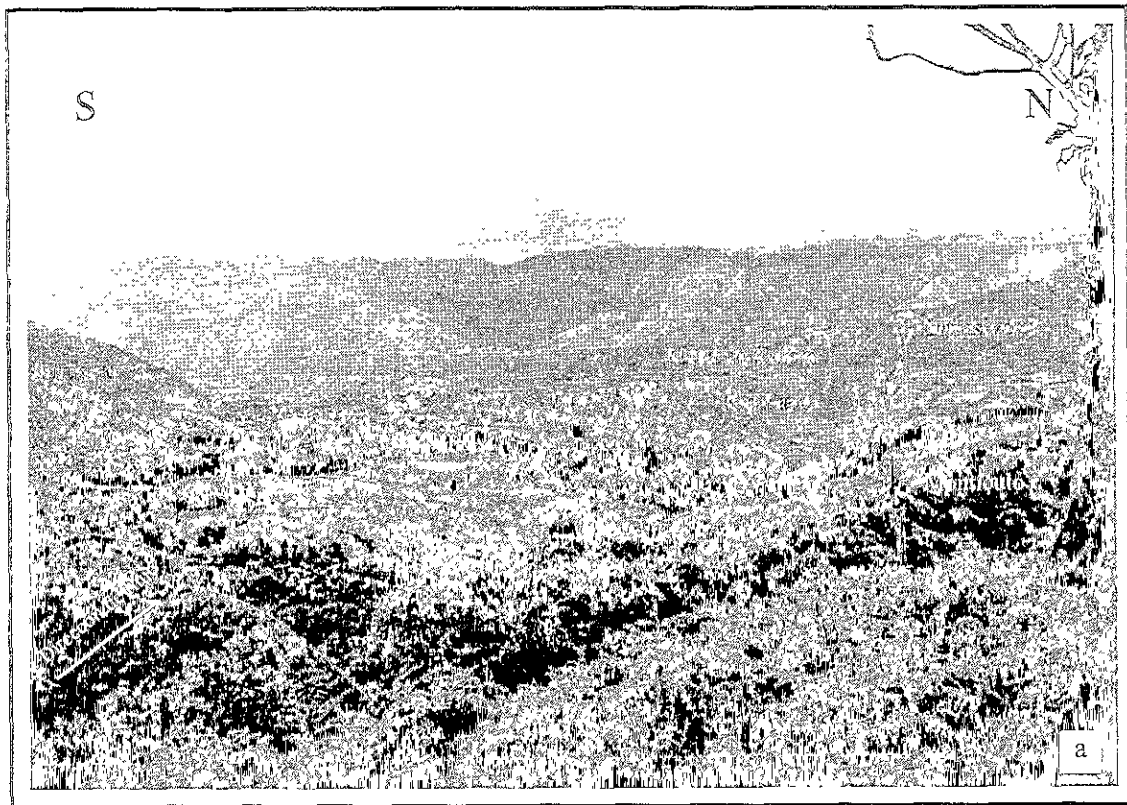


Figura 27 Zona de lóbulos (resaltados). Vista general desde su parte alta (montículo) hacia el sentido del flujo. Al fondo, la Mesa de Caloto (a). Detalle de los lóbulos (b). Sus alturas son menores de 50 m



Figura 28. Megaclasto de 10 m de alto por 35 m de largo, en la zona de lóbulos (estación 99), soportado por matriz interclastos. Nótese las fracturas del megaclasto, que semejan fallas lítricas.

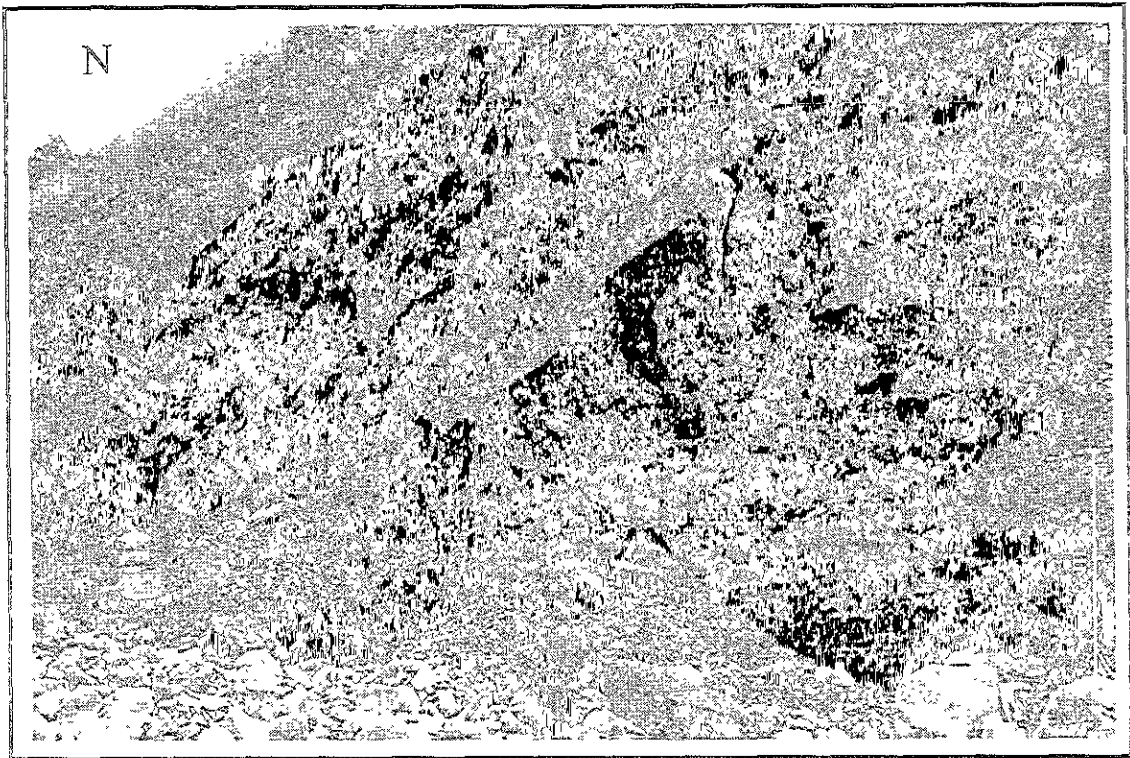


Figura 29. Secuencia de sedimentos fluvio-lacustres (SFL) y de flujos de escombros (DFE) en la quebrada Yusayú (estación 105). Los SFL subyacen al DFE.

3.4.1.3 Zona de Terraza (8.0 – 11.4 km)

Esta zona se extiende desde el final de la zona de lóbulos hasta la parte final de la Mesa de Caloto, ubicada del lado W del río Páez y comprende también las mesetas de Yusayí y El Buce, en el lado E del río (Figura 13). La morfología en esta zona es de una terraza suavemente inclinada de ambos lados hacia el río, pero de mayor longitud hacia la margen E. El paso de la zona de lóbulos a ésta zona, también está marcado por un cambio a una pendiente ligeramente más suave (de 6° a 5°). El depósito se observa únicamente hacia las partes laterales y en el río Páez, donde exhibe un espesor mínimo de 135 m, ya que el lecho del río aún discurre sobre el depósito. El depósito está constituido únicamente por facies de matriz (o facies marginal, de Palmer et al., 1991), con clastos soportados por una matriz arenosa, endurecida y oxidada. Los fragmentos subangulares a subredondeados alcanzan diámetros hasta de 3 m, muchos de ellos con estructura en rompecabezas.

Macroscópicamente no se distinguen unidades de flujo en todo el depósito de avalancha, a excepción de la parte final de terraza (subiendo a la Mesa de Caloto, estaciones 108-109), donde se aprecia un gran lente aluvial estratificado (Figura 31) de unos 15 m de largo y unos 0.40 m de espesor máximo. El lente se presenta emplazado en medio del depósito (terracea), pero a los lados del lente, prolongando su terminación, se puede apreciar un contacto con estructuras de carga en forma de ondas, que indican que la parte superior es una unidad posterior a la parte inferior y que se depositó en un tiempo relativamente corto (no hay suelos entre ambos), cuando la parte inferior aún permanecía en estado plástico quizás por el contenido de agua. En la unidad inferior (>75 m de espesor), se observa una relativa escasez de clastos hacia su parte alta, donde exhibe una tosca gradación normal y una litología más uniforme, dada por bloques de color gris claro, profiríticos con feldespatos y anfíboles grandes. Por el contrario, la unidad superior presenta una abundancia relativa de clastos hacia su parte superior, donde exhibe una gradación ligeramente inversa, con litología más variada y donde son comunes los clastos alterados e hidrotermalizados.

En la parte final de esta zona de terraza, sobre el talud E del río Páez, y subyaciendo el depósito, se observan afloramientos de más de 20 m de altura, de lavas columnares que



Figura 30. Sedimentos aluviales finos, plegados y microfallados, que subyacen al DAE, en la quebrada Yusayú (estación 105).

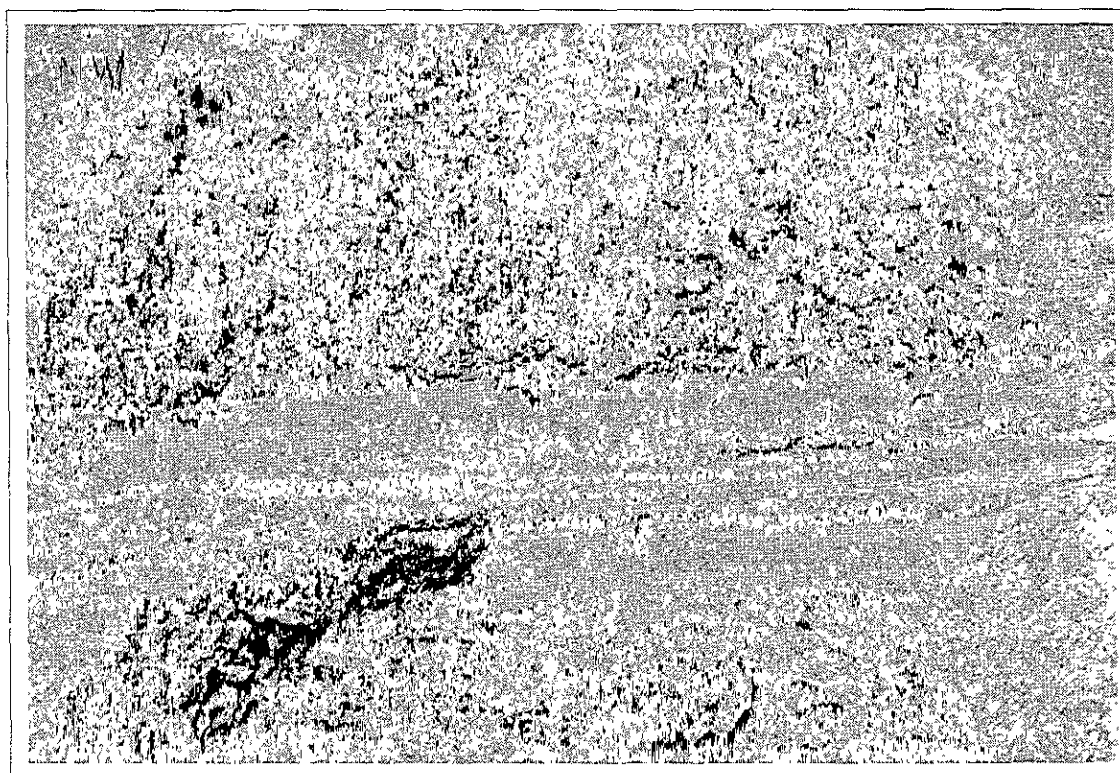


Figura 31. Lente aluvial estratificado (< grava fina), de 15 m de largo por 0.4 m de espesor máximo, entre las dos unidades de terraza, en la Mesa de Caloto (estación 108 - 109).

podrían ser megaclastos de la avalancha o posiblemente lavas "in situ" del edificio volcánico, aunque es más probable correspondan a estas últimas debido a que las columnas están en posición completamente vertical.

3.4.2 Depósito de Flujo de Escombros del Río Páez (DFERP)

Este depósito forma una terraza cuya altura varía entre 70 y 150 m visibles en paredes verticales ya que el río y sus afluentes han disecado profundamente el depósito original. El depósito es caótico, de color gris amarillento, con estructura masiva, heterolitológico y está compuesto por clastos y matriz conformada por arena, limo y arcilla. La estructura del depósito puede considerarse soportada por matriz (Lowe, 1982) (Figura 32). Los clastos son subangulares a subredondeados, con diámetros desde centímetros hasta un máximo de 3 m, dispersos en una matriz endurecida de color amarillo ocre a violácea. Los clastos más grandes aparecen indiscriminadamente a diferentes niveles de altura dentro del depósito y ocasionalmente puede haber 3 ó 4 clastos alineados (estación 126, vereda El Jetzen, Figura 33). En esta estación (126) se observaron 3 clastos redondeados en la base del depósito, con diámetros inferiores a 1 m. La composición del depósito consta principalmente de fragmentos de lavas andesíticas y dacíticas, que varían entre texturas afáníticas, faneríticas y porfiríticas y coloraciones grises, negras, rojizas y amarillentas (las dos últimas debido a oxidación y alteración) y como componentes menores se presentan clastos pequeños del basamento como rocas graníticas, esquistos, cuarcitas y areniscas. A través de todo el depósito se observan también clastos con estructura en rompecabezas pero de menor tamaño (máximo 40 cm) que los del depósito de avalancha de escombros. En la estación 46 que corresponde a la parte alta del depósito en una curva del valle, la matriz se presenta más arenosa y los clastos con formas subangulares a subredondeadas igual que en la estación 67' hacia el final del depósito.

El depósito se puede observar claramente en superficie hasta 4 km aguas abajo de la desembocadura del río La Plata (Figura 13, estaciones 66 y 133) y a partir de allí se intercala con otros depósitos y se pierde su rastro. Su extensión mínima es de 67 km pero seguramente se extendió más lejos.



Figura 32. Detalle del DFERP. Los clastos están completamente soportados por matriz areno-limosa endurecida. La escala es 1 m. Vereda El Cristo (estación 115).

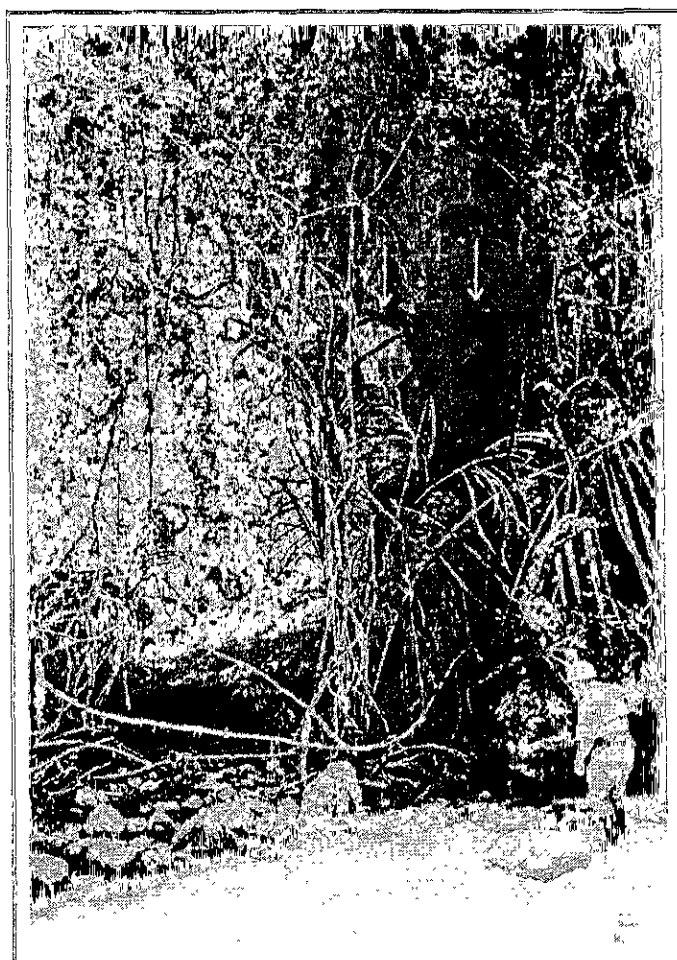


Figura 33. Clastos alineados (ver flechas) en la parte media - alta del DFERP. Vereda El Jetzen (estación 126).

Morfológicamente este depósito se divide en dos partes: la zona de canal estrecho y la zona de canal amplio, las cuales se describen detalladamente a continuación.

3.4.2.1 Zona de Canal Estrecho (0 a 54 km)

Esta zona está comprendida desde el sector que forman las veredas El Buco-Yusayú (partes bajas) y La Mesa de Caloto, hasta 4 km antes de la desembocadura del río La Piata al río Páez (Figura 13), con pendiente general de 1.15° (de 2,130 a 1,050 msnm), aunque localmente varía entre 6° y 12° . En esta zona, el depósito original tuvo un ancho promedio de 1.28 km. Actualmente el depósito presenta alto grado de disección debido a la erosión fluvial y sólo se conserva como porciones aisladas de terrazas distribuidas asimétricamente y adosadas a los taludes de las rocas del basamento que conforman el cañón del río. El espesor del depósito en esta zona es de 100 m en promedio, es casi planar en superficie y con peraltes o ángulos de super-elevación en algunas curvas del valle. El depósito en esta zona exhibe varios sitios donde se considera bien expuesto, como lo son las planicies donde se asientan las poblaciones de las Mesas de Tálaga, Avirama, Guelcán, El Recuerdo, Las Delicias, Cohetando y Ricaurte (Figuras 34 y 13).

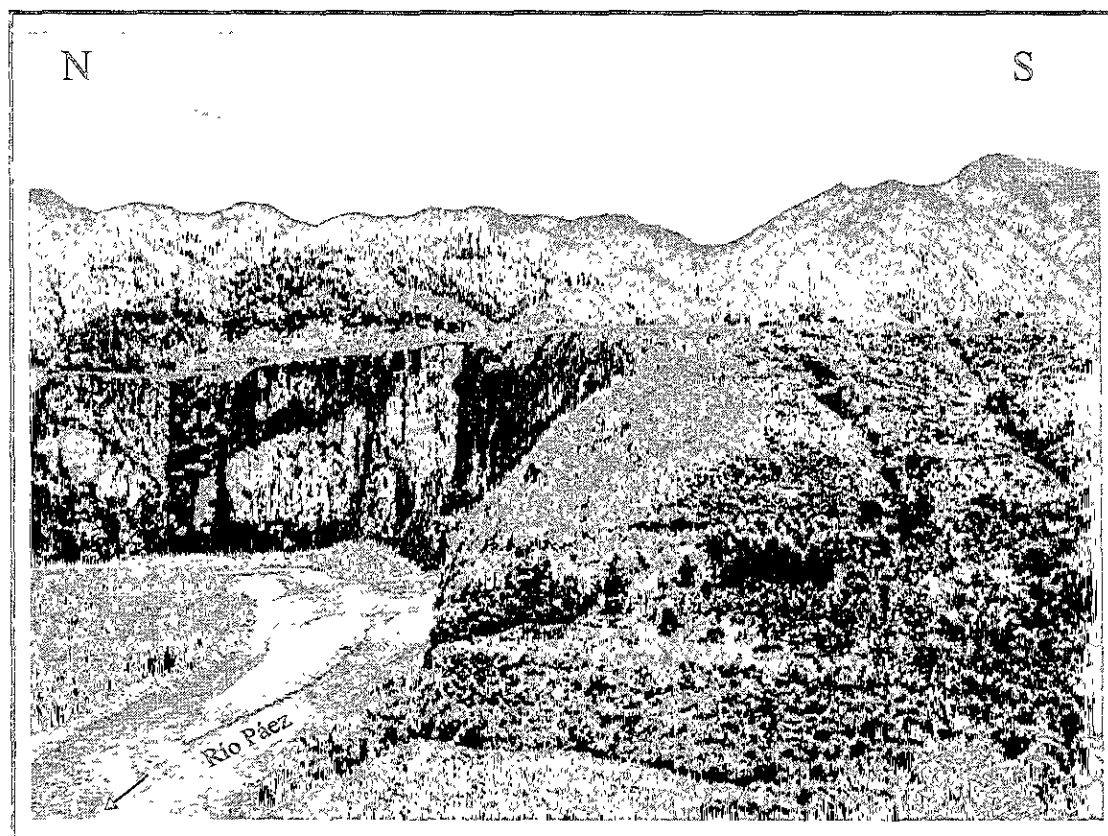


Figura 34. Porción de la terraza, en la Mesa de Ricaurte. El espesor del DFERP es de 120 m. Zona de canal estrecho.

Las inclinaciones de la superficie del depósito hacia la línea del río son en general muy suaves ($< 1^\circ$) y sólo aumentan en algunas curvas del valle. Cabe destacar en este tramo, por su longitud, las terrazas que forman las Mesas de Tálaga, Avirama, Cohetando (la más larga con cerca de 3 km), Ricaurte y la terraza del río Uilucos (Figura 13).

En los sectores de Guelcán, Guadualejo y al S de Itaibe (estaciones 45, 53' y 133, respectivamente) (Figura 13), se observó, a escala de afloramiento, la matriz parcialmente afectada por alteración hidrotermal, lo que puede indicar que parte de este material volcánico provenía de lugares cercanos a un centro de emisión antiguo o intensamente alterado. De estos tres afloramientos, el de la estación 53', es el que presenta mayor alteración hidrotermal con clastos completamente hidrotermalizados. En la estación 60, justo en el límite entre las zonas de canal estrecho y amplio, se observó en la parte media-alta del depósito, un megaclasto brechado, de fragmentos angulares de andesita gris clara, de unos 5 m de diámetro y con una matriz intraclastos más endurecida que la matriz interclastos.

3.4.2.2 Zona de Canal Amplio (54 a 67 km)

Esta zona está comprendida entre el final de la zona de canal estrecho y 4.5 km al NW de Paicol, en el sitio Jazmines. Tiene una pendiente general de 0.7° (desde 1,050 a 900 msnm) y ancho variable, entre 8 y 2 km, que va disminuyendo hacia la parte final. El depósito en este tramo es mucho más discontinuo y estratigráficamente se encuentra sobre terrazas aluviales al inicio de esta zona (Figura 35) e intercalado entre ellas, hacia la parte final, o también rellenando depresiones. El espesor disminuye y se ven afloramientos desde 70 m, cuando aún está en superficie, hasta espesores de 2 a 8 m, cuando se presenta intercalado. En general, los clastos presentan diámetros menores a 1 m.

Morfológicamente la zona corresponde a las grandes y amplias planicies (Figura 36) y abanicos aluviales que existen desde antes de la confluencia de los ríos Páez y La Plata y en las que se encuentran las poblaciones de Itaibe, Paicol y Tesalia (Figura 13). Gran parte del material que conforman los depósitos de estas planicies, provienen de otras áreas volcánicas

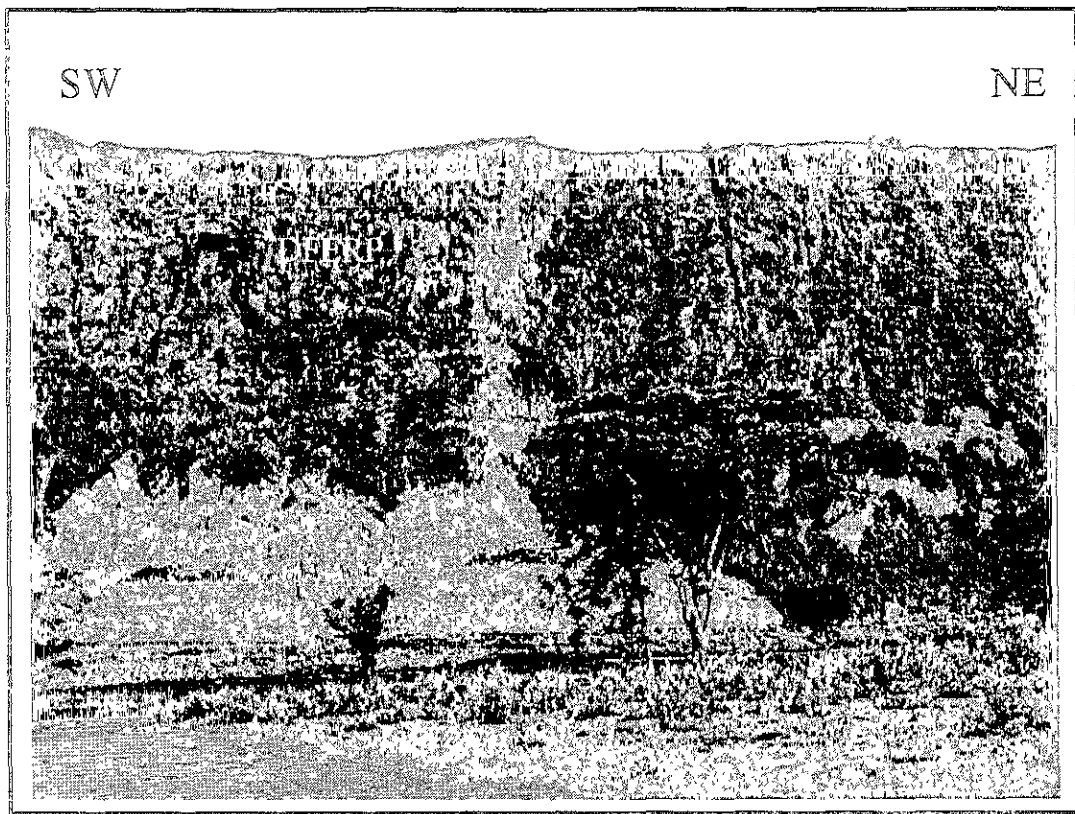


Figura 35. DFERP sobre depósitos fluviales horizontales. El espesor del depósito es de 70 m (estación 66)
Zona de canal amplio.



Figura 36. Planicies extensas localizadas después de la confluencia de los ríos Paéz y La Plata. Zona de canal amplio. La flecha indica una porción del DFERP.

ubicadas a unos 100 km al SW del CVNH, como son el volcán Puracé (Monsalve y Pulgarín, 1993), el volcán Sotará (Acevedo y Cepeda, 1982), la Cadena Volcánica de los Coconucos (Pulgarín et al., 1996a; Monsalve y Pulgarín, 1999) o la Caldera de Paletará (Monsalve y Pulgarín, 1997; Torres et al., 1999), que llegaron a este sector a través del río La Píata.

3.5 POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA Y EDAD

3.5.1 Depósito de Avalancha de Escombros (DAE)

De acuerdo con correlaciones de campo efectuadas en estudios previos (Caro, 1995; Pulgarín et al., 1997 y 1997a; Pulgarín y Correa, 1997) se considera la edad de este depósito entre el Neógeno Superior y el Cuaternario (Plioceno a Pleistoceno). Según estos trabajos, este depósito está suprayaciendo las unidades litológicas que conforman el basamento (Figura 10), principalmente al intrusivo granítico, además de depósitos fluvio-lacustres, en la parte media W (estación 20). En este trabajo se identificó que el depósito también suprayace a lavas del mismo complejo volcánico (Edificio Antiguo y las de la primera etapa del Edificio Actual) (Figura 10). El depósito está suprayacido por lavas más recientes del complejo (lavas de la segunda etapa del Edificio Actual) y por depósitos aluviales y de flujos de escombros que lo cubren y rellenan valles erodados sobre el depósito. Muchos de estos depósitos suprayacentes, junto con otros, de derrubios y caídas de rocas, fueron generados durante el sismo de Páez del 6-6-94.

Como no se dispone de fechamientos del CVNH, para averiguar la edad del depósito de avalancha de escombros se buscaron sin éxito fragmentos de madera o materia orgánica dentro de éste. Sin embargo se tuvo éxito en otros depósitos que lo suprayacen. Los fragmentos de madera y paleosuelos fueron fechados en el laboratorio de Geoquímica Isotópica del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona. Estos fechamientos, reportados en fecha convencional o años antes del presente (A. P.), calibradas en años antes de Cristo (B. C.), mediante el programa "Radiocarbon Calibration" (Bard et al., 1993; Stuiver y Pearson,

1993) y corregidos para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, se enlistan en la Tabla 2. La ubicación y descripción de los depósitos fechados se presenta en las Figuras 37, 38 y 39, que corresponden a las columnas estratigráficas de las estaciones 105, 111 y 108 – 109, respectivamente.

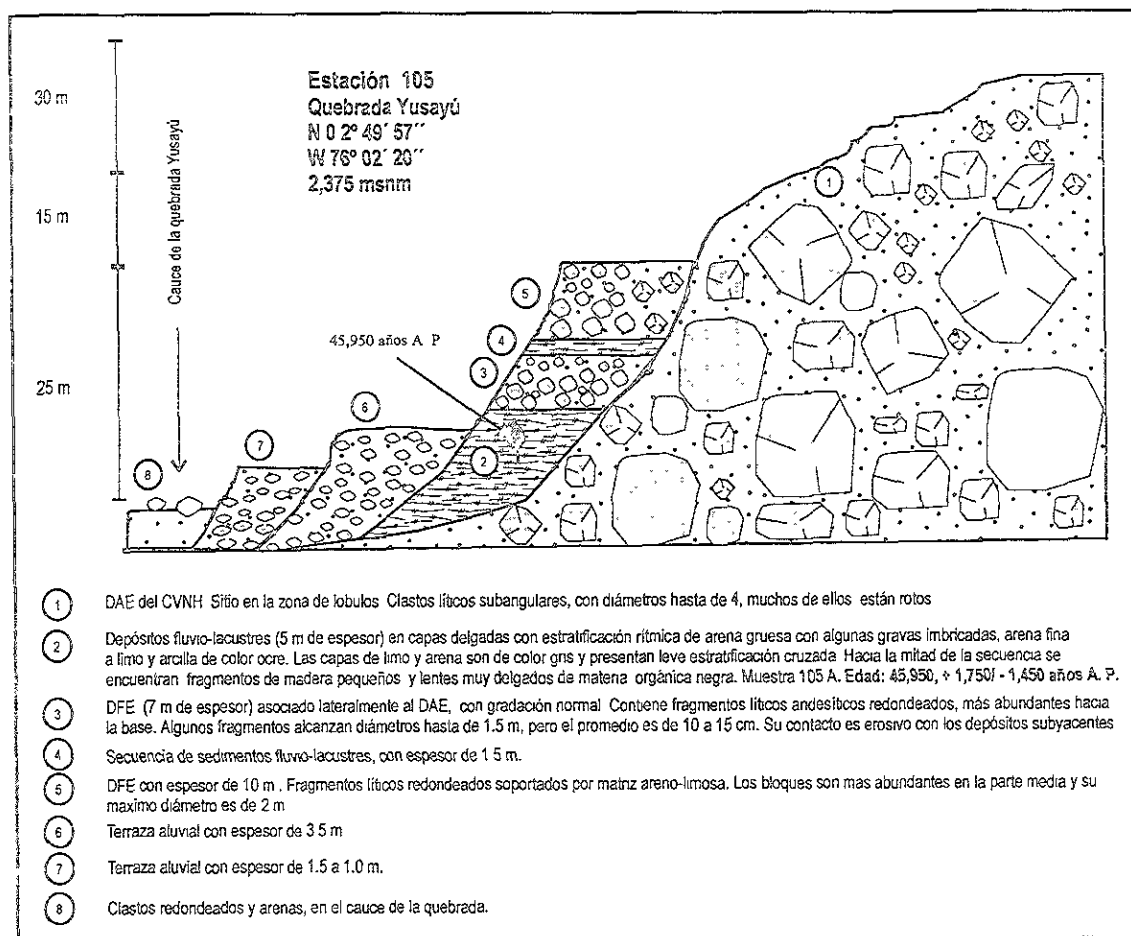


Figura 37. Esquema estratigráfico del talud E de la quebrada Yusayú (estación 105). Obsérvese la interestratificación de depósitos fluvio-lacustres y depósitos de flujos de escombros.

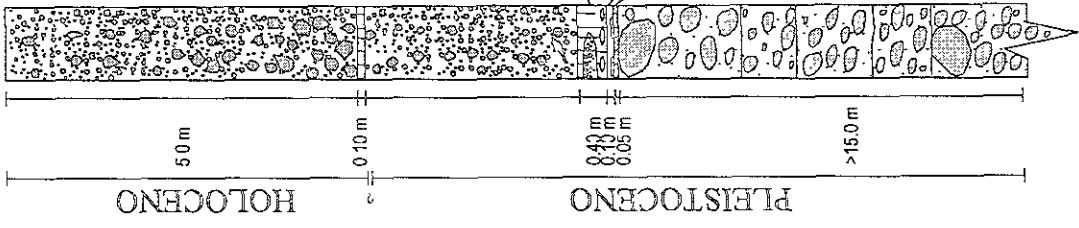
Los fragmentos de madera y paleosuelos fueron obtenidos en sedimentos fluvio-lacustres que están intercalados con depósitos de flujos de escombros, sobre la pared E de la quebrada Yusayú (Figuras 37 y 29) (estación 105), cuyo cañón fue excavado en la parte lateral W del depósito de avalancha de escombros y por lo tanto son posteriores o muy cercanos a la depositación de la avalancha.

Tabla 2. Fechamientos ^{14}C de depósitos que suprayacen al DAE del CVNH.

Estación y Muestra	Código Laboratorio	Descripción	Coordenadas		Edad Convencional (años A. P.)	Edad Calibrada (años B. C.)	Precisión Calibración	Referencia de calibración	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
105A	A-10446	Costra de árbol en sedimentos fluvio-lacustres de Qda. Yusayú (Fig. 37).	2°49'57"N	76°02'20"W	45,950 ± 1,750/ -1,450	-	-		- 26.9
110C	A-10449	Paleosueto color marrón, en la columna de la Mesa de Caloto. Por encima de la unidad superior de terraza, en la Mesa de Caloto (Fig. 39).	2°47'23"N	76°03'44"W	10,020 ± 160	9,700 - 9,080	1σ	Stuiver y Pearson (1993)	- 25.1
111	A-10450	Paleosueto color marrón negruzco, de 4 cm de espesor, sobre depósitos aluviales gruesos del sitio de confluencia del río Páez con Qda El Cementerio, estación 111 (Vda. Irlanda) (Fig. 38).	2°48'34"N	76°03'40"W	17,650 ± 160	19,351 - 18,791	1σ	Bard et al. (1993)	- 27.7
111D	A-10451	Fragmento de madera, en la base de un depósito de flujo de escambros, ubicado por encima de los sedimentos aluviales gruesos de la estación 111 (Fig. 38).	2°48'34"N	76°03'40"W	17,740 ± 170	19,476 - 18,905 19,746 - 18,599	1σ 2σ	Bard et al. (1993)	- 26.8

Fechamientos realizados en el laboratorio de geoquímica isotópica del departamento de geociencias de la Universidad de Arizona (Tucson).

Estación 111
 Irlanda, O. El Cementerio
 N 02° 48' 34"
 W 76° 03' 40"
 2,035 msnm



Depósito de flujo de escombros de 1994. Clastos heterolíticos angulares a subangulares soportados por matriz arenosa. Conforman el abanico de la quebrada El Cementerio

Paleosuelo de color negro, previo al flujo de escombros de 1994.

Depósito de flujo de escombros heterolítico (lavas, granito). Los clastos subredondeados están soportados por una matriz arenosa de color gris amarillento. Presenta fragmentos de corteza de árbol. Muestra 111D Edad: 17,740 ± 170 AAP.

Paleosuelo de color marrón oscuro, con un lente aluvial de fragmentos heterolíticos redondeados con gradación inversa embabidos en matriz arenosa. Hacia la base, el paleosuelo presenta lentés pequeños e irregulares de limo de color crema (vidrio y feldespatos), semejante a la muestra 110 D (nivel retrabajado de caída).

Horizonte de limo de color amarillento, con lentés pequeños hacia su base, de limo de color crema (cuarzo, biotita, feldespatos, anfíbol) (caída retrabajada), cuya muestra es 111 A

Paleosuelo de color negro, con cristales de feldespatos (muestra 111). Edad: 17,650 ± 160 AAP.

Intercalaciones de horizontes de sedimentos fluviales conformados principalmente por fragmentos redondeados e imbricados de lavas. Son más de 14 niveles expuestos, en los cuales sobresalen dos boques con diámetros de 2.5 m hacia la cima de la secuencia y otro de 0.80 m, hacia la parte media. Los horizontes tienen fragmentos con diámetros predominantemente menores de 0.50 m. Estas capas están alternadas en coloraciones gris y rojiza (oxidación).

Figura 38. Columna estratigráfica de la quebrada El Cementerio (estación 111), al S de Irlanda. La columna se encuentra estratigráficamente por encima del DAE.

Estación 108 - 109
 Mesa de Caloto
 N 02° 47' 23"
 W 78° 03' 44"
 2,150 msnm

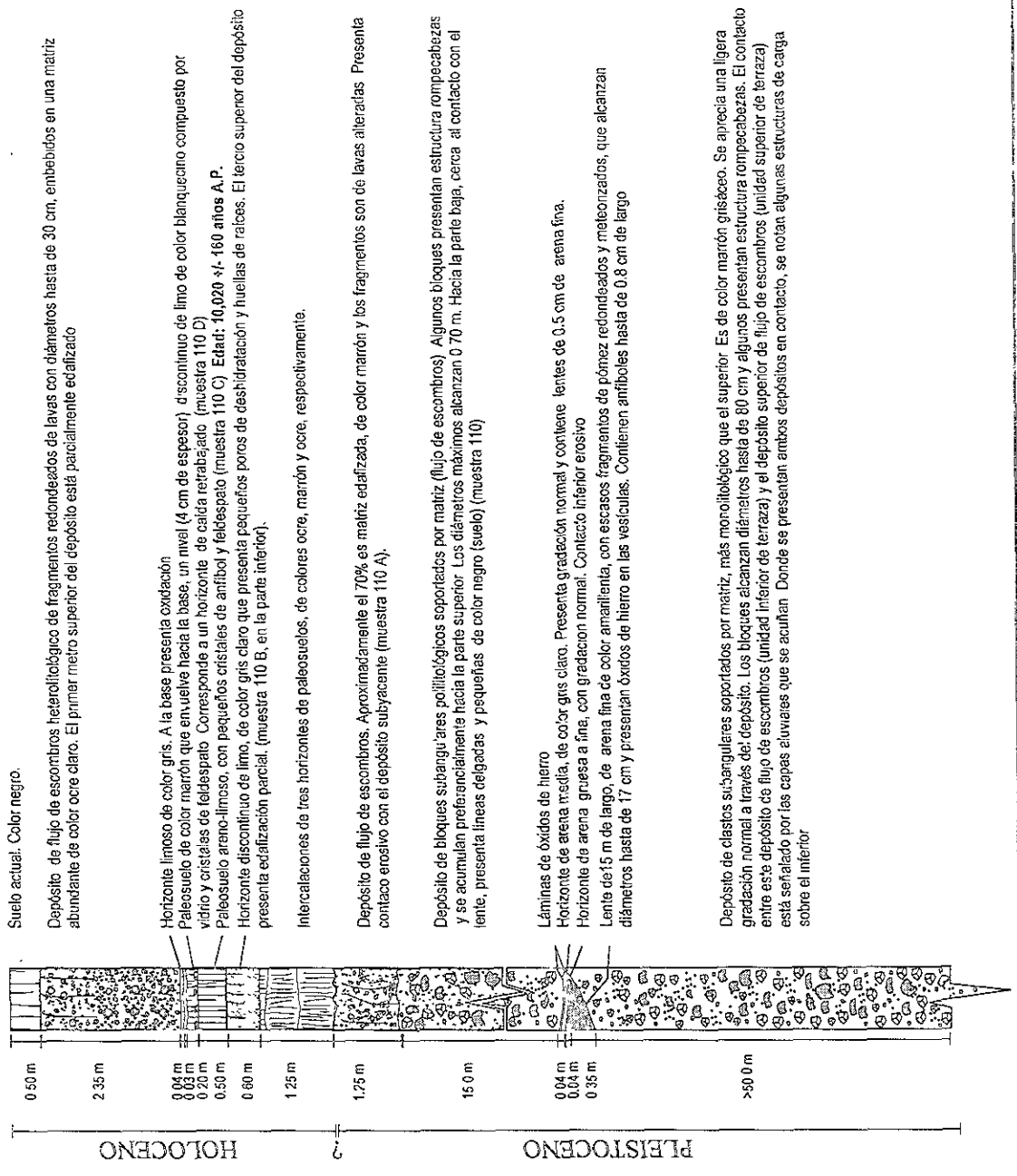


Figura 39. Columna estratigráfica de la Mesa de Caloto (estación 108 - 109). Obsérvese el lente aluvial que separa las dos unidades de flujos de escambros en la zona de terraza.

Otros materiales fechables fueron encontrados en depósitos de flujos de escombros pequeños ubicados en la confluencia de la quebrada El Cementerio (margen izquierda) con el río Páez (al S de la vereda Irlanda estación 111, Figura 38), por encima de una secuencia aluvial de clastos redondeados de lavas en una matriz arenosa (Figura 40) que tiene una potencia visible de 15 m. En la cima de la secuencia de la quebrada El Cementerio, se encuentra parte del depósito del flujo de escombros de 1994. También se encontró material vegetal fechable, en los taludes del carretable que asciende a la Mesa de Caloto (estaciones 108 – 109; Figura 41), sobre depósitos edafizados, posiblemente de flujos de escombros, de poco espesor. En la estación 105 (Yusayú), se obtuvo una edad de 46,000 años A.P. en una corteza de árbol entre los sedimentos fluvio-lacustres; en la 111 (S de la vereda Irlanda), se obtuvieron dos edades cercanas a 17,500 años A.P., en un paleosuelo y en un fragmento de madera entre un flujo de escombros pequeño y en la estación 108 - 109 (Mesa de Caloto), cuyo número de muestra fechada es 110C, la edad fue de 10,000 años A.P. Las dos edades obtenidas en la estación 111 (Figura 38, Tabla 2), muestran una diferencia de aproximadamente 90 años, siendo aparentemente menor la que está estratigráficamente por debajo, pero debido a los rangos de precisión en las medidas de sus fechamientos, aún es posible que la muestra inferior ($17,650 \pm 160$ años A.P.) sea ligeramente más antigua que la superior ($17,740 \pm 170$ años A.P.).

La correlación estratigráfica de la Figura 41, muestra que posiblemente los depósitos intercalados de flujos de escombros y sedimentos lacustres de la quebrada Yusayú, el flujo de escombros que conforma la unidad superior de la zona de terraza en la Mesa de Caloto, así como el lente aluvial que la subyace y la secuencia de sedimentos fluviales de la quebrada El Cementerio, se debieron de haber generado casi de manera simultánea y en un tiempo ligeramente posterior a la depositación de la avalancha de escombros, como respuesta a la remoción, erosión, relleno de lugares deprimidos y aporte de materiales aluviales y fluviales, que ocurrieron después o al mismo tiempo de ocurrencia de la avalancha de escombros. Una evidencia de esto es que el depósito de la unidad inferior de terraza presenta en su superficie (contacto con el depósito de la unidad superior de terraza) estructuras onduladas de deformación plástica que indican que la depositación de la unidad superior, se dio cuando la unidad inferior estaba aún en estado plástico y saturada de agua.

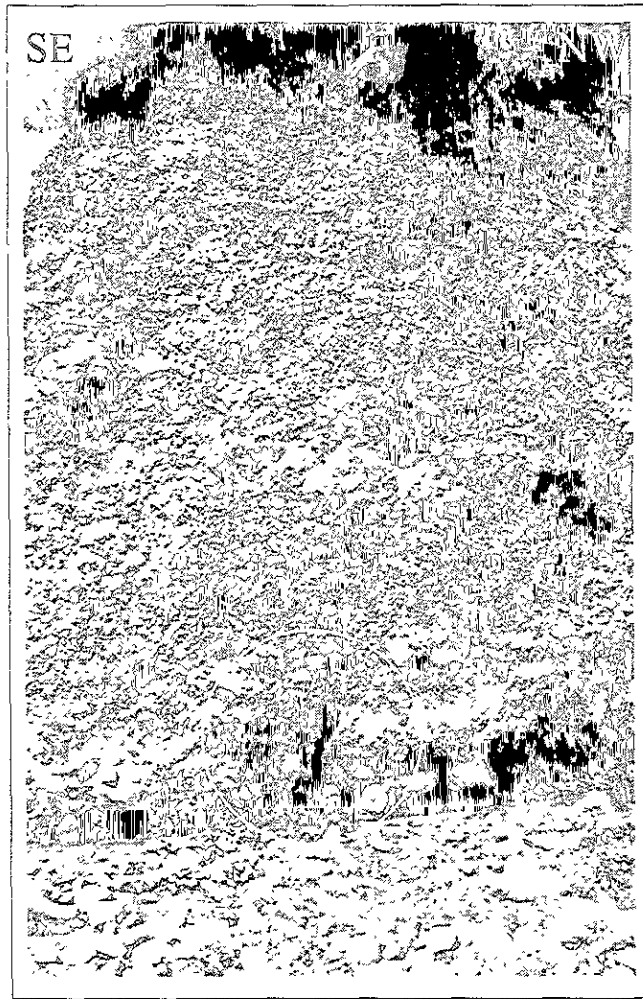


Figura 40. Secuencia aluvial de capas de clastos en una matriz arenosa (estación 111), con espesor de 15 m. Las capas se intercalan entre coloraciones grises y rojizas (confluencia quebrada El Cementerio y río Páez).

Todos los depósitos representados por los materiales fechados en este trabajo, están estratigráficamente por encima del depósito de avalancha de escombros y por lo tanto, de acuerdo a la Tabla 2, la edad mínima del depósito es cercana a 46,000 años A.P., que corresponde al Pleistoceno Tardío. Correa (com. personal, 1999), fechó un depósito de flujo de lava del Edificio Antiguo del CVNH, que estratigráficamente yace debajo del depósito de avalancha de escombros (estación 97), en la parte media de quebrada Quindao, zona de lóbulos) y obtuvo una edad K-Ar cercana a 0.2 Ma, lo que reduce la edad del depósito de avalancha de escombros del CVNH, entre 46,000 y 200,000 años A.P.

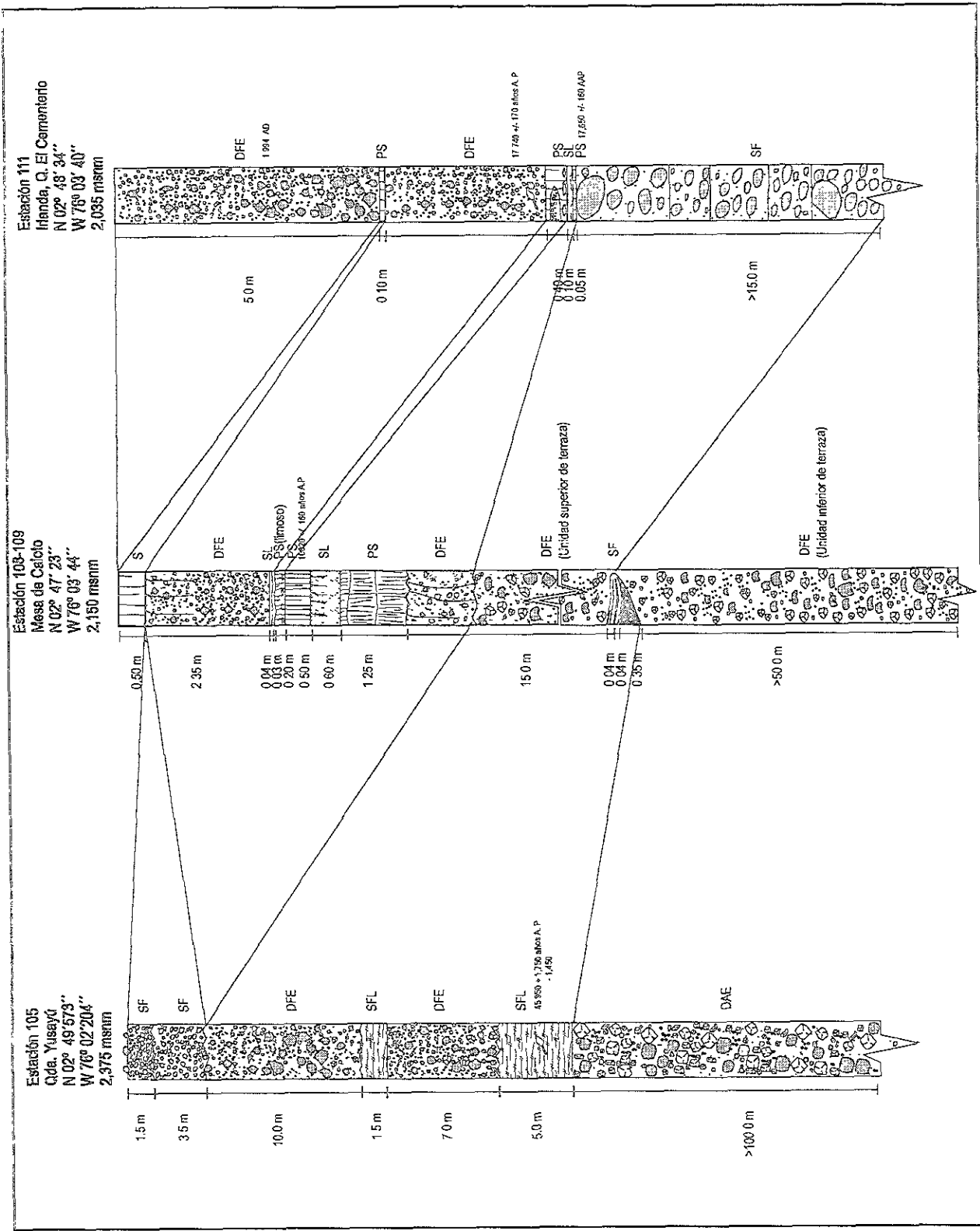


Figura 41. Columnas estratigráficas y correlación de los depósitos, en los sectores de las quebradas Yusayú y El Cementerio y de la Mesa de Caloto. Sus descripciones están en las Figuras 37, 38 y 39, respectivamente.

3.5.2 Depósito de Flujo de Escombros del Río Páez (DFERP)

El DFERP, se encuentra suprayaciendo rocas de diferentes edades y diferente litología, a lo largo del valle del río Páez. Estas unidades, de acuerdo a trabajos geológicos adelantados por ICEL (1983) y por INGEOMINAS, entre los que se encuentran los de INGEOMINAS (1995), Caro (1995), Núñez et al. (1997), Pulgarín y Correa (1997), comprenden rocas plutónicas del Jurásico, volcanosedimentarias del Jurásico, metasedimentarias del Cretácico y sedimentarias del Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Neógeno.

En la zona de canal estrecho, el depósito se encuentra suprayacido por sedimentos fluvio-torrenciales y de derrubios a lo largo del río Páez. Estos sedimentos fluvio-torrenciales (y/o depósitos de flujos de escombros) se depositaron a manera de rellenos en el cañón erosionado por las corrientes fluviales en este depósito y que conforman por lo menos otros 4 niveles de terrazas de menor espesor que varían entre 30 y < 1 m (Figura 42). La terraza más joven es la menos alta y más cercana al cauce del río. Otros depósitos cuaternarios, formados por abanicos aluviales y abanicos de derrubios (Figura 43), así como por flujos de escombros pequeños generados por el sismo de Páez de 1994, se encuentran suprayaciendo al depósito de flujo de río Páez. En la parte de canal amplio, el DFERP se encuentra intercalado con gran cantidad de depósitos fluvio-torrenciales que comprenden las terrazas conformadas por materiales provenientes de otros centros volcánicos y que descendieron por el valle del río La Plata. A partir de este sitio, el valle del río Páez se amplía bruscamente a más de 4 veces el ancho anterior, de manera que el depósito ya es poco visible por la intercalación con los depósitos de estas terrazas amplias. Además, en las partes bajas (inicio de la zona de canal amplio) se encuentra suprayaciendo depósitos fluviales horizontales (Figura 35).

Van Houten (1976) realizó una datación de un clasto del depósito que él llamó "conglomerado y brecha del Páez", por el método K-Ar (en biotita) y su edad fue de 1.8 ± 0.2 Ma, sin embargo el autor no presenta una columna estratigráfica con la ubicación del depósito datado, por lo que esta edad debe tomarse con cautela dado que en la parte media-baja del valle del río Páez (sitio donde tomó la muestra), hay muchos niveles de terrazas, que provienen también de otros centros volcánicos y son aquellos con los que se encuentra interestratificado el DFERP.

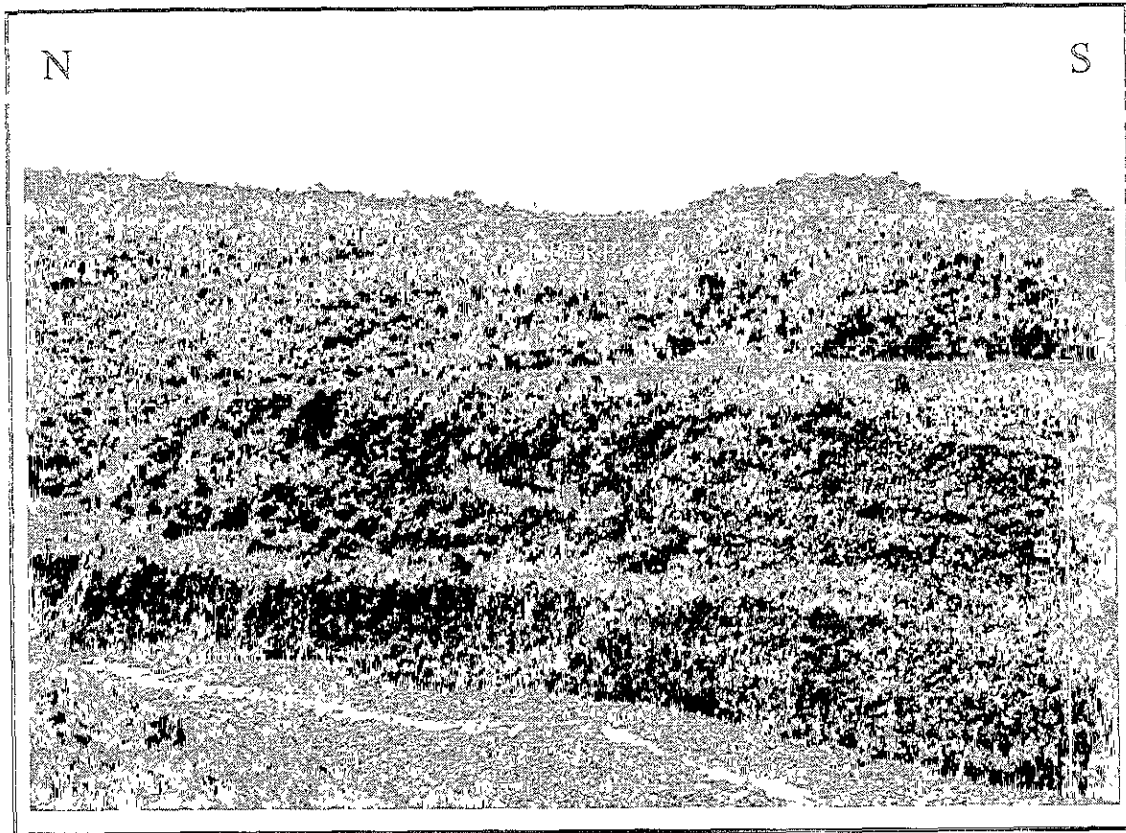


Figura 42. DFE aterrazados que han rellenado el canal erosionado del DFERP (terrazas más alta). Sitio al N de Tóez.

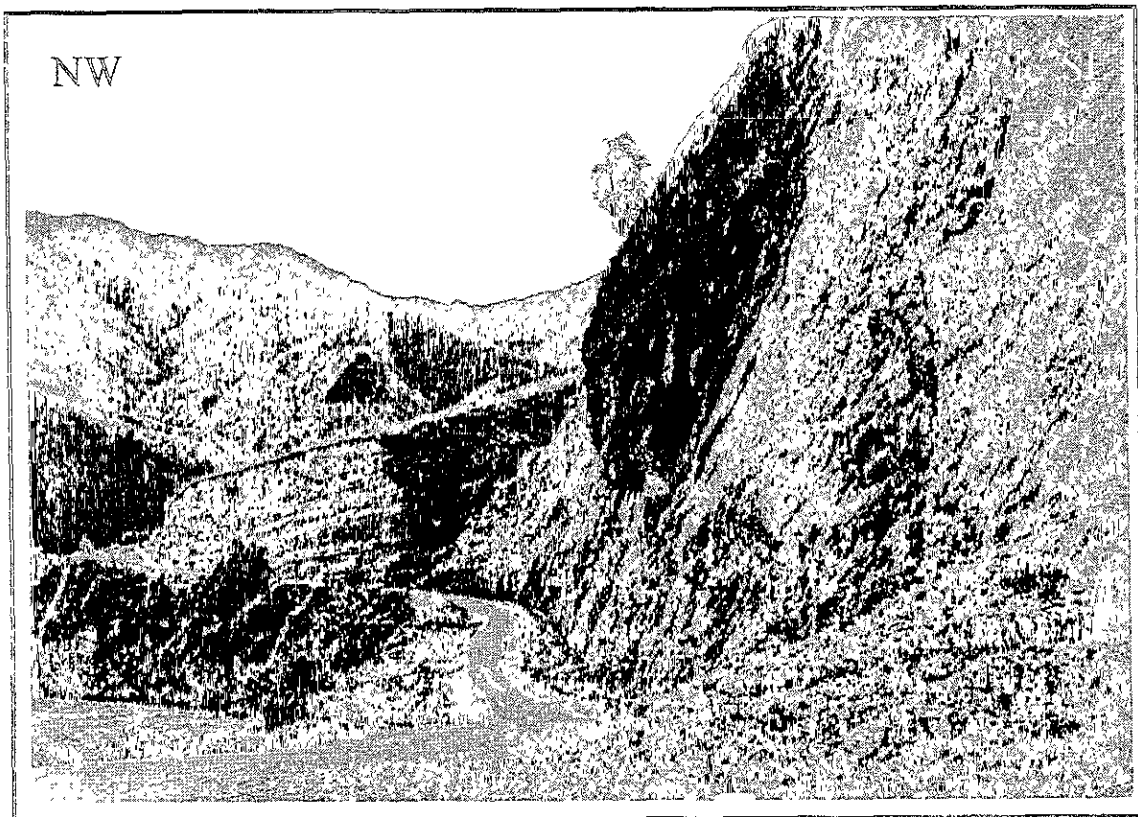


Figura 43. Depósitos de derrubios que suprayacen al DFERP en la estación 53, al S de Guadualejo. Zona de canal estrecho.

Dentro del DFERP tampoco se encontró materia orgánica para fechar, sin embargo, ya que se considera generado a partir del rompimiento de la presa natural ocasionada por el DAE sobre el río Páez, se asume que el DFERP, tiene aproximadamente la misma edad que el DAE.

3.6 COMPONENTES

Para llevar un control de la variación de los diferentes tipos de roca, se hizo una descripción macroscópica general de las rocas presentes en ambos depósitos (Tabla 3), tomando ventanas de afloramiento de aproximadamente 20 m² en la mayoría de los casos. En esta Tabla, también se presenta el tipo de basamento que existe en los diferentes tramos, así como el número de tipos de roca en cada afloramiento, además de otros parámetros. En general, los fragmentos de lava son más abundantes y los fragmentos de roca del basamento más escasos, excepto en algunos afloramientos del área de avalancha, donde hay un contenido más abundante de fragmentos del intrusivo granítico que limita en gran parte a este depósito.

En la Tabla 3 se aprecia que de acuerdo a los afloramientos estudiados, el depósito de avalancha está compuesto por 6 tipos de rocas (además de otros dos tipos relacionados con los flujos de escombros asociados a la avalancha (estaciones 108 y 109), de los cuales 2 son del basamento. La mayoría de los afloramientos son heterolitológicos y los clastos y megaclastos más abundantes son los de lavas de color gris claro (ocasionalmente con xenolitos claros y oscuros), textura porfírica media, con anfíboles y feldespatos grandes, y lavas de color gris oscuro a negro, textura porfírica media, con líneas y manchas de oxidación sinérgica de color violáceo. El tercer grupo de clastos más importante lo constituyen los de intrusivo granítico, aunque no llegan a ser muy abundantes. A partir del DFERP (Mesa de Caloto hacia abajo), los tipos de clastos aumentan y los 2 dominantes en la zona de la avalancha se van haciendo más escasos y desaparecen en esta zona, lo que podría indicar el alto grado de "bulking" o incorporación de material suelto por el flujo en su recorrido, preferencialmente del lecho del río. El número de tipos de rocas encontrados en el DFERP fue de 19, de los cuales 4 corresponden a fragmentos del basamento. Los clastos redondeados de material volcánico, no se aprecian fácilmente, lo que dificulta estimar la cantidad del material incorporado al flujo.

4. COMPOSICIÓN Y ANÁLISIS DE LA MATRIZ DE LOS DEPÓSITOS

Para el estudio microscópico de la matriz de estos depósitos, se elaboraron 12 secciones delgadas, 1 de ellas corresponde al DAE (muestra 92), 2 a los depósitos de flujo de escombros asociados en el área de la avalancha (muestras 10 y 109, esta última, de la unidad superior de terraza) y 9 al DFERP (muestras 34, 39, 42, 45, 119, 47, 53, 60, 67'). Estas secciones delgadas se analizaron con el fin de identificar los minerales así como estructuras que pudieran revelar características sobre el origen y transporte de los flujos. Se utilizó también el microscopio electrónico de barrido en dos de estas muestras (34 y 61) para observar la matriz más fina, así como para inspeccionar el microfracturamiento e identificar los minerales opacos.

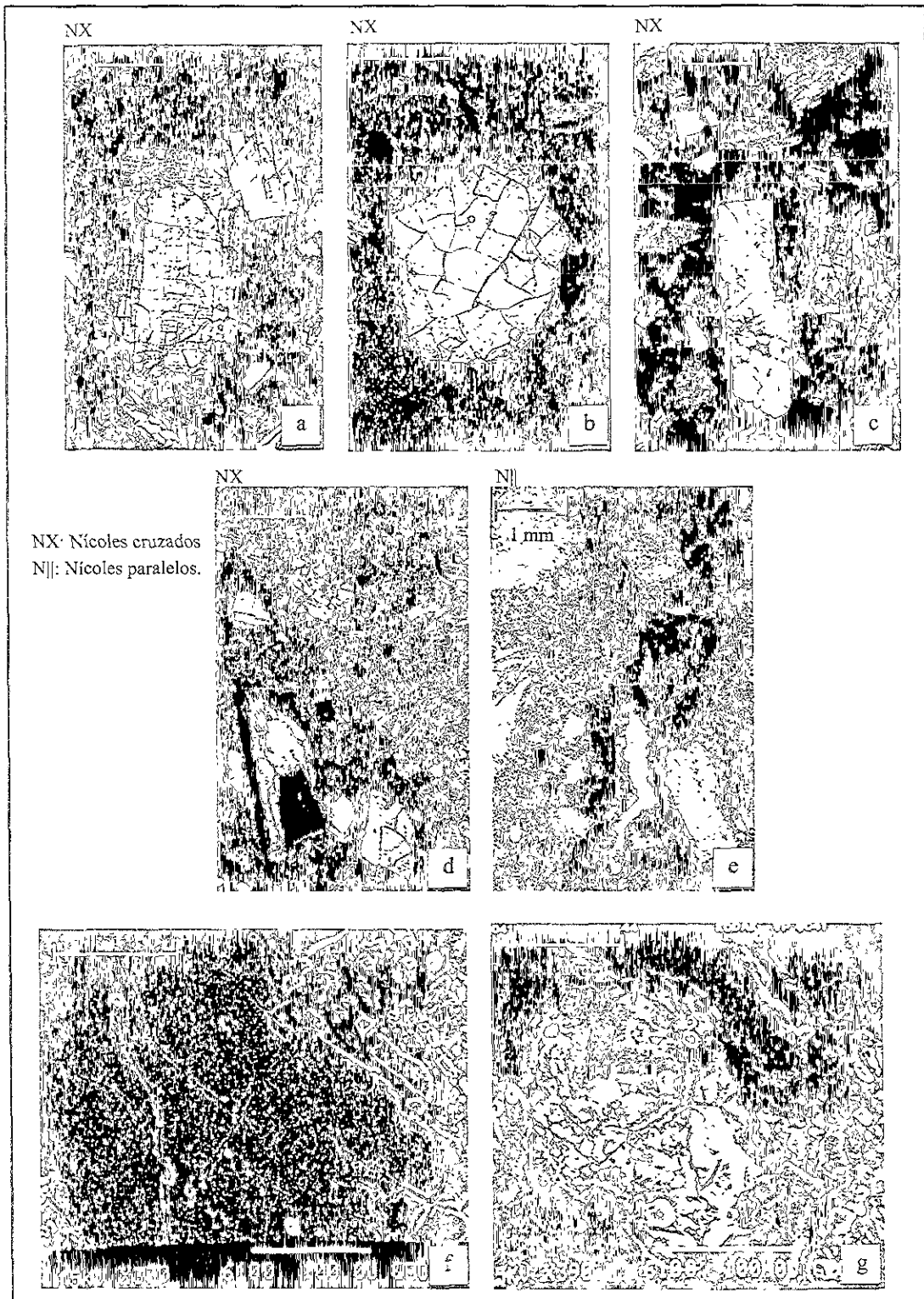
La matriz de los depósitos estudiados (a escala de sección delgada) está compuesta principalmente por fragmentos líticos volcánicos y cristales, algunos angulares et al. subredondeados. Esta matriz varía entre microcristalina y criptocristalina con fragmentos de vidrio y minerales semejantes a los presentes en los líticos, como plagioclasa (en mayor proporción), hornblenda, ortopiroxeno, clinopiroxeno y opacos. También presenta algunos microfenocristales, con formas angulares a subangulares. En la matriz de la mayoría de las muestras se observaron minerales de alteración (en diferente grado) en hábitos escamosos muy finos de colores de interferencia amarillo claro, que semejan la estructura de la montmorillonita; otros son minerales de oxidación de colores rojizos que en ocasiones forman manchas alrededor de fragmentos de minerales opacos o de hornblendas. Las muestras que exhibieron mayor alteración fueron la 10, la 45, la 53' (las 2 últimas de la zona de canal estrecho del DFERP) y la 133 (zona de canal amplio del DFERP), lo cual concuerda también con lo observado en el campo.

Además, se identificaron en todas las secciones delgadas, sistemas de microfracturas visibles principalmente en los fenocristales y microfenocristales tanto de los líticos como de la matriz de la sección delgada (ambos de la matriz de los depósitos). Estas microfracturas algunas veces siguen los planos de clivaje de los cristales, pero en otras ocasiones siguen patrones irregulares y se asemejan a la estructura macroscópica o megascópica en rompecabezas mostrada por los clastos y megaclastos. Estas estructuras son similares a las encontradas por

Komorowski et al. (1991) en la matriz del depósito de avalancha de escombros del Monte Santa Elena.

Las muestras analizadas indican que las microfracturas están presentes en las muestras de todos los depósitos estudiados. Son un poco más escasas en la muestra 10, que fue colectada en la parte superior de uno de los depósitos de flujo de escombros asociados. En general, en el DFERP, éstas fracturas son abundantes. Disminuyen ligeramente hacia la parte distal, principalmente en la última muestra (67') pero sólo en la matriz y no tanto en los líticos. Las fracturas afectan tanto a los fragmentos líticos (lavas porfíricas) como a los fragmentos de cristales aislados en la matriz del depósito. Los cristales mayormente afectados por el microfracturamiento (Figura 44) son los feldespatos. Se realizaron varias mediciones del ancho de estas microfracturas bajo el microscopio electrónico así como bajo el petrogáfico y se obtuvieron medidas entre 2 y 17 μm (Figura 44). El microfracturamiento en la matriz de los líticos es mucho más escaso. En las microfracturas analizadas con el microscopio electrónico no se observó material arcilloso o cementante o microfragmentos de cristales dentro de ellas, lo que indica que los minerales arcillosos no fueron formados después de la depositación. También se determinó la composición de varios minerales opacos mediante el microscopio electrónico de barrido. Principalmente fueron identificados la magnetita y la titano-magnetita. La mayor parte de la matriz más fina presenta una coloración amarillenta debido a la alteración y una textura criptocristalina y difusa seguramente formada por vidrio volcánico, cristales y fragmentos de cristales. También se observaron vesículas, cuyas paredes están tapizadas por material muy fino de color amarillo y rojizo, posiblemente óxidos (Figura 44) depositados mientras estas cavidades estuvieron llenas de agua.

Komorowski et al. (1991) interpretaron estas microfracturas como generadas por la propagación repetida de ondas de esfuerzos de compresión y dilatación que se desarrollan durante las etapas iniciales del colapso, cuando los bloques del deslizamiento inicial de rocas se deslizan de su posición original y se mueven rápidamente sobre una superficie rugosa sin desagregarse significativamente. Debido a la sobrecarga de la propia masa, se genera una presión que mantiene el material del flujo en una posición relativamente uniforme. Esto evita



NX: Nícoles cruzados
 N||: Nícoles paralelos.

Figura 44. Microfotografías de la matriz de los depósitos: (a) Cristal de plagioclasa con estructura en rompecabezas; estación 61. (b) Fragmento de cristal de cuarzo con notoria estructura en rompecabezas y con máxima amplitud de fracturas de 17 μm ; estación 45. (c) Pequeños cristales de plagioclasa con estructura en rompecabezas; el más largo está ligeramente desplazado en su mitad; estación 92. (d) Límite entre un lítico andesítico en la matriz (superior) y la matriz más fina del depósito (inferior); en ambas partes se observan estructuras en rompecabezas en los cristales de plagioclasa y aun en el de hornblenda (izquierda); estación 61. (e) Vesícula alargada en la matriz con sus paredes teñidas por óxidos de hierro, estación 10. (f) Fragmento de cristal de plagioclasa visto al microscopio electrónico de barrido (MEB), las fracturas de la estructura en rompecabezas tienen entre 2 y 5 μm ; estación 61. (g) Fragmento de cristal de titanomagnetita visto en el MEB, con estructura en rompecabezas; estación 61.

que los clastos se desagreguen completamente aún después de fracturados y que colisionen a alta velocidad. A escala macroscópica, otros autores han explicado este fracturamiento con estructura en rompecabezas (Siebert, 1984) como un fenómeno debido a la alta presión que sufren los clastos durante el transporte del flujo (Ui et al., 1986a) o a la dilatación que ocurre en las rocas al instante en que son separadas del edificio para generar el deslizamiento (Glicken, 1996).

Para la identificación de minerales de arcilla en la matriz de los depósitos se realizaron 8 análisis por Difracción de Rayos X en el laboratorio de la UNAM (LUGIS). El análisis de las muestras se realizó con muestras secadas a 40 °C, molidas en mortero de ágata y sin orientación preferencial. Estos análisis se realizaron en un difractor Phillips con analizador de grafito, modelo PW1050/25. Las muestras fueron corridas entre 2° y 24° y los resultados aparecen en la Tabla 4.

Tabla 4. Análisis químicos por DRX, de algunas muestras de los depósitos estudiados.

Muestra (Estación)	Km del origen	Lugar de la muestra	Mínerales identificados (Orden decreciente de intensidad relativa, en la muestra)	Depósito
10	5.750 ¹	Parte alta	Feldespatos, calcita, Fe-Hornblenda, caolinita	FEA
97A	9.575 ¹	Parte baja	Feldespatos, Fe-hornblenda, cristobalita	AE
34	1.600 ²	Parte baja	Feldespatos, cristobalita, esmectita	FERP
39	4.550 ²	Parte alta	Feldespatos, cristobalita, Fe-hornblenda	FERP
45	22.825 ²	Parte baja	Feldespatos, calcita, cristobalita, Fe-hornblenda, esmectita	FERP
53	35.350 ²	Parte baja	Feldespatos, esmectita, Fe-hornblenda,	FERP
61	53.800 ²	Parte baja	Feldespatos, esmectita, Fe-hornblenda, cristobalita	FERP
67'	61.600 ²	Parte alta	Feldespatos, cuarzo, Fe-hornblenda	FERP

¹ Desde el sitio del colapso.

² Desde el sitio del represamiento.

FEA: flujo de escombros asociado

AE: avalancha de escombros.

FERP: flujo de escombros del río Páez.

Para la caracterización del mineral esmectita se realizaron pruebas adicionales con etilen glicol o prueba de glicolación para detectar su grado de hidratación. Las pruebas indicaron que la esmectita corresponde a una montmorillonita-17Å (esmectita cálcica), debido a que mediante esta prueba el pico basal en el difractograma pasa a 18Å y después del calentamiento a 550 °C el pico colapsa parcialmente a la posición de 10Å.

Entre los minerales, el feldespatos es el más abundante en todas las muestras analizadas, seguido preferencialmente por cristobalita, esmectita (montmorillonita) y más escasamente por Fe-hornblenda, calcita, cuarzo y caolinita. Aunque la calcita también aparece reportada en estos análisis, todas las muestras de matriz de los depósitos fueron sometidas a prueba con ácido clorhídrico al 10% para detectar carbonato de calcio. En todos los casos resultó negativa. Por lo tanto, en las muestras que se reportó calcita por DRX quizás su contenido era demasiado bajo para ser observada la reacción. Los minerales de arcilla que se presentan en la matriz de estos depósitos son esmectita (montmorillonita), cristobalita y caolinita.

Los minerales esmectita y caolinita se pueden producir de tres maneras: por diagénesis, por alteración hidrotermal o por alteración debida al intemperismo. Como el depósito no ha sido sometido a un enterramiento grande se puede descartar la diagénesis. Las muestras analizadas fueron tomadas tanto en la parte superior como en la inferior de los depósitos y en ambos casos se identificó a estos minerales (principalmente montmorillonita y cristobalita), por lo que se descarta también su origen por intemperismo del depósito. De esta forma, resulta muy probable que su origen sea hidrotermal "in situ", en las rocas del edificio volcánico o por intemperismo "in situ" en estas mismas rocas, antes de la ocurrencia de la avalancha. Existen también evidencias de la presencia de material arcilloso, como montmorillonita, illita, caolinita y cristobalita, en las rocas preavalancha de otros volcanes que han sufrido colapsos favorecidos por la alteración hidrotermal del edificio, entre ellos el Monte Rainier (Crandell, 1971; Scott et al., 1995; Vallance y Scott, 1997), Ruapehu y Tongoriro (Palmer et al., 1991), Pico de Orizaba (Carasco-Núñez et al., 1993) y Nevado de Toluca (Capra, 2000; Capra y Macías, en prensa), aunque éstos son más ricos en el contenido de arcilla, que el CVNH.

En el caso de que estos minerales fueran de origen hidrotermal, se debe tener en cuenta que los minerales mostrados en estos análisis no necesariamente indican por sí solos una paragénesis única que pueda evidenciar las condiciones de una alteración hidrotermal del volcán en ese momento, ya que la actividad hidrotermal normalmente es polifásica y los sistemas hidrotermales pueden ser reactivados varias veces, dando lugar a una sucesión de paragénesis minerales y por lo tanto no todas las asociaciones minerales observadas son paragenéticas (Tornos, 1997). Según este mismo autor, algunos minerales, como la caolinita, indican

condiciones de pH muy ácidos a baja temperatura y los carbonatos y calcosilicatos sugieren pHs intermedios a alcalinos. Por lo tanto la presencia de caolinita y de montmorillonita (que también son reportados por Crandell, 1971, como minerales normales de alteración hidrotermal en el Monte Rainier) puede indicar ambientes de alteración hidrotermal distintos o en diferente tiempo en el volcán, posiblemente a temperaturas intermedias (< 300°C), ya que según Velde (1992) a estas temperaturas domina la presencia de illita/smectita y hay leve presencia de caolinita. Además, menciona que los carbonatos son típicos a estas temperaturas, aunque en las muestras analizadas en los depósitos aquí estudiados, su presencia es casi nula.

Como la matriz de los depósitos está compuesta por gran cantidad de partículas silíceas de origen volcánico (vidriosas) y como no se encontró un cementante calcáreo o ferroso, es muy probable que la causa del endurecimiento de la matriz de los depósitos, se deba a una silicificación por aguas meteóricas (Cas y Wright, 1993), la cual seguramente fue más efectiva en las porciones más porosas del depósito donde el agua podía circular con mayor facilidad y posiblemente por esta razón es que las microfracturas en rompecabezas en los cristales tampoco presentan este cementante. Por otro lado, el microfracturamiento que presentan los fragmentos de la matriz de los depósitos indica que fueron generados a partir de la avalancha de escombros.

5. SEDIMENTOLOGÍA

5.1 DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS (DAE) Y FLUJOS DE ESCOMBROS (DFE) ASOCIADOS A LA AVALANCHA

Como parte del estudio sedimentológico del DAE se analizaron 7 muestras colectadas en la porción inferior del depósito, en facies de matriz. También se colectaron dos muestras de las dos unidades de flujos de escombros, unidad inferior (porción distal del DAE) y superior (zona de terraza). Otras 4 muestras fueron colectadas en depósitos de flujos de escombros de las partes W (quebrada Yusayú, estación 104) y E (quebrada Quindao, estaciones 10, 94 y 96). Estos depósitos de flujos de escombros (junto con el de la unidad superior de terraza) se tratan por separado de la avalancha, pero se incluyen aquí debido a que se encuentran en el área que ocupa el DAE al que probablemente están genéticamente asociados.

Todas las distribuciones granulométricas del DAE (Figura 45), muestran comportamientos unimodales con ligeras variaciones bimodales que dependen de la distancia. Como característica principal se observa una marcada escasez de los tamaños más gruesos (-8ϕ y -7ϕ), principalmente en la zona de terraza, y abundancia de los tamaños entre -6ϕ y -3ϕ . Las modas se ubican entre las fracciones de tamaño grava, comenzando con -5ϕ (32 mm) y se desplaza a -4ϕ (16 mm), hacia la porción lejana del depósito.

Los DFE asociados presentan comportamientos bimodales a trimodales (Figura 45) y se nota también una escasez o ausencia en las fracciones -8ϕ y -7ϕ . Las distribuciones muestran modas en las gravas (-6ϕ y -4ϕ), en las arenas (4ϕ) y algunas en las arcillas (9ϕ).

Los datos obtenidos mediante los análisis granulométricos, se compilan en la Tabla 5 que muestra los contenidos de las diferentes fracciones granulométricas y su distancia desde el sitio de origen de la avalancha.

(a) Depósito de avalancha de escombros (DAE).

(b) Depósitos de flujos de escombros (DFE) asociados a la avalancha

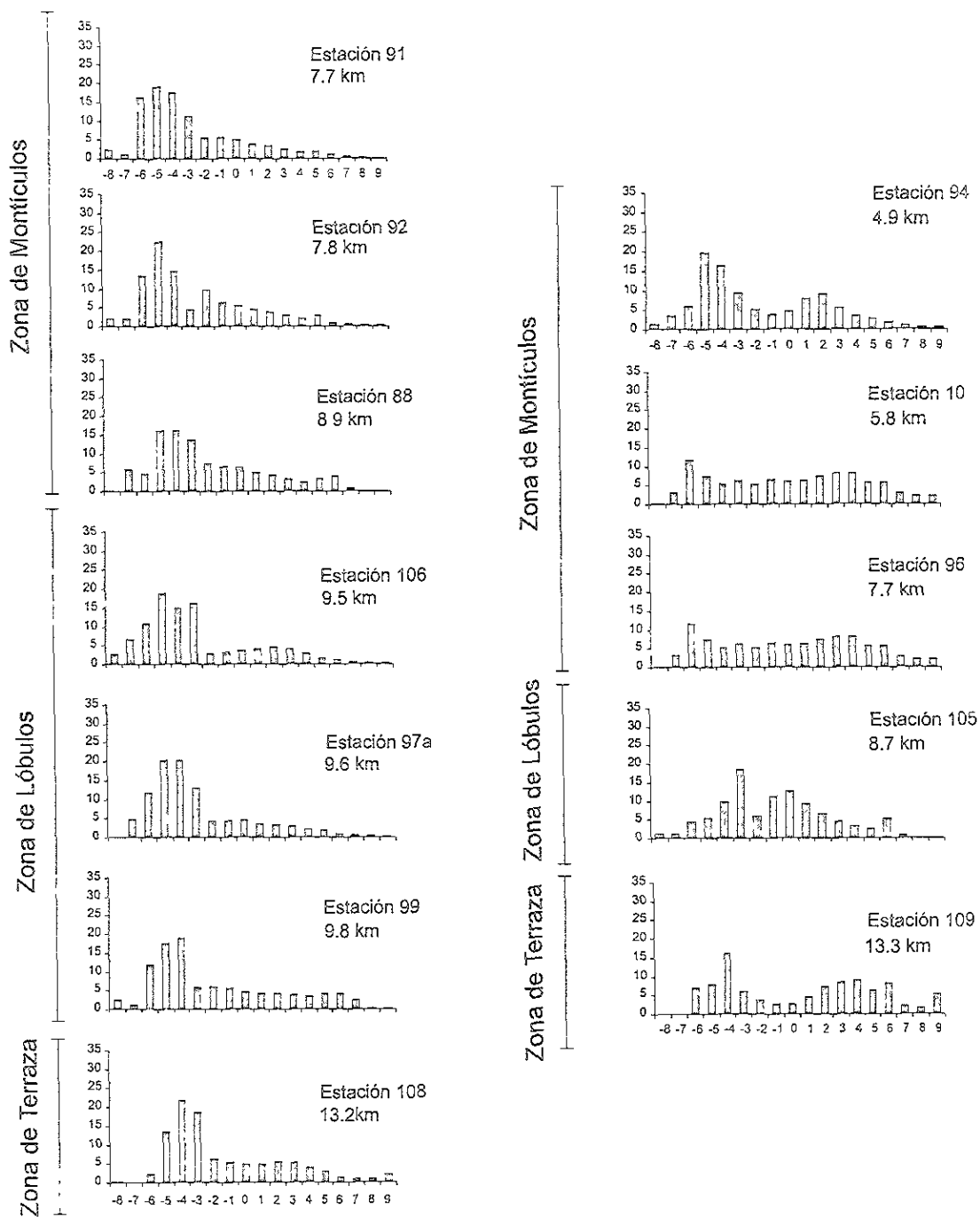


Figura 45. Histogramas (% peso) de la granulometría del DAE del CVNH (a) y de algunos DFE asociados (b)

Tabla 5. Contenidos de las fracciones grava, arena, limo y arcilla, del DAE del CVNH y de algunos DFE asociados a la avalancha.

Muestra (y estación)	Zona	Sitio	Distan. Orig. (km)	Grava (-8φ a -2φ)	Arena (-1φ a 4φ)	Limo (5φ a 8φ)	Arcilla (9φ)	Total (%)	Matriz (-1φ a 9φ)
DEPOSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS (DAE)									
91	H	I	7.7	79.50	16.31	4.09	0.10	100.0	20.50
92	H	I	7.8	75.79	18.91	4.86	0.44	100.0	24.21
88	H	I	8.9	70.44	21.26	8.22	0.08	100.0	29.56
106	L	I	9.5	76.33	19.39	3.79	0.49	100.0	23.67
97a	L	I	9.6	79.01	16.67	4.00	0.32	100.0	20.99
99	L	I	9.8	69.19	20.16	10.49	0.15	100.0	30.80
108	T	S	13.2	67.33	24.21	6.39	2.06	100.0	32.66
DEPOSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS (DFE) ASOCIADOS									
94	H	S	4.9	63.92	29.68	5.01	0.49	100.0	36.08
10	H	S	5.8	45.48	35.90	16.47	2.15	100.0	54.52
96	H	I	7.7	57.42	34.54	6.91	1.12	100.0	42.57
105	L	I	8.7	56.72	35.32	7.85	0.10	100.0	43.28
109	T	S	13.3	43.97	32.14	18.50	5.40	100.0	56.04

Matriz: Suma de arena, limo y arcilla.
 S: Tomada de la parte superior del depósito.
 I: Tomada de la parte inferior del depósito.

H: Zona de montículos.
 L: Zona de lóbulos.
 T: Zona de terraza.

Las muestras del DAE tienen un contenido de matriz que varía entre 21 y 33% (79 y 67% de grava, Tabla 5) a lo largo del depósito. Además, el contenido de matriz se incrementa con la distancia.

En los DFE asociados, el contenido de matriz varía entre 36% y 56% (64% y 44% de grava, Tabla 5) en función de la distancia. Es muy probable que todos estos depósitos correspondan a flujos de escombros diferentes y aún así, se puede observar un aumento general del contenido de matriz y por lo tanto una disminución del contenido de grava en función de la distancia. Las dos muestras tomadas de las unidades inferior y superior de la zona de terraza (108 y 109, respectivamente), tienen una distribución trimodal donde resalta la ausencia de fracciones -8φ y -7φ. Debido al mayor contenido de matriz de la unidad superior de terraza (> 50%; muestra 109), ésta se podría clasificar como un flujo de lodo (Crandell, 1971; Varnes, 1978).

En la Figura 46, los diagramas de frecuencia acumulada del DAE muestran un cambio general a una pendiente más alta a partir de -3φ, lo que indica la abundancia de las

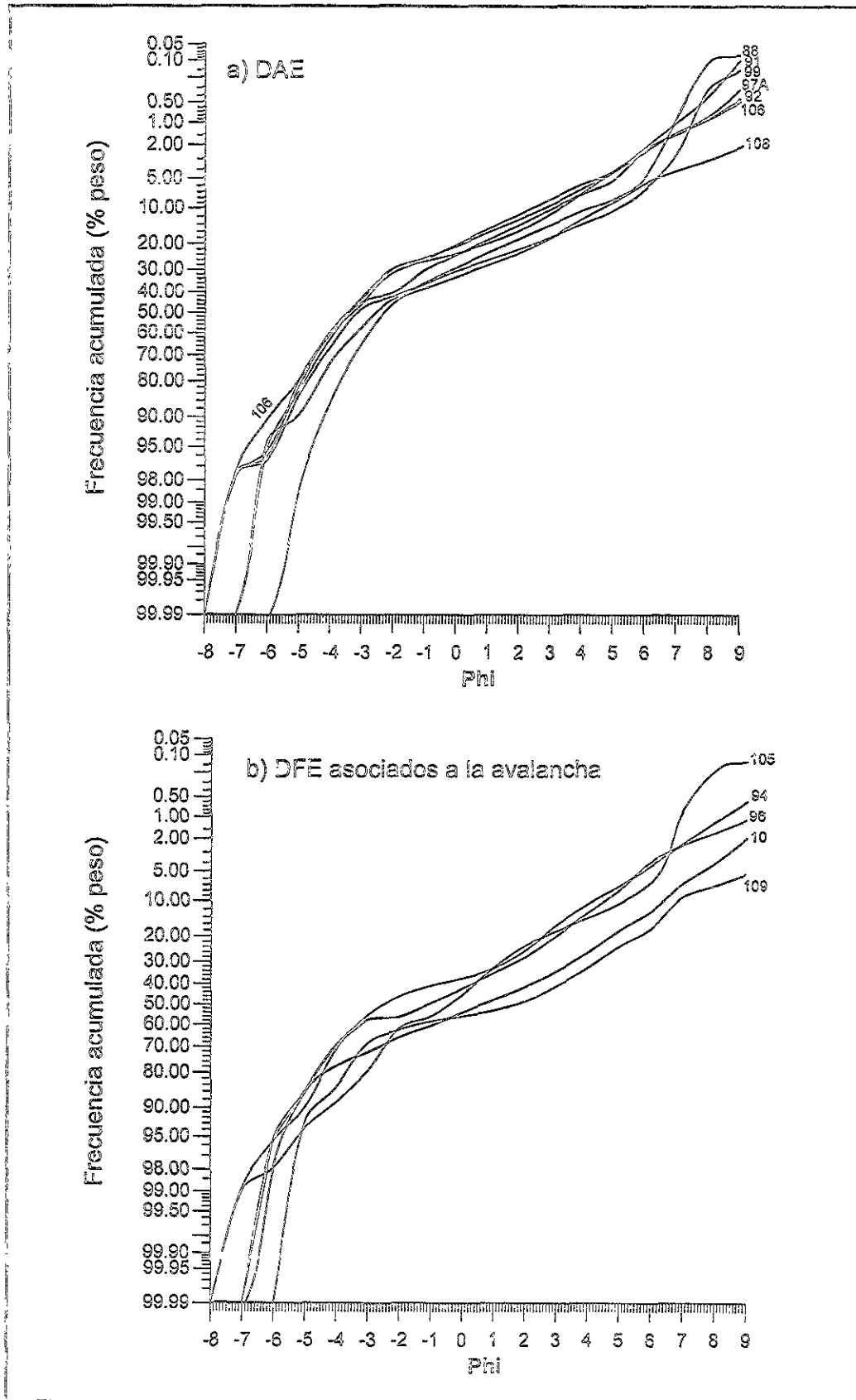


Figura 46. Diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría del DAE del CVNH (a) y de algunos DFE asociados (b).

fracciones de la grava, como se observó en los histogramas. En estas gráficas también se observa una variación relativamente grande en el contenido de arcilla, expresada por la amplitud de esta zona. Igualmente los diagramas de frecuencia acumulada de los depósitos de flujos de escombros asociados (Figura 46) muestran también un cambio a una pendiente más alta a partir de -3ϕ , lo que indica también abundancia de las fracciones de grava, aunque los contenidos son menores que en el DAE (Tabla 5). Las formas y las pendientes de los dos grupos de diagramas de frecuencia acumulada tienen un comportamiento aparentemente similar, aunque la zona de las fracciones de arena y limo se presenta ligeramente más angosta lo que indica una menor variación en estas fracciones, que en los depósitos de flujos de escombros.

La Tabla 6 presenta los parámetros estadísticos para el DAE y los DFE asociados. Para visualizar de manera más cómoda la variación de la matriz ya normalizada al 100% y sus grupos de fracciones así como los parámetros estadísticos, se elaboró la Tabla 7 en la cual se pueden establecer las variaciones laterales y verticales del depósito.

Tabla 6. Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DAE del CVNH y de algunos DFE asociados a la avalancha.

Muestra (estación)	Dist. Orig (km)	ϕ_5	ϕ_{16}	ϕ_{25}	ϕ_{50}	ϕ_{75}	ϕ_{84}	ϕ_{95}	Md	Mz	σ_G	σ_I	Skg	Ski	Kg
DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS (DAE)															
91	7.7	4.50	0.80	-0.90	-3.40	-4.70	-5.20	-5.90	-3.40	-2.60	3.00	3.08	0.40	0.46	1.1
92	7.8	5.10	1.70	-0.10	-3.40	-4.60	-5.10	-5.90	-3.40	-2.27	3.40	3.37	0.50	0.52	1.00
88	8.9	6.00	2.50	0.70	-3.50	-4.10	-4.50	-6.00	-3.50	-1.83	3.50	3.57	0.71	0.65	1.03
106	9.5	4.70	2.00	-0.4	-3.25	-4.70	-5.30	-6.50	-3.25	-2.18	3.65	3.52	0.44	0.43	1.07
97a	9.6	4.70	1.10	-0.90	-3.40	-4.50	-5.00	-6.00	-3.40	-2.43	3.05	3.15	0.48	0.50	1.22
99	9.8	6.30	3.40	1.30	-3.10	-4.40	-4.90	-5.80	-3.10	-1.53	4.15	3.91	0.57	0.56	0.87
108	13.2	6.30	3.30	1.60	-2.35	-3.50	-4.00	-4.60	-2.35	-1.02	3.65	3.48	0.55	0.57	0.88
DEPÓSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS (DFE) ASOCIADOS															
94	4.9	5.50	2.85	1.80	-2.60	-4.20	-4.65	-5.90	-2.60	-1.47	3.75	3.60	0.45	0.44	0.78
10	5.8	7.80	5.40	4.10	0.70	-3.40	-4.80	-5.80	0.70	0.43	5.10	4.61	-0.08	-0.02	0.7
96	7.7	5.65	3.55	2.35	-1.15	-4.40	-4.80	-5.90	-1.2	-0.80	4.20	3.84	0.13	0.15	0.70
105	8.7	6.10	2.80	1.60	-0.65	-2.80	-3.60	-5.30	-0.65	-0.48	3.20	3.33	0.08	0.13	1.06
109	13.3	9.00	6.10	4.80	1.60	-3.40	-4.00	-5.10	1.60	1.23	5.05	4.66	-0.11	-0.03	0.71

La Tabla 7 muestra que la matriz está compuesta por cantidades de arena, limo y arcilla que varían entre 65 y 82%, 16 y 34% y 0.3 y 6.3%, respectivamente. En particular, el contenido de arcilla aumenta con la distancia y presenta los valores más elevados en la zona de

terrazza. En la matriz de los DFE asociados, los contenidos de arena, limo y arcilla varían entre 82 y 57%, 16 y 33% y 0.2 y 9.6%, respectivamente.

Tabla 7. Distribución de las fracciones de la matriz y variación de los parámetros estadísticos de la granulometría del DAE del CVNH, y de algunos DFE asociados (variación con respecto a la posición longitudinal y vertical de las muestras).

DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS (DAE)							DEPÓSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS (DFE) ASOCIADOS					Fracciones	
Zona de Montículos			Zona de Lóbulos			Z. Terr. ²	Presentes en Zona de Montículos			En Z. Lób.	En Z. Terr. ²		Matriz
91 ²	92 ¹	88 ¹	106 ¹	97a ¹	99 ¹	108*	94 ²	10 ²	96 ¹	105 ¹	109 [^]		
20.50	24.21	29.56	23.67	20.99	30.80	32.66	36.08	54.52	42.57	43.28	56.04	Limo	
79.58	78.11	71.93	81.91	79.45	65.45	74.11	82.28	65.85	81.13	81.82	57.36		Arcilla
19.94	20.08	27.80	16.00	19.03	34.06	19.57	16.38	30.21	16.24	18.14	33.01		
0.49	1.81	0.27	2.09	1.52	0.50	6.31	1.35	3.94	2.63	0.23	9.63	Tamaño Promedio	
-3.40	-3.40	-3.50	-3.25	-3.40	-3.10	-2.35	-2.60	0.70	-1.15	-0.65	1.60		σ _G
-2.60	-2.27	-1.83	-2.18	-2.43	-1.53	-1.02	-1.47	0.43	-0.80	-0.48	1.23		
3.00	3.40	3.50	3.65	3.05	4.15	3.65	3.75	5.10	4.20	3.20	5.05	Sesgo	
3.08	3.37	3.57	3.52	3.15	3.91	3.48	3.60	4.61	3.84	3.33	4.66		Agu- deza
0.40	0.50	0.71	0.44	0.48	0.57	0.55	0.45	-0.80	-0.13	0.08	-0.11		
0.46	0.52	0.65	0.43	0.50	0.56	0.57	0.44	-0.02	0.15	0.13	-0.03		
1.12	1.00	1.03	1.07	1.22	0.87	0.88	0.78	0.74	0.70	1.06	0.71	X _G	

* Unidad inferior de la zona de terraza.

Sitio: 1: Muestra tomada de la mitad inferior del depósito.

^ Unidad superior de la zona de terraza.

2: Muestra tomada en la mitad superior del depósito.

De acuerdo con la Tabla 7, la variación de las diferentes fracciones y de los parámetros estadísticos de la granulometría del DAE, graficados en las Figura 47, no muestran patrones ordenados de manera gradual, de aumento o disminución con la distancia recorrida, por lo que fue muy útil establecer tendencias lineales generales en las curvas obtenidas para cada uno de los parámetros. Con base en lo anterior, las variaciones con la distancia recorrida desde el origen, ocurren de la siguiente manera:

En las curvas de tendencias generales del DAE (Figura 47), la matriz tiende a aumentar y

DAE del CVNH

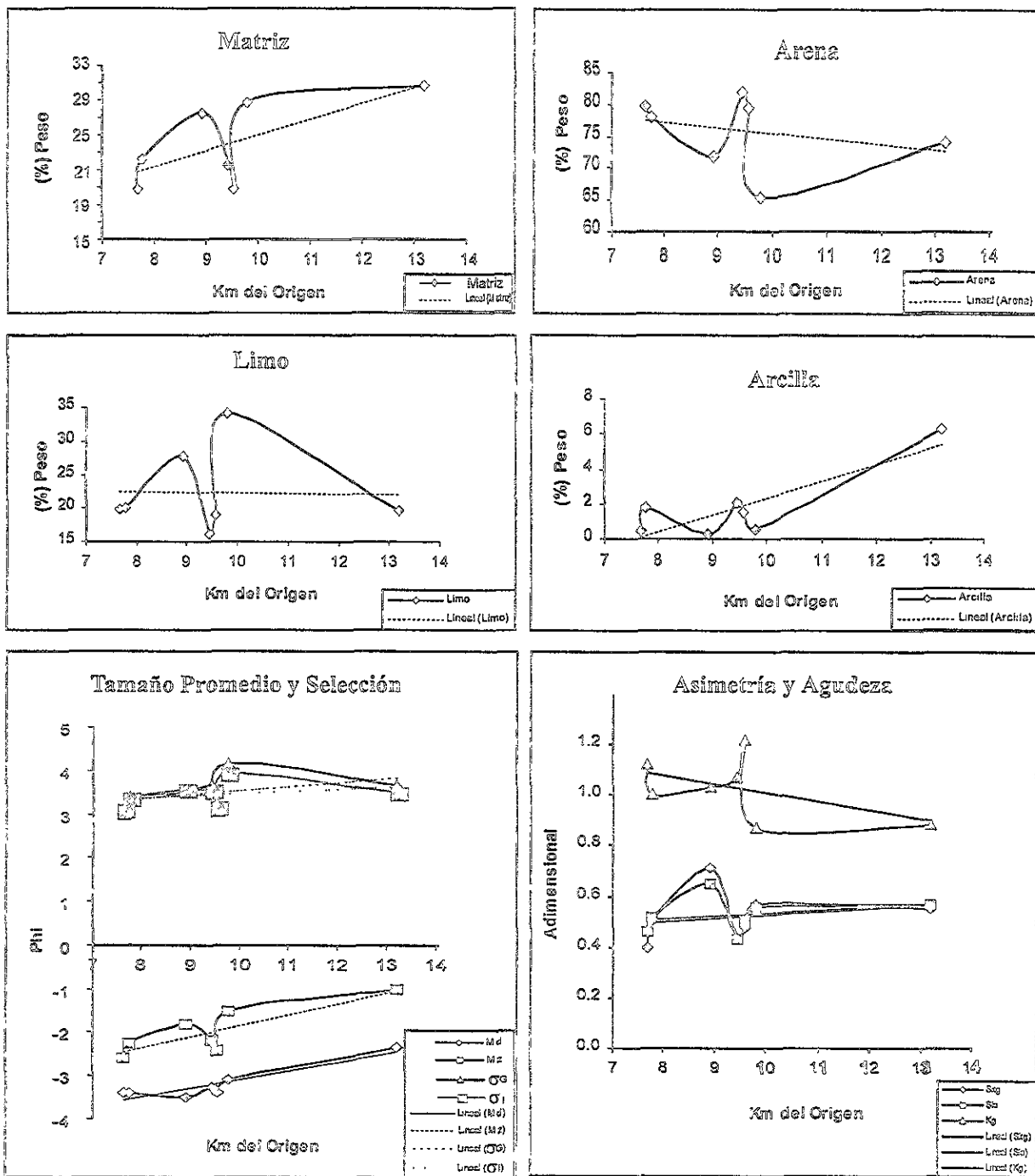


Figura 47. Diagramas de tendencias granulométricas y de los parámetros estadísticos del DAE del CVNH.

varía entre 21 y 33% (por lo tanto la grava disminuye) y entre sus fracciones, la arena disminuye, el limo muestra una tendencia horizontal en 22% y la arcilla aumenta (0.5–6.3%), lo que indica que la tendencia de la matriz está dominada por el aumento de la arcilla. Los parámetros M_d y M_z , tienden a aumentar (-3.50ϕ a -2.35ϕ y -2.60ϕ a -1.02ϕ , respectivamente) lo que indica la disminución del tamaño promedio de grano. Los valores negativos reflejan el dominio de las gravas. Los parámetros σ_G y σ_I , tienden a aumentar (en valores entre 3ϕ a 4ϕ) lo que indica un desmejoramiento leve de la selección. Los valores de S_{kg} y S_{ki} tienen tendencia a un leve aumento (con valores entre 0.4 y 0.6), lo cual muestra que la asimetría se da con colas hacia los finos, lo que también se expresa en sus valores positivos. La agudeza (K_g), presenta una tendencia a la disminución (1.12 a 0.87) e indica nuevamente una tendencia a la mala selección del depósito.

Las anomalías que ocurren particularmente entre los km 9 y 10, coinciden con el inicio de la zona de lóbulos. En este sitio la disminución de la matriz indica que se dio una mayor depositación de grava (debido al cambio de pendiente), lo que hizo mejorar ligeramente la selección y aumentar el tamaño de grano. Esta disminución local en el contenido de la matriz se reflejó principalmente en la disminución del contenido del limo, ya que la arena y la arcilla aumentaron

No se elaboraron diagramas de tendencias de los DFE asociados, ya que las muestras no representan un solo depósito sino varios. Graficar los datos y establecer tendencias con muestras de depósitos diferentes, no sería representativo. Aún así, la Tabla 7 muestra para éstos, un burdo aumento en los contenidos de matriz, limo y arcilla con la distancia así como disminución del tamaño de grano y el desmejoramiento de la selección.

Las dos unidades de la zona de terraza (inferior y superior) representadas por las muestras 108 y 109 (Tabla 7) muestran el siguiente comportamiento de abajo hacia arriba: aumento en el contenido de matriz (casi al doble), limo y arcilla; disminución en el porcentaje de arena y en los valores de tamaño promedio, asimetría y agudeza y desmejoramiento de la selección. El comportamiento de estos parámetros indica una gradación normal entre estos depósitos y un desmejoramiento de la selección.

5.2 DEPÓSITO DE FLUJO DE ESCOMBROS DEL RÍO PÁEZ (DFERP)

Para el estudio sedimentológico de este depósito se analizaron 21 muestras, de las cuales, 1 se colectó en la base del depósito (estación 59), 11 en la mitad inferior, 8 en la mitad superior y 1 en la superficie (estación 133). Las muestras 45 y 119 son del mismo afloramiento (vereda Guelcán), la primera de la parte inferior y la segunda, de la parte superior del depósito. Las muestras 53 y 53' también son del mismo afloramiento (Guadualejo), pero la primera es de la parte N y la segunda de la parte S que muestra abundantes indicios de alteración hidrotermal.

Los histogramas de las muestras del DFERP se presentan de manera ordenada en la Figura 48 donde fueron separados en dos grupos de acuerdo a su ubicación vertical en el depósito, con el fin de observar diferencias en el comportamiento de ambas partes. En las dos partes del depósito los histogramas varían alternadamente con la distancia, desde unimodales hasta ligeramente bimodales y trimodales. Una de las características principales de estos histogramas es que, independientemente de su ubicación en el depósito, todos exhiben modas en la fracción -4ϕ , las cuales se mantienen predominantemente entre 25 y 30% y llegan ocasionalmente hasta casi 35% (muestra 54) y 40% (muestra 44). En los histogramas trimodales de la parte superior, generalmente se presentan nodos (separación de poblaciones) entre -2ϕ y -1ϕ y entre 7ϕ a 8ϕ . En la parte inferior los nodos ocurren preferencialmente entre -2ϕ y -1ϕ y los nodos de la parte fina se ubican entre 8ϕ y 6ϕ . En las muestras de todo el depósito se destaca la escasez de los tamaños más gruesos (-8ϕ y -7ϕ) y su disminución con la distancia. Además, se nota un salto grande en la mayoría de los histogramas entre las fracciones -3ϕ y -2ϕ , el cual podría estar influenciado por el empate de las medidas granulométricas tomadas en el campo por medio de conteo de puntos con malla y las medidas granulométricas realizadas por tamizado.

Los contenidos de grava y matriz de las muestras analizadas del DFERP y su ubicación en el mismo se muestran en la Tabla 8, en la que se aprecia un contenido de grava que varía entre 50 y 83%, predominantemente entre 60 y 70%. En el paso de la zona de canal estrecho a la de canal amplio, el contenido de grava aumenta más de 10% (de 55 a 66%)

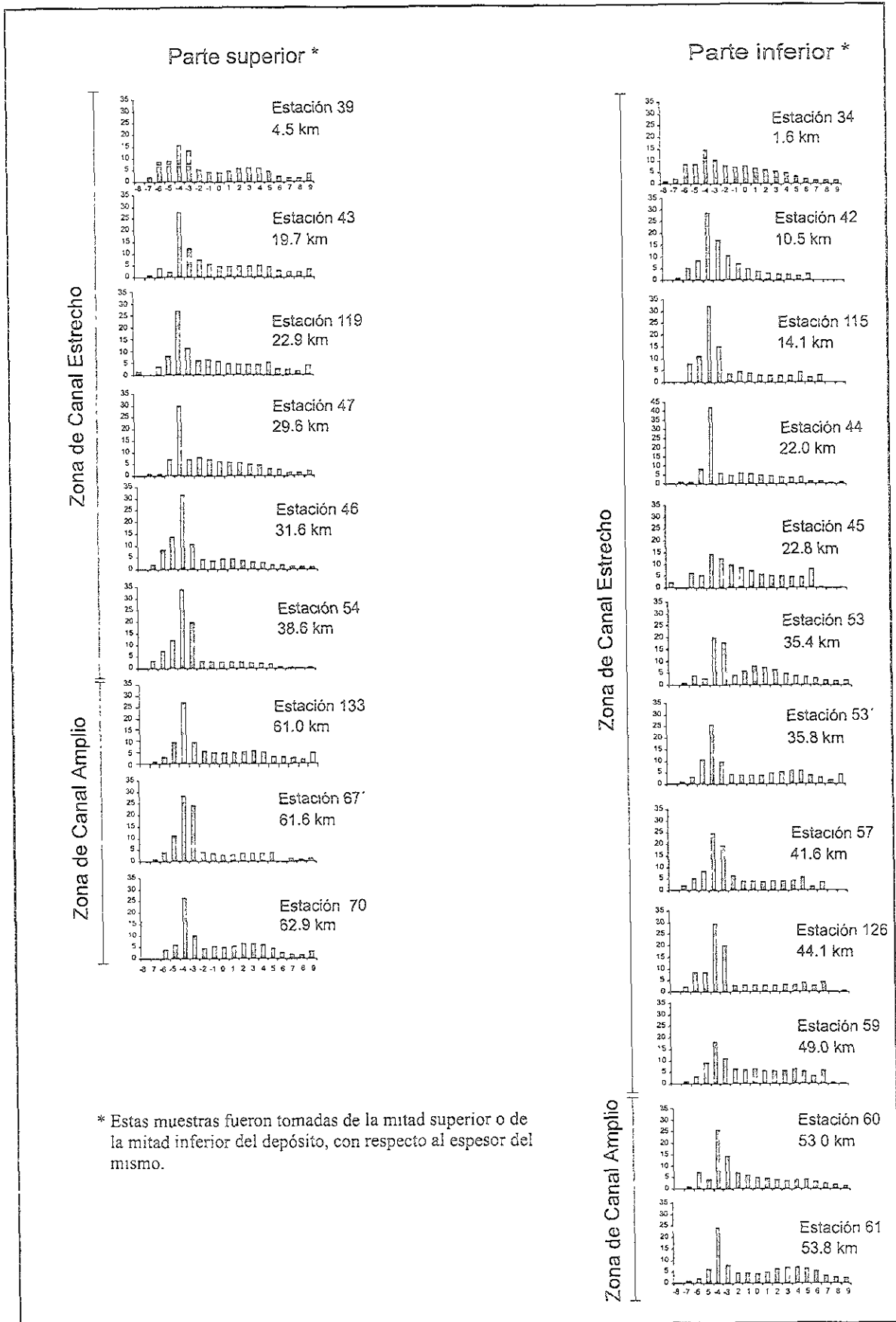


Figura 48 Histogramas (% peso) de la granulometría del DFERP.

Tabla 8. Contenidos de las fracciones grava, arena, limo y arcilla, del DFERP.

Muestra (estación)	Zona	Sitio	Distan. Orig. (km)	Grava (-8φ a -2)	Arena (-1φ a 4φ)	Limo (5φ a 8φ)	Arcilla (9φ)	Total (%)	Matriz (-1φ a 9φ)
34	CE	I	1.6	59.47	30.20	8.65	1.67	100.0	40.52
39	CE	S	4.6	59.21	26.55	10.50	3.74	100.0	40.79
42	CE	I	10.5	78.03	16.98	4.89	0.10	100.0	21.97
115	CE	I	14.1	74.58	15.70	9.66	0.06	100.0	25.42
43	CE	S	19.7	60.82	23.98	11.79	3.41	100.0	39.18
44	CE	I	22.0	69.40	22.61	7.13	0.86	100.0	30.60
45	CE	I	22.8	58.78	27.85	13.10	0.28	100.0	41.23
119	CE	S	22.9	61.94	23.16	11.16	3.73	100.0	38.05
47	CE	S	29.6	61.03	27.68	9.06	2.24	100.0	38.98
46	CE	S	31.6	74.41	18.72	6.00	0.87	100.0	25.59
53	CE	I	35.4	55.95	31.08	10.74	2.23	100.0	44.05
53'	CE	I	35.8	57.86	23.55	14.33	4.25	100.0	42.13
54	CE	S	38.6	83.00	12.79	3.61	0.60	100.0	17.00
57	CE	I	41.6	69.10	19.77	10.97	0.16	100.0	30.90
126	CE	I	44.1	73.81	14.84	10.94	0.41	100.0	26.19
59	CE	I	49.0	54.87	29.81	14.94	0.38	100.0	45.13
60	CA	I	53.0	65.71	21.43	11.67	1.20	100.0	34.30
61	CA	I	53.8	50.19	29.52	17.89	2.40	100.0	49.81
133	CA	S	61.0	60.07	25.25	10.11	4.56	100.0	39.92
67'	CA	S	61.6	76.22	16.68	5.92	1.18	100.0	23.78
70	CA	S	62.9	56.51	29.67	10.6	3.23	100.0	43.50

CE: Zona de canal estrecho.
CA: Zona de canal amplio.

S: Parte superior del depósito.
I: Parte inferior del depósito.

(muestras 59 y 60). El contenido de matriz varía entre 17 y 50% y muestra un ligero aumento en la porción inferior.

En la Figura 49 se muestran los diagramas de frecuencia acumulada del DFERP los cuales se presentan en dos grupos correspondientes a las partes inferior y superior del depósito. Ambos grupos presentan formas muy similares con cambios a pendientes más grandes a partir de -2ϕ , lo que indica mayor abundancia de las fracciones de grava. En la parte superior las curvas son muy similares y evidencian una menor variación en los porcentajes de contenidos de las fracciones, con respecto a la parte inferior donde las curvas se presentan más espaciadas, lo que muestra mayor variación, inclusive en el contenido de limo y arcilla. En estos diagramas no se aprecia una variación gradual del tamaño de grano con la distancia.

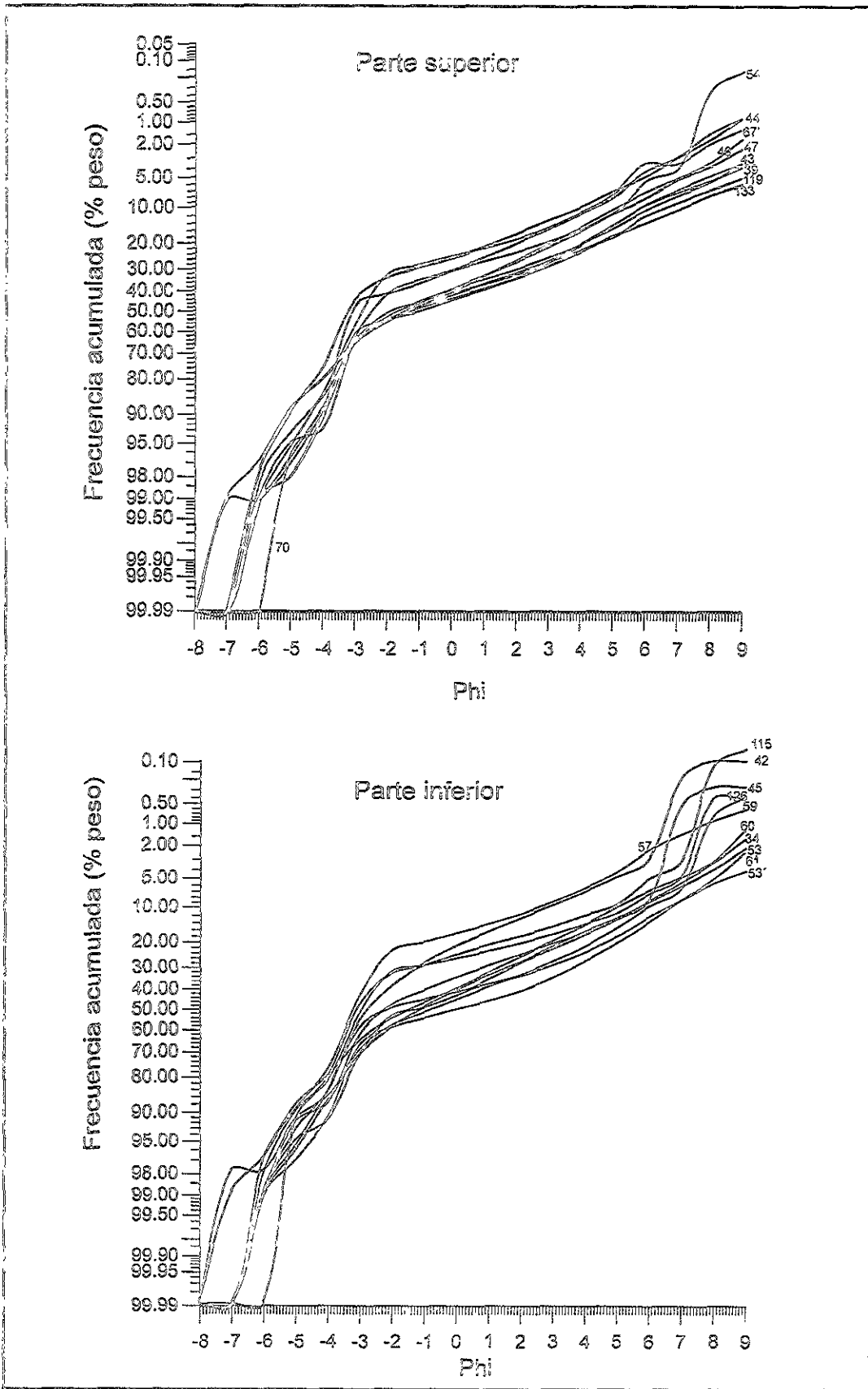


Figura 49. Diagramas de frecuencia acumulada (% peso) de la granulometría del DFERP.

La Tabla 9 muestra los datos obtenidos de las curvas de frecuencia acumulada, en términos de ϕ y los valores calculados de los parámetros estadísticos de la granulometría del DFERP. En esta Tabla se aprecian valores negativos para todas las medianas (M_d), todas las medias (M_z), excepto dos de ellas (muestras 59 y 61) y además exhibe valores positivos para la asimetría, lo que indica colas de las distribuciones granulométricas, hacia los finos.

Tabla 9. Parámetros estadísticos de las distribuciones granulométricas del DFERP.

Muestra (Estación)	Distancia (km)	ϕ_5	ϕ_{16}	ϕ_{25}	ϕ_{50}	ϕ_{75}	ϕ_{84}	ϕ_{95}	M_d	M_z	σ_G	σ_r	Sk _g	Sk _i	K _g
34	1.6	7.00	3.70	2.20	-1.40	-3.60	-4.40	-5.65	-1.40	-0.70	4.05	3.94	0.26	0.29	0.89
39	4.6	8.25	4.70	3.20	-2.00	-3.70	-4.40	-5.50	-2.00	-0.57	4.55	4.36	0.47	0.48	0.82
42	10.5	5.00	1.20	-0.50	-2.60	-3.60	-3.90	-5.20	-2.60	-1.76	2.55	2.82	0.49	0.49	1.35
115	14.1	6.10	2.90	0.15	-3.10	-3.80	-4.20	-5.10	-3.10	-1.47	3.55	3.47	0.69	0.67	1.16
43	19.7	8.20	4.70	3.20	-1.90	-3.30	-3.55	-5.00	-1.99	-0.25	4.13	4.06	0.60	0.57	0.83
44	22.0	5.75	2.80	1.00	-3.00	-3.55	-3.80	-4.50	-3.00	-1.33	3.30	3.20	0.76	0.73	0.92
45	22.8	6.30	4.40	2.70	-1.10	-3.20	-3.80	-5.40	-1.10	-0.17	4.10	3.82	0.34	0.30	0.81
119	22.9	8.10	4.70	2.60	-2.00	-3.45	-3.80	-4.90	-2.00	-0.37	4.25	4.10	0.58	0.57	0.88
47	29.6	7.20	4.00	2.30	-1.50	-3.35	-3.70	-4.40	-1.50	-0.40	3.85	3.68	0.43	0.46	0.84
46	31.6	6.00	2.20	0.25	-3.20	-3.90	-4.50	-5.50	-3.20	-1.83	3.35	3.42	0.61	0.61	1.14
53	35.4	7.55	4.20	2.60	-1.10	-3.10	-3.50	-5.00	-1.10	-0.13	3.85	3.83	0.38	0.38	0.90
53'	35.8	8.50	5.5	3.90	-2.00	-3.60	-3.90	-4.90	-2.00	-0.13	4.70	4.38	0.60	0.58	0.73
54	38.6	4.60	0.35	-2.10	-3.25	-3.90	-4.50	-5.70	-3.25	-2.47	2.43	2.77	0.49	0.50	2.35
57	41.6	6.30	3.80	1.50	-2.45	-3.50	-3.95	-5.30	-2.45	-0.87	3.88	3.70	0.61	0.56	0.95
126	44.1	6.95	3.40	0.30	-2.95	-3.80	-4.30	-5.50	-2.95	-1.28	3.85	3.81	0.65	0.62	1.25
59	49.0	7.15	4.90	3.30	-0.85	-3.30	-3.80	-4.80	-0.85	0.08	4.35	3.99	0.32	0.33	0.74
60	53.0	7.20	4.20	1.90	-2.20	-3.45	-3.80	-5.30	-2.20	-0.60	4.00	3.90	0.60	0.55	0.96
61	53.8	8.00	5.60	4.25	-0.10	-3.25	-3.60	-4.60	-0.10	0.63	4.60	4.21	0.24	0.26	0.69
133	61.0	8.70	4.70	3.00	-2.10	-3.50	-3.90	-4.85	-2.10	-0.43	4.30	4.20	0.58	0.59	0.85
67'	77.6	5.50	2.50	-0.40	-2.75	-3.60	-4.00	-5.00	-2.75	-1.42	3.25	3.22	0.62	0.59	1.35
70	62.9	7.80	4.60	3.20	-1.25	-3.35	-3.70	-4.80	-1.25	-0.12	4.15	3.98	0.41	0.42	0.79

Los valores normalizados de porcentajes de las fracciones granulométricas de la matriz, así como los parámetros estadísticos de la granulometría, se presentan de manera más ordenada en la Tabla 10, donde se puede observar que la variación en la matriz, de los contenidos de arena, limo y arcilla, es entre 56 y 77%, 21 y 42% y 0.5 y 11.4%, respectivamente. El promedio de arcilla es de 4.7%, lo que indica que el depósito es cohesivo (Crandell, 1971; Scott, 1985), aunque presenta contenidos puntuales < 3% (no cohesivo) que podrían representar partes incorporadas y no homogenizadas del depósito, lo que sería factible debido al gran espesor y volumen del mismo, además el depósito conserva su estructura

Tabla 10. Distribución de las fracciones de la matriz y variación de los parámetros estadísticos de la granulometría del DFERP, con respecto a la posición longitudinal y vertical de las muestras.

Muestra	Zona de Canal Estrecho															Zona de Canal Amplio					Fracción
	34	39	42	43	44	45	119	47	46	53	53'	54	57	126	59*	60	61	133	67'	70	
S	40.79			39.18			38.05	38.98	25.59			17.00						39.92	23.78	43.50	
I	40.52	21.97	25.42		30.60	41.23	60.86	71.01	73.16	44.05	42.13	75.19	30.90	26.19	45.13	34.30	49.81	63.24	70.15	68.21	
S		65.08	77.27	61.75		73.91	67.56			70.34	55.90		63.99	56.65	66.06	62.49	59.27				
I	74.53											21.26						25.32	24.91	24.37	
S		25.75		30.09					23.46	24.39	34.01										
I	21.34		22.27	38.01		23.29	31.77			5.07	10.10	3.55	35.49	41.77	33.10	34.02	35.92				
S		9.17		8.70				9.81	5.74									11.43	4.94	7.42	
I	4.13		0.47	0.24	2.80	0.68			3.39				0.52	1.58	0.85	3.49	4.82				
S		-2.00		-1.99			-2.00	-1.50	-3.20			-3.25	-2.45	-2.95	-0.85	-2.20	-0.10				
I	-1.40		-2.60	-3.10	-3.00	-1.10		-0.37	-1.83	-1.10	-2.00							-2.10	-2.75	-1.25	
S		-0.57		-0.25																	
I	-0.70		-1.76	-1.47	-1.33	0.17				-0.13	-0.13	-2.47	-0.87	-1.28	0.08	-0.60	0.63				
S		4.55		4.13			4.25	3.85	3.35	3.85	4.70	2.43	3.88	3.85	4.35	4.00	4.60				
I	4.05		2.55	3.55	3.30	4.10												4.30	3.25	4.15	
S		4.36		4.06			4.10	3.68	3.42	3.83	4.38	2.77	3.70	3.81	3.99	3.90	4.21				
I	3.94		2.82	3.47	3.20	3.82															
S		0.47		0.60			0.58	0.43	0.61			0.49						0.58	0.62	0.41	
I	0.26		0.49	0.69	0.76	0.34				0.38	0.60		0.61	0.65	0.32	0.60	0.24				
S		0.48		0.57			0.57	0.46	0.61			0.50						0.59	0.59	0.62	
I	0.29		0.49	0.67	0.73	0.30				0.38	0.58		0.56	0.62	0.33	0.55	0.26				
S		0.82		0.83			0.88	0.84	1.14			2.35						0.85	1.35	0.79	
I	0.89		1.35	1.16	0.92	0.81				0.90	0.73		0.95	1.25	0.74	0.96	0.69				

* Muestra tomada de la base del depósito.

I: Parte inferior del depósito.

S: Parte superior del depósito.

masiva en toda su extensión.

Las tendencias del DFERP, tanto para la granulometría como para los parámetros estadísticos, se graficaron en la Figura 50. De la misma manera que en el depósito de avalancha de escombros y de los flujos de escombros asociados, las tendencias aquí no muestran un patrón gradual de variación, por lo que es muy útil trazar la tendencia lineal entre los valores. De los datos de la Tabla 10 y de las tendencias generales de la Figura 50 para todo el depósito, las variaciones que se presentan, son las siguientes:

En la porción inferior: la matriz tiende a aumentar de 22 a 50% y entre sus fracciones con valores negativos, alrededor de -2ϕ para M_d y de -1ϕ para M_z ; la selección (σ_G y σ_I) muestra una tendencia al mejoramiento (con variación entre 4.55ϕ y 2.43ϕ y entre 4.36ϕ a 2.77ϕ , respectivamente); los valores de S_{kg} y S_{ki} presentan tendencia a mantenerse constantes en 0.50, lo cual indica una asimetría hacia colas en los finos. La agudeza (K_g) muestra tendencia a aumentar, lo que indica el mejoramiento de la selección con la distancia.

Una comparación entre las dos porciones del depósito muestra que las tendencias de los parámetros M_d y M_z (Figura 50, Tabla 10) se mantienen en valores cercanos, distribuidos en dos grupos, para la porción superior así como para la inferior. Este cambio importante ocurre en el km 32, a partir del cual, en la porción superior aumenta el tamaño y en la porción inferior disminuye, con la distancia. Estos cambios se reflejan también, en las tendencias de la matriz. Así mismo, los parámetros de la selección (σ_G y σ_I) muestran un mejoramiento en la porción superior, hasta el km 32, donde desmejoran hacia la zona más lejana. Por el contrario, en la porción inferior la selección desmejora leve pero constantemente (aumenta el número ϕ). Las tendencias de los parámetros de asimetría (S_{kg} y S_{ki}) son muy constantes en ambas porciones del depósito (alrededor de 0.5), pero la variación es más amplia en la porción inferior e igualmente muestran cambios notorios en el km 32. El parámetro K_g , muestra una suave tendencia a aumentar en la porción superior, mientras que en la inferior es muy variable y muestra una leve tendencia a disminuir.

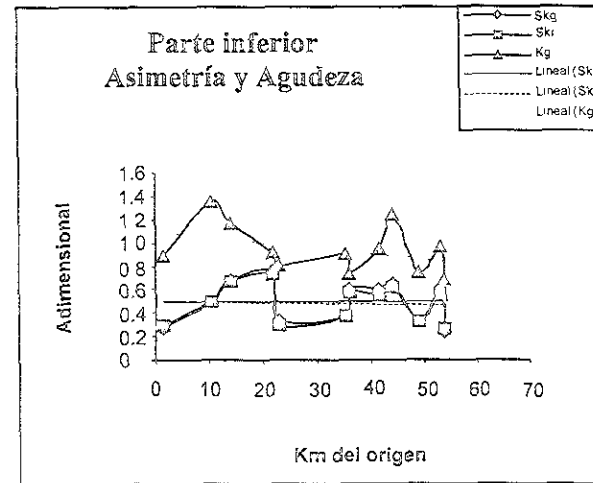
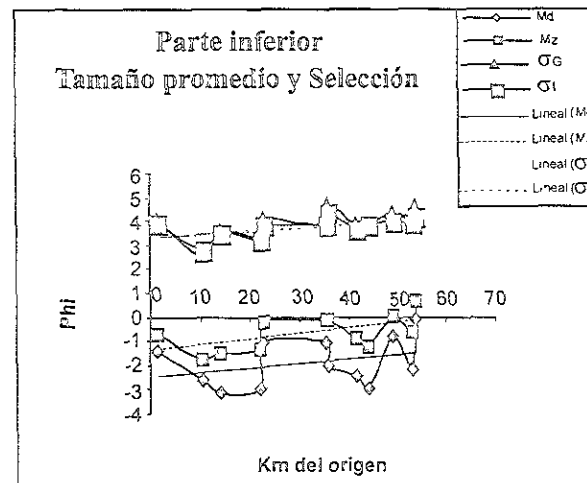
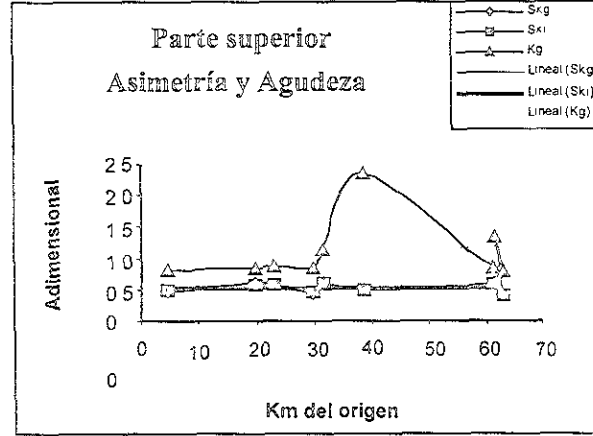
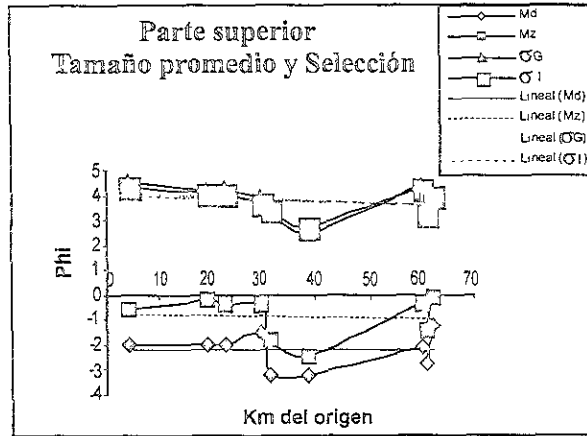
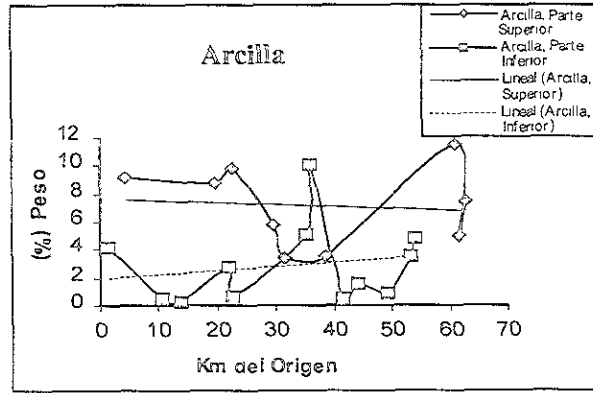
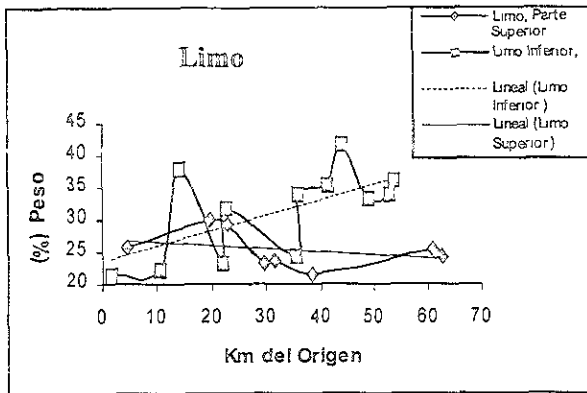
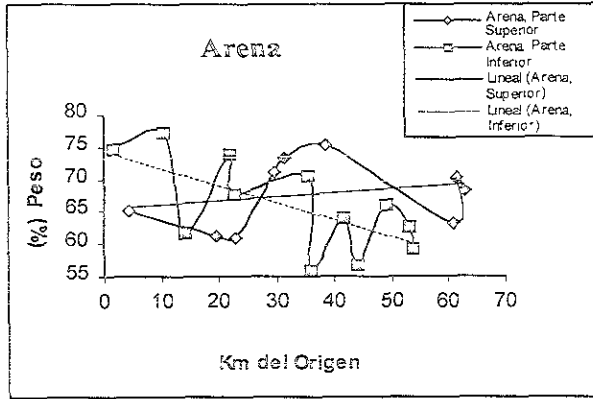
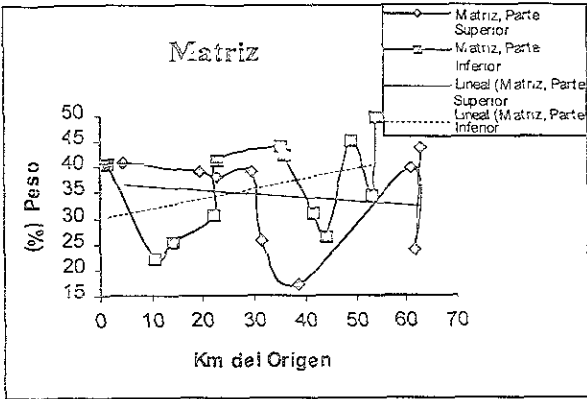


Figura 50. Diagramas de tendencias granulométricas y de los parámetros estadísticos del DFERP.

Estos cambios importantes en las curvas de tendencias del DFERP (Figura 50), corresponden a un giro de 90° del valle del río Páez, en la estación 46 (km 32 desde el origen) (Figura 13). Antes de esta estación la porción superior del depósito presenta mayor contenido de matriz y menor tamaño de grano respecto a la porción inferior. Después, esta tendencia se invierte y la porción inferior del depósito es la que presenta mayor contenido de matriz y menor tamaño de grano. Estas tendencias indican una burda gradación normal del depósito antes de la curva del valle y una gradación inversa después de ésta, como se aprecia en la Figura 51. Esta gradación también se observa localmente en el afloramiento de las estaciones 45 y 119 (Tabla 10).

Al analizar sitios particulares se observa que otros cambios morfológicos también influyeron en los parámetros sedimentológicos. El afloramiento en la vereda Guelcán (Figura 13), donde fueron tomadas dos muestras (45 en la parte inferior y 119 en la superior) en sección vertical con separación de 120 m, se aprecian las siguientes variaciones de abajo hacia arriba del depósito: la matriz disminuye ligeramente (de 41 a 38%), por lo tanto la grava aumenta levemente (de 59 a 62%); la arena disminuye (de 68 a 61%); el limo disminuye levemente (de 32 a 29%); la arcilla aumenta considerablemente a más de 14 veces (de 0.7 a 9.8%); Mz aumenta de tamaño (de 0.17 ϕ a -0.37 ϕ); σ_1 desmejora (de 3.82 ϕ a 4.10 ϕ); Ski aumenta (de 0.30 a 0.57) y Kg aumenta levemente (de 0.81 a 0.88). Estas condiciones indican que hubo una ligera gradación inversa en este sitio, el cual está localizado unos 6 km después de una curva pronunciada en el valle del río (Figura 13).

Otro sitio particular es el paso de la zona de canal estrecho a la de canal amplio (km 53-54 del origen), donde se observó una gradación normal del depósito, con desmejoramiento de la selección hacia la parte superior, lo cual refleja probablemente la disminución de la velocidad del flujo debido a la disminución de la pendiente (de 1.15° a 0.66°).

Para los depósitos estudiados (DAE, DFE asociados y DFERP) se elaboraron además diagramas triangulares de clasificación de tamaños de granos. La Figura 52 muestra un diagrama para los depósitos completos totales (grava, arena y lodo [limo + arcilla]) y la

Porción superior:	> contenido de matriz < tamaño de grano	Porción superior:	< contenido de matriz > tamaño de grano
Porción inferior:	< contenido de matriz > tamaño de grano	Porción inferior:	> contenido de matriz < tamaño de grano

Km 32,
Estación 46

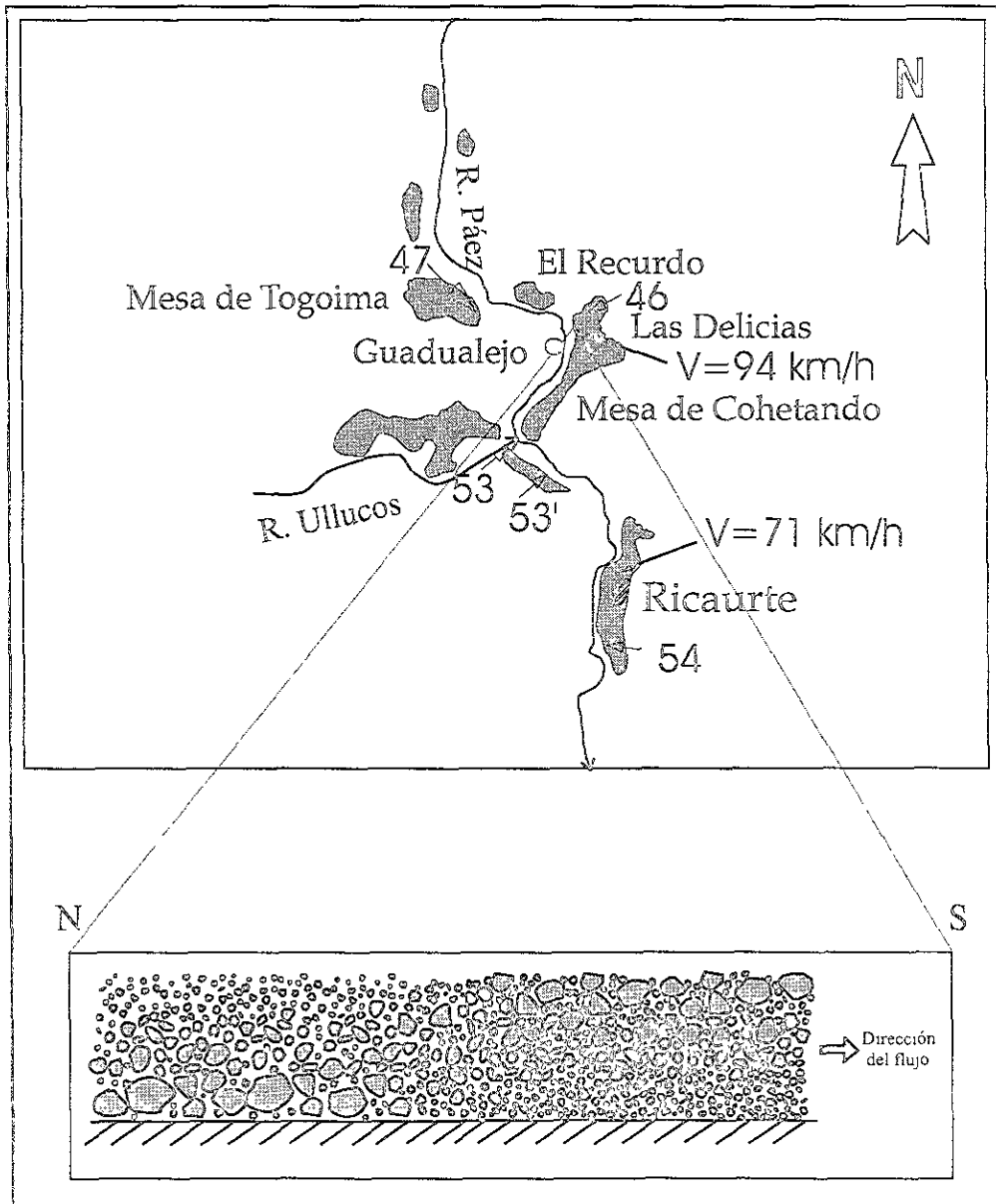


Figura 51. Esquema del cambio de gradación normal a inversa del flujo de escombros del río Páez. Nótese la disminución de la velocidad después de la curva y la entrada del flujo por el valle del río Ullucos.

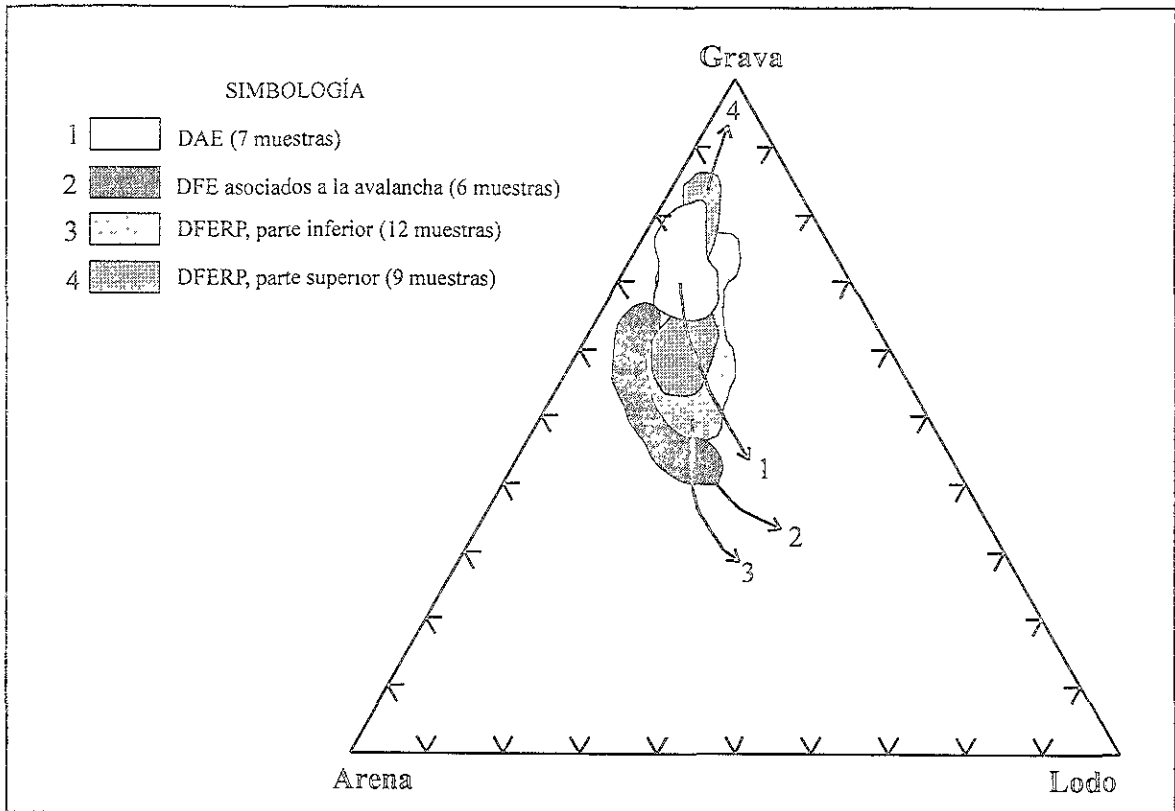


Figura 52. Diagrama triangular (grava - arena - lodo) para la clasificación granulométrica de los depósitos estudiados. Obsérvese la tendencia de cada uno de ellos.

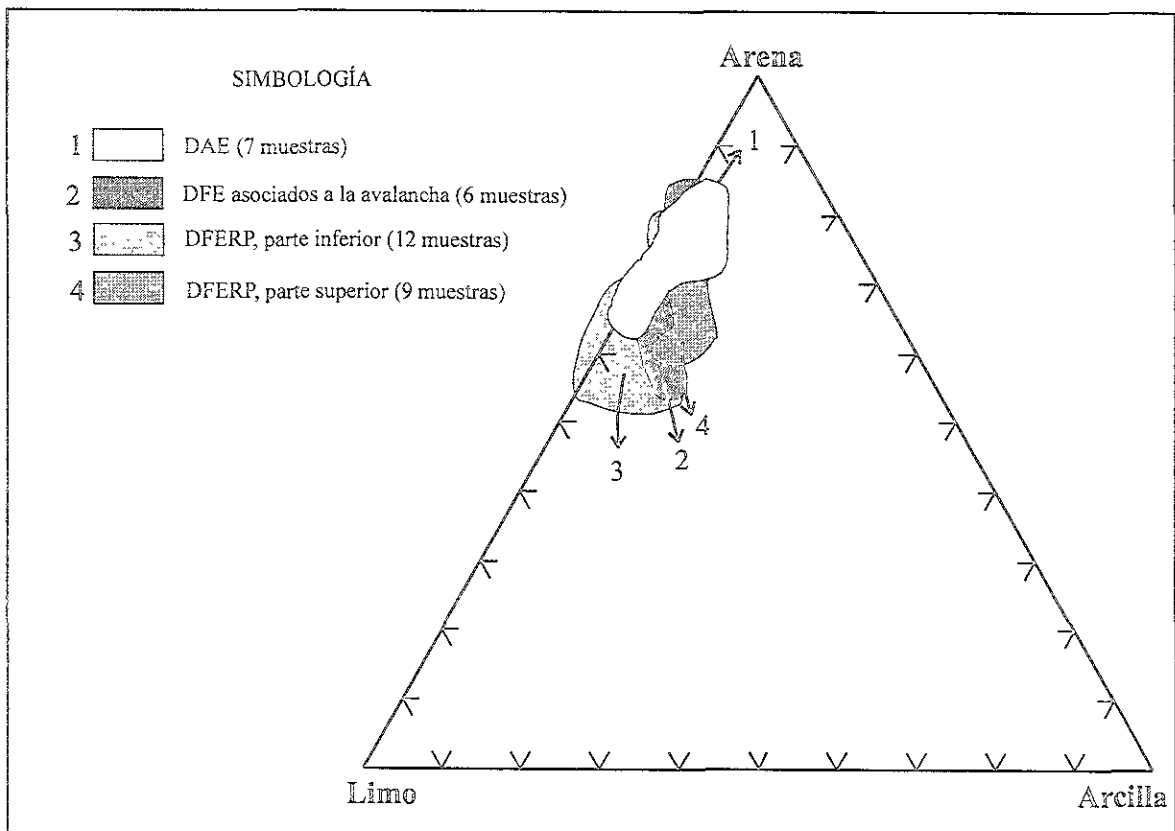


Figura 53. Diagrama triangular (arena - limo - arcilla) para la clasificación granulométrica de la matriz de los depósitos estudiados. Obsérvese la tendencia de cada uno de ellos.

Figura 53 incluye solamente las fracciones principales de las matrices. En la Figura 52 se observa que todos los depósitos se ubican en el área gravo-arenosa, con una variación muy vertical que indica contenidos muy estables, aunque ligeramente variables en las fracciones arena y lodo, como se observó en los diagramas de tendencias de los depósitos. Esta figura muestra que las muestras del DAE están concentradas en una zona relativamente estrecha y presentan gran contenido de grava, como también lo indica su tamaño granulométrico promedio (M_d y M_z) mientras que los DFE asociados a la avalancha muestran una tendencia hacia el área de la fracción de lodo (Figura 52). En cambio, en el DFERP, tanto en la parte superior como en la inferior se observan distribuciones más amplias con un aumento en las fracciones areno-lodosas, que son ligeramente más ricas en arena y lodo en unas partes y más pobres en otras (Figura 52). Esto se aprecia tanto en la parte inferior como en la superior. La parte superior es levemente más rica en arena y grava, como se aprecia en los promedios de estas fracciones (Tablas 7 y 10).

En la Figura 53 se observa que la matriz de los depósitos presenta una distribución muy estrecha en la región areno-limosa. Tanto en el DAE como en la parte inferior del DFERP se observa una distribución de las muestras muy cerca del eje arena-limo, pero en ambos se aprecian pequeñas salientes hacia la parte arcillosa, lo cual también ocurre con los DFE asociados. La porción superior del DFERP muestra una distribución muy vertical que indica un aumento en el contenido limo-arcilloso, lo cual se observa en la Tabla 10.

A partir de las Figuras 52 y 53 se puede afirmar que los depósitos presentan mayor abundancia de fracciones gruesas al principio y que luego, aún manteniendo alto su contenido, comienzan a enriquecerse en las fracciones más finas. Así mismo, el DAE es de granulometría más gruesa y muy cercana a la de los DFE asociados. La misma tendencia se observa para el DFERP, cuya en donde la porción inferior del depósito migra hacia los extremos de limo y arcilla con mayor distancia, mientras que la porción superior se vuelve más gruesa (hacia el vértice de la arena) y muestra una disminución del porcentaje de matriz.

6. PARÁMETROS CINEMÁTICOS

6.1 RELACIÓN H/L

6.1.1 Depósito de Avalancha de Escombros (DAE)

Para tener una idea de la movilidad de un flujo de avalancha de escombros en el momento de su emplazamiento, se utiliza el coeficiente de Heim (Hsiü, 1975), que es la relación entre la distancia de desplazamiento vertical (H) y la distancia de desplazamiento horizontal (L) del flujo. El sitio donde se detuvo el flujo es la barrera granítica de la Mesa de Caloto, a 2,130 msnm (parte de mayor elevación de esta mesa; Figuras 10 y 16), por lo que se pueden asumir dos casos probables:

Si el colapso ocurrió en el sitio de los domos del Pico S, la altura del colapso sería de 4,500 msnm, donde $H = 4,500 - 2,130 = 2,370$ m y $L = 13,850$ m, por lo cual la relación $H/L = 0.17$. La distancia entre este sitio y la cima del megaclasto más alto en la parte próxima del depósito es de 2.45 km.

Si el colapso ocurrió en la cima del Pico S (5,056 msnm), entonces $H = 5,056 - 2,130 = 2,926$ m y $L = 14,900$ m y la relación $H/L = 0.20$. La distancia entre este sitio y el lugar donde se encuentran los domos del Pico S es de 1.68 km.

Al comparar estos valores (0.17 y 0.20) con los valores presentados por otros autores para otros depósitos de avalancha, se observa que la relación H/L del depósito de avalancha de escombros del CVNH, que es una avalancha húmeda, es mucho mayor al promedio de 0.11 (Siebert, 1984) y de 0.13 (Siebert et al., 1987) y es cercano a los valores altos (0.18) que caracterizan a las avalanchas de escombros secas (Ui, 1983; Ui et al., 1986b). Debido a la evidencia dada por la proyección de los límites laterales del depósito de avalancha, se asume que es más probable que el origen de la avalancha haya sido en el sitio donde se encuentran los domos y además representa el caso más extremo de movilidad, entre los dos casos presentados, ya que la relación H/L es la menor entre ambos.

6.1.2 Depósito de Flujo de Escombros del Río Páez (DFERP)

Para el DFERP, la diferencia de alturas es $H = 2,130 - 925 = 1,205$ m y $L = 67,000$ m (valor mínimo), por lo tanto la relación $H/L = 0.018$, lo cual indica una movilidad un orden de magnitud mayor en comparación con la avalancha de escombros.

Vallance y Scott (1997) utilizaron los parámetros de H/L vs volumen y de área vs volumen del depósito para determinar la movilidad de avalanchas de escombros y de flujos de escombros. De acuerdo con estos autores, el parámetro H/L por sí solo no es muy representativo para flujos de escombros cohesivos, debido a que tienen mayor capacidad de dispersión, por lo que la relación H/L se puede modificar ampliamente por causa del contenido de arcilla y de agua en el flujo. Los valores H/L de los depósitos aquí estudiados, se graficaron en el diagrama H/L contra volumen (Figura 54) con el fin de compararlos con depósitos del mismo tipo ocurridos en otros volcanes del mundo (Vallance y Scott, 1997). En el diagrama se aprecia que el DAE y el DFERP coinciden burdamente con la tendencia general mostrada, es decir, a mayor volumen, menor H/L y por lo tanto mayor movilidad, aunque se aprecia cierta anomalía debido a que se presentan más aislados que los demás datos. Esta anomalía podría explicarse por que el DAE fue detenido por el intrusivo granítico. Si esto no hubiera ocurrido el flujo habría avanzado más y así la relación H/L habría tenido menor valor y su ubicación en la tendencia de la Figura 54 hubiera sido más ajustada. La anomalía del DFERP en esta gráfica, es muy probable que se deba al exceso de volumen adquirido por incorporación de material durante el avance del flujo y también a la escasa pendiente general del valle (1°) en el cual se emplazó el flujo. Utilizando el diagrama de área contra volumen de Vallance y Scott (op. cit.) (Figura 55), el cual es más significativo para los flujos de escombros, los depósitos estudiados también siguen burdamente la tendencia general, aunque con una ligera anomalía que se aprecia en la menor área cubierta con respecto a los demás depósitos. Esta anomalía en área del DAE se puede explicar por que la avalancha fue detenida en su frente, lo que evitó que ésta cubriera una mayor área. La anomalía en área del DFERP posiblemente fue causada por el confinamiento del flujo y su detención en las curvas a lo largo del valle del río Páez. La Figura 55 también muestra además, que el flujo de escombros del río Páez fue ligeramente menos

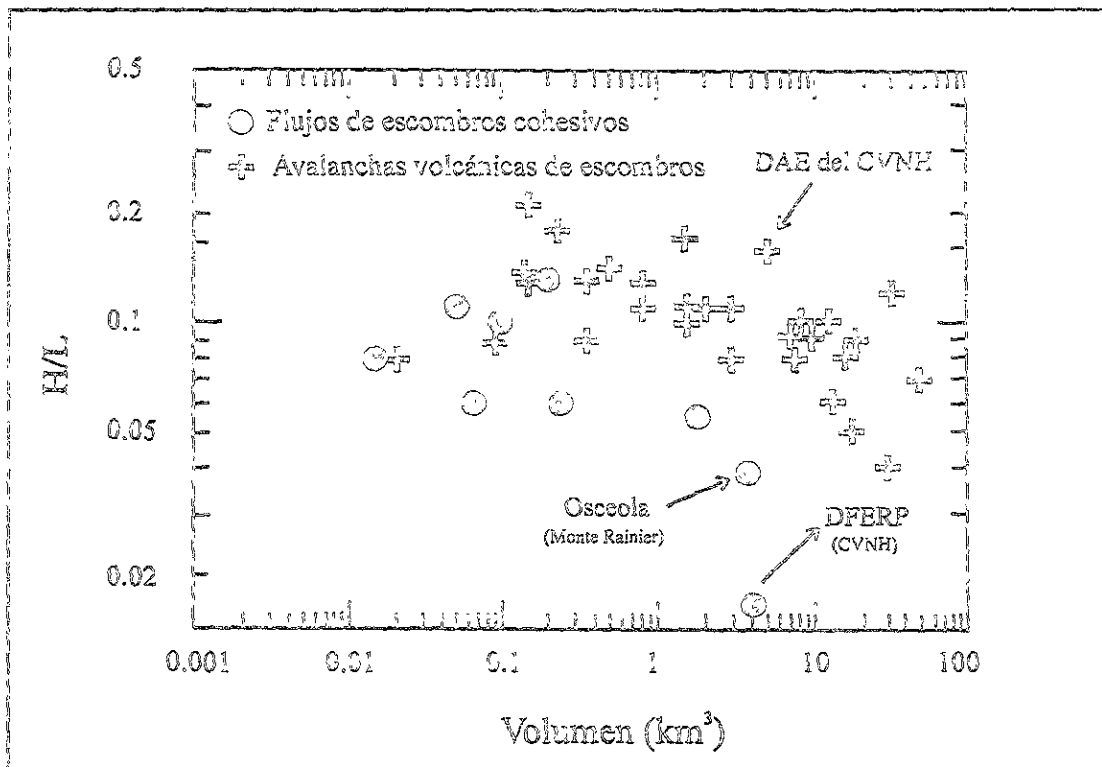


Figura 54. Diagrama H/L (coeficiente de Heim) contra V (volumen) para avalanchas de escombros y flujos de escombros, presentado por Vallance y Scott (1997), en el que se ubican también el DAE del CVNH y el DFERP.

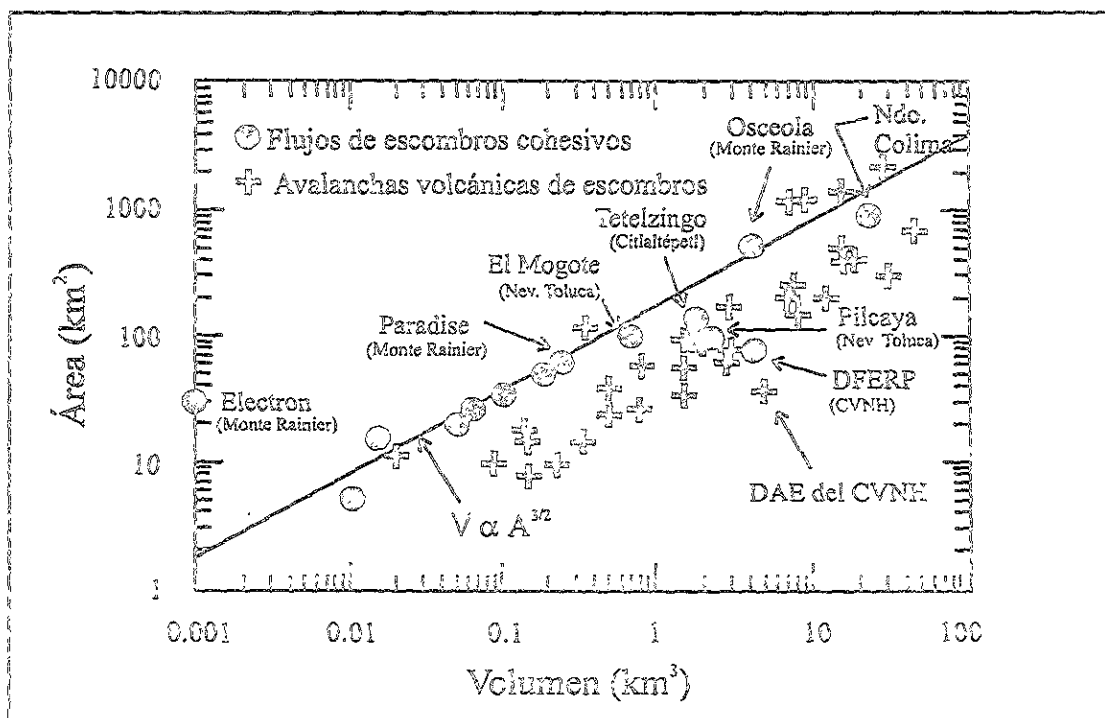


Figura 55. Diagrama A (área) contra V (volumen) para avalanchas de escombros y flujos de escombros, presentado por Scott y Vallance (1997), en el que se ubican también los datos de Capra (2000) y los del DAE del CVNH y del DFERP. La diagonal representa una aproximación de la relación entre el volumen (V) y el área (A) de los flujos de escombros cohesivos.

móvil que el Osceola (en el Monte Raimier) y mucho menos móvil que el flujo de escombros del Nevado de Colima, México (Capra, 2000).

6.2 VELOCIDADES DE FLUJO

6.2.1 Avalancha de Escombros

Normalmente los cálculos de velocidades de estos flujos se efectúan mediante indicadores topográficos, es decir, utilizando datos de super-elevación del flujo (o depósito) ya sea en las curvas del valle o utilizando datos de elevación de barreras topográficas superadas por el flujo, como lo indican Beget y Limke (1988). Como no se dispone de buenos indicadores para estos cálculos, se siguió la metodología usada por Eppler et al. (1987), en la avalancha de Chaos Jumbles, en el volcán Lassen Peak (California), quienes dividieron el depósito en varios segmentos de acuerdo a su pendiente y calcularon parámetros cinemáticos para cada tramo, teniendo en cuenta el coeficiente de fricción aparente (H/L) del depósito en general y la pendiente de cada segmento. En cada tramo se calculan posición inicial y final, pendiente, aceleración, velocidad inicial y final y tiempo de recorrido, para el paso de la avalancha en cada uno de ellos. Los parámetros cinemáticos están dados por las siguientes fórmulas:

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

$$\text{Velocidad final: } V_f = (V_i^2 + 2a(S_f - S_i))^{1/2}$$

$$\text{Tiempo: } t = (V_f - V_i)/a$$

Donde:

β : ángulo de la pendiente de cada segmento.

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

S_i y S_f : posición inicial y final de la avalancha en el segmento.

a : aceleración de la avalancha en el segmento.

g : aceleración de la gravedad.

V_i y V_f : velocidad inicial y final, respectivamente, de la avalancha en el segmento.

t : tiempo transcurrido para el paso de la avalancha a través del segmento.

Existen varias suposiciones para poder utilizar este método:

- Tomar el colapso desde el punto más alto de la cicatriz del deslizamiento.
- El evento comienza con velocidad inicial = 0.
- El coeficiente aparente de fricción (relación $H/L = \mu$) debe ser muy bajo ($\ll 0.6$).
- La superficie preavalancha no difiere mucho de la superficie actual del depósito.

Donde la velocidad inicial (v_i) y posición inicial (s_i) en un segmento es la v_f y s_f del segmento anterior, respectivamente.

Para el caso de la avalancha de escombros del CVNH, el depósito se dividió en 10 segmentos (Figura 56), que se muestran en la Tabla 11, junto con los demás parámetros tomados en cuenta en este método, así como los resultados obtenidos. La proyección de la trayectoria del depósito desde el lado E del río Páez, muestra que el flujo debería haber llegado a una altura de 2,000 msnm (Figura 56), lo que indica que el flujo alcanzó a remontarse mínimo 130 m en distancia vertical sobre este cuerpo intrusivo antes de detenerse ($v_f = 0$). La velocidad de la avalancha al final del primer segmento, a 2.45 km del origen, fue de 104.3 m/s (375 km/h) y siguió aumentando hasta 135.6 m/s (488 km/h) a 7.5 km de distancia (final del segmento IV). En la zona de terraza del depósito, la velocidad bajó a 90.7 m/s (326 km/h) por el cambio de pendiente de 6° a 5° . La velocidad siguió disminuyendo drásticamente debido a la pendiente más suave y en el último tramo, debido al cabalgamiento del flujo sobre la barrera topográfica, necesitó una velocidad de 50.5 m/s para alcanzar los 2,130 msnm y detener su ascenso. Este último cálculo se obtuvo utilizando el método de super-elevación (Beget y Limke, 1988), mediante la fórmula $v_{\min} = (2gh)^{1/2}$, donde "g" es la gravedad y "h" es la altura superada (130 m). La contrapendiente actual del depósito este último segmento es de 2° .

La velocidad estuvo controlada por los cambios de pendiente que existirían sobre el terreno

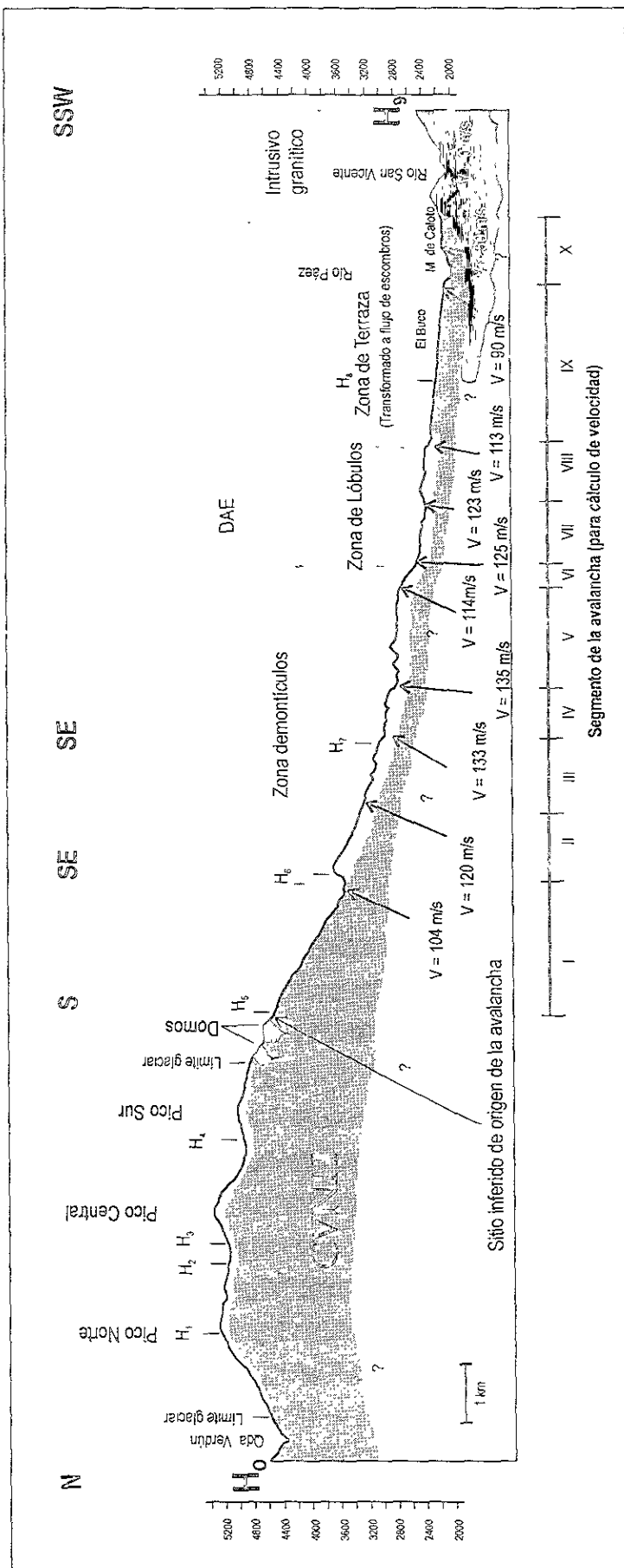


Figura 56. Perfil longitudinal compuesto H₀-H₈, sobre el CVNH y el DAE, donde se muestran los 10 segmentos en que se dividió el depósito para calcular las velocidades de la avalancha (ver ubicación del perfil en Figura 10).

Tabla 11. Parámetros cinemáticos de la avalancha de escombros del CVNH, calculados para segmentos de diferente pendiente (basado en fórmulas de Eppler et al., 1987).

Segmento	H (m)	L (m)	h (m)	l (m)	α (°)	β (°)	μ	S_i (m)	S_f (m)	a (m/s ²)	V_i (m/s)	V_f (m/s)	t (s)
Avalancha	2,370	13,850			9.7		0.171						
I			1,020	2,450	22.6			0.0	2,450	2.22	0	104.3	47
II			340	850	21.8			2,450.0	3,300.0	2.08	104.3	120.1	8
III			420	1,450	16.2			3,300.0	4,750.0	1.13	120.1	133.0	11
IV			190	900	11.9			4,750.0	5,650.0	0.38	133.0	135.6	7
V			30	1,750	1.0			5,650.0	7,400.0	-1.51	135.6	114.4	14
VI			220	375	30.4			7,400.0	7,775.0	3.52	114.4	125.4	3
VII			150	1,000	8.5			7,775.0	8,775.0	-0.21	125.4	123.7	8
VIII			70	1,125	3.6			8,775.0	9,900.0	-1.06	123.7	113.7	9
IX			220	2,700	4.7			9,900.0	12,600.0	-0.87	113.7	90.7	26
X			-50	1,250	-2.3			12,600.0	13,850.0	-2.07	90.7	0.0	44
Total												178	

H: distancia vertical viajada por el flujo .

L: distancia horizontal viajada por el flujo.

h: diferencia de altura entre la parte inicial y final de cada segmento.

l: distancia horizontal entre la parte inicial y final de cada segmento.

α : ángulo general de la pendiente ($\arctan [H/L]$).

β : ángulo de la pendiente de cada segmento ($\arctan [h/l]$).

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

S_i y S_f : posición inicial y final, respectivamente, de cada segmento

(dadas por la sumatoria acumulada de las "h" de los segmentos).

a: aceleración de la avalancha a lo largo del segmento.

V_i y V_f : velocidad inicial y final, respectivamente, de la avalancha en el segmento.

t: tiempo transcurrido durante el paso de la avalancha a través del segmento.

previo a la avalancha (segmentos V, IX y X de la Tabla 11 y Figura 56) y por el confinamiento topográfico. Para pasar la barrera topográfica del basamento intrusivo (2,260 msnm), la avalancha hubiera requerido una velocidad mínima de $(2 \cdot 9.81 \cdot 260)^{1/2} = 71.4$ m/s, es decir, una velocidad 21 m/s mayor que aquella con la cual llegó (50.5 m/s). El tiempo total aproximado que se tardó la avalancha para llegar hasta la actual mesa de Caloto (margen W del río Páez), fue solamente de 178 s (poco menos de 3 minutos).

La velocidad más alta calculada mediante este método para la avalancha de escombros del CVNH, resultó ser mucho mayor que 100 km/h con que frecuentemente se emplazan estos flujos (Siebert, 1984). Sin embargo, Siebert et al. (1989) utilizaron el mismo método empleado por Eppler et al. (1987), para calcular velocidades de la avalancha de escombros Burr Point en

el volcán San Agustín (Alaska), la cual tuvo un recorrido de 8.5 km, una relación $H/L = 0.144$, un área de 20 km^2 y un volumen de 0.25 km^3 y encontraron velocidades hasta de 109 m/s (ca. 400 km/h), a sólo 3.7 km del origen. Esta velocidad ya se acerca más a la máxima velocidad calculada para la avalancha del CVNH. De esta manera, calcularon que la avalancha del volcán San Agustín tardó 130 s ($2 \text{ min. y } 10 \text{ s}$) para recorrer los 8.5 km . Naranjo y Francis obtuvieron velocidades para la avalancha de escombros del volcán Lastarria (Chile) de 50 m/s (180 km/h) y de 84 m/s (300 km/h) y tuvieron en cuenta para esta última, las pérdidas de energía por fricción. Voight et al. (1981) y McEwen y Malin (1989) calcularon para la avalancha de escombros del Monte Santa Elena una velocidad máxima de 80 m/s (ca. 290 km/h), la cual también es un valor alto. De otro lado, es posible que las altas velocidades encontradas para la avalancha de escombros del CVNH mediante el método utilizado, estén sobre estimadas debido a que la superficie sobre la que se depositó podría diferir considerablemente de la superficie actual del depósito, la cual pudo también haber cambiado debido a la erosión. Por lo tanto no se cumpliría uno de los requerimientos para aplicar el método.

6.2.2 Flujo de Escombros del Río Páez

Al contrario que en el depósito de avalancha, en el de flujo de escombros sí fue posible encontrar varios sitios de super-elevación en las curvas del valle, debido a la aceleración centrífuga del flujo en esos sitios. Para calcular la velocidad en estas super-elevaciones del depósito, la fórmula más simple que se utiliza es $V = (2gh)^{0.5}$ (Beget y Limke, 1988), donde V es la velocidad mínima, “ g ” es la aceleración de la gravedad y “ h ” es la altura de super-elevación en la curva, con respecto a la horizontal. Como las porciones de terraza del depósito generalmente no se encuentran a ambos lados del río simétricamente, las medidas que se realizaron consistieron en tomar, en cada porción de terraza con peralte, las alturas de las partes más bajas y más altas sobre la superficie actual del depósito y sobre su mayor pendiente hacia el río, de manera que así se calcularon las velocidades mínimas que llevaba el flujo en cada uno de esos sitios. Las velocidades obtenidas, se muestran en la Tabla 12 y en la Figura 13, donde se distinguen con la letra V y una flecha larga.

Las velocidades del flujo fueron bastante uniformes hasta el km 32 (estación 46), donde perdió velocidad debido a la entrada de flujo hacia el valle del río Ullucos (Figura 13), lado W del río

Tabla 12. Velocidades alcanzadas por el flujo de escombros del río Páez (basado en fórmulas de Beget y Limke, 1988).

Sitio	Distancia origen (km)	Super-elevación (m)	Velocidad (m/s)	Velocidad (km/h)
Peñón de Tálaga	12	35	26	94
Guelcán	23	35	26	94
Las Delicias	32	35	26	94
Ricaurte	40	20	20	71
El Jetzen	43	30	24	87

Páez, donde alcanzó a subir cerca de 2.5 km aguas arriba. Después el flujo comenzó a recuperar parcialmente la velocidad y llegó hasta 87 km/h (estación 126), a 43 km de distancia del origen, en la vereda El Jetzen (Figura 13), a unos 8 km antes del inicio de la zona de canal amplio. A partir de la vereda El Jetzen, ya no se encontraron lugares apropiados para tomar datos de velocidad. Las velocidades calculadas para este flujo de escombros son superiores a las calculadas para el flujo de escombros cohesivo del río North Fork Toutle, generado a partir de la avalancha de escombros del Monte Santa Elena, la cual fue en promedio de 12 a 15 m/s (43 a 54 km/h) (Janda et al., 1981).

7. ORIGEN DE EVENTOS Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO: DISCUSIÓN

Entre hace aproximadamente 46,000 y 200,000 años el CVNH estaba formado por los tres picos principales, Norte, Central y Sur, alineados en dirección N-S y cubiertos por un casquete glaciar considerable. El Pico S estuvo sujeto a alteración hidrotermal, alteración por intemperismo y a la acción tectónica que causó un intenso fracturamiento de las rocas (como se observa aún en la actualidad). Estos factores favorecieron la debilidad del edificio en ese sector.

La ocurrencia en la zona del sismo de Páez en 1994 (magnitud 6.4 en la escala de Richter), indica que la región ha sido afectada por sismos potentes a través de la historia del volcán. En los alrededores de la población de Belalcázar (a 32 km al S de la cima del CVNH) (Figura 13) se observan niveles topográficos planos, angostos, muy elevados (mucho más que el nivel del depósito de flujo de escombros del Páez) y discontinuos, localizados muy cerca de las crestas de las pendientes fuertes del valle, conformadas por el intrusivo granítico. Estas mismas estructuras se presentan en el sitio de unión de los ríos Páez y Simbola sobre la pendiente E del valle, formada en este sector sobre rocas metamórficas. Estas franjas de topografía plana entre la pendiente, que semejan terrazas estrechas, pueden corresponder a escarpes de fallas (CSN, 1997) que evidencian antiguos terremotos en la zona, que produjeron basculamientos de estas montañas y posiblemente avalanchas y flujos de escombros asociados a esos fenómenos, tal y como ocurrió en 1994, donde avalanchas de escombros pequeñas, se unieron durante su recorrido y se transformaron en flujos de escombros que continuaron río abajo (Scott et al., en prensa). La correlación que presenta Jiménez (1997), de desastres pasados ocurridos en la cuenca del Páez (año 1827, de acuerdo con un testimonio oral), con sismos originados fuera del área, indica que esta cuenca ha sufrido los efectos de sismos devastadores que no necesariamente tuvieron que haber ocurrido en la zona del Páez o del CVNH.

Con este escenario, se plantea que entre 46,000 y 200,000 años se produjo en el flanco S del CVNH una avalancha de escombros, cuya causa desencadenante fue posiblemente un sismo (o varios) que facilitó la ruptura del edificio volcánico que ya se encontraba debilitado debido a

la alteración hidrotermal, el intemperismo y el fracturamiento de las rocas. El colapso pudo haber ocurrido mediante uno o varios deslizamientos gigantes que dieron origen a una avalancha de escombros. La avalancha viajó hacia el SE y se desvió hacia el SW, hasta alcanzar el valle del río Páez, con un recorrido total de 14 km, sobre un área de 36 km². Si se considera un espesor promedio de 150 m, el volumen del depósito es de 5.4 km³. El depósito está compuesto por megaclastos, clastos y matriz (entre 20 y 33%), y conforma una morfología de montículos en la parte próxima, lóbulos en la parte media y terraza en la parte distal y lateral. Además presenta estructura en rompecabezas en sus fragmentos, tanto a nivel macroscópico como microscópico. Estas tres morfologías, se observaron también en depósitos de avalanchas de escombros en Nueva Zelanda (Palmer et al., 1991).

Como no se observó material juvenil asociado al depósito, es probable que el colapso no haya estado asociado a una intrusión (domo) o a una explosión magmática, por lo cual el evento se puede clasificar como tipo Unzen. La ausencia de material juvenil también podría explicarse por la ocurrencia de una erupción freática. Sin embargo tampoco se encontraron evidencias de depósitos característicos de este tipo de erupción.

Entre hace 46,000 y 200,000 años el casquete glaciar que existía en el CVNH era mucho mayor que el actual, lo que se evidencia por las grandes morrenas localizadas casi hasta 2,600 msnm (las más antiguas) y no sólo sobre este edificio volcánico sino también sobre una vasta área a su alrededor, las cuales se correlacionan con otras morrenas con edades mayores a 120,000 años estudiadas por diferentes investigadores, en varias montañas nevadas de Colombia (Pulgarín y Correa, 1997). Las aguas provenientes del casquete glaciar debieron jugar un papel importante en el transporte de compuestos químicos del sistema hidrotermal, que favorecieron también la alteración, como ocurrió en el volcán Citlaltépetl (Carrasco-Núñez et al., 1993). La presencia de la masa glaciar, la alteración y el fracturamiento de las rocas, influyeron grandemente en la acumulación de reservorios de agua tanto en los poros y fracturas de las rocas alteradas en el sitio, antes de la avalancha, como en la superficie del Pico S. Esto permitió la rápida transformación del deslizamiento inicial en una avalancha de escombros (zona de montículos), a un flujo híbrido (zona de lóbulos) y posteriormente a un flujo de escombros (zona de terraza). Esta cantidad de agua, el material alterado y los

sedimentos aluviales y de morrenas introducidos durante el flujo, sirvieron como medio de dilución del flujo, que permitieron su transformación. Las variaciones morfológicas observadas en el depósito, representan cambios en el comportamiento del flujo (Palmer et al., 1991), lo que también se refleja en las características sedimentológicas.

En la zona próxima la avalancha transportó porciones coherentes del edificio (bloques toreva) que perdieron rápidamente su capacidad para seguirse deslizando y se detuvieron debido a la pérdida de momento y por lo tanto de velocidad al reducirse la pendiente (Palmer et al., 1991). Este proceso fue debido al paso de la avalancha de una pendiente de 17° a 12° y a 1° . En la parte frontal de éstos megaclastos depositados quedó un descenso topográfico de 240 m verticales en casi 400 m en la horizontal (pendiente de 30° , Figura 56). El depósito de todos éstos megaclastos coherentes en esta zona conformó una morfología de montículos.

Después de la zona de montículos la pendiente cambia a 6° , donde la avalancha inició un proceso claro de disgregación de los megaclastos y de incorporación de material, lo cual se refleja en los parámetros granulométricos que muestran una disminución en el tamaño de grano, un aumento en la cantidad de matriz y un desmejoramiento de la selección. Este cambio de pendiente coincide con un estrechamiento topográfico de 2.3 km, previo al cual el flujo redujo su velocidad (Tabla 11, Figuras 10 y 56). Esta parte, que conformó una zona de lóbulos, representa el inicio de la transformación de la avalancha a un flujo híbrido entre avalancha de escombros y flujo de escombros. Efectivamente, después del depósito de los megaclastos coherentes (bloques toreva) en la zona próxima de montículos, siguió transportando otros clastos y megaclastos alterados y de menor tamaño, los cuales aumentaron su fragmentación durante el flujo. Este proceso favoreció el aumento en volumen de la matriz, la cual, íntimamente mezclada con agua, facilitaba el transporte, sobre mayores distancias, de los megaclastos que en esta zona constituyen los núcleos de los lóbulos.

El final de la zona de lóbulos está indicado por un cambio de pendiente de 6° a 5° y por la ampliación del estrechamiento topográfico, por donde continuó fluyendo la parte más fina, del flujo, con características ya más semejante a las de un flujo de escombros, por su textura con soporte de matriz y elevado contenido de arcilla (hasta 6.5%), lo que le dio un carácter

cohesivo (Crandeíl, 1971; Vallance y Scott, 1997). Aquí el flujo originó una zona de terraza, en donde experimentó una disminución de velocidad, debido a un ligero cambio de pendiente. El material se depositó gradualmente y dio origen a una burda gradación normal controlada por la gravedad. En esta zona el flujo llegó hasta el valle del río Páez, donde chocó con la pared del intrusivo granítico de manera frontal, sin sobrepasar la barrera topográfica, pero rellenando parte del valle tanto aguas arriba (cerca de Irlanda) como aguas abajo (donde no se detecta su límite), lo que significó una gran acumulación de estos escombros que ocasionaron la obstrucción del río Páez, así como su represamiento en el área de la Mesa de Caloto (Figura 57).

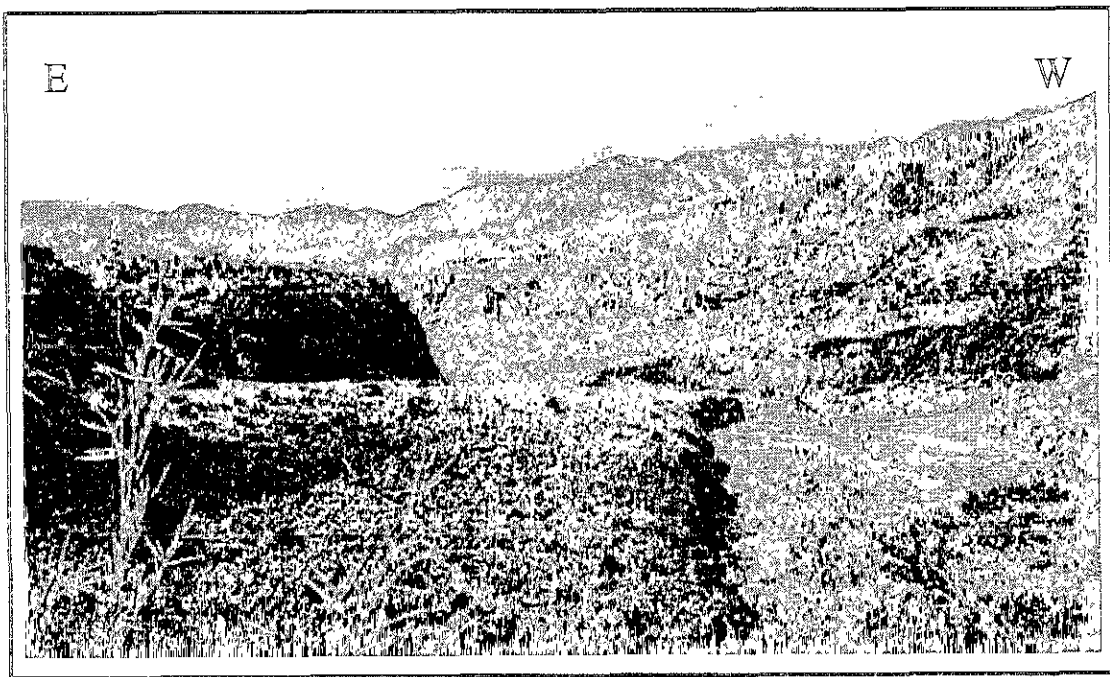


Figura 57. Sitio de represamiento sobre el valle del río Páez. Parte final de la zona de terraza del DAE. Nótese la convexidad del depósito hacia arriba.

En general, la parte de la avalancha que conformó la zona de montículos fue emplazada de manera masiva, como resultado de la depositación de los enormes megaclastos. Las porciones de lóbulos y de terraza fueron emplazadas preferencialmente como flujos de escombros, en las cuales, la disgregación de las rocas (debido a la alteración hidrotermal y por intemperismo antes del colapso), la depositación por gravedad, la ingestión de sedimentos y el alto contenido de agua, tuvieron un papel muy importante.

Las vibraciones causadas por este colapso gigante, seguramente generaron la desestabilización del terreno en toda la región. La avalancha bloqueó además la red hidrográfica, por lo que los drenajes superficiales tuvieron que abrirse paso ante esta masa de material. Los nuevos cauces de agua seccionaron con mayor facilidad el depósito de avalancha en sus porciones laterales, donde el material suelto fue fácilmente removido para generar enormes flujos de escombros, como se pudo observar en las quebradas Yusayú y Quindao. Las características sedimentológicas de estos flujos de escombros indican que se originaron a partir de material removilizado de la avalancha. La unidad superior de la zona de terraza (Figura 39), y el lente aluvial de material retrabajado que contiene pómez pequeñas y redondeadas y que separa a ambas unidades de terraza, representan la removilización de material de la avalancha y del sitio de la presa. Por eso, esta unidad superior es tan rica en matriz (56%) y arcilla (cerca de 10%). Algunas zonas deprimidas topográficamente ubicadas tanto al margen como sobre el depósito de avalancha, se rellenaron posteriormente con sedimentos lacustres como los que se encontraron en la parte alta de la quebrada Quindao (Figura 18). Debido a la inestabilidad del terreno, este proceso de remoción no ocurrió únicamente en este sector sino también en los afluentes de los ríos Páez y Símbola.

Al tiempo que fue obstruido el cauce del río Páez, otras corrientes locales también fueron obstruidas y se comenzó a formar un lago principal aguas arriba del sitio de la presa. En algunas corrientes se generaron entrampamientos que acumularon sedimentos fluvio-lacustres como lo prueba la presencia de la secuencia de depósitos aluviales, de unos 15 m de espesor, cerca a Irlanda (Figura 40), donde los clastos son muy redondeados y muy abundantes. También en la quebrada Yusayú (Figura 29), donde se halló el fragmento de árbol datado en 46,000 años A. P., se encontraron sedimentos fluvio-lacustres los cuales están intercalados con los depósitos de flujos de escombros de la facies lateral.

Casos semejantes de formación de represas naturales por avalanchas de escombros ocurrieron después de la avalancha del Monte Santa Elena, donde se formaron 3 represamientos, de los cuales uno de ellos ya existía ("Spirit Lake") pero incrementó su profundidad (Youd et al., 1981; Schuster, 1981; Voight et al., 1981; Cumans, 1981) y en la avalancha del Nevado de

Colima (Capra, 2000). De acuerdo a la clasificación de Costa y Schuster (1998), la del CVNH sería una presa de deslizamiento tipo 3, en la cual, los escombros al llegar al valle, no sólo lo obstruyen completamente, sino que también alcanzan a fluir lateralmente tanto aguas arriba como aguas abajo. Según estos autores, este tipo de presas es el segundo más común, con un 41% de ocurrencia en las presas de deslizamientos. La longitud obturada del valle del río Páez debió haber sido como mínimo de 5 km, con un ancho promedio de 1.75 km para un área cercana a los 8.75 km², con una altura mínima de 150 m, según el perfil que hoy se observa en el depósito, visible debido a la erosión fluvial del río. Con estos datos, el volumen mínimo del material que cerró el valle, fue cercano a 1.5 km³, que equivale al 28% del volumen total calculado para la avalancha. Esta presa ocasionó la formación de un gran lago aguas arriba de Irlanda, sobre el cañón estrecho del río, donde actualmente se aprecia una zona del valle un poco más plana y alargada en dirección NNW. Según la morfología de la terraza en la parte aguas arriba del sitio de obturación, la superficie del lago aproximadamente siguió la cota 2,400 msnm, de manera que las dimensiones del reservorio fueron aproximadamente de 5.5 km de largo, 0.75 km de ancho promedio, 4.13 km² de área y 100 m de profundidad promedio, lo que equivale a un volumen cercano a 0.5 km³ de agua. La ausencia de sedimentos lacustres en el área del represamiento, indica que el lago tuvo una permanencia relativamente corta o que los sedimentos fueron erosionados cuando falló la presa. Sin embargo, muchas de las presas naturales generadas por deslizamientos fallan al poco tiempo después de su formación (Schuster, 1981), de manera que de los casos estudiados, han fallado el 27% en menos de 1 día, el 50% durante los 10 días siguientes, el 80% durante los 6 meses y el 85% durante 1 año después de su formación (Costa y Schuster, 1998). Si el volumen del lago fue de 0.5 km³, y si se considera el influjo de este lago, igual a 1,800 m³/s, que fue el flujo de salida controlado por la represa de Betania, durante el flujo de 1994 (Cardona, 1995), y si se supone también que el mecanismo de falla de la presa fue debido al rebosamiento del lago (que es la causa más común según Costa y Schuster, 1998), entonces el llenado del lago tardó alrededor de 3 días (500,000,000 m³/1,800 m³/s). El rebosamiento de la presa puede ser evidenciado por la morfología superficial que presenta la zona de terraza actualmente, ya que es convexa hacia arriba, con el cauce del río en el medio y la superficie muy suavizada.

Al fallar la presa debido al empuje hidrostático y al rebosamiento del lago, el material del depósito de avalancha, que aún debió estar saturado (y cohesivo), junto con los materiales aluviales y lacustres que se lograron acumular durante el tiempo que duró el represamiento, fueron movilizados, lo que generó arrastre de sedimentos de la parte alta de la presa, a la vez que se daba una erosión progresiva de la parte exterior de la misma (Costa y Schuster, 1998; Youd et al., 1981) hasta romper un gran tramo de ésta y generar la descarga máxima del lago lo cual formó un gran flujo de escombros que se encaminó por el valle del río Páez. Es muy probable que el rompimiento de la presa haya comenzado mediante la formación de pequeñas unidades de flujo a medida que el agua represada rompía porciones de la presa, hasta que esta se debilitó sustancialmente y el agua y sedimentos del reservorio crearon una gran ola que generó la descarga máxima del flujo, la cual seguramente rebasó e incorporó las olas más pequeñas que se habían formado, de la misma manera que lo explican Scott et al. (en prensa) para otros flujos de escombros ocurridos en Colombia, Nicaragua y Perú. El material que formaba la presa no fue removido totalmente ya que aún se conservan porciones de terrazas en el sitio de represamiento y se estima que aproximadamente la mitad del volumen de la presa (0.75 km^3) fue removilizado para formar el flujo de escombros del río Páez.

El flujo inició su recorrido por el valle del río Páez formando una cortina de agua y sedimentos, la cual fue creciendo en altura hasta superar los 100 m tal y como se evidencia por la presencia de terrazas con espesores mayores que 100 m sobre el cauce actual del río. El flujo fue canalizado por el valle, sin salirse de él, a una velocidad de 26 m/s (94 km/h) a 12 km de su origen. Mantuvo esta velocidad hasta el km 32, donde comenzó a disminuir hasta alcanzar 20 m/s (71 km/h) en el km 40, debido a la curva en el valle y a la entrada del flujo por el valle del río Ullucos. A partir de allí, comenzó a recuperar parcialmente la velocidad hasta 87 km/h en el km 43 (Figura 13). El DFERP alcanzó una distancia mínima de 67 km, con espesor promedio de 100 m sobre un área de 82 km^2 y ocupó un volumen aproximado de 4 km^3 . En los primeros 54 km recorrió la parte estrecha del valle donde alcanzó las velocidades mencionadas. En los últimos 13 km el valle es más amplio, por lo cual la velocidad debió de haber disminuido.

Las tendencias sedimentológicas del DFERP (Figura 50), no concuerdan completamente con las presentadas por Vallance y Scott (1997) y Capra (2000), para los depósitos estudiados por ellos. Estos autores muestran que estos flujos de escombros cohesivos generados a partir de avalanchas de escombros, con la distancia incrementan el contenido de arena y grava (debido a la incorporación de sedimentos aluviales), mejoran en su selección y disminuyen en el tamaño promedio de grano y en el contenido de arcilla (debido a la dilución causada por el material exótico incorporado). Estas tendencias coinciden exactamente con la parte superior del depósito, pero en la inferior, son opuestas, lo que indica que esta porción del depósito estuvo influenciada tanto por la incorporación de sedimentos finos con mayor abundancia de limo (y no arena y grava) así como por la progresiva fragmentación del material, por lo que su selección tiende a empeorar y el tamaño de grano promedio a disminuir, en función de la distancia recorrida.

En particular, el comportamiento sedimentológico del DFERP, muestra tendencias distintas tanto en la porción inferior como en la superior, que varían principalmente en correspondencia al cambio morfológico dado por la curva del valle en el km 32 (estación 46) desde el origen del flujo, en donde se ha observado una disminución importante en la velocidad del flujo. Antes de este sitio el depósito muestra una burda gradación normal, en el sentido de que la porción superior contiene una matriz más abundante y más fina que la porción inferior. Este arreglo se explica mediante un mecanismo normal de depositación por gravedad, en el cual los materiales más pesados tienen mayor velocidad de asentamiento y la concentración de sólidos es tal, que permita la depositación normal. Sin embargo, la parte inferior del flujo sufrió mayor fragmentación de los clastos por colisión y fricción, e incorporó material fino del lecho del río. Como consecuencia, el aumentó la concentración de matriz hacia la base, lo que impidió la progresiva depositación normal de las partículas más gruesas, ya que a medida que la concentración de sedimentos aumenta, se dificulta la segregación gravitatoria (Druitt, 1995). Como resultado, el flujo evolucionó con la distancia recorrida: su porción inferior evolucionó hacia una granulometría más fina y su porción superior hacia una más gruesa con menor cantidad de matriz. El cambio morfológico en el km 32 originó la disminución de la velocidad del flujo de 26 a 20 m/s (94 a 71 km/h), lo que aceleró estos procesos de sedimentación selectiva, mediante los cuales, el material más fino se fue acumulando hacia la base del flujo

(por su mayor facilidad de percolar entre los sedimentos gruesos), aumentando su concentración y haciendo migrar los clastos más gruesos hacia la porción superior, generando una aparente gradación inversa. Crandell (1971) y Vallance y Scott (1997) sugirieron que la gradación inversa en este tipo de flujos de escombros es rara y por el contrario, es más común la gradación normal. Por lo tanto, este efecto que presenta la matriz cohesiva y que puede mantener clastos y megaclastos en suspensión o en la superficie del flujo, generando una gradación inversa, es debido a una fuerza boyante causada por la poca diferencia de densidad alcanzada entre los clastos y el fluido (matriz cohesiva y agua) del flujo de escombros (Costa, 1987; Pearson y Costa, 1987), dejando así la porción superior, más rica en sedimentos gruesos. Postma et al. (1988) sugirieron que los mecanismos de soporte de clastos, son el resultado de una combinación de los efectos de la presión dispersiva, del contraflujo que generan el asentamiento más veloz de algunas partículas y de la flotabilidad que pueden ofrecer la turbulencia y la alta concentración de matriz, pero en el DFERP, al no presentar estructuras sedimentarias notorias, se asume que la concentración fue muy alta y que por lo tanto la matriz ofreció la flotación y levantamiento de los clastos. Este mismo proceso favoreció el mejoramiento de la selección, observado en la porción superior del depósito.

Las diferentes tendencias que muestran ambas partes del DFERP entre ellas las diferentes gradaciones, concuerdan también con un mecanismo de emplazamiento del depósito por medio de capas acrecionales, soportado también por la presencia de clastos alineados en el depósito (Figura 33), que indican la existencia de planos de cizalla en el flujo. Este modelo de acreción para flujos de escombros fue introducido por Vallance y Scott (1997), quienes propusieron para el flujo de lodo Osceola (Monte Rainier), que es cohesivo y en apariencia masivo, un mecanismo de depositación por medio de una acreción gradual normal (Figura 58), en el cual el frente del flujo erosiona el material a su paso recogiendo en el frente del flujo (acción de bulldozer) y lo deposita por debajo del cuerpo y hacia las partes laterales del frente, generando a la vez, una capa inferior más densa, debido a su mezcla con el material del depósito y que se va depositando de adelante (cabeza del flujo) hacia atrás como una banda transportadora enrollándose hacia abajo. Esta zona de mayor densidad se va diluyendo hacia arriba, debido a la parte menos concentrada del flujo que continua fluyendo más rápidamente

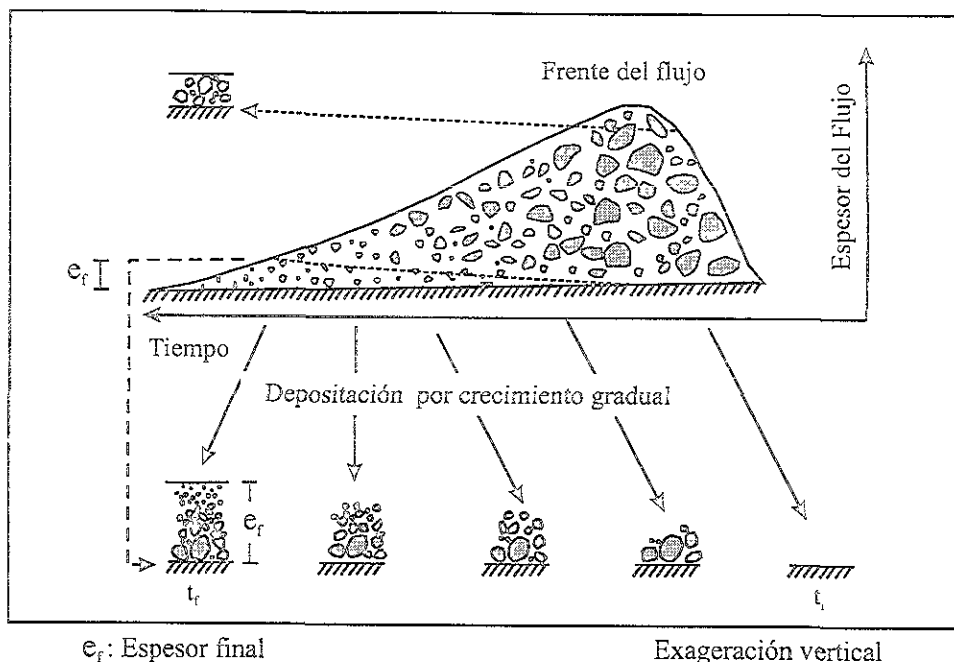


Figura 58. Esquema del mecanismo de acreción gradual normal en flujos de escombros cohesivos, desde el tiempo inicial (t_i) hasta el tiempo final (t_f) (modificado de Vallance y Scott, 1997).

sobre la parte más densa y cuyas partículas, por gravedad, contribuyen al engrosamiento del depósito, generando la agradación incremental normal.

Según Vallance y Scott (1997), en el límite entre ambas partes, se forma una zona de arrastre de bajo esfuerzo de cizalla que destruye la estructura estratificada, haciendo aparecer al depósito como masivo. Este mecanismo lo explicaron estos autores como una posibilidad más viable para el emplazamiento de este tipo de flujos de escombros (cohesivos y formados por mezcla de clastos de variados tamaños, arena, limo, arcilla y agua), que el emplazamiento en masa sugerido por otros autores (Johnson, 1970). Vallance y Scott (1997) sugirieron que no es necesario asumir que la depositación del flujo tenga que ser uniforme, ya que ella depende también de la posición o sitio de la parte del flujo en el valle (longitud, amplitud y profundidad, en el flujo) y de la segregación gravitacional, la cual, en flujos de escombros ricos en matriz, depende del asentamiento de partículas grandes que migran hacia abajo más rápidamente que las pequeñas. Sin embargo, en medios como este tipo de flujos cohesivos con gran cantidad de clastos (promedio de 56% para el Osceola y 65% para el DFERP), este mecanismo parece no ser muy efectivo, como se ha observado para el DFERP, ya que la abundancia de partículas sólidas puede obstaculizar el asentamiento de los fragmentos más

grandes, favoreciendo así la percolación de las partículas pequeñas hacia abajo. Es por este mecanismo que se pueden encontrar algunas partículas de todas las fracciones, incluyendo clastos grandes, en las partes altas de los depósitos con gradación normal, como se estableció anteriormente.

Algunas condiciones morfológicas locales, como cambios de pendiente en el lecho del canal, curvas en el valle, entradas del flujo hacia aguas arriba de otros valles (como en el río Ullucos) también afectaron el desarrollo del flujo, originando las variaciones de los parámetros sedimentológicos descritos con anterioridad y también haciendo variar su velocidad. Este control se observa en las curvas pronunciadas existentes en el valle del río Páez, en las cuales, gracias a los ángulos de super-elevación que dejó el depósito al girar, fue posible tomar datos para el cálculo de velocidades de flujo. Estos quiebres topográficos generaron posiblemente también turbulencia en el flujo, que a su vez causó cambios en las condiciones de depositación. Otro control morfológico importante se dio en el paso de la zona de canal estrecho a la zona de canal amplio, donde la matriz también disminuyó casi en 11% (Tabla 10), indicando la depositación masiva de fracciones gruesas. Efectivamente, en el comienzo de la zona de canal amplio, aumenta la cantidad de grava y se presenta un megaclasto brechoso de unos 3 m de diámetro, pero también aumenta la cantidad de limo y arcilla y se incrementa el tamaño promedio de grano (Tabla 10). El mecanismo que operó en este sitio fue parcialmente similar al descrito por Capra (2000) y Capra y Macías (en prensa), para el flujo de escombros Pilcaya, en el Nevado de Toluca. Ellos encontraron que en el sitio de cambio de pendiente de 5° a 0.5° y de confinamiento del flujo de valle estrecho a amplio, se dio un aumento instantáneo de 25 m en el espesor del flujo, donde depositó megaclastos y formó morfología en montículos. Estos autores propusieron un mecanismo de emplazamiento de acreción gradual para el flujo e interpretaron el aumento de espesor, debido a este mecanismo (superposición de unidades o frentes de flujo) y al cambio de pendiente. Para el DFERP, se propuso también este mecanismo de crecimiento gradual; sin embargo, en el sitio comparado de cambio de pendiente y de confinamiento, el espesor no aumenta sino que empieza a disminuir ya que de 100 m pasa a unos 70 m y continúa disminuyendo y además, no forma allí una morfología de montículos. Este comportamiento puede ser explicado debido a que el flujo venía viajando durante un recorrido de 54 km a través de un canal estrecho (ancho promedio

de 1.28 km) con pendiente de 1.2° y menos cargado de megaclastos pasando a un canal mucho más amplio (hasta 7 km) con una pendiente de 0.7°, donde empezó a reducir la velocidad al dispersarse rápidamente sobre la paleollanura amplia existente en el valle. Por causa de este gran desconfinamiento del flujo, la baja pendiente y la falta de megaclastos transportados a esta altura del recorrido, no aumentó sino que disminuyó de espesor y no generó morfología de montículos, es decir, el cambio de pendiente al desconfinarse, no fue suficiente para generar sobreposición abundante de unidades de flujo y por el contrario, estas disminuyeron.

Durante el recorrido, el flujo incorporó un volumen de materiales mucho mayor que el volumen de materiales que lo originó. Si se considera que el flujo inicialmente se formó con el material erosionado de la presa natural que represó el río Páez (estimado en 0.75 km³) más el volumen de agua y sedimentos acumulados en el lago formado por el represamiento (0.5 km³), se obtiene un volumen de 1.25 km³. Al comparar este volumen con los 4 km³ que tiene depósito, se observa que el flujo incorporó 3.2 veces su volumen inicial. Esta cantidad de volumen incorporado es bastante grande si se compara con el volumen incorporado por otros flujos de escombros cohesivos ocurridos en varias partes del mundo (Scott et al., en prensa): más de 80% en el flujo de escombros Electrón y 50% en el flujo de lodo Osceola (ambos en el Monte Rainier, U. S. A.) y 30% en el flujo de escombros ocurrido en el río Páez (Colombia) en 1994 y en todos, sólo fueron contabilizadas las fracciones entre 8 y 32 mm de diámetro . Pero estudios más recientes han registrado volúmenes de material incorporado en los flujos, que supera varias veces el volumen inicial, como en el colapso y flujo del volcán Casita (Nicaragua) que incorporó mas de 9 veces su volumen inicial (Scott et al., en prensa). Otro ejemplo es el volcán Nevado de Colima, donde el flujo de escombros que se produjo por la ruptura de una represa generada por una avalancha de escombros, incorporó por lo menos 5.5 veces su volumen inicial (Capra, 2000). Todas estas diferencias posiblemente se deben a la cantidad de sedimento y agua que hayan disponibles para ser involucradas en los flujos y de la capacidad erosiva de estos.

8. AMENAZA VOLCÁNICA: FLUJOS DE ESCOMBROS EN EL RÍO PÁEZ

El presente capítulo tiene como finalidad hacer algunas comparaciones entre la magnitud y cinética del depósito de avalancha de escombros y su flujo de escombros asociado (aquellos ocurridos entre hace 46,000 y 200,000 años) y el evento de flujo de escombros ocurrido por el mismo valle del río Páez en 1994, ocasionado por el sismo de 6.4 de magnitud en la escala de Richter. La información sobre el flujo de escombros de 1994, proviene principalmente de Scott et al. (en prensa).

El sismo de Páez del 6-6-94 (Red Sismológica Nacional de Colombia, 1994; INGEOMINAS, 1994 y 1995a), generado por la reactivación de la falla Moras E (según Jiménez, 1997, por la falla Irlanda), tuvo una magnitud de 6.4 en la escala de Richter, duración de 30 segundos (Martínez et al., 1995) y longitud de ruptura de 40 km en dirección N23°E/82°SE (Jiménez, 1997). El epicentro del sismo se localizó en el sitio Dublín, a 10 km al SW de la cima actual del volcán, sobre la base del CVNH, margen E del río Páez (Figura 13), a menos de 10 km de profundidad. El sismo originó, sobre el edificio volcánico y sus alrededores, más de 3,000 deslizamientos superficiales con espesores entre 3 y 7 m (INGEOMINAS, 1995; Ávila et al., 1995), que dejaron cicatrices con un área equivalente de más de 100 km², e involucraron suelos, rocas alteradas y meteorizadas y material fragmentario tanto de las pendientes como de los cauces de ríos y quebradas, todos éstos, saturados por lluvias abundantes que ocurrían en esta época del año. Según Scott et al. (en prensa), muchos de los deslizamientos comenzaron como pequeñas avalanchas de escombros que luego se transformaron, por la ingestión de agua y suelos, en flujos de escombros, cuyas olas individuales coalescieron en el río Páez, aguas abajo de Dublín, donde formaron olas aún más grandes. Varios de los poblados afectados sufrieron desbaratamiento de las viviendas por el sismo, enterramiento parcial por deslizamientos de tierra o avalanchas de escombros pequeñas y enterramiento parcial o total por el flujo de escombros que transcurrió algunos minutos después del sismo, por el valle del río Páez.

El flujo de 1994 viajó siempre confinado dentro del canal erosionado sobre depósitos aterrazados de flujos de escombros, que a su vez están dentro del depósito de avalancha de escombros y flujo de escombros del Pleistoceno Tardío. Scott et al. (en prensa) efectuaron cálculos de velocidades y descargas del flujo de escombros de 1994 en diferentes sitios. La profundidad máxima de este flujo varió entre 30 y 40 m (entre Tóez y Belalcázar), con una velocidad promedio del frente del flujo de 1.0-1.5 km/min (17-25 m/s ó 60-90 km/h) y una descarga máxima cercana a los 200,000 m³/s cerca de Tóez. Estos autores calcularon para el flujo de escombros de 1994, una distancia recorrida mayor de 100 km y un contenido de arcilla (tamaño de grano) entre 3% y 12%, que implica una textura cohesiva.

La onda principal del flujo de 1994 se amplificó con las oleadas que llegaban de las corrientes tributarias a partir de Irlanda, entre ellos la quebrada El Cementerio y los ríos San Vicente y Moras (Figura 13). Los tiempos de arribo del frente del flujo y el área de la sección del flujo, que Scott et al. (en prensa) calcularon, son los siguientes: Dublín (sitio del epicentro), ~ 0.5 min. y menos de 3,000 m²; Irlanda (~ 4.3 km del epicentro), 2-3 min. y cerca de 4,000 m²; Tóez (~ 9.4 km del epicentro), 6-9 min.; Belalcázar (~ 30.3 km del epicentro), 20-30 min. La mayor área del flujo en sección transversal, 8,000 m², ocurrió en un sitio estrecho del río, abajo de Tóez, debido al incremento por la afluencia de otra onda proveniente del río San Vicente. A partir de este sitio en adelante, la ola del flujo comenzó a atenuarse paulatinamente en área y descarga. En la población de Paicol, a 91.4 km del epicentro del sismo, se presentó con un área de 600 m² y una descarga de 6,000 m³/s, cifras mucho menores, en comparación con las máximas ocurrida entre Tóez y Belalcázar.

La mayor parte de los deslizamientos en el área, ocurrieron a altitudes entre 2,500 y 3,000 m. Con una longitud asumida de viaje de al menos 100 km, arrojan un coeficiente de Heim (H/L) de por lo menos 0.025 (Scott et al., en prensa). Al confrontar estos datos con los del flujo de escombros del Pleistoceno, se encuentra lo siguiente: utilizando solamente el parámetro H/L para comparar el flujo de escombros de 1994 (H/L de 0.025), con el flujo de escombros pleistocénico, que tuvo un H/L de 0.018, resulta que éste fue 1.38 veces más móvil que el de 1994, indicando que son valores muy similares, posiblemente debido al contenido de arcilla

aproximadamente igual en ambos (entre 3 y 10% en el primero y entre 0.2 y 11.4%, promedio de 5%, para el segundo).

Comparando las velocidades, Scott et al. (en prensa) reportan valores entre 17 a 25 m/s (60 a 90 km/h) para el flujo de 1994, mientras que las velocidades del flujo de escombros derivado de la ruptura de la presa variaron entre 94 a 71 km/h (26 a 20 m/s), observándose que ambas son comparables. Aunque existen similitudes entre los dos flujos, como las velocidades, la relación H/L y el contenido de arcilla, que indica que fueron flujos cohesivos, las diferencias entre ambos, se debieron a las mayores dimensiones (mayor capacidad de dispersión, Vallance y Scott, 1997) del flujo de escombros del Pleistoceno, como lo muestra la Figura 59, en la que se comparan las secciones transversales de ambos flujos de escombros, aproximadamente en los mismos sitios presentados por Scott et al. (en prensa) en el estudio del flujo de escombros de 1994. Del área transversal de estos sitios comparados, se aprecia que la magnitud del evento pleistocénico fue supremamente mayor que la del flujo de 1994, como también lo muestra la Figura 60. A pesar de sus menores dimensiones, el flujo de 1994 causó una gran devastación del área, arrasando pueblos destruyendo bosques y laderas, perdiéndose cerca de un millar de vidas humanas, más de 1,660 viviendas (más 3,160 averiadas), 23 escuelas (más 60 averiadas), 15 edificaciones de uso comunitario (iglesias, hospitales, polideportivos), más de 100 km de carreteras, 6 puentes, entre ellos 3 departamentales y en general, más de 28,000 afectados directos debido a la secuencia de eventos (Cardona, 1995) y al aislamiento en que quedó sumida la zona (Stuart y Sarmiento, 1995). Actualmente, la mayor parte del depósito del flujo de escombros del Páez ha sido erosionado (Figuras 13 y 59) y de igual manera, el registro actual del depósito de flujo de escombros de 1994, sólo se aprecian espesores aislados hasta de 2 m, de los 40 m que llegó a tener el flujo en su profundidad máxima (Scott et al., en prensa).

Se tiene registro estratigráfico de que el depósito de flujo de escombros del río Páez llegó hasta cerca de la vereda Jazmines (Figura 13), unos 4 km antes de la población de Paicol, a 67 km del origen del flujo, pero viendo las similitudes entre éste y el de 1994, a excepción de la mayor magnitud del primero, es muy probable que el flujo de escombros del Páez haya avanzado hasta la represa de Betania, como lo hizo el de 1994, pero sus remanentes ya han

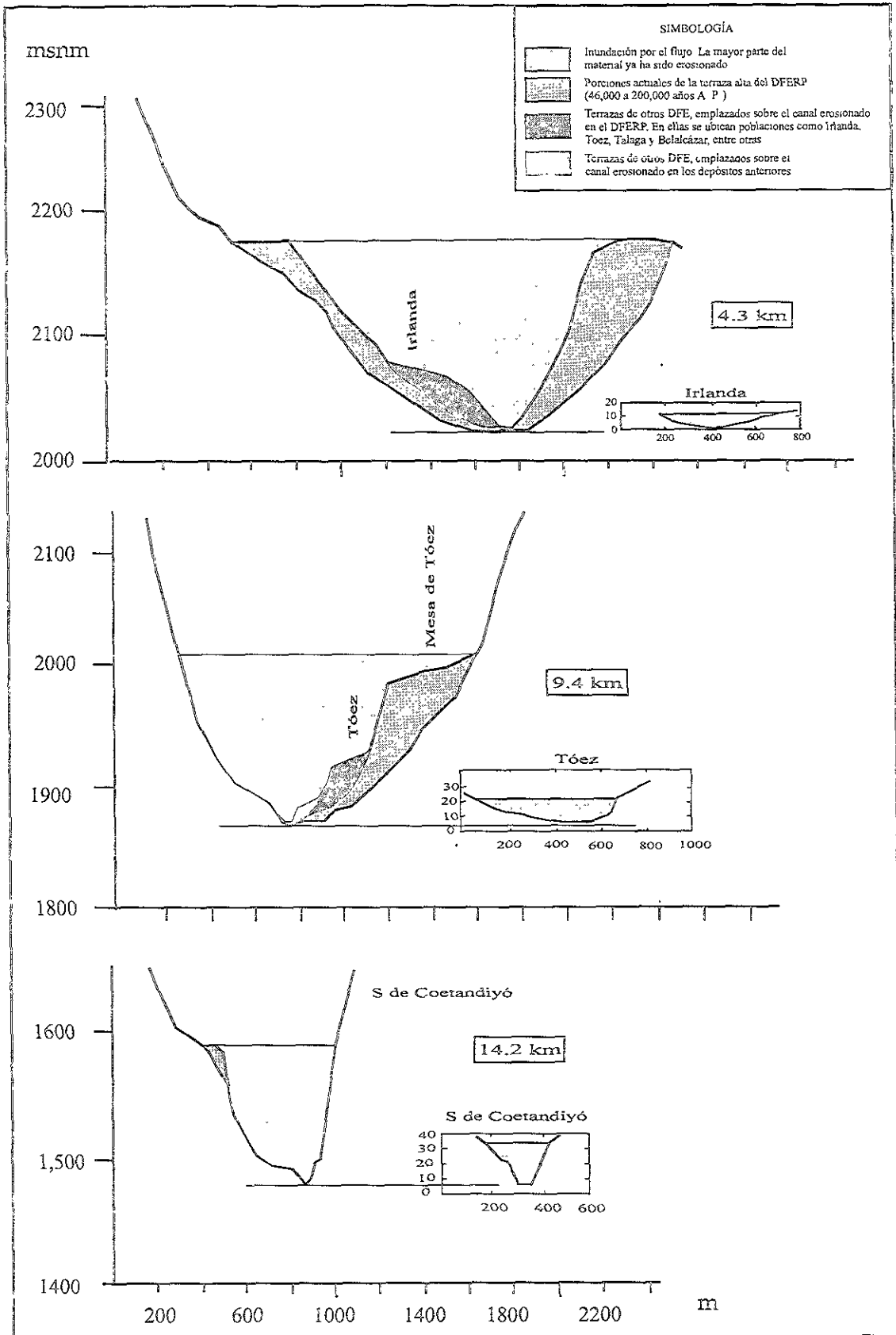


Figura 59. Esquema comparativo entre las áreas transversales de los depósitos de flujos de escombros en el río Páez. Izquierda: DFERP (46,000 a 200,000 años A. P.) (presente estudio). Derecha: DFE ocurrido en 1994 por causa del sismo de Páez del 6-6-94 (tomado de Scott et al., en prensa). La escala vertical está exagerada 5.5 veces más que la horizontal. Ambas escalas son iguales para los dos depósitos. Las distancias son tomadas desde el sitio del epicentro del sismo de Páez.

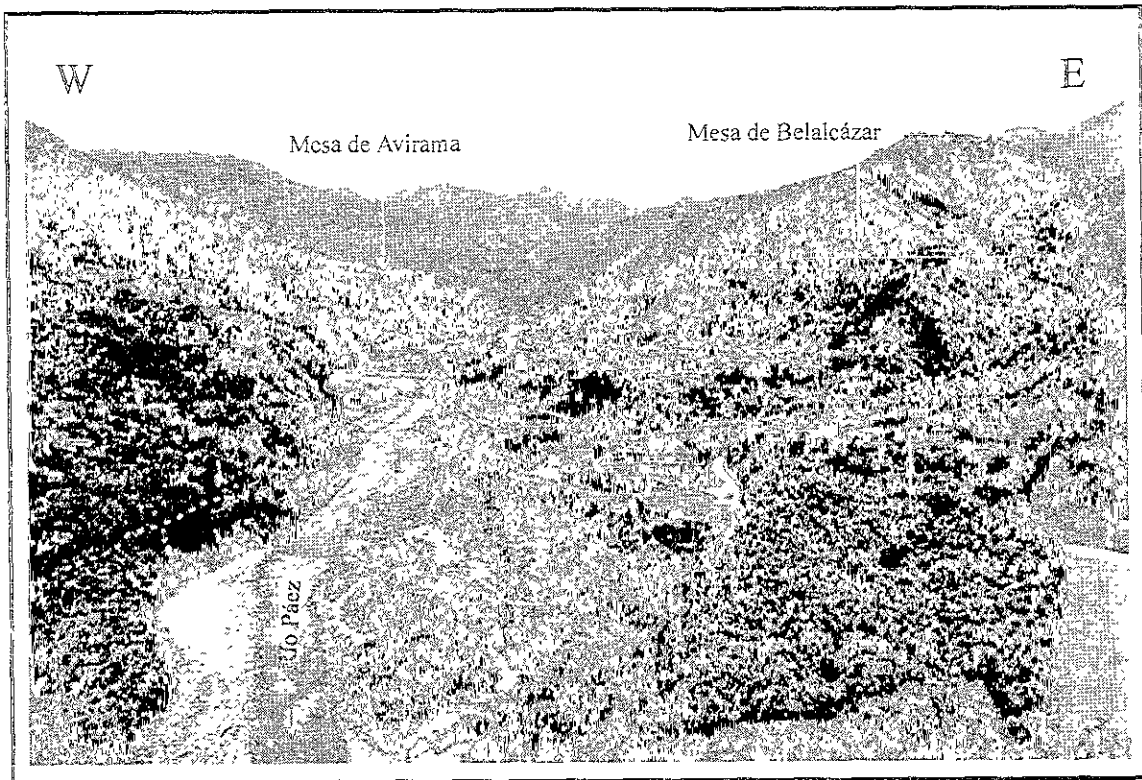


Figura 60. Magnitudes del flujo de escombros de 1994, el cual afectó la parte baja de la población de Belalcázar (a 24 km del epicentro del sismo de Páez de 1994) y el flujo de escombros del río Páez (46,000 a 200,000 años A.P., señalado con flechas). El pueblo está construido sobre otras terrazas emplazadas en el canal erosionado sobre el DFERP. La zona punteada es el límite de la inundación del flujo de 1994

sido erosionados o cubiertos. De esta manera, una erupción volcánica con grandes flujos piroclásticos o la ocurrencia de un eventual colapso parcial del CVNH, representaría un gran peligro para las poblaciones ribereñas del valle, aun las ubicadas sobre las terrazas altas formadas por el depósito de flujo de escombros del río Páez, si llegaran a ocurrir eventos de igual magnitud a la avalancha de escombros y flujo de escombros ocurridos entre hace 46,000 y 200,000 años A.P.

Asumiendo un flujo de escombros hipotético, como el del río Páez, con una velocidad de 25 m/s (90 km/h), que es el promedio de las velocidades calculadas para éste en los sitios de super-elevación de las curvas del valle, se obtiene que, para llegar a la represa de Betania desde la Mesa de Caloto (sito del represamiento), se tomaría 1.70 h, suponiendo velocidad constante, un canal recto y sin fricción, por lo que este tiempo sería mínimo. Haciendo estos

mismos cálculos con las velocidades reportadas por Scott et al. (en prensa), para el flujo de escombros de 1994 (17 a 15 m/s ó 60 a 90 km/h), los resultados obtenidos indican que tomaría entre 2.50 y 1.66 h, por lo tanto el tiempo mínimo es exactamente igual, en ambos casos. Si se consideran los desastres que causó el flujo de ocurrido en 1994, se puede entender que la magnitud del desastre y la afectación de bienes y vidas sería proporcional a ésta. Por ejemplo, en un estudio de batimetría en la represa de Betania (Central Hidroeléctrica de Betania, 1996) el volumen de sedimentos depositados en los primeros 10 años de funcionamiento (1986 a 1996) fue 69.5% mayor (149 millones de m³ más) que lo previsto, arrojando un total de 362 millones de m³, de los cuales 124.1 millones de m³ se depositaron entre 1986 y 1993 (7 años), es decir, antes de la ocurrencia del flujo de escombros del Páez; el resto del volumen, 237.9 millones de m³, se depositaron entre 1993 y 1996 (3 años), es decir, después del flujo de escombros, por lo tanto, en 3 años casi duplicó el volumen depositado en los 7 años previos al flujo, lo que indica que la sedimentación causada por ese evento en la represa y el posterior acarreo de materiales hasta este sitio, por las corrientes ha sido supremamente acelerado. Un evento como el flujo de escombros del Páez que dejó espesores que actualmente tienen hasta 150 m, sería totalmente catastrófico para toda la cuenca del río Páez, afectando a más de 400,000 personas que viven en las poblaciones asentadas a lo largo del valle del río Páez, como Tálaga, Avirama, Belalcázar, Guelcán, Cohetando, Guadualejo, Ricaurte, Puerto Valencia, Aranzazu, La Plata, Itaibe, Paicol y Tesalia, además de infraestructura y cultivos de maíz, plátano, yuca y arroz en la partes más bajas. También sobre el valle del río Magdalena, podrían verse afectada la Represa de Betania, localizada a unos 150 km del volcán e inclusive ser sobrepasada por la inundación, ya que esta represa quedó bastante saturada de troncos de árboles y con los sedimentos que lograron llegar a este reservorio, durante la inundación y flujo de escombros de 1994. Además, las ciudades de Yaguará, Betania y Neiva, están ubicadas alrededor y aguas debajo de la represa, estando también potencialmente amenazadas por los efectos de un evento de este tipo.

9. CONCLUSIONES

- El flanco sur del CVNH colapsó entre hace 46,000 y 200,000 años y formó una avalancha de escombros que viajó 14 km ($H/L = 0.17$) hasta el cauce del río Páez, donde causó el bloqueo del mismo. El depósito de avalancha tiene un espesor promedio de 150 m y cubrió un área de 36 km^2 con un volumen mínimo de 5.4 km^3 .
- Las causas del evento fueron posiblemente la debilidad del edificio volcánico por alteración hidrotermal, intemperismo y fracturamiento, y la ocurrencia de uno o varios sismos. Estos factores y la ausencia de material juvenil indican que la avalancha no estuvo asociada a un evento eruptivo, por lo que se puede clasificar como tipo Unzen.
- La avalancha alcanzó una velocidad entre 100 y 135 m/s durante los primeros 7.5 km y al atravesar por un estrechamiento topográfico el flujo disminuyó su velocidad a 50 m/s hasta llegar al río Páez, donde fue detenido por una barrera topográfica. El flujo tardó 3 minutos en recorrer los 14 km. Estas velocidades son mayores que las alcanzadas por otras avalanchas similares y posiblemente han sido sobre estimadas debido a restricciones del método utilizado para el cálculo.
- El contenido de grava del depósito avalancha disminuyó con la distancia de 80 a 44% y el de arcilla aumentó de 0.3 a 10%, indicando una transformación del flujo, debido principalmente a la disgregación del material alterado y a la presencia de agua abundante. El flujo se transformó desde una avalancha de escombros (zona de montículos), a un flujo híbrido entre avalancha y flujo de escombros (zona de lóbulos) y posteriormente a un flujo de escombros (zona de terraza).
- La cantidad de agua para esta transformación pudo haber estado presente en reservorios acumulados dentro de los poros o fracturas de las rocas alteradas en el sector colapsado, debido aun más, a la presencia del casquete glaciar; otras fuentes pudieron haber sido acuíferos y corrientes superficiales y en menor proporción, la fusión parcial y tardía de bloques de hielo englobados dentro de la avalancha.
- La obstrucción del valle del río Páez a la altura de la actual Mesa de Caloto formó un lago represado con un volumen cercano a 0.5 km^3 . El rebosamiento del lago represado debilitó la presa y causó su rompimiento parcial, generando un gran flujo de escombros que alcanzó una velocidad muy constante de 26 m/s hasta los 32 km que después comenzó a disminuir,

antes de que el flujo entrara a la zona de canal amplio, debido a las numerosas curvas que presenta el valle y a la escasa pendiente.

- El depósito (DFERP) formó una terraza con una extensión mínima de 67 km cubriendo un área de 82 km², con un espesor promedio de 100 m, lo que equivale a un volumen aproximado de 4 km³.
- El volumen erosionado de la presa, estimado en cerca de 0.75 km³, más el volumen del lago (~0.5 km³) suman cerca de 1.25 km³, mientras que el depósito de flujo de escombros tiene ~4 km³. Esto indica que el flujo incorporó una gran cantidad de sedimentos (3.2 veces su volumen inicial).
- El flujo en su recorrido tuvo un mecanismo de emplazamiento mediante acreción gradual, controlado en los primeros 32 km por la gravedad, con gradación normal, después de este sitio fue controlado por una depositación selectiva con gradación inversa, debido a la fuerza boyante de la matriz acumulada en la parte inferior (incorporación y disgregación). El paleorelieve (curvas del valle y cambios de pendiente) también contribuyó a las modificaciones que sufrió el flujo en su recorrido, entre ellas, la disminución de la velocidad de 26 a 20 m/s (94 a 71 km/h) entre los km 32 y 40 desde su origen.
- Los depósitos estudiados presentan estructura en rompecabezas tanto a escala de afloramiento, en los bloques, como a escala microscópica. Esta estructura está presente en todos los fenocristales y microfenocristales (feldespatos, hornblenda, piroxeno, magnetita y titanomagnetita) de los líticos así como en los fragmentos de cristales aislados en la matriz.
- Las estructuras en rompecabezas presentes en todos los depósitos estudiados, la semejanza en las curvas de frecuencia acumulada (% peso) y la ubicación de algunas muestras de los diferentes depósitos en los mismos sitios de los diagramas ternarios de clasificación sedimentológica, sugieren una relación genética de los depósitos, a partir de la avalancha de escombros.
- Los fenómenos relacionados de avalancha de escombros del CVNH y el flujo de escombros del río Páez ocurridos entre hace 46,000 y 200,000 años constituyeron eventos altamente catastróficos y de mucha mayor magnitud que el evento de flujo de escombros ocurrido en 1994, en la cuenca del río Páez, por lo que la ocurrencia de un fenómeno similar pondría en peligro a más de 400,000 personas, además de infraestructura y bienes.

10. BIBLIOGRAFÍA

- ACEVEDO, A. P. y CEPEDA, H., 1982. El volcán Sotará: geología y geoquímica de elementos mayores. Publicaciones Especiales del INGEOMINAS, No. 10, 12 p., Bogotá.
- ÁVILA, G., CARO, P., CEPEDA, H., MORENO, M., TORRES, P. y AGUDELO, A., 1995. Zonificación para uso del suelo en la cuenca del río Páez. VIII jornadas geotécnicas. Sociedad Colombiana de Ingenieros y Sociedad Colombiana de Geotecnia, p. 6.78-6.102. Santafé de Bogotá.
- 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.
- BARD, E., ARNOLD, M., FAIRBANKS, R. G., and HAMELIN, B., 1993. Radiocarbon calibration program rev. 3.0. *Radiocarbon*, v. 35, p. 191-199.
- BEGET, J. E., and LIMKE, A. J., 1988. Two dimensional kinematic and rheological modeling of the 1912 pyroclastic flow, Katmai, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, v. 50, p. 148 -160.
- BEGET, J. E. and KIENLE, J., 1992. Cyclic formation of debris avalanches at Mount San Augustine Volcano. *Nature*: v. 355, 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, Bezymianny and Shiveluch volcanoes. *Journal of Geodynamics*, 3: 189 - 218.
- CAMPBELL, C. S., 1989. Self-lubrication for long runout landslides. *Journal of Geology*, v. 97, No. 6, p. 653-665.
- CAPRA, L., 2000. Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México. 177 p.
- CAPRA, L. and MACÍAS, J. L. (en prensa). Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- CARDONA, O. D., 1995. El sismo del 6 de junio de 1994: atención de la emergencia y planteamientos para la reconstrucción. *En: Cauca y Huila, Colombia: junio 1994 - junio 1995. El desastre y la reconstrucción del Páez. Especial de la Revista Desastre y Sociedad. Red de estudios sociales en prevención de desastres en América Latina*, No. 4, Año 3, pp. 77-104.
- CARO, P., 1995. Geología y geomorfología de la parte central del valle del río Páez entre Irlanda y su confluencia con el río Magdalena. INGEOMINAS, informe interno, Santafé de Bogotá, 79 p.
- CARO, P. y RUGE, G., 1997. Geología, geomorfología y amenazas geológicas en la cuenca del río Páez. Colombia. INGEOMINAS, informe interno, Santafé de Bogotá.
- CARRASCO-NUÑEZ, G., VALLANCE, J.W. and ROSE, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p. 35-46.
- CAS, R. A. F. and WRIGHT, J. V., 1993. *Volcanic successions*. Chapman and Hall, London, 528 p.
- CENTRAL HIDROBLÉCTICA DE BETANIA, 1989. Plan de Contingencia ante Eventos Hidrológicos y Situaciones Especiales: proyecto Yaguaré (Santa Elena), Neiva, 33 p.

- CENTRAL HIDROELÉCTRICA DE BETANIA, 1996. Sedimentación Central Hidroeléctrica de Betania. Informe ejecutivo, Yaguará, 2 p.
- CEPEDA, H., MÉNDEZ, R., MURCIA, L. A., y VERGARA, H., 1986. Mapa preliminar de riesgos volcánicos potenciales del Nevado del Huila. INGEOMINAS, informe 1981, Popayán, 59 p.
- CEPEDA, H. y CARVAJAL, C., 1991. Determinación del grado de actividad actual del volcán Galeras. Convenio INGEOMINAS - COLCIENCIAS, Popayán, 94 p.
- CEPEDA, H., y CORREA, A., 1995. Evaluación de amenaza y vigilancia volcánica del Complejo Volcánico Nevado del Huila. Convenio INGEOMINAS - Corporación Nasa Kiwe. INGEOMINAS, Unidad Operativa Popayán, 30 p.
- CEPEDA, H., PULGARÍN B. y CORREA, A., 1997. The Nevado del Huila Volcanic Complex, Colombia, S. A. Abstracts IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, p.156.
- CEPEDA, H., PULGARÍN B., CORREA, A. y AGUDELO, A., 1997a. Evaluación de amenaza y vigilancia volcánica del Complejo Volcánico Nevado del Huila. INGEOMINAS, informe interno, Unidad Operativa Popayán, 30 p.
- CORREA, A. y CEPEDA, H., 1995, Informe preliminar sobre la geología del Complejo Volcánico Nevado del Huila. INGEOMINAS, informe interno, Unidad Operativa Popayán, 74 p.
- CORREA, A., CEPEDA, H., PULGARÍN, B. y ANCOCHEA, E., (en prensa). El volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. Revista Geogaseta. Universidad Complutense de Madrid.
- COSTA, J. E., 1987. Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. *In* Baker, V. R., Kochel, R. C. and Parton, P. C., eds., Flood morphology. New York, John Wiley and Sons, p. 113-122.
- COSTA, J. E. and SCHUSTER, R. L., 1998. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p.1054-1068.
- CRANDELL, D. R., 1971. Postglacial lahars from Mount Rainier Volcano, Washington. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, v. 677, 75 p.
- CRANDELL, D. R., 1988. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta Volcano, California, and debris - avalanche hazard zonation. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1861, 32 p.
- CSN (CONSEJO DE SEGURIDAD NUCLEAR), 1997. Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. CSN, Colección Otros Documentos. Madrid, 286 p.
- CUMANS, J., 1981. Chronology of mud flows in the South Fork and North Fork Toutle river following the May 18 eruption. *In*: P. W. Lipman and Mullineaux, eds., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. *U. S. Geological Survey, Professional Paper* 1250: 469-486.
- DRUITT, T. H., 1995. Settling behaviour of concentrated dispersions and some volcanological applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 65, p. 27-39.
- EPPLER, D., FINK, J. and FLETCHER, R., 1987. Rheologic properties and kinematics of emplacement of Chaos Jumbles rockfall avalanche, Lassen Volcanic National Park, California. *Journal of Geophysical Research*, v. 92, No. B5, p. 3623-3633.

- FLÓREZ, A, y OCHOA, F., 1990, El Nevado del Huila o Ñandí. *Revista Colombia, sus Gentes y Regiones*, No. 20, IGAC. Bogotá, p. 206 - 215.
- FOLK, R. L., 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Co., 182 p.
- 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 Socompa Volcano, Northern Chile. *Geology*, v. 13, p. 600-603.
- GARCÉS Y DE LA ZERDA, 1994. Parque Nacional Natural Nevado del Huila. *En: Gran Libro de Los Parques Nacionales de Colombia*. Intermedio Editores / Círculo de Lectores. Santafé de Bogotá, p. 98 - 99.
- GARZÓN, G., 1997. Catálogo de fuentes termales del suroccidente colombiano. INGEOMINAS, Pasto, informe interno, p. 76-72.
- GIBBS, R. J., MATTHEWS, M. D. and LINK, D. A., 1971. The relationship between sphere size and setting velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 41, No. 1, p. 7-18.
- GLICKEN, H., 1991, Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches, *in* Smith, G.A., and Fisher, R.V., eds., *Sedimentation in Volcanic Settings*, v. 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, 88 p.
- GORSHKOV, G. , 1959. Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny. *Bulletin of Volcanology*, v. 20:77 - 109.
- HAUSBACK, B. P. and SWANSON, D. A., 1989. Structure and avalanche history of the North Flank of Mount St. Helens, Washington. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 70, p. 1422.
- HAYASHI, J. N. and SELF, S., 1992. A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, No. B6, p. 9063-9071.
- HSÜ, K. J., 1975. Catastrophic debris stream (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 129-140.
- ICEL (INSTITUTO COLOMBIANO DE ENERGÍA ELÉCTRICA), 1983, Estudio de prefactibilidad técnica de los aprovechamientos hidroeléctricos ríos Páez y La Plata: geología y sismología, volumen IV, Contrato No. 4257. Bogotá.
- INDERENA (INSTITUTO NACIONAL DE LOS RECURSOS NATURALES RENOVABLES) (sin fecha). Parque Nacional Natural Nevado del Huila. Folleto informativo (plegable). sección de parques, Popayán.
- INGEOMINAS (INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS MINERÍA Y QUÍMICA), 1994, El Sismo de Páez, Cauca, del 6 de junio de 1994, Evaluación de Emergencia. Informe Presentado al SNPAD de Colombia. Santafé de Bogotá. 73 p.
- INGEOMINAS, 1995. Zonificación para usos del suelo en la cuenca alta del río Páez. Convenio INGEOMINAS - Corporación Nasa Kiwe, Popayán, 61 p.
- INGEOMINAS, 1995a. El sismo del 6 de junio. Memorias del I seminario de sismotectónica de Colombia, Bogotá, 5 p.

- INGEOMINAS, 1996. Volcán Nevado del Huila. Boletín Semestral de Actividad de los Volcanes Colombianos (1 Enero/95 – 30 Junio/95), v. 1, No. 1, p. 69-74.
- INGEOMINAS, 1996a. Informe anual de monitoreo sísmico, volcanes: Nevado del Huila, Puracé y Sotará. INGEOMINAS, OVS – Unidad Operativa Popayán, informe interno, p. 1-7.
- INGEOMINAS, 1996b. Informes sobre la actividad volcánica de los Parques Naturales Nevado del Huila y Puracé, durante el primer semestre de 1996. INGEOMINAS, OVS – Unidad Operativa Popayán, informe interno, p. 1-7.
- INGEOMINAS, 1997a. Informe de la actividad registrada en los volcanes de los Parques Naturales Nevado del Huila y Puracé, durante el segundo semestre de 1996. INGEOMINAS, OVS – Unidad Operativa Popayán, informe interno, p. 2-5.
- INGEOMINAS, 1997b. Informe de la actividad registrada en los volcanes de los Parques Naturales Nevado del Huila y Puracé, durante el primer semestre de 1997. INGEOMINAS, OVS – Unidad Operativa Popayán, informe interno, p. 1-4.
- INGEOMINAS, 1998. Informe boletín semestral: volcanes Nevado del Huila y Puracé, durante el primer semestre de 1996. INGEOMINAS, OVS – Unidad Operativa Popayán, informe interno, p. 2-6.
- INGEOMINAS, 1999a. Informe de la actividad registrada en los volcanes de los Parques Naturales Nevado del Huila y Puracé, durante el segundo semestre de 1998. INGEOMINAS, OVS – Unidad Operativa Popayán, informe interno, p. 1-4.
- INGEOMINAS, 1999b. Informe semestral de la actividad volcánica en el Nevado del Huila y Puracé, enero – junio de 1999. INGEOMINAS, OVS – Unidad Operativa Popayán, informe interno, p. 3-7.
- IVERSON, R. M., SCHILLING, S. P. and VALLANCE, J. W., 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, No. 8, p. 972-984.
- JANDA, R. J., SCOTT, K. M., NOLAN, K. M. and MARTINSON, H. A., 1981. Lahar movement, effects, and deposits. In: P. W. Lipman and Mullineaux, eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1250: 461-478.
- JIMÉNEZ, E., 1997. Caracterización sismotectónica del sismo de Páez Cauca 06/06/1994. Tesis de grado, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Escuela de ingeniería geológica, Sogamoso, 169 p.
- JOHNSON, A. M., 1970. *Physical processes in geology*. Freeman, W. H., New York, 557 p.
- JOHNSON, A. M. and RODINE, J. R., 1984. Debris flow. In Brunsten, D. and Prior, D., eds. *Slope instability*. John Wiley and Sons, New York, p. 257-361.
- KENT, P. E., 1966. The transport mechanism in catastrophic rockfalls. *Journal of Geology*, v. 74, p. 79-83.
- 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. K., GLICKEN, H. and SHERIDAN, M. F., 1991. Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount Saint Helens debris avalanche deposit: implications for particle interactions. *Geology*, v. 19, p. 261-264.
- KOVER, T. P., 1995. Applications of a digital terrain model for the modeling of volcanic flows: a tool for volcanic hazard determinations. SUNY at Buffalo, Master's thesis, 62 p.

- LEEDER, M. R., 1991. *Sedimentology: process and product*. Harper Collins Academic. Sixth ed. England, 344 p.
- LOWE, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279-298.
- MALYSHEV, A. I., 1998. Directed - blast eruption of Bezymyanyi on March 30, 1956: problems of interpretation. *Volcanology and Seismology*: v. 19, p. 311-319.
- MARTÍNEZ, J. M., ÁVILA, G., AGUDELO, A., SCHUSTER, R. L. CASADEVALL, T. J. and Scott, K. M., 1995. Landslides and debris flows triggered by the 6 June 1994 Paez earthquake, southwestern Colombia. *Landslide News*, No. 9, p. 13-15.
- MELOSH, H. J., 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process?. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 7513-7520.
- MELOSH, H. J., 1987. The mechanics of large rock avalanches. *In Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation*. By Costa and Wieczorek, eds., Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, v. VII, p. 41-49.
- 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.
- MONSALVE, M. L. y PULGARÍN, B., 1993. Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Puracé. *Revista INGEOMINAS*, No. 2, Santafé de Bogotá, p. 3-27.
- MONSALVE, M. L., y PULGARÍN, B., 1997. Evidences of calderic megastructure in the southern Colombian Andes. *Abstracts IAVCEI general assembly, Puerto Vallarta, Mexico*, p.15.
- MONSALVE, M. L. y PULGARÍN, B., 1999. Cadena Volcánica de Los Coconucos: centros eruptivos y productos recientes. *Boletín Geológico INGEOMINAS*, v. 37, No. 1-3, Santafé de Bogotá, p. 17-51.
- MURCIA, L. A., 1982. El vulcanismo Plio-Cuaternario de Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales de INGEOMINAS*, No. 10, Bogotá, 18 p.
- NARANJO, J. A. and FRANCIS, P., 1987. High velocity debris avalanche at Lastarria Volcano in the north Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, v. 49, p. 509-514.
- NÚÑEZ, A., MARQUÍNEZ, G., MORALES, C., y BARBOSA, W., 1997. Geología de la plancha 344-Tesalia. Escala 1 : 100,000. *INGEOMINAS*, Santafé de Bogotá.
- PALMER, B. A. and NEALL, V. E., 1989. The Murimotu Formation - 9500 years old deposits of a debris avalanche and associated lahars, Mount Ruapehu, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 32, p. 477-486.
- PALMER, B., 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.
- PIERSON, T. C. and COSTA, J. E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment - water flows. *In Costa, J. E. and Wieczorek, G. F., eds., Debris flows/avalanches: process, recognition and mitigation*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, v. VII, p. 1-12.
- POSTMA, G., NEMEC, W. and KLEINSPEHN, K. L., 1988. Large floating clast in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, v.58, p. 47-61.

- PULGARÍN, B., JORDAN, E., y LINDER, W., 1996. Nevado del Huila (Colombia): cambio glaciario entre 1961 y 1995. Memorias VII congreso colombiano de geología. INGEOMINAS, Santafé de Bogotá.
- PULGARÍN, B., MONSALVE, M. L., TORRES, P. y CEPEDA, H., 1996a. La Cadena Volcánica de Los Coconucos: producto de vulcanismo resurgente? Memorias VII congreso colombiano de geología. INGEOMINAS. Santafé de Bogotá.
- PULGARÍN, B., CEPEDA, H., y CORREA, A., 1997. Unidades Geológicas y Geomorfológicas de Colombia: formación Nevado del Huila. INGEOMINAS, informe interno, Unidad Operativa Popayán, 5 p.
- PULGARÍN, B., CEPEDA, H., y CORREA, A., 1997a. Unidades geológicas y geomorfológicas de Colombia: miembro Guadalejo. INGEOMINAS, informe interno, Unidad Operativa Popayán, 11 p.
- PULGARÍN, B., y CORREA, A., 1997. Depósitos Fragmentarios no Consolidados sobre el Edificio del Complejo Volcánico Nevado del Huila. INGEOMINAS, informe interno, Unidad Operativa Popayán, 55 p.
- PULGARÍN, B. and MACÍAS, J. L., 1998. Debris avalanche deposit at Nevado del Huila Volcanic Complex (Colombia). Memorias VI reunión internacional volcán de Colima, p.73.
- PULGARÍN, B., MACÍAS, J. L. y CEPEDA, H., 1999. Reinterpretación del depósito de avalancha de escombros del Complejo Volcánico Nevado del Huila (Colombia). GEOS, UGM, v. 19, No. 4, p.329.
- PULGARÍN, B., MACÍAS, J. L. y CEPEDA, H., 2000. Avalancha de escombros / flujo de escombros del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), Colombia. Memorias VII reunión internacional volcán de Colima, p.75.
- RED SISMOLÓGICA NACIONAL DE COLOMBIA, 1994, El sismo de Páez (Cauca) del 6 de junio de 1994. Boletín Mensual de Sismos, Volumen 2, No. 6, INGEOMINAS, Santafé de Bogotá, p. 13
- REICHE, P., 1937. The toreva block. A distinctive landslide type. *Journal of Geology*, v. 45: 538-548.
- ROBIN, C. and BOUDAL, C., 1987. A gigantic Bezymanny type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, p. 115-130.
- RODRÍGUEZ, G., 1995. Petrología del Macizo de La Plata, Departamento del Huila. *Revista INGEOMINAS*, No. 5. Santafé de Bogotá, 12 p.
- ROELOFFS, E. A., 1994. Updated numerical simulation of the ground – water flow system for the Castle lake debris dam, Mount St. Helens, Washington, and implications for dam stability against heave. *Water – Resources Investigations Report 94-4075 (Abstract)*. In USGS web page.
- SCHUSTER, R. L., 1981. Effects of the eruptions on civil works and operations in the Pacific Northwest. In: P. W. Lipman and Mullineaux, eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1250, p. 701-718.
- SCOTT, K. M., 1985, Lahars and flow transformations at Mount St. Helens, Washington, U. S. A., *International symposium on erosion, debris flow and disaster prevision*. Tsukuba, Japan, p. 209-214.
- SCOTT, K., 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-rout flows in the Toutle-Cowlitz river system. U. S. Geological Survey Professional Paper 1447-A, p. A1-A73.
- SCOTT, K., 1989. Magnitud and frequency of lahars and lahar-rout flows in the Toutle-Cowlitz river system. U. S. Geological Survey Professional Paper 1447-B, p. B1-B33.

- SCOTT, K., 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.
- SCOTT, K. M., MACÍAS, J. L., VALLANCE, J. W., NARANJO, J. A., RODRÍGUEZ, S. and MCGEEHIN, J. P., (en prensa). Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic terrains: mobility, hazard assessment and mitigation strategies. U.S. Geological Survey Professional Paper.
- SHREVE, R. L., 1968. The Blackhawk landslide, Alaska. Geological Society of America Special Paper 108, 47 p.
- SHREVE, R. L., 1987. Leakage and fluidization in air - layer lubricated avalanches. Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 653-658.
- SIEBE, C., KOMOROWSKI, J. C. and SHERIDAN, M. F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico. Bulletin of Volcanology, v. 54, p. 1-17.
- SIEBERT, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 22, p. 163-197.
- SIEBERT, L., GLICKEN, H. and UI, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai type eruptions. Bulletin of Volcanology, v. 49, p. 435-459.
- SMITH, G. A. and LOWE, D. R., 1991. Lahars: volcano - hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum. Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication No. 45, p. 59-70.
- STOOPES, G. R. and SHERIDAN, M. F., 1992. Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: implications for long-runout landslides (>100 km) and hazard assessment. Geology, v. 20, p. 299-302.
- STRAUB, S., 1996. Self organization in the rapid flow of granular material: evidence for a mayor flow mechanism. Geol. Rundsch, v. 85, p. 85-91.
- STUART, R. y SARMIENTO, J. P., 1995. El desastre de Cauca y Huila no es otro Armero. *En: Cauca y Huila, Colombia: junio 1994 - junio 1995. El desastre y la reconstrucción del Páez. Especial de la Revista Desastre y Sociedad, Red de estudios sociales en prevención de desastres en América Latina (LA RED), No. 4, Año 3, Lima, p. 65-76.*
- STUIVER, M. and PEARSON, G. W., 1993. Radiocarbon calibration program. Radiocarbon, v. 35, p. 1-23.
- TORNOS, F., 1997. Procesos de alteración y relleno hidrotermal sobre rocas silíceo-alumínicas. *En: Meigarejo, J. C., ed.,. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada., primera Edición. Publicaciones de la Universidad de Barcelona, p. 249-272.*
- TORRES, M. P., 1995. Zonificación para usos del suelo en la Cuenca alta del río Páez. Convenio INGEOMINAS - Corporación Nasa Kiwe. INGEOMINAS, Unidad Operativa Popayán, informe interno, 61 p.
- TORRES, M. P., MONSALVE, M. L., PULGARÍN, B. y CEPEDA, H., 1999. Caldera de Paletará: aproximación a la fuente de las ignimbritas del Cauca y Huila (Colombia). *Bolletín Geológico INGEOMINAS, v.37, No. 1-3, Santafé de Bogotá, p. 1-15.*
- UI, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 18, p. 135-150.

- UI, T., 1985. Debris avalanche deposits associated with volcanic activity. Proceedings, IVth international conference and Field workshop on landslides, Tokyo, Japan, p. 405-410.
- 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 Geotherm Research*, v. 27, p. 255-264.
- UI, T., YAMAMOTO, H. and SUZUKI-KAMATA, K., 1986b. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 29, p. 231-243.
- WADGE, G., FRANCIS, P. W. and RAMÍREZ, C. F., 1995. The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 309-336.
- WRIGHT, J. V. and PIERSON, T. C., 1992. Living whit volcanoes, The U. S. Geological Survey's volcano hazards program. USGS Circular 1073. *In* : USGS Web page note.
- VALLANCE, J. W. and SCOTT, K., 1997. The Osceola mud flow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 143-163.
- VAN HOUTEN, F. B., 1976. Late Cenozoic volcanoclastic foredeep, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 481-495.
- 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.
- VELANDIA, F., 1997. SAR imagery analysis of geological lineaments in an area of SW Colombia, the northern Andes. Master's thesis, Graduate School of Science, Shimane University, Japan, 92 p.
- VELDE, B., 1992. *Introduction to clay minerals*. Chapman and Hall, London and New York, 198 p.
- VOIGHT, B., GLICKEN, H., JANDA, R. J. and DOUGLASS, P. M., 198. 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 1250: 347 - 377.
- YOUNG, L., WILSON, R. C. and SCHUSTER, R. L., 1981. Stability of blockage in North Fork Toutle river. *In*: P. W. Lipman and Mullineaux, eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U. S. Geological Survey, Professional Paper., 1250: 821 - 828.