

# **Universidad Nacional Autónoma de México**

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geofísica



## **Evolución Morfoestratigráfica del volcán Popocatépetl.**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
**Doctor en Ciencias de la Tierra (Vulcanología)**

PRESENTA:  
**Ramón Espinasa Pereña**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **Agradecimientos:**

Este trabajo fue realizado con el apoyo de becas otorgadas por la Dirección General de Actividades del Personal Académico de la Universidad Nacional Autónoma de México, mediante el Programa de Apoyo a Programas de Investigación e Innovación Tecnológica.

El Instituto de Geofísica facilitó vehículos de doble tracción para el trabajo de campo, y el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica realizó los análisis químicos de las muestras.

Un agradecimiento especial merecen las personas que me acompañaron en el trabajo de campo: Fernando Aceves, Ruth Diamant, Ramón Espinasa Closas, Humberto Tachiquín, Sussane Straub, y mi tutora, Ana Lillian Martin Del Pozzo.

Especial mención merecen mis sinodales José I. Lugo Hubp, José Juan Zamorano, Gerardo Carrasco Nuñez, José Luis Macías Vázquez, Lucía Capra Pedol y Lorenzo Vázquez Selem. Sus sugerencias y comentarios contribuyeron a que este trabajo fuera mucho mejor.

A mi padre Ramón Espinasa Closas, quien me inició en el montañismo hace 27 años, precisamente en la cumbre del Popocatepetl, y a mi madre, Heidi Pereña Gili (q.e.p.d.), quien revisó la ortografía y redacción de numerosas versiones previas de este trabajo. Mami, te extraño mucho...

6 de junio 2007

**A la memoria de mi madre**



	<b>Índice</b>	<b>Pag</b>
Índice		1
Índice de figuras		4
Índice de tablas		6
Resumen		7
1. Introducción		9
1.1 Terminología		9
1.2 Objetivos		12
1.2.1 Metas Específicas		12
1.3 Metodología		13
1.4 Trabajos previos sobre la evolución del Popocatépetl		14
2. Dinámica de procesos eruptivos y su influencia en el relieve resultante		16
2.1 Mecanismos de emplazamiento de derrames de lava y domos		17
2.2 Fragmentación de magmas y degasificación		17
2.2.1 Erupciones Explosivas		17
a) Explosiones Magmáticas		18
b) Erupciones freáticas y freato-magmáticas		18
2.2.2 Procesos Autoclásticos		18
a) Autobrechamiento		19
b) Fragmentación por enfriamiento súbito		19
2.2.3 Procesos Epiclásticos		19
2.3 La columna eruptiva, transporte y caída de piroclastos		20
2.3.1 Distribución y espesores		20
2.3.2 Composición		21
2.3.3 Estructuras		21
2.4 Mecanismos de transporte en flujos y oleadas piroclásticas, lahares, corrientes de densidad y flujos de escombros		21
2.4.1 Flujos y oleadas piroclásticas		21
2.4.1.1 Transporte en flujos piroclásticos		22
2.4.2 Lahares y flujos de escombros		22
2.4.2.1 Flujos de Escombros como fluidos		23
2.5 Influencia de los procesos eruptivos en la forma del relieve resultante		26
3. Relación entre procesos volcánicos y glaciales		26
3.1 Formas del relieve de origen glacial y/o periglacial		27
3.1.1 Circo		28
3.1.2 Valle Glacial o Artesa		28
3.1.3 Rocas aborregadas, estriaciones y otras formas menores		29
3.1.4 Morrenas		29
3.1.5 Glaciares rocosos		30
3.1.6 Lóbulos de solifluxión		30
3.2 Influencia del relieve glacial en el emplazamiento de productos volcánicos		30
3.3 Interacción de materiales eruptivos con hielo y nieve		30
3.2.1 Erosión y fusión de hielo y nieve por flujos y oleadas piroclásticas y/o flujos de escombros		30

	<b>Pag</b>
3.2.2 Fusión superficial durante el emplazamiento de derrames de lava	
3.2.3 Fusión de la base de un manto glaciario por erupciones subglaciales y/o actividad geotermal	31
3.2.4 Expulsión de agua caliente durante una erupción a través de un lago-cráter	31
3.2.5 Depósito de tetras de caída	31
3.2.6 Lahares Cohesivos	34
4. Análisis Morfoestratigráfico	35
4.1 Edad de las glaciaciones en México	35
4.2 Glaciaciones en el Popocatepetl	36
4.2.1 Formas glaciales	37
a) Glaciación Tonicoxco	37
b) Glaciación Diamantes	39
c) Glaciación Alcalican	40
d) Glaciación Ayolotepito	41
4.2.2 Abanicos de Piedemonte	41
4.3 Tefracronología del Popocatepetl	42
4.4 Unidades Morfoestratigráficas	53
4.4.1 Sierras Sedimentarias Plegadas	58
4.4.2 Conos de escoria y derrames de lava (recientes y/o erosionados)	58
a) Vulcanitas Atlixco	58
b) Formación Chichinautzin	59
4.4.3 Laderas de lava	60
4.4.3.1 Laderas de lava erosionadas profundamente	60
a) Derrames Amacuilécatl	60
b) Derrames Nexpayantla	61
c) Derrames Ventorrillo	64
4.4.3.2 Laderas de lavas sepultadas y/o erosionadas ligeramente	69
a) Derrame Metepec	69
b) Derrames San Pedro Benito Juárez	69
c) Derrame El Malpaís	69
d) Derrames Las Mesas	69
4.4.3.3 Laderas de lava con frentes de derrames y/o huellas de erosión glacial	71
a) Derrames El Fraile	71
4.4.3.4 Laderas de lava con estructuras de flujo, sin huellas de erosión glacial	75
a) Derrames Las Cruces	75
b) Derrame Buenavista	79
c) Derrame Quimichule	79
d) Derrame Atlimiyaya	79
e) Derrame Chipiquixtle	79
f) Derrame Nealtican	81

	<b>Pag</b>
4.4.3.5 Conos Adventicios	83
a) Conos Adventicios de Ecatzingo	83
b) Conos Adventicios Ombligo-Xalipilcayatl	84
4.4.4 Abanicos volcánicos de piedemonte	85
a) Abanico Volcánico Disecado Calpan	85
b) Abanico Volcánico con “ <i>hummocks</i> ” Tlayecac	92
c) Abanico Volcánico Complejo Coyula	99
d) Conjunto de Abanicos Volcánicos Coalescentes Amecameca-Ozumba	105
4.4.5 Lenguas de depósitos volcánicos rellenando valles y/o formando terrazas	109
a) Relleno Chalcatzingo	109
b) Terrazas Río Atila	109
c) Relleno Hueyetlaquixtle	110
d) Relleno Xalitzintla	110
e) Terrazas Tianguismanalco	113
f) Depósitos lacustres Yancuitlalpan	115
g) Terrazas Tecuanipan	116
4.4.6 Manto de depósitos piroclásticos de caída	118
a) Ceniza Negra	119
5. Discusión	122
5.1 Composición química de las rocas del Popocatepetl	122
5.2 Historia eruptiva y evolución morfológica del volcán	122
6. Conclusiones	127
7. Bibliografía	129

## Índice de figuras

<b>No Figura</b>	<b>Pié de Figura</b>	<b>Página</b>
Figura 1	Erupción de cenizas del Popocatepetl, abril de 1996	8
Figura 2	Localización del Popocatepetl, volcán que forma el extremo sur de la Sierra Nevada, cadena de volcanes que incluye también al Iztaccíhuatl y al Tlaloc	9
Figura 3	Mapa de las formas glaciales encontradas en el Popocatepetl	36
Figura 4	Foto aérea oblicua hacia el noroeste de la Barranca de Nexpayantla. Las peñas de la ladera derecha son diques que cortan a los derrames Nexpayantla y están cubiertos por los derrames Ventorrillo. Se aprecian también los domos Yoloxochitl y Cerro Nexpayantla	38
Figura 5	Circos glaciales y morrenas en el flanco norte del Ventorrillo, cabecera de la Barranca Nexpayantla	39
Figura 6	Circo oeste del Popocatepetl, con el Pico del Fraile en la cresta derecha y una morrena Ayoloco al pie del circo	40
Figura 7	Morrenas Ayoloco en la base de la cara norte del cono	41
Figura 8	La Ceniza Negra cubre las laderas altas del volcán con grandes espesores, formando un manto que obscurece la morfología de las rocas subyacentes	42
Figura 9	Detalle de la pómez P-1A, blanca, y las oleadas de ceniza gris y crema que la subyacen	43
Figura 10	Surcos agrícolas prehispánicos, en las cercanías de San Nicolas de los Ranchos, cubiertos por la pómez P-2, P-1D, y P-1C	45
Figura 11	Detalle de la pómez P-2 (tras el martillo) subyaciendo a las pómez P-1C y P-1B	46
Figura 12a	Detalle de la PWA, en dos capas, cubierta por un flujo de cenizas. En la esquina inferior derecha se ve la parte superior de la P B&N	48
Figura 12b	Detalle de las pómez PWA (la capa más clara) y P B&N (a la altura de la persona). La secuencia está cubierta por flujos piroclásticos	48
Figura 13	Sección PO-69 de la cubierta piroclástica en el sector suroeste del volcán, mostrando algunos de los depósitos de pómez más antiguos del sector	49
Figura 14	Detalle de la pómez Tochimilco, en la que se observan las distintas capas con gradación inversa, separadas por laminaciones rojizas causadas por líticos oxidados muy finos	50
Figura 15	Localización de las muestras en el sector sureste del volcán	53
Figura 16	Localización de las muestras en el sector noreste del volcán	54
Figura 17	Nomenclatura de la estructura noroccidental del Popocatepetl	55
Figura 18	Mapa morfoestratigráfico del Popocatepetl y regiones aledañas	56
Figura 19	Columna morfoestratigráfica del volcán Popocatepetl y regiones aledañas	57
Figura 20	Imagen de satélite de los Conos cineríticos Chichinautzin	59
Figura 21	Muestras de los Conos de escoria y derrames de lava	59
Figura 22	Vista aérea del volcán Pies y otras elevaciones del Iztaccíhuatl desde el sur	60
Figura 23	Muestras de los derrames Amacuilécatl	61
Figura 24	Dique en el fondo de la Barranca Nexpayantla	62
Figura 25	Muestras del volcán Nexpayantla	63
Figura 26a	Domo Yoloxóchitl, al norte de la Barranca Nexpayantla	63
Figura 26b	Domo Nexpayantla, al sur de la Barranca Nexpayantla	63
Figura 27	Muestras de los domos que cortan a los derrames Nexpayantla	64
Figura 28	Cara norte del Ventorrillo. Los acantilados muestran el espesor de los derrames	65
Figura 29	Ventorrillo y Cerro Tlalpizatépetl desde el oeste. Se muestra el escarpe que limita hacia el sur a los Derrames Ventorrillo	65
Figura 30	Muestras de los derrames Ventorrillo	66
Figura 31	Cubierta piroclástica de los Derrames Amacuilécatl y Ventorrillo	67
Figura 32	Ubicación de las secciones sobre los Derrames Ventorrillo y Amacuilécatl	68

Figura 33	Muestras de los Derrames Sepultados y/o Erosionados Ligeramente.	70
Figura 34	Derrames El Fraile, porción somital, flanco suroeste.	71
Figura 35	Circo Oeste del Popocatépetl.	71
Figura 36	Muestras de los Derrames El Fraile	72
<b>No de Figura</b>	<b>Pié de Figura</b>	<b>Página</b>
Figura 37	Corte de la barranca del río Atila, entre Tochimilco y Amecac	73
Figura 38	Secciones sobre los derrames El Fraile, zona distal.	73
Figura 39	Secciones sobre los derrames El Fraile, zona proximal.	74
Figura 40	Ubicación de las secciones sobre los Derrames El Fraile	75
Figura 41	Derrames Las Cruces y boca de El Ombligo, flanco noreste del Popocatépetl.	76
Figura 42	Derrames Las Cruces más recientes, en el flanco noreste del Popocatépetl.	76
Figura 43	Muestras de los derrames Las Cruces.	77
Figura 44	Cubierta piroclástica de la porción norte de los Derrames Las Cruces	78
Figura 45	Cubierta piroclástica de la porción sur de los Derrames Las Cruces	78
Figura 46	Ubicación de las secciones sobre los Derrames Las Cruces	79
Figura 47	Cubierta Piroclástica del Derrame Atlimiyaya	80
Figura 48	Ubicación de las secciones sobre el Derrame Atlimiyaya	80
Figura 49	Frente del derrame Nealtican, al oeste de Tecuanipan. Cono moderno al fondo	81
Figura 50	Muestras de los Derrames Juveniles.	82
Figura 51	Secciones levantadas sobre los Conos Adventicios de Ecatingo	83
Figura 52	Ubicación de las secciones sobre los Conos Adventicios de Ecatingo	84
Figura 53	Flanco noreste del Popocatépetl. Bocas adventicias Ombligo-Xalipilcáyatl, alineadas desde el cráter hacia la esquina inferior derecha de la foto.	84
Figura 54	Fotografía aérea de la porción proximal del Abanico Disecado de Calpan.	85
Figura 55	Secciones en la porción proximal norte del Abanico Volcánico Disecado Calpan. (situadas al norte del área cartografiada)	86
Figura 56	Secciones en la porción proximal centro del Abanico Volcánico Disecado Calpan.	87
Figura 57	Secciones en la porción proximal sur del Abanico Volcánico Disecado Calpan	88
Figura 58	Secciones en la porción distal del Abanico Volcánico Disecado Calpan, hacia el valle de Puebla (al este del área cartografiada).	89
Figura 59	Secciones en la porción distal del Abanico Volcánico Disecado Calpan hacia el valle de Atlixco.	90
Figura 60	Ubicación de las secciones levantadas en el abanico Volcánico Disecado Calpan	91
Figura 61	<i>Hummocks</i> de la avalancha Tlayecac superior cerca de Hueyapan. Al fondo el cono moderno	92
Figura 62	Contacto entre las avalanchas Tlayecac Superior e Inferior. Nótese el bloque con fracturamiento en rompecabezas (jigzaw) abajo del martillo.	93
Figura 63	Depósitos de brecha heterolitológica tipo <i>Blast</i> en las cercanías de Ecatingo	94
Figura 64	Gruesos espesores de pómez Tochimilco, que suavizan el relieve en la región del pueblo de Tochimilco. Por encima del notorio contacto, marcado por depósitos de oleada, el Flujo Tetela de cenizas y pómez	95
Figura 65	Secciones de la porción proximal de la Avalancha Tlayecac.	96
Figura 66	Secciones en la porción media de la Avalancha Tlayecac.	97
Figura 67	Ubicación de las secciones del Abanico con <i>hummocks</i> Tlayecac	97
Figura 68	Secciones en la porción distal de la Avalancha Tlayecac. (excepto la PO-185, están situadas al sur del área cartografiada)	98
Figura 69	Sección PO-249b, de los flujos de escombros producto de la removilización de la Avalancha Tlayecac Inferior, cauce del Río Balsas cerca del poblado	98

	de Papalutla, 100 km al SW del volcán	
Figura 70	Muestras de la avalancha Tlayecac.	99
Figura 71	Abanico Coyula, flanco sureste del Popocatepetl. Al fondo el cono del volcán. Nótese el escaso relieve del abanico, y la ausencia de barrancos que corten a los depósitos	100
Figura 72	Flujos de cenizas con líticos y pómez del Abanico Coyula, al oeste de Metepec	100
Figura 73	Imagen de satélite del Abanico Volcánico Complejo Coyula.	101
Figura 74	Secciones levantadas en la desembocadura de la barranca Quimichule, Abanico Complejo Coyula	102
<b>No de Figura</b>	<b>Pié de Figura</b>	<b>Página</b>
Figura 75	Secciones levantadas en la desembocadura de la barranca Acuitlapanoya, Abanico Complejo Coyula.	103
Figura 76	Secciones levantadas en la desembocadura de la barranca Cohuatlatenco, Abanico Complejo Coyula.	104
Figura 77	Ubicación de las secciones del Abanico Complejo Coyula	104
Figura 78	Fotografía aérea interpretada de los abanicos coalescentes Amecameca-Ozumba.	105
Figura 79	Abanicos coalescentes Amecameca-Ozumba desde la carretera a Paso de Cortés.	106
Figura 80	Secciones del Abanico Nexaltitl.	106
Figura 81	Secciones del Abanico Amecameca.	107
Figura 82	Ubicación de las secciones de los Abanico Coalescentes Ameca-Ozumba	107
Figura 83	Secciones del Abanico Ozumba.	108
Figura 84	Planicie formada por flujos de escombros, rodeando a los peñones de Chalcatzingo, Morelos. Cono del Popocatepetl al fondo. Nótese el incipiente patrón de drenaje	109
Figura 85	Imagen de Satélite de la Barranca la Espinera, rellena por los Lahares Xalitzintla.	110
Figura 86	Secciones del relleno Xalitzintla.	111
Figura 87	Lahares Xalitzintla, interestratificados con las pómez P-1 y P-2	112
Figura 88	Muestras de los flujos piroclásticos en el Relleno Xalitzintla.	112
Figura 89	Terrazas Tianguismanalco, formadas por flujos de escombros.	113
Figura 90	Secciones de las terrazas Tianguismanalco.	114
Figura 91	Secciones de la secuencia lacustre Yancuitalpan.	115
Figura 92	Ubicación de las secciones de los Lahares Xalitzintla, Tianguismanalco y Tecuanipan, y la secuencia lacustre Yancuitalpan	116
Figura 93	Secciones de las terrazas Tecuanipan.	117
Figura 94	Muestras de los depósitos piroclásticos principales.	118
Figura 95	Imagen de satélite de la zona somital del volcán Popocatepetl.	119
Figura 96	Ceniza Negra cubriendo la base del cono somital, cara norte.	120
Figura 97	Lóbulos de soliflucción desarrollados en la Ceniza Negra, invadiendo el bosque en la base de la cara oeste	120
Figura 98	Zona sin Ceniza Negra frente a los glaciares de la cara norte. Nótese, a la derecha de la zona glaciada, la inclinación (y discordancia) entre los Derrames Ventorrillo en el collado de Teopizcalco, y los Derrames Las Cruces en el cono principal	121
Figura 99	Resultados de todas las muestras del volcán Popocatepetl.	122
Figura 100	Escarpe sur del Domo Tlamacas y cabecera de la Barranca La Espinera	123
Figura 101	Cara oeste del Popocatepetl, mostrando el escarpe Ventorrillo-Tlalpizatépetl, los derrames que forman el cono moderno, y el manto de Ceniza Negra	124
Figura 102	Glaciar norte del Popocatepetl y Collado de Teopizcalco, 1984	126

## 10. Índice de tablas

<b>No de Tabla</b>	<b>Título</b>	<b>Página</b>
Tabla 1	Comparación entre diversos depósitos asociados a volcanes	25
Tabla 2	Glaciaciones en la Sierra Nevada	35
Tabla 3	Correlación de las unidades tefrocronológicas más jóvenes	44
Tabla 4	Correlación de las unidades tefrocronológicas más antiguas	47
Tabla 5	Principales unidades tefrocronológicas del Popocatepetl	51

## Resumen

La evolución del volcán Popocatepetl fue determinada mediante la definición de unidades de rocas siguiendo criterios morfoestratigráficos. Se considera que una unidad Morfoestratigráfica es “un cuerpo rocoso que se identifica principalmente por la forma superficial que presenta” (Lowe y Walker, 1984). Mediante trabajo de campo se reconocieron las distintas unidades, sus contactos con unidades adyacentes, cubierta piroclástica y litología, para posteriormente analizar su constitución y posición estratigráfica. Se definieron así un total de 40 unidades morfoestratigráficas separadas en 6 clases distintas de acuerdo a su origen.

El análisis de estas unidades permitió reconstruir la evolución morfológica y actividad eruptiva pasada del volcán Popocatepetl. La actividad inicial del Popocatepetl debió haber sido de edad similar a la del volcán Pies del Iztaccíhuatl, que terminó colapsando hacia el sureste formando los depósitos de la avalancha Mayorazgo en la cuenca del río Atoyac y alrededores de Atlixco > 38,000 años antes del presente (a.P.). Un primer edificio volcánico, el Nexpayantla, que presentó actividad de flanco en forma de grandes domos, terminó su historia colapsándose hacia el sur para formar la avalancha Tlayecac inferior en un momento indeterminado entre 38,000 y 23,000 años a.P. Sobre los restos de éste volcán, que pueden verse en el fondo de la Barranca de Nexpayantla, se construyó un segundo edificio, el Ventorrillo, cuyas lavas forman todo el sector noroccidental del volcán. Este edificio terminó su actividad en una gran erupción tipo Bezymianny que generó los depósitos de la avalancha Tlayecac superior, el Relleno Chalcatzingo, así como la pómez Tochmilco, el Flujo Tetela y depósitos tipo *blast* alrededor de Ecatzingo hace unos 23,000 años.

El cono moderno se ha construido en el interior y borde noreste del cráter en herradura del Ventorrillo por la emisión de numerosos derrames de lava andesítica a dacítica, de extensión variable. De acuerdo a su grado de erosión durante los avances glaciales Diamantes (20,000 a 14,000 años a.P.), Alcalican (12,000 a 7,400 años a.P.) y Ayoloco (< 1,000 años a.P.), así como por la preservación de sus estructuras primarias y por su cubierta piroclástica, fueron agrupados en laderas de lava sepultadas y/o erosionadas ligeramente (Derrames Malpaís, Las Mesas, Metepec y San Pedro Benito Juárez), laderas de lava con huellas de erosión glacial (Derrames El Fraile), y laderas de lava sin huellas de erosión glacial (Derrames Las Cruces, Buenavista, Quimichule, Atlimiyaya, Chipiquixtle y Nealtican). La edad relativa de los distintos derrames fue determinada mediante criterios morfológicos, relaciones estratigráficas y cubierta de tefras. Dos etapas de crecimiento del cono fueron separadas por una gran erupción pliniana ocurrida entre  $12,900 \pm 40$  y  $14,430 \pm 190$  años a.P., que emplazó los depósitos de caída denominados pómez Blanca y Negra (P B&N) y Pómez con Andesita (PWA). Los depósitos de al menos otras doce erupciones plinianas se encuentran interestratificados con los derrames de lava.

El piedemonte del volcán está constituido por cuatro grandes abanicos de depósitos volcániclasticos y cinco rellenos de valle o terrazas, que resultaron del emplazamiento sucesivo de numerosos flujos de cenizas, flujos de escombros y depósitos fluviales a lo largo de varios barrancos que cortan las laderas bajas del



edificio volcánico. La fusión de glaciares, coincidente con las erupciones plinianas, pudiera ser responsable de la gran extensión de algunos de los depósitos laháricos.

La última erupción que generó cambios morfológicos importantes en el cono fue la que depositó el manto piroclástico denominado Ceniza Negra hacia 450 a.P. Cubre las porciones elevadas del cono y su ausencia en las partes más elevadas de las caras norte y oeste del cono marca el nivel que alcanzaban los glaciares durante esa erupción. La actual actividad sólo ha modificado el interior del cráter, que se ha rellenado por numerosos domos de lava y los productos de su destrucción en pequeñas explosiones (Figura 1). Sólo en pocas ocasiones se han generado lahares de pequeñas dimensiones.



**Figura 1: Erupción de cenizas del Popocatépetl, Abril de 1996.**

## 1.- Introducción

El volcán Popocatépetl está situado a 70 kilómetros al SE de la Ciudad de México, a 40 km de la Ciudad de Puebla y a menor distancia de numerosas poblaciones de importancia (Figura 2). Se trata de un volcán con una compleja historia eruptiva, que en tiempos relativamente recientes ha mostrado etapas de gran explosividad, así como varias erupciones pequeñas en tiempos históricos. Su reactivación en diciembre de 1994 ha generado inquietud entre los pobladores que habitan en sus inmediaciones. Por ello, se pretendió en este trabajo realizar un mapa morfoestratigráfico, que permitiera identificar las etapas constructivas y destructivas del volcán y correlacionar entre sí los distintos depósitos y formas del relieve, para ayudar en la reconstrucción de su historia eruptiva. Esta información ayudará a precisar las zonas de peligro volcánico identificadas por Macías *et al.* (1995).

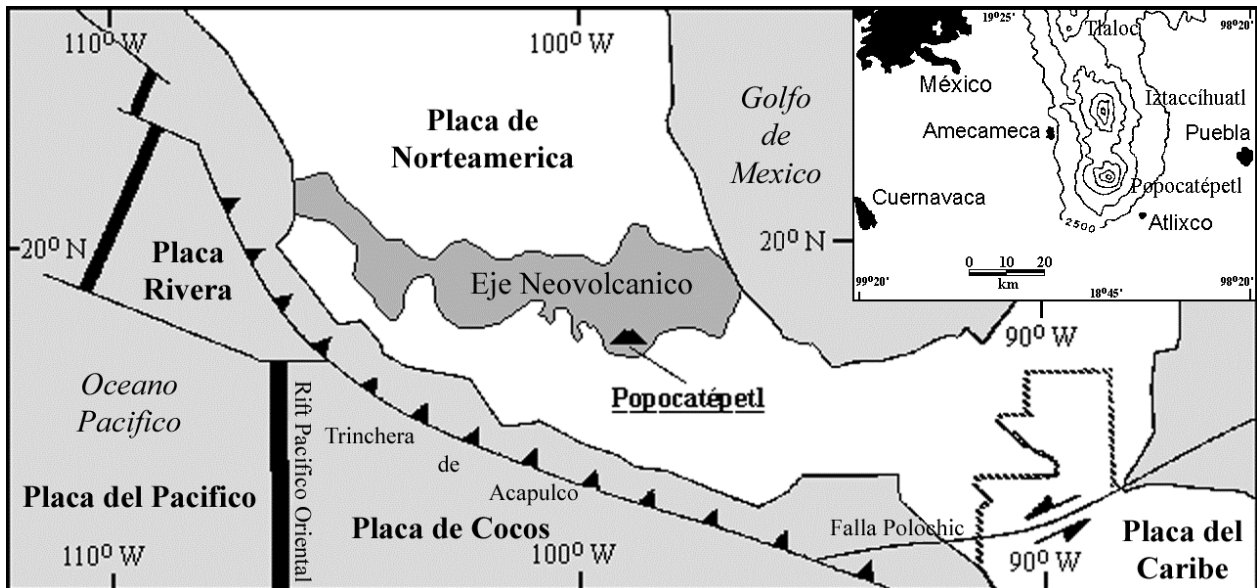


Figura 2: Localización del Popocatépetl, volcán que forma el extremo sur de la Sierra Nevada, cadena de volcanes que incluye también al Iztaccíhuatl y al Tlaloc.

**1.1.- Terminología:** Una Unidad Morfoestratigráfica es “un cuerpo rocoso que se identifica principalmente por la forma superficial que presenta” (Lowe y Walker, 1984). A cada erupción volcánica mayor le corresponden uno o varios depósitos identificables por su forma, como derrames de lava, conos y abanicos de tefra, valles rellenos por flujos de escombros, etc. Por ello, se considera que la definición de unidades morfoestratigráficas y el análisis de su sobreposición temporal, puede contribuir fundamentalmente al conocimiento estratigráfico y cronológico de los eventos que formaron este volcán, así como a entender los procesos eruptivos asociados.

El concepto de Unidad Morfoestratigráfica (morphostratigraphic unit) fue utilizado por primera ocasión por Frye y William (1960) en un estudio de las morrenas (superficiales y subacuáticas) en la región del Lago Michigan, EUA. Según estos autores, una unidad morfoestratigráfica consiste en un cuerpo de roca que se identifica principalmente por su forma, y que puede o no ser distinto

litológicamente de unidades contiguas, y que puede o no transgredir el tiempo a lo largo de su extensión.

Thornbury (1969), sin usar propiamente el término en discusión, destaca que en cualquier lugar de la superficie terrestre, conforme actúan los agentes erosionales, se produce una secuencia ordenada de formas del relieve, y que en la evolución geomórfica del relieve se producen paisajes compuestos y simples. Los paisajes compuestos, en cuyo origen han participado dos o más procesos geomórficos en diferentes tiempos, son más comunes que los paisajes simples, producto de un solo proceso geomórfico dominante, por lo que es importante distinguir, en un análisis geomorfológico, la edad de las formas del relieve. Un capítulo completo de su trabajo, sobre paleogeomorfología, presenta varios ejemplos en los que la forma del relieve sirve para darle identidad a un cuerpo de sedimentos clásticos, principalmente en morrenas glaciares, terrazas fluviales, abanicos aluviales, planicies lacustres, playas y otros ambientes.

Willman y Frye (1970), en un trabajo sobre la estratigrafía del estado de Illinois, EUA, usan otra vez el concepto de unidad morfoestratigráfica, de nuevo aplicado a las formas morrénicas de la región, y definiéndolo casi exactamente igual que Frye y William (1960). En su manual de cartografía geomorfológica, Demek (1972) menciona la importancia de asignar edades, aunque sea relativas, a las formas del relieve, para entender la sucesión de procesos que les dieron origen, así como correlacionar las formas del relieve y las rocas y/o depósitos que las constituyen.

Cooke y Doornkamp (1978) definen a las unidades morfoestratigráficas como formas del relieve constituidas por rocas y/o sedimentos cuya identidad se reconoce a través de la forma que presentan (“landforms constituted by rocks and/or sediments, whose identity is recognized through their form and shape”).

El uso principal que han tenido las unidades morfoestratigráficas ha sido en el mapeo de formas del relieve glaciares y/o periglaciales. White (1976) define a una serie de glaciares rocosos como unidades morfoestratigráficas y los distingue, a partir de su morfología, de otros campos de detritos rocosos. Gray y Lowe (1982) son los primeros en manejar formas del relieve negativas, en este caso valles glaciares y circos, como unidades morfoestratigráficas, aun cuando no constituyan rocas y/o depósitos sino más bien su ausencia por erosión durante un periodo de tiempo claramente definido. Lowe (1981) también es el primero en usar métodos de fechamiento absolutos para asignar edades a unidades morfoestratigráficas.

Piccini *et al.* (2003), de forma similar a Gray y Lowe (*op.cit.*), también consideran que una unidad morfoestratigráfica puede consistir no en una roca o depósito con una forma específica, sino a formas del relieve que representan la ausencia por erosión y/o disolución de dicha roca, en este caso considerando a una serie de cuevas de origen kárstico, desarrolladas freáticamente, y que han sido abandonadas. Mediante su identificación y correlación, además del fechamiento de depósitos estalagmíticos en su interior, pudieron reconstruir parcialmente el levantamiento de su área de estudio en los Alpes italianos.

Un enfoque similar fue propuesto por Martin Del Pozzo (1982) en su análisis de los volcanes monogenéticos de la Sierra Chichinautzin, cuya edad relativa fue determinada tanto por criterios geológico-estratigráficos normales (superposición

de litologías) como geomorfológicos, específicamente grado de preservación de las formas, grado de cobertura por tefras y tipo de cubierta vegetal. También Lugo Hubp *et al.*(1993) y Alvarez *et al.* (1993), en sus estudios de los volcanes de Colima, identificaron y diferenciaron los depósitos y formas del relieve y la secuencia de los eventos eruptivos con ayuda de criterios morfoestratigráficos. Funicciello *et al.* (2003) también utilizan criterios morfoestratigráficos para identificar formas del relieve volcánico en el volcán Colli Albani en Italia, a partir de los cuales pudieron identificar una serie de depósitos de origen lahárico de edad pre-Romana.

Lowe y Walker (1984) usan la definición de Willman y Frye (1970). Destacan que la morfoestratigrafía no está reconocida por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica (ISSC, por sus siglas en inglés) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Hedberg, 1976), ya que las formas del relieve no son generalmente parte del registro sedimentario, pero consideran que estas unidades pueden ser útiles cuando la forma del relieve sirve para darle identidad a un cuerpo rocoso o de sedimentos clásticos.

Como puede verse en estos trabajos, la interpretación de lo que es una Unidad Morfoestratigráfica se ha mantenido constante desde que se utilizó el término por primera vez (Frye y William,1960), y se refiere a cuerpos de roca que se identifican principalmente por la forma superficial que presentan, y cuyas relaciones estratigráficas con unidades adyacentes permiten ordenarlas en una secuencia temporal. La definición posterior de Cooke y Doornkamp (1978) destaca que las unidades son formas del relieve, y están constituidas por rocas y/o sedimentos, cuya identidad se reconoce a través de la forma que presentan. A partir de ello es posible considerar, como lo hacen Gray y Lowe (1982) y Piccini *et al.* (2003) que una unidad morfoestratigráfica consista de una forma negativa del relieve, producida por la eliminación por erosión y/o disolución de un cuerpo rocoso. Desde un punto de vista volcánico, podrían aquí incluirse cráteres de explosión y circos o valles glaciales, por ejemplo.

En estratovolcanes complejos que alcanzan gran altura, como el Popocatepetl, además de formas del relieve debidas al vulcanismo encontramos formas glaciales, periglaciales y fluviales, tanto activas como antiguas, que modifican sustancialmente el relieve originado por los procesos volcánicos. Estas formas constructivas y destructivas pueden estar sobrepuestas e interestratificadas, por lo que un análisis morfoestratigráfico puede permitir poner límites a las edades de las distintas formas del relieve, ordenarlas en una secuencia coherente, y entender los procesos que las generaron.

El apoyo de fechamientos es esencial para confirmar las correlaciones de unidades morfoestratigráficas. Por ello se realizaron más de 250 secciones de la cubierta piroclástica repartidas en todas las unidades, con la intención de identificar en esas secciones los depósitos datados previamente, lo que permitió acotar las edades de las unidades morfoestratigráficas que cubren o de las que forman parte.

## 1.2.- Objetivos

El propósito de esta investigación es determinar las etapas evolutivas del Popocatepetl, así como aportar al conocimiento de los procesos eruptivos involucrados, mediante la definición de unidades morfoestratigráficas, es decir, “cuerpos rocosos que se identifican principalmente por la forma superficial que presentan” (Lowe y Walker, 1984), apoyado en la correlación con secuencias piroclásticas fechadas y la caracterización litológica de las unidades.

Se eligió un método morfoestratigráfico ya que el análisis de las formas del relieve que son resultado de la actividad volcánica reciente permite entender los procesos eruptivos involucrados en su formación, así como identificar el origen de aquellos depósitos más antiguos, cuya forma original ha sido modificada por la erosión o por el emplazamiento de depósitos volcánicos más jóvenes.

Debido a la juventud de la mayoría de los depósitos del Popocatepetl, se consideró que se prestarían a una clasificación morfológica, ya que en su mayoría la forma original del depósito no ha sido modificada, y, en caso de haberlo sido, es relativamente fácil identificar el agente erosivo responsable y el tiempo en que ocurrió dicha modificación.

Sin embargo, algunas de las unidades definidas, las de mayor antigüedad, están constituidas por rocas y depósitos producto de numerosas erupciones y cuya forma superficial es el resultado de varios procesos distintos distanciados en el tiempo, mientras que las unidades más recientes son el resultado de productos emitidos en una sola erupción y/o que conservan casi intacta la forma del relieve originalmente producida por el proceso eruptivo. Aún en el caso de las unidades más antiguas, éste método permite identificar sus relaciones estratigráficas y posible origen.

Al subdividir al volcán en una serie de unidades morfoestratigráficas, la identificación de la litología que constituye a dichas unidades, así como el análisis de sus cubiertas piroclásticas se vieron simplificados. Las unidades definidas pueden considerarse, en la mayoría de los casos, equivalentes a unidades litoestratigráficas, pues consisten en paquetes de rocas similares, ordenados por edad, mas no son equivalentes con unidades geomorfológicas, pues la clasificación no tomó en cuenta como un parámetro definitorio los procesos modificadores del relieve que actúan sobre dichos paquetes de rocas en el momento actual, excepto cuando han tenido una influencia relevante en la forma superficial del cuerpo rocoso.

Se pretendió también investigar el papel que pueden haber jugado los glaciares en el emplazamiento de los depósitos de avalancha y flujos de escombros, para determinar su influencia en la evolución morfológica del volcán.

### 1.2.1. Metas Específicas:

Descifrar la historia eruptiva del volcán Popocatepetl mediante la identificación y descripción de unidades morfoestratigráficas.

Interpretar la secuencia eruptiva a partir del análisis de las formas del relieve que resultan de la actividad volcánica.

Determinar la distribución de los principales depósitos volcánicos del Popocatepetl.

Generar un mapa morfoestratigráfico-geológico del volcán Popocatepetl y zonas aledañas, donde se establezca la distribución de sus productos.

### **1.3.- Metodología**

Se realizó el análisis e interpretación de 111 fotografías aéreas, repartidas en 17 líneas, que cubren el Popocatepetl y porciones aledañas a escalas variables: 1:5,000 (8 fotos), 1:19,000 (18 fotos), 1:37,000 (10 fotos), 1:50,000 (14 fotos), 1:75,000 (15 fotos), 1:80,000 (22 fotos), 1:100,000 (16 fotos), y 8 fotos oblicuas. En todas las escalas, las fotos cubren la zona somital y al edificio volcánico completo. La interpretación fue dirigida a identificar cuerpos de roca que pudieran ser diferenciados de otros cuerpos de roca aledaños a partir de su forma general en el relieve.

De igual manera se interpretó un segmento de la imagen de satélite Landsat TM adquirida el 15/10/1991 a las 17:02:43, en las bandas 1 a 5 y 7. Las grandes diferencias en altura pueden producir variaciones en la vegetación que cubre las unidades morfoestratigráficas identificadas, y por tanto en su respuesta espectral; por ello, se prefirió dibujar a mano alzada los contactos entre las unidades al interpretar la imagen.

Con base en la interpretación de las fotografías aéreas e imagen de satélite, se identificaron una serie de unidades morfoestratigráficas, primordialmente laderas de lava con diversos grados de erosión, desde derrames de lava perfectamente conservados e identificables por su forma, hasta laderas y valles glaciales súmamente erosionados cortados en derrames de lava antiguos y sepultados, así como abanicos de piedemonte constituidos por depósitos volcanoclásticos, y formas del relieve glacial. Las distintas unidades también se discriminaron según el grado de preservación de sus formas, cobertura de tefra y vegetación. Esta información se transfirió a los mapas 1:50,000 del INEGI claves E14-B41, E14-B42, E14-B51 y E14-B52, que se usaron como base topográfica para elaborar el mapa que acompaña a este trabajo.

Se dedicaron más de 50 días efectivos al trabajo de campo, durante los cuales se recorrieron la mayoría de las terracerías, brechas y veredas que surcan las laderas del Popocatepetl, para determinar la litología y analizar la cubierta piroclástica en cada una de las unidades previamente identificadas. Durante estos recorridos se levantaron más de 250 secciones de las secuencias piroclásticas, repartidas entre las distintas unidades, y cuya ubicación puede verse en el mapa (Figura 16). Con el análisis de la información publicada se identificaron unidades de depósitos piroclásticos, previamente fechadas por otros autores, que se correlacionaron con las secciones levantadas, y se identificaron otras que pudieran servir como marcadoras. La relación que guardan los depósitos piroclásticos con las distintas unidades morfoestratigráficas permitió determinar su edad relativa, y correlacionarlas con los eventos eruptivos fechados previamente. Se consideraron en las correlaciones establecidas todos los fechamientos publicados hasta el momento (en su mayoría realizados mediante el método del C<sup>14</sup>) y se hicieron tres fechamientos nuevos con los límites presupuestales con que se contó. Asimismo se identificaron, caracterizaron y describieron los

depósitos que conforman los abanicos de piedemonte que rodean al volcán, acotando sus respectivas edades.

Además se tomaron muestras representativas de las principales unidades para determinar sus características litológicas. En general, se seleccionaron para análisis químico únicamente muestras de unidades formadas por derrames de lava, con el objeto de clasificarlas. Las muestras fueron trituradas, cuarteadas y molidas hasta obtener >10 g de tamaño malla 200, y analizadas por fluorescencia de rayos X en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) con el programa MAJORS.QAN. La caracterización litológica de los abanicos volcánicos de piedemonte se hizo mediante el análisis de las secciones levantadas.

Con el análisis de la información publicada (Boudal y Robin, 1988; Nixon, 1989; Robin, 1984; Siebe *et al.*, 1999; y Schaaf *et al.* (2005) se obtuvieron datos de 62 análisis geoquímicos de rocas del Popocatépetl y regiones aledañas, y dado que se publicaron también las coordenadas del sitio de muestreo, se pudo determinar la unidad a la que pertenecen. Estos análisis se usaron para complementar las determinaciones litológicas de las distintas unidades. En los trabajos de Carrasco-Núñez *et al.* (1986), Gunn y Mooser (1970) y Robin y Boudal (1987) se incluyen también análisis geoquímicos de muestras del Popocatépetl, pero sin su ubicación exacta, por lo que no se consideraron para este trabajo.

#### **1.4.- Trabajos previos sobre la evolución del Popocatépetl**

La primera descripción de carácter científico del Popocatépetl se debe a Aguilera y Ordóñez (1895, 1896-97). Por su ubicación cercana a la capital del país, abundan las referencias de ascensiones y erupciones históricas, que pueden encontrarse en Casanova (1987) y Cruz-Reyna *et al.*,(1995).

Los trabajos de Friedlander (1922), Weitzberg (1922), Camacho (1925) y Murillo (Dr. Atl, 1939) relatan la actividad mostrada por el Popocatépetl de 1920 a 1938 y contienen descripciones generales de la morfología, en particular descripciones del Ventorrillo y la Barranca de Nexpayantla, así como de los glaciares, y se discute si el enorme anfiteatro que forma la pared norte del Ventorrillo y la cabecera de la barranca de Nexpayantla es un circo glaciar o un cráter de explosión.

Fries (1965) definió la Formación Tlayecac, que interpreta como gigantescos flujos de lodo originados posiblemente por la erosión de un antiguo Popocatépetl, y le asigna una edad Pliocénica. Robin y Boudal (1987) identificaron estas rocas como un depósito de avalancha producto de una erupción tipo Bezymianny de un volcán primitivo. La existencia de un volcán anterior al Popocatépetl, destruido y erosionado glacialmente, fue postulada por Aguilera y Ordóñez (1895) y por Mooser *et al.*(1958). Siebe *et al.*(1995a) reconocieron tres avalanchas distintas en la zona de afloramiento de la Fm. Tlayecac, y fecharon a la más joven en  $\pm 23,000$  años antes del presente (a.P.)

Mooser (1967) definió una unidad de tefras, la Pómez con Andesita (PWA), llamada así por la abundancia de fragmentos líticos principalmente andesíticos, aunque contiene también fragmentos líticos de otras composiciones, proveniente del Popocatépetl, que fecha entre  $12,900 \pm 400$  y  $14,700 \pm 280$  a.P. Tanto al norte como al sur del cono existen amplios depósitos de flujos de cenizas con pómez,



flujos de escombros y flujos de bloques y cenizas, algunos de los cuales han sido fechados en 9,690 a.P. (Boudal, 1985), 8,000 a 1,200 a.P. (Robin y Boudal, 1987) y  $4,650 \pm 100$  a.P. (Martin del Pozzo *et al.*, 1997a, éste trabajo). Por su parte, Heine y Heide-Weise (1973), Robin (1984), Siebe *et al.* (1997), Plunket y Uruñuela (1998) y Panfil *et al.* (1999) fecharon dos eventos plinianos que depositaron pómez de caída en la porción nororiental del volcán, el primero en  $\pm 2,150$  a.P. y el más reciente en  $880 \pm 80$  a.P. a  $965 \pm 60$  a.P.

En una serie de trabajos de White (1956, 1962a, 1962b, 1987), White *et al.* (1990), y Heine (1984a, 1988, 1994), se definió la secuencia glacial en México. Ambos autores establecen una secuencia similar e identifican las morrenas correspondientes; sin embargo, difieren marcadamente en edad: para White ocurrieron a lo largo de 300,000 años, basado en correlación con la secuencia de las Rocallosas y con morrenas fechadas en el Ajusco (White y Valastro, 1984); para Heine habrían ocurrido en los últimos 40,000 años, basado en correlación con morrenas fechadas en la Malinche (Heine, 1984b). Vázquez-Selem (1989, 1991, 1997) identifica la tefra que cubre a las morrenas Hueyatenco como Pómez con Andesita, y posteriormente fecha (por  $Cl^{36}$ ) los distintos avances glaciales, permitiendo su uso como “horizontes” cronoestratigráficos (Vázquez-Selem, 2001; Vázquez-Selem y Heine, 2004).

Lorenzo (1964) y Delgado *et al.* (1986) identificaron los glaciares existentes en el volcán, mientras White (1981), Delgado y Brugman (1995) y Palacios (1996) estudiaron el retroceso que han sufrido en tiempos históricos y los cambios en los procesos geomorfológicos asociados. Palacios (1996) presenta además un excelente mapa geomorfológico de la porción somital del volcán.

Los trabajos vulcanológicos modernos del Popocatepetl se deben a Robin (1984), Cantagrel *et al.* (1984), Carrasco (1985), Boudal (1985), Carrasco *et al.* (1986), Robin y Boudal (1987), y Boudal y Robin (1988). Todos estos autores consideran la evolución de un solo volcán primitivo, colapsado y/o erosionado glacialmente, y el crecimiento del cono moderno esencialmente después de las glaciaciones.

Los trabajos más recientes sobre la evolución de este volcán tratan el impacto volcánico Holocénico en el sur de la cuenca de México que incluye al Popocatepetl (Martin del Pozzo *et al.*, 1997b) y los trabajos aparecidos a raíz de las erupciones de 1994 al presente (Macías *et al.*, 1995a y 1995b; Siebe *et al.*, 1995a y 1995b), en que se aportan nuevos fechamientos y la definición informal de algunas unidades. Posteriormente Siebe *et al.* (1997), Martin del Pozzo *et al.* (1997a) y Siebe y Macías (2004) publicaron guías de excursiones geológicas que incluyen al Popocatepetl.

## 2 Dinámica de procesos eruptivos y su influencia en el relieve resultante

Durante una erupción, el magma puede ser derramado en forma de lavas y fluir coherentemente, o puede fragmentarse durante el movimiento, o ser emitido explosivamente para formar una serie de depósitos piroclásticos. En el momento de la erupción, el material emitido se puede encontrar en estado líquido o hasta esencialmente sólido. Si el material fluye, ya sea como una masa coherente o como un flujo en masa de partículas, el carácter original del material emitido controlará la forma y movilidad del depósito resultante.

Las propiedades físicas de los magmas y el tipo de erupción ocurrida controlarán la naturaleza de los productos resultantes. La viscosidad es especialmente importante, puesto que controla la movilidad y forma del flujo, además del estado en que se realiza el movimiento, ya sea laminar o turbulento. Los magmas se comportan como fluidos No-Newtonianos, y la mayoría lo hacen como fluidos tipo Bingham, en los que el esfuerzo debe superar un cierto valor antes de que se inicie el movimiento, y la viscosidad disminuye al aumentar la velocidad del movimiento.

Los factores más importantes que afectan la viscosidad de los magmas son (Cas y Wright, 1988): (1) Temperatura (en todos los magmas la viscosidad se incrementa al enfriarse); (2) Contenido de volátiles (especialmente de H<sub>2</sub>O), ya que a temperatura constante, la viscosidad disminuye al aumentar el contenido de agua, especialmente para los magmas ácidos; (3) Composición, puesto que los magmas ácidos, al presentar enlaces mucho más polimerizados que los magmas básicos, presentan mayor resistencia al movimiento y por tanto mayor viscosidad; (4) Contenido de cristales, ya que su presencia incrementa la viscosidad efectiva del magma; y (5) Contenido de burbujas, cuyo efecto es variable dependiendo de su densidad, tamaño y distribución. En magmas más ácidos y de viscosidad elevada la exsolución de volátiles puede afectar significativamente a la viscosidad, pero sobre todo disminuye la resistencia mecánica del magma, especialmente si las paredes de las burbujas son delgadas, por lo que a pesar de su alta viscosidad, estos magmas serán susceptibles a la fragmentación mecánica explosiva.

Las rocas volcánicas pueden dividirse en *Siálicas* o *Ácidas* (>63% SiO<sub>2</sub>), como riolita y dacita, *Intermedias* (52-63% SiO<sub>2</sub>), como andesita, *Máficas* o *Básicas* (45-52% SiO<sub>2</sub>), como basalto, y *Ultrabásicas* (<45% SiO<sub>2</sub>) (Cas y Wright, 1988). Hay varios tipos litológicos dentro de estas clases, que pueden distinguirse con base en su contenido de álcalis, evaluando la abundancia relativa de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con respecto de Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO (Cox *et al.*, 1979).

2.1. Mecanismos de emplazamiento de derrames de lava y domos La lava fluida tiende a escurrir ladera abajo a partir del punto de emisión, impulsada en parte por la gravedad y en parte por el empuje de la lava que llega después. Dependiendo sobretodo de la composición, algunas lavas son muy fluidas (máficas) y otras muy viscosas (siálicas). La naturaleza de los derrames de lava afecta profundamente a las formas del relieve resultante, y éstas a su vez proveen información sobre la naturaleza del derrame (Ollier, 1988).

Los derrames de naturaleza básica a intermedia (basaltos y algunas andesitas) suelen recorrer grandes distancias con espesores delgados (<20 m) cuya superficie es de textura *pahoehoe*, *A'a* o en bloques y en ocasiones pueden presentar estructuras

primarias como tubos de lava. Dependiendo de la velocidad de emisión, estos derrames serán de carácter simple (velocidad elevada), que consiste en una sola lengua, usualmente limitada por *levees* (cuyos procesos de formación son revisados por Sparks *et al.*, 1976a), o de carácter múltiple o compuesto (velocidad lenta), constituidos por un apilamiento de multitud de unidades de flujo pequeñas (Nichols, 1936; Walker, 1972). MacDonald (1953, 1967) describió las principales diferencias texturales entre los distintos tipos de derrame de lava (*pahoehoe*, *A'a* y en bloques).

Los derrames de naturaleza intermedia a ácida (andesitas, dacitas y riolitas), por su relativamente alta viscosidad y baja movilidad, suelen formar derrames uno o dos órdenes de magnitud más gruesos (>20 y hasta >300 m de espesor), con frente y bordes muy abruptos y con una cubierta más o menos gruesa de bloques en cuyo interior el derrame es masivo (ver sección sobre Autobrechamiento). Los derrames suelen estar limitados por *levees* y presentan *ojivas* cóncavas en la dirección de flujo, que semejan los cordeles de las lavas *pahoehoe*, y que se originan en parte a partir de estructuras de rampa en el interior del derrame (Loney, 1968; Fink, 1980).

Frecuentemente, las lavas de carácter ácido son tan viscosas que en lugar de fluir se acumulan alrededor y sobre la boca eruptiva, formando domos, pitones y “espinas”, casi siempre con una estructura interna concéntrica, y con las porciones externas sumamente fracturadas (Cas y Wright, 1988).

2.2. Fragmentación de magmas y degasificación El término volcaniclástico es usado para referirse a todas las rocas que están compuestas por material volcánico fragmentado, independientemente de su origen. Los procesos específicos que pueden resultar en la formación de depósitos volcaniclásticos son (Cas y Wright, 1988):

#### 2.2.1. Erupciones Explosivas:

a) Explosiones Magmáticas.- Los volátiles disueltos en el magma determinan si la erupción será explosiva o no. El compuesto volátil más importante de un magma es H<sub>2</sub>O, seguido sobretodo por CO<sub>2</sub> (Macpherson, 1984). La solubilidad de estos y otros gases en un magma depende principalmente de la presión confinante, por lo que su solubilidad disminuye al subir el magma a niveles superficiales de la corteza. A una cierta profundidad, la solubilidad será lo suficientemente baja para permitir la exsolución de los volátiles, que se vuelven una fase gaseosa independiente. La profundidad a la que esto ocurre depende de la composición del magma y de la presión parcial de cada uno de los compuestos volátiles (Burnham, 1972). Esta fase tendrá una presión de vapor, que tiene el potencial de romper explosivamente el magma si continua aumentando, y que depende directamente del contenido inicial de volátiles en el magma y de su temperatura. En magmas básicos, tanto el H<sub>2</sub>O como el CO<sub>2</sub> son importantes, mientras que en magmas intermedios a ácidos el agua es más importante por su relativa abundancia (Cas y Wright, 1988).

La cristalización tiene el efecto de concentrar los componentes volátiles disueltos en el magma líquido restante, lo que resulta en un incremento de la presión de vapor. El calor latente emitido durante la cristalización también ayuda a mantener la temperatura y presión de vapor elevadas. Así, la cristalización puede generar la exsolución de los volátiles y la vesiculación del magma. La fase gaseosa causa un aumento enorme de la presión en la cámara magmática (Burnham, 1972).

Si la presión en el interior de la cámara magmática iguala o supera la resistencia a la tensión de la roca encajonante, el techo de la cámara y el edificio volcánico fallarán,

probablemente en un evento explosivo, que puede ocurrir en cualquier momento de la vida de un volcán cuyo conducto eruptivo esté sellado.

En el caso de una erupción a conducto abierto, si el magma está sobresaturado de volátiles se formarán burbujas o vesículas, cuyo crecimiento dependerá de la difusión de volátiles disueltos en el magma hacia el interior de las burbujas (que dependerá de la composición, solubilidad, concentración y saturación de los volátiles en el magma) y de la razón con la que disminuye la presión confinante conforme el magma asciende (que dependerá tanto de la velocidad de ascenso del magma como de la velocidad de ascenso de las burbujas en el interior del magma y por tanto de su viscosidad (Williams y McBirney, 1979).

Las burbujas no pueden crecer indefinidamente, porque no lo hacen en forma aislada y el crecimiento de otras burbujas interfiere y frena el crecimiento de las mismas. Las burbujas no se romperán porque la presión es igual en todas sus paredes. De acuerdo con Sparks (1978), el magma se fragmenta en su superficie libre en el conducto, porque es allí donde se encuentra el cambio más grande en presión entre el magma vesicular y la atmósfera. Conforme el magma vesicular y que está fragmentándose acelera hacia arriba en el conducto desde velocidades subsónicas a supersónicas, el esfuerzo cortante producido por la alta velocidad puede ser suficiente para vencer la fuerza tensional del magma en las paredes de las burbujas, ocasionando su fragmentación. Esto implica que la superficie libre del magma debiera migrar hacia abajo, pero este efecto es compensado por la velocidad de ascenso de las burbujas y del mismo magma, principalmente por aumento del volumen asociado a la continua exsolución y expansión de los volátiles.

b) Erupciones Freáticas y Freato-magmáticas.- La interacción entre magma caliente y agua (acuífero subterráneo, lago cratérico o intracaldera, agua de mar, etc.) produce sobrecalentamiento y evaporación casi instantánea del agua, aumento de la presión de vapor y expansión explosiva del gas producido. La energía calorífica del magma es transferida a energía mecánica que alimenta las explosiones. La intensidad de la actividad es controlada por la relación de agua:magma y el grado de sobrecalentamiento del agua (Sheridan y Wohletz, 1981). Si esta relación es baja, la masa de agua externa contribuye muy poco a la fragmentación del magma, y la explosividad dependerá exclusivamente de los volátiles magmáticos, o estará confinada a la emisión de vapor con pocas partículas sólidas, principalmente fragmentos de la roca encajonante (Wohletz y Sheridan, 1983). En cambio, si la relación agua:magma es alta, la interacción entre ambas fases producirá un incremento importante en el grado de sobrecalentamiento y transferencia de energía, y por lo tanto una fragmentación importante del magma y una actividad explosiva intensa, generando grandes volúmenes de detritos. La energía explosiva depende de la brusca transferencia de energía del magma al agua, lo que produce vaporización instantánea y expansión explosiva del agua (Wohletz y Sheridan, 1983).

#### 2.2.2. Procesos Autoclásticos:

a) Autobrechamiento.- Si un derrame de lava viscoso continúa moviéndose cuando ya ha formado una costra sólida, ésta será sometida a esfuerzos tensionales, deformada, estirada plásticamente y por último, rota en lascas o bloques, que formarán un caparazón por encima de la masa coherente de lava y la aislarán del exterior. Estos bloques pueden estar sueltos o soldados a la masa interna del derrame (MacDonald, 1972).

b) Fragmentación por enfriamiento súbito.- El contacto repentino entre un cuerpo de lava coherente con agua fría o sedimentos saturados en agua causa una pérdida rápida de calor del magma en la zona de contacto, lo que genera esfuerzos tensionales en la superficie de la lava por contracción debida al enfriamiento, y el rompimiento de la superficie de la lava que se vuelve muy quebradiza. Los depósitos formados de esta manera reciben el nombre de hyaloclastitas (Honnorez y Kirst, 1975).

### 2.2.3. Procesos epiclásticos:

En la mayoría de los terrenos volcánicos, grandes volúmenes de material pueden ser producidos y transportados por procesos que no tienen un origen volcánico primario, y que incluyen el colapso gravitacional de una parte del edificio volcánico, intemperismo, erosión fluvial y glacial, etc. Su influencia y relativa importancia en una secuencia volcánica no deben ser subestimados. Estos procesos son capaces de generar fragmentos de todos tamaños, y de transportarlos, junto con materiales producidos por procesos volcánicos primarios, a grandes distancias de su lugar de origen. Sin importar el tamaño o angulosidad de los fragmentos, una composición volcánica no es, por sí misma, evidencia de tener un origen piroclástico o de una cercanía a la boca eruptiva, (Cas y Wright, 1988).

### 2.3. La columna eruptiva, transporte y caída de piroclastos

Las erupciones explosivas generan una columna eruptiva que transporta partículas volcánicas desde el conducto volcánico a la atmósfera. La columna eruptiva puede definirse (Fisher y Schmincke, 1984) como una dispersión gas-sólido, de forma columnar, que lleva los materiales fragmentados desde la boca eruptiva hasta la atmósfera, previo a la dispersión lateral de los fragmentos por el viento. Las propiedades físicas y los procesos dinámicos en el interior de la columna eruptiva afectan a muchos de los atributos de los depósitos piroclásticos resultantes, además de que permiten diferenciar los diversos estilos clásicos de erupciones piroclásticas.

Una columna eruptiva puede dividirse en dos componentes principales (Fisher y Schmincke, 1984): (1) la inferior, o “corriente de chorro”, y (2) la superior, o columna convectiva, en forma de hongo. Según Cas y Wright (1988) un tercer componente principal de una columna eruptiva es la sombrilla que puede formarse por expansión de la columna y su desplazamiento lateral debido a inversiones de temperatura y fuertes vientos en las partes altas de la atmósfera, especialmente en la frontera entre tropósfera y estratósfera (tropopausa).

La expansión de los gases proporciona la fuerza de empuje en la corriente de chorro, cuyas velocidades iniciales varían de 100 a 600 m/s. Su densidad depende tanto de las densidades combinadas del gas y los componentes sólidos, como de la concentración de partículas. Al salir de la boca eruptiva, la densidad de la columna es mayor a la del aire. La caída de las partículas mayores y la mezcla con el aire reduce su densidad. Cuando la densidad se vuelve menor a la de la atmósfera, el ascenso convectivo toma importancia, desarrollándose entonces una columna convectiva. Entre menores sean los fragmentos mayor es la transferencia de calor, y mayor altura alcanza la columna convectiva, que puede representar hasta >90% de la altura total.

Si la masa total emitida por la erupción es suficientemente grande, como es el caso en muchas erupciones plinianas, la columna eruptiva puede penetrar a la estratosfera, formar una sombrilla y subir a gran altura. La energía y características de una columna eruptiva dada dependerán de muchos factores, entre los que destacan el

contenido de gases del magma y su composición, la forma y tamaño de la boca eruptiva, y sobretodo el volumen de magma emitido (Valentine, 1997).

Los piroclastos, de acuerdo a su origen, pueden dividirse en *juveniles* (derivados directamente del magma), *accesorios* (derivados de rocas volcánicas de previas erupciones, fragmentadas) y *accidentales* (derivados de las rocas del basamento subvolcánico, y que pueden ser de cualquier composición) (Fisher y Schmincke, 1984). Estas partículas pueden ser vidrio, cristales o líticos indistintamente.

En primera instancia, los productos piroclásticos de caída pueden separarse, con base en su tamaño y proporción, en (Schmid, 1981):

Tamaño de los clastos	Nombre de la partícula	Nombre del depósito
>64 mm	Bloques o bombas	Aglomerado o brecha
2-64 mm	Lapillus	Lapilli
1/16-2 mm	Ceniza gruesa	Toba gruesa
<1/16 mm	Ceniza fina	Toba fina

El transporte inicial de los depósitos piroclásticos de caída puede ser (1) mediante trayectorias balísticas, poco afectadas por el viento (sobretudo en las partículas de mayor tamaño) y (2) en suspensión turbulenta en el interior de la porción convectiva de la columna eruptiva. La nube eruptiva es comúnmente empujada en masa lateralmente por el viento, pero las partículas individuales son suspendidas por turbulencia. En general, se puede hablar de 3 tipos de partículas en una columna eruptiva: (1) aquellas que se asientan rápidamente, que siguen trayectorias balísticas no afectadas por el viento, (2) aquellas que son suspendidas por la turbulencia en la nube convectiva pero que son demasiado pesadas como para ser suspendidas por los vientos atmosféricos, y (3) las que son lo suficientemente ligeras como para ser dispersadas por el viento de manera independiente al resto de la nube eruptiva (Rosi y Vigliargio, 1997).

Las características de los depósitos piroclásticos de caída subaéreos dependen sensiblemente del tipo de erupción de que se trate, de cambios en el estilo eruptivo durante la erupción, y con la distancia a la boca eruptiva. Sin embargo, en general presentan las siguientes características (Fisher y Schmincke, 1984):

2.3.1. Distribución y espesores.- La distribución puede ser subcircular alrededor de la boca eruptiva (erupciones pequeñas o poco explosivas) o elipsoidal o en forma de abanico (erupciones grandes y/o con fuertes vientos dominantes). En ambos casos, el espesor decrece sistemáticamente con la distancia a la boca, aunque en los abanicos puede ser asimétrico perpendicularmente al eje de dispersión. El azimuth del abanico puede variar con la distancia a la boca, y el vértice no necesariamente corresponde con la boca eruptiva.

2.3.2. Composición.- En depósitos piroclásticos de caída las composiciones ácidas a intermedias son más frecuentes que las básicas, debido a la mayor explosividad del magma original y a que suelen ser volumétricamente mayores, aunque también dependerá del ambiente geológico en que estén. La composición intermedia suele estar asociada a estratovolcanes, y la composición básica a conos de escoria y flujos de lava. La composición total de una capa se vuelve más siálica al aumentar la distancia a la boca eruptiva por diferenciación eólica (sedimentación de las partículas máficas, más pesadas, antes que las siálicas).

### 2.3.3. Estructuras.-

- Capas planas paralelas a la superficie del terreno, que cubren en forma de manto las irregularidades del terreno o se acuñan contra acantilados o irregularidades de fuerte inclinación.
- Laminaciones y capas que reflejan cambios en el suministro de material, que pueden causar cambios en la coloración de las láminas o capas.
- Cerca de la fuente, pueden presentarse lentes intercalados de distinta textura.
- La gradación puede ser normal o inversa, o combinaciones de ambas, en una sola capa, dependiendo de variaciones en el viento, la energía de la erupción, el radio de la boca eruptiva o la densidad de la columna eruptiva.
- La fábrica es comúnmente isotrópica, ya que los fragmentos elongados son escasos.
- Los planos de estratificación pueden ser nítidos, dependiendo de cambios abruptos en las condiciones eruptivas, energía y dirección del viento, o en la composición, o pueden ser indistintos, particularmente si el depósito es lento.
- Los parámetros de tamaño y clasificación de las partículas en una misma capa varían con la distancia a la fuente.

Ollier (1988) destaca la importancia de los depósitos piroclásticos como horizontes estratigráficos, puesto que cubren totalmente áreas importantes y suelen ser fácilmente identificables; además, frecuentemente descansan sobre materiales fechables (suelos).

## 2.4. Mecanismos de transporte en flujos y oleadas piroclásticas, lahares y corrientes de densidad

2.4.1. Flujos y Oleadas Piroclásticas.- Los flujos piroclásticos son nubes de gas y partículas, más pesados que el aire, que viajan sobre el suelo a velocidades que oscilan entre 10 y 300 metros por segundo, y pueden alcanzar temperaturas superiores a los 1000 °C (Fisher y Schmincke, 1984). Varían desde flujos de alta densidad que se mueven por el fondo de los valles, hasta flujos diluidos (oleada piroclástica o oleada) que se extienden como manto sobre las montañas y pueden superar barreras topográficas importantes (Fisher, 1997).

Los flujos y oleadas piroclásticas se forman por varios procesos: (1) Colapso gravitatorio de una columna eruptiva (Sparks *et al.*, 1978), (2) Desbordamiento de un magma muy rico en gases desde un cráter (Taylor, 1958), (3) Explosiones inclinadas a partir de la base de un domo (Lacroix, 1904), (4) Explosiones laterales que siguen a la despresurización causada por el colapso de parte de un edificio volcánico (Bogoyavlenskaya *et al.*, 1985; Siebert *et al.*, 1987), (5) Colapso de un domo en crecimiento (Mellors *et al.*, 1988), (6) Emisión de cenizas (Hoblitt, 1986) y (7) Colapso del frente de un derrame de lava (Rose *et al.*, 1977).

El colapso de una columna eruptiva para formar flujos piroclásticos fue postulado a partir de datos sedimentológicos en Saint Vincent, B.V.I. por Hay (1959). A partir del desarrollo de una oleada basal (*base surge*) en una explosión atómica de 1947 en el atolón de Bikini, Fisher (1966) propuso el colapso de una columna eruptiva como la causa de flujos piroclásticos. La relación entre colapso de una columna eruptiva y el origen de flujos y oleadas piroclásticas fue establecida cuantitativamente por Sparks y Wilson (1976b) y Sparks *et al.* (1978).

2.4.1.1. Transporte en flujos piroclásticos.- Las partículas en un flujo gravitatorio son soportadas por (1) turbulencia, (2) movimiento de fluido entre las partículas, (3) colisiones entre las partículas, y (4) la fuerza de la masa fluida (Middleton y Hampton, 1976). En un mismo flujo piroclástico la dinámica puede variar durante el movimiento por la separación gravitatoria de partículas, que cambia continuamente la concentración y por tanto la densidad y viscosidad del flujo. Como resultado, pueden observarse cambios en el comportamiento turbulento o laminar del flujo (Fisher, 1983), estratificación por densidad (Valentine, 1987) y separación del flujo en varios independientes, cada uno con propiedades distintas (Fisher, 1990, 1995).

Conforme un flujo piroclástico se mueve, la gravedad atrae cada partícula, lo que causa que aquellas que son más grandes y pesadas tiendan a migrar hacia abajo más rápido que las otras, a pesar de las colisiones azarosas con otras partículas que pueden empujarlas hacia arriba o abajo mientras se mueven hacia delante con el resto de la masa. Mientras las partículas más pesadas son filtradas hacia abajo, la porción superior del flujo se vuelve más diluida, y puede permanecer en un régimen turbulento y mantener partículas en suspensión, separándose de la porción inferior, que se vuelve cada vez más densa y menos turbulenta o incluso laminar. Las partículas de la base tenderán a depositarse en la superficie de agradación, depositando una capa en constante engrosamiento (Fisher y Schmincke, 1984).

Las diferencias en densidad, velocidad y régimen de flujo entre las porciones turbulenta (diluida) y laminar (densa) de un flujo piroclástico puede resultar en el desarrollo de una frontera y separación entre ellas, permitiendo que cada porción recorra caminos distintos. Este proceso ha sido observado por numerosos autores (Lacroix, 1904; Taylor, 1958; Smith, 1960; Davies *et al.*, 1978; Nairn y Self, 1978). La separación de una sola corriente inicial puede así desembocar en la formación de depósitos de flujo piroclástico y oleada piroclástica simultáneamente.

2.4.2. Lahares o Flujos de Escombros.- Un lahar es un flujo de escombros movilizado por agua, que contiene un componente significativo de materiales volcánicos (>25%) (Fisher y Schmincke, 1984). Posteriormente, Smith y Fritz (1989) proponen que el término *lahar* se restrinja al flujo de una mezcla de detritos rocosos con agua en un volcán, es decir al evento y no se refiera al depósito resultante.

Existen tres categorías de flujos de escombros en cuanto a su origen: (1) Sineruptivos, formados como resultado directo e inmediato de una erupción a través de un lago cratérico, fusión de nieve o hielo, o intensas lluvias durante o inmediatamente después de una erupción que caen sobre materiales sueltos e inestables. También pueden formarse por el drenado o transformación lateral de avalanchas de escombros (Pierson y Scott, 1985; Scott, 1988) o por oleadas piroclásticas que funden nieve o hielo (Lowe *et al.*, 1986; Major y Newhall, 1989). (2) Los flujos de escombros pueden formarse indirectamente, debido a temblores o por el rompimiento de lagos represados por productos volcánicos (Glicken *et al.*, 1989; Macías *et al.*, 2004; Capra, 2007). (3) Muchos flujos de escombros no están asociados a actividad volcánica contemporánea, y ocurren por removilización de depósitos piroclásticos por lluvias intensas o fusión de la nieve en las pendientes de un volcán en cualquier etapa de su formación y destrucción.

2.4.2.1. Flujos de Escombros como fluidos.- Los flujos de escombros son fluidos granulares de alta densidad. En concentraciones volumétricas menores de 20 a 30 % de partículas sólidas, comunes en ríos en crecida, el soporte de



las partículas en la mezcla sólidos-líquido es principalmente por turbulencia, pero por encima de esas concentraciones las interacciones entre las partículas modifican el comportamiento del flujo, con las partículas soportadas por una combinación de turbulencia y choques entre las partículas. En concentraciones mayores a 60%, el soporte de las partículas se debe esencialmente a las interacciones entre las mismas, y el fluido puede describirse como plástico (Ui, 1983; Costa, 1984). El término flujos de escombros cohesivos se usa para describir flujos de escombros saturados en agua que se mueven bajo el efecto de la gravedad, y en los que el contenido de arcillas supera el 5% del total de arena-limo-arcilla en la matriz (Scott *et al.*, 1995a).

Durante el movimiento ladera abajo en ambientes ricos en agua, los flujos de escombros pueden mezclarse con el agua y transformarse en flujos hiperconcentrados o de “avenida”, que carecen de la cohesión de los flujos de escombros originales, pero pueden transportar una gran carga de sedimentos, con los fragmentos soportados por turbulencia e interacciones entre las partículas (Pierson y Scott, 1985; Scott, 1988; Smith, 1986). Estas avenidas pueden alcanzar hasta 250 km o más río abajo, y debido a su carga pueden impactar sistemas fluviales enteros.

Durante las erupciones recientes del volcán Pinatubo, se realizaron numerosas observaciones de flujos piroclásticos y lahares activos (Arboleda y Martínez, 1995; Major *et al.*, 1995; Martínez *et al.*, 1995; Pierson *et al.*, 1995; Punongbayan *et al.*, 1995; Rodolfo *et al.*, 1995; Scott *et al.*, 1995a, 1995b; Torres *et al.*, 1995; Umbal y Rodolfo, 1995). De particular interés fue la formación de los abanicos de depósitos laháricos formados en el flanco oriental, en donde los primeros depósitos se sedimentaron en las porciones más alejadas de la planicie, y conforme el terreno se fue agradando y rellenando con el material de los sucesivos lahares, éstos depositaron sus sedimentos en porciones cada vez más proximales, de tal manera que en un abanico ya formado, los depósitos proximales más superficiales son más jóvenes que los depósitos superficiales más alejados (Scott *et al.*, 1995a). También puede darse la formación de flujos piroclásticos secundarios, por removilización de depósitos aún calientes de flujos piroclásticos primarios (Torres *et al.*, 1995).

2.5. Influencia de los procesos eruptivos en la forma del relieve resultante La composición química parece ser un factor muy importante en la formación del relieve resultante. En caso de ser una erupción efusiva, la composición tiene una influencia directa en la viscosidad y movilidad de la lava, y por tanto en el espesor y demás parámetros morfológicos del derrame resultante. En el caso de erupciones explosivas, la composición afecta el grado de explosividad y por tanto la naturaleza y volumen de los depósitos de caída asociados; sin embargo, no existen diferencias morfológicas intrínsecas entre un depósito piroclástico de caída de composición siálica o máfica, únicamente hay diferencias litológicas y de distribución. En todo caso, los depósitos piroclásticos de caída no tienen una expresión morfológica directa, ya que cubren homogéneamente en forma de manto, y únicamente suavizan el relieve.

La principal diferencia entre los depósitos piroclásticos de caída y los flujos piroclásticos es que los primeros cubren todo el relieve como un manto, mientras los segundos están emplazados de manera controlada por el relieve, ocupando los fondos de los valles, rodeando obstáculos, formando abanicos de piedemonte, etc.

Los depósitos de flujo (flujos y oleadas piroclásticas y lahares) no son fácilmente distinguibles entre sí a partir de su expresión en el relieve, puesto que en general, al ser

controlados por la gravedad, tienden a emplazarse a lo largo de los valles y a esparcirse al llegar a las zonas planas del piedemonte, presentando una morfología similar. Además, estos depósitos pueden transformarse durante el emplazamiento, de tal manera que, por ejemplo, un flujo piroclástico (proximal) puede incorporar agua para transformarse en un flujo de escombros (media), que al detenerse y drenarse puede generar depósitos de avenida (distal) río abajo, por lo que distinguirlos requirió de un trabajo de campo detallado

Fisher y Schmincke (1984) proponen una tabla para ayudar a distinguir entre los depósitos aquí estudiados y otros similares, la cual ha sido modificada con información de otros autores (Crandell y Mullineaux, 1975; Cas y Wright, 1988; Branney y Kokelaar, 1997; Belousov y Belousova, 1998; Mothes *et al.*, 1998; Ponomareva *et al.*, 1998; Schneider y Fisher, 1998; Thouret *et al.*, 1998) (Ver Tabla 1).

	<b>Flujos de Escombros</b>	<b>Piroclastos de caída</b>	<b>Flujos piroclásticos</b>	<b>Avalanchas</b>	<b>Depósitos glaciales</b>	<b>Depósitos fluviales</b>
<b>Fragmentos líticos grandes</b>	Suele contener bloques de hasta varios metros de diámetro	No suele contener bloques de varios metros de diámetro. Si existen, indican proximidad a la boca eruptiva	Puede contener bloques de hasta varios metros de diámetro, dependiendo del tipo de flujo	Contiene bloques de hasta varios metros de diámetro, con estructura de rompecabezas ( <i>jigzaw</i> )	Suele contener bloques de hasta varios metros de diámetro	Puede contener bloques de hasta varios metros de diámetro, aunque normalmente no están presentes
<b>Clasificación</b>	Pobre. Puede tener abundante material arcilloso en la matriz $\sigma$ 2 a 4	Normalmente buena $\sigma$ 1 a 2	Pobre. Material arcilloso raro o ausente $\sigma$ 2 a 4	Mala, puede tener material arcilloso en la matriz $\sigma > 4$	Pobre. Puede tener abundante material muy fino (harina de glaciador) $\sigma$ 2 a > 4	Pobre a buena. Material arcilloso escaso $\sigma$ 0 a 2
<b>Gradación</b>	Inversa, aunque puede ser normal o no presentar	Normal, puede ser inversa	No presenta, o puede ser normal o inversa	No presenta	No presenta	Comúnmente normal
<b>Estratificación y espesor</b>	Muy gruesa (hasta varios metros), con laminaciones internas vagas	Variable, puede tener laminaciones internas claras	Muy gruesa (hasta varios metros), puede tener laminaciones internas vagas	Muy gruesa (hasta varios metros), sin laminaciones internas	Muy gruesa (hasta varios metros), sin laminaciones internas	Delgada (<1 m), con estructuras de canal y laminación cruzada
<b>Composición</b>	Puede ser piroclástica o contener material epiclástico	Piroclástica, aunque puede contener líticos accidentales	Piroclástica, puede contener bombas con corteza de pan	Material 100% volcánico, principalmente accidental, escaso juvenil	Heterolitológica, con partículas de muchos orígenes	Heterolitológica, material 100% epiclástico.
<b>Forma de los fragmentos (Redondez)</b>	Partículas angulosas a subangulosas. Puede contener partículas redondeadas	Partículas angulosas, en algunos casos hasta subredondeadas	Partículas subangulosas. Si hay pómez, serán subredondeadas	Partículas angulosas a subangulosas	Partículas facetadas, subangulosas a subredondeadas. Con estriaciones	Partículas subredondeadas a bien redondeadas
<b>Material orgánico</b>	Intacto; si está carbonizado es que ha sido removido de un depósito anterior	Normalmente no presente. Si hay, puede estar carbonizado o intacto	Carbonizado	Normalmente no presente, intacto a carbonizado si hay	Intacto	Intacto si está presente
<b>Pómez</b>	Común en algunos, ausente en otros. Si está presente las partículas estarán bien redondeadas	Dependiendo de la erupción puede estar ausente o formar el 100% del depósito	Común a muy abundante. Puede no estar presente	Escasa o ausente. Si está presente las partículas son de depósitos anteriores	Ausente excepto en volcanes activos	Ausente excepto en áreas volcánicas
<b>Distribución</b>	Ocupando el fondo de los valles y esparcido en superficies planas de piedemonte. No puede rebasar obstáculos topográficos	En forma de manto cubriendo todas las superficies del terreno	Ocupa el fondo de los valles y en superficies planas de piedemonte. Puede rebasar obstáculos topográficos	Cubre extensas áreas ladera abajo del origen, se dispersa en planicies y en porciones distales sigue el fondo de valles. Puede rebasar obstáculos topográficos	Llanuras y valles. Puede cubrir en forma de manto. Morrenas con frentes pronunciados	Confinado al fondo de los valles, o formando terrazas en sus laderas
<b>Contacto inferior</b>	Normalmente es No-erosional, aunque puede ser erosional.	No-erosional	Normalmente es No-erosional, aunque puede ser erosional	Erosional	Erosional. Normalmente descansa sobre rocas estriadas	Erosional
<b>Forma del Relieve</b>	Relleno plano en los valles, abanicos de piedemonte. A veces presentan levees, que marcan el nivel máximo alcanzado. Lomas de partículas gruesas localmente abundantes	Sin expresión directa en el relieve. Adoptan el relieve preexistente, cubriéndolo en forma de manto y suavizándolo	Relleno plano a ligeramente ondulado en los valles, y abanicos de piedemonte	Son típicos los <i>hummocks</i> , colinas cónicas a redondeadas. Abanicos en la porción distal. Rellenos planos a ondulado en los valles	Colinas o morrenas en forma de media luna, perpendiculares al valle, o alargadas, paralelas al valle, y depósitos irregulares ondulado en el fondo de valles. Circos de erosión asociados	Terrazas en las laderas de valles. Meandros. Abanicos de piedemonte

**Tabla 1: Comparación entre diversos depósitos asociados a volcanes**

(Modificada de Fisher y Schmincke (1984), con información de Belousov y Belousova (1998), Branney y Kokelaar (1997), Cas y Wright (1988), Crandell y Mullineaux (1975), Mothes *et al.* (1998), Ponomareva *et al.* (1998), Schneider y Fisher (1988) y Thouret *et al.* (1998).

### 3 Relación entre procesos volcánicos y glaciales

Los glaciares afectan la evolución de los edificios volcánicos de varias maneras:

1. Erosionan el edificio volcánico, modificando las formas originales del relieve. El modelado erosivo glacial genera circos, valles en U o artesas, valles colgantes, aristas, cuernos, espolones truncos y rocas aborregadas, mientras que la acumulación de sedimentos glaciales, tanto till como depósitos fluvio-glaciales, genera morrenas como formas del relieve. Por otro lado, la actividad periglacial y fluvio-glacial genera el emplazamiento de planicies de sandur, glaciares rocosos y favorece el desarrollo de lóbulos de solifluxión.

2. Interactúan con los materiales eruptivos, modificando el comportamiento de éstos y las características de sus productos. Esta interacción puede darse de cinco maneras diferentes: a) Erosión y fusión de hielo y nieve por flujos y oleadas piroclásticas y/o flujos de escombros, b) Fusión superficial durante el emplazamiento de derrames de lava, c) Fusión de la base de un manto glacial por erupciones subglaciales y/o actividad geotermal, d) Expulsión de agua caliente durante una erupción a través de un lago cráter, y e) Depósito de materiales piroclásticos de caída. De estos mecanismos, el primero es el que más comúnmente genera flujos de escombros y avenidas importantes, e incluso origina depósitos de diamictitas de hielo, que son difícilmente identificables en el registro geológico, una vez fundido el hielo, siendo la morfología el único criterio útil.

3. Al retirarse los glaciares, los antiguos valles glaciales tienden a canalizar el emplazamiento de los productos volcánicos subsecuentes.

3.1. Formas del relieve de origen glacial y/o periglacial: Estas formas fueron reconocidas desde mediados del siglo XIX, por lo que las mejores descripciones se encuentran en los textos clásicos de geomorfología.

3.1.1. Circo: Este término se refiere a una depresión en semicírculo dominada por paredes abruptas, que se encuentran comúnmente en las cabeceras de los valles (Derruau, 1983). Funciona como cabecera del glaciar, y recolecta la nieve que cae en las laderas de las montañas que rodean al circo. La base de las paredes que limitan a un circo suele estar libre de detritos, lo que muestra que su origen no se debe a procesos normales de intemperismo. La teoría más aceptada propone que la base de las paredes del circo se fragmenta por gelifracción e hidratación de la roca, y los fragmentos resultantes son incorporados al glaciar y transportados por éste (Thornbury, 1969). Los circos suelen presentar una depresión central y estar separados del valle glacial por un hombro o umbral. Ritter (1982) considera que esto se debe a un movimiento rotacional de la masa glacial, a lo largo de planos de deslizamiento curvos. Esto fue comprobado mediante observaciones en un túnel excavado en un glaciar de circo (Grove, 1990). Los circos glaciales pueden presentar diámetros que van desde algunas decenas de metros hasta varios kilómetros, y pueden ser simples o compuestos, formados por el crecimiento acelerado de varios puntos de la cabecera, formando así varios circos asociados.

Distinguir entre un circo glacial y un escarpe de colapso puede dar lugar a interpretaciones muy diferentes respecto al origen de un depósito volcánico, como

lo prueban las diferentes interpretaciones dadas a la estructura noroeste del Citlaltépetl (Höskuldsson, 1990; Höskuldsson y Robin, 1993; Siebe *et al.*, 1993).

La base de las paredes que limitan a un circo suele estar libre de detritos, que habrán sido transportados ladera abajo por el glaciar formando morrenas basales, laterales y/o terminales. Éste es uno de los factores que pueden servir para distinguirlo de un escarpe de colapso, ya que los detritos de un colapso se encontrarían desde la base del mismo, y podrían distinguirse de las morrenas por sus características morfológicas, sedimentológicas y estratigráficas.

Los circos suelen presentar una depresión central y estar separados del valle glacial por un hombro o umbral. En un colapso, suponiendo que se realice a lo largo de superficies curvas que roten cilíndricamente, también se observará una depresión central y una porción elevada o umbral. Sin embargo, se diferenciarán porque en un circo glacial ambas formas del relieve (depresión y umbral) estarán erosionadas sobre la roca firme *in situ*, mientras que en un escarpe de colapso estarán constituidas precisamente por los restos de los bloques que rotaron y colapsaron.

Conforme crecen los circos y las artesas, las porciones elevadas pre-glaciales son consumidas por la erosión de las cabeceras de dichos circos. En un estadio avanzado de la evolución glacial de un relieve montañoso, las divisorias pueden ser casi totalmente consumidas, dejando una estrecha y afilada arista, que usualmente consiste en una serie de collados, formados por la intersección de circos en lados opuestos, y cuernos, que representan las porciones aún no erosionadas del relieve montañoso original (Thornbury, 1969). Este tipo de estructuras no se encuentran en escarpes de colapso ni en cráteres de explosiones laterales.

En una cadena montañosa homogénea, los circos se forman a alturas similares y presentan dimensiones comparables entre sí (Bachmann, 1981). Los escarpes de colapso son generalmente descritos con forma de herradura, rara vez serán compuestos, y en caso de presentarse varios escarpes de colapso asociados o cercanos, su posición no estará controlada altitudinalmente.

En conclusión, muchas de las formas del relieve de origen glacial asociadas a la formación de circos tienen formas análogas o similares a las producidas por colapsos de laderas volcánicas, lo que hace que no sea nada fácil distinguirlos. La interpretación puede dificultarse aún más si un escarpe de colapso es luego usado como cabecera de un glaciar. El mejor ejemplo en México es el gran cráter del volcán Pies, al sur del Iztaccíhuatl (Nixon, 1989). El enorme cráter generado, así como el valle de Pipinahua fueron usados respectivamente como circo y artesa de un gran glaciar, así que el gran cráter en herradura fue modelado posteriormente por un glaciar de circo, y prácticamente todas las características arriba mencionadas para distinguirlos, incluyendo morrenas, rocas aborregadas, aristas y cuernos, y hasta un umbral en roca *in situ* con estrías, están presentes.

3.1.2. Valle Glacial o Artesa: Es el resultado de la erosión por una lengua glaciar que ocupa un valle originalmente fluvial en las montañas. Se caracterizan por sus flancos abruptos y un fondo plano (Derruau, 1983). Los valles glaciales o en U presentan una sección transversal que se asemeja a una curva catenaria (Thornbury, 1969), aunque su forma puede estar influenciada por el espesor del glaciar, variaciones en la litología y estructura de las rocas que forman el lecho del glaciar, y el número de veces que un valle determinado ha sido glaciado. El piso de un valle glacial suele ser plano, por la presencia de sedimentos en su fondo (Thornbury, 1969).

El perfil longitudinal de un valle glacial presenta una serie de cubetas, o porciones sobreexcavadas, seguidas ladera abajo por una porción en contrapendiente hasta un umbral que lo separa de la siguiente cubeta. Las cubetas pueden contener lagos, mientras que los umbrales rocosos muestran los efectos de una intensa abrasión y superficies pulimentadas. Un cambio brusco de pendiente inicia el escarpe que desciende hacia la cubeta inferior (Ritter, 1982). Se han planteado muchas explicaciones para este tipo de perfil, incluyendo variaciones en la estructura y litología, irregularidades en la forma del valle fluvial original, y mayor erosión en la confluencia de varios glaciares. Sin embargo, Nye y Martin (1967) consideran que no se requieren condiciones especiales, y que dicho perfil es resultado de la orientación normal de los planos de deslizamiento observados durante el flujo de un glaciar. Lewis (1997) observó que la forma de los umbrales (estriados y pulidos ladera arriba, escarpados ladera abajo) es similar al de las rocas aborregadas, y debe tener un origen similar.

En contraste con los valles de origen fluvial, en los valles glaciales los tributarios se unen al valle principal de forma discordante, ya que aunque la superficie del glaciar tributario se encuentra concordante con la superficie del glaciar principal, éste transporta más masa y excava su artesa a mayor profundidad (Ritter, 1982). En general, los valles glaciales o artesas son más rectilíneos que los valles fluviales originales. El glaciar se adapta a la forma del valle original, pero la erosión glacial tiende a enderezar su curso por abrasión de los espolones y crestas en las paredes del valle (Thornbury, 1969), cortándolos.

3.1.3. Rocas aborregadas, estriaciones y otras formas menores: La erosión glacial se lleva a cabo principalmente por abrasión realizada por las partículas transportadas por el hielo al rascar contra el lecho del glaciar, y por arrancamiento (*plucking*) de fragmentos mayores, auxiliado por la gelifracción. La eficiencia de estos procesos depende del carácter y concentración de los materiales arrastrados por el glaciar, y de las propiedades de las rocas del lecho. La abrasión también es influenciada por la naturaleza de la topografía subglacial, y la velocidad y dirección de flujo (Ritter, 1982).

La abrasión genera una serie de formas menores del relieve, como estriaciones lineales, marcas en forma de media luna y grietas curvadas, cuyo carácter muestra la relación entre el tamaño y composición de las partículas abrasivas y la resistencia de la roca subyacente. Las partículas finas generan un pulimento de la roca, y conforme aumenta el tamaño de las partículas transportadas, es mayor la profundidad de las estriaciones. Esto puede incluir surcos de varios metros de ancho (Harris, 1943).

Las rocas aborregadas son una forma del relieve muy conspicua en regiones afectadas por las glaciaciones. Se trata de afloramientos rocosos con un relieve positivo, que se caracterizan por presentar una ladera de poca inclinación, pulida y estriada, orientada hacia arriba, y una ladera abrupta y rugosa, debida a arrancamiento, orientada hacia abajo. Su desarrollo puede estar asociado a variaciones en el fracturamiento de la roca o simplemente a la morfología del afloramiento, y son comunes en los umbrales entre las cubetas de un valle glacial (Flint, 1971).

3.1.4. Morrenas: El término se refiere a una forma positiva del relieve, de origen deposicional, cuya forma es independiente de la topografía subyacente, construida de till depositado directamente por ablación del hielo del glaciar, y que puede presentar lentes de depósitos fluvio-glaciales (Ritter, 1982). Una definición morfológica precisa no es posible, ya que las morrenas pueden tomar muchas formas y tener

dimensiones muy variadas, pero en general las morrenas frontales o terminales (situadas en el frente de un glaciar) suelen consistir en crestas alargadas más o menos redondeadas de detritos, situadas en el fondo de la artesa y en dirección perpendicular a ésta. Lateralmente pasan transicionalmente a morrenas laterales (situadas en los márgenes del glaciar) que consisten en crestas alargadas, frecuentemente más agudas que la morrena frontal, y desarrolladas en las laderas del valle glacial en forma paralela a ésta. Las morrenas recesionales se forman por altos temporales o pequeños avances de un glaciar en retroceso. La morrena de fondo es un manto de detritos liberados desde la base del glaciar, y no presentan una morfología distintiva. Las morrenas centrales, formadas por la unión de morrenas laterales en la confluencia de dos glaciares, no se distinguen de la morrena de fondo cuando el glaciar se retira, puesto que son superficiales (Ritter, 1982).

Los glaciares generan depósitos sedimentarios sumamente diversos, puesto que se forman en medios que contienen cantidades muy variables de agua, el depósito ocurre por debajo, por encima o en el interior del glaciar, en sus márgenes, en cuerpos de agua adyacentes, o en ambientes fluviales más o menos alejados del cuerpo principal; además, los ambientes de depósito cambian constantemente de ubicación, puesto que los glaciares mismos no están fijos en su posición, y el glaciar puede estar activo, en avance o retroceso, o estático a través del tiempo. Por ello es importante distinguir entre las características sedimentológicas de un depósito determinado y la morfología resultante. Los términos que se refieren a formas del relieve (e.g. Morrenas) no deben implicar la presencia de un tipo u otro de sedimento (Flint, 1971). Los sedimentos glaciares son de dos tipos: Till, que consiste en detritos sin clasificación (diamictita), que contienen partículas angulosas y facetadas, comúnmente estriadas y con fracturas microscópicas (Krinsley y Donahue, 1968), y depósitos fluvio-glaciares, que al ser transportados por agua líquida, adquieren una clasificación y estratificación que no se observa en un till normal. El agua para el transporte se origina por la fusión del glaciar, y puede escurrir sobre éste, en su interior, en su base, y en su frente o márgenes. La estratigrafía puede ser extraordinariamente compleja, ya que el medio de depósito cambia con el movimiento del glaciar, y los depósitos suelen estar en parte soportados por el mismo hielo, y al fundirse éste, el sedimento se deforma (Flint, 1971).

3.1.5. Glaciares Rocosos: Acumulaciones de bloques angulosos, con cabeceras en circos glaciares o laderas muy inclinadas y que presentan forma de lóbulos y lenguas, similares a las de un glaciar. La presencia de ojivas transversales y levees longitudinales evidencian el movimiento en masa de la acumulación de bloques (Ritter, 1982). Este movimiento se debe a la presencia de hielo en forma de un cemento intersticial o como grandes masas de hielo con una armadura externa de bloques. Un glaciar rocoso puede representar los restos de un glaciar con un extenso manto morrénico, o una morrena removilizada, pero son escasos los casos en que puede comprobarse un origen puramente periglacial, sin la presencia de un glaciar verdadero como precursor (Lowe y Walker, 1984). Los glaciares rocosos son comunes en el Téyotl, un volcán de la Sierra Nevada situado al norte del Popocatepetl (Vázquez-Selem, 1997).

3.1.6. Lóbulos de Soliflucción: La soliflucción no es un proceso periglacial exclusivamente, ya que puede generarse en otros ambientes. Sin embargo, la presencia de una capa de suelo permanentemente congelado (permafrost), que impide la infiltración del agua de deshielo, permite que el suelo superior se sature en

agua y pueda fluir fácilmente, lo que genera la formación de grandes lóbulos de soliflucción que pueden ser muy frecuentes en regiones periglaciales, especialmente en regiones montañosas donde la inclinación del terreno favorece el proceso (Benedict, 1970).

### 3.2. Influencia del relieve glacial en el emplazamiento de productos volcánicos

Tanto en el Pico de Orizaba (Siebe *et al.*, 1993) como en el Mount Hood (Cameron y Pringle, 1986; Crandell, 1980) y en el Mount Rainier (Crandell, 1971; Scott, 1988; Scott *et al.*, 1995a; Vallance y Scott, 1997) se ha observado que los circos y artesas glaciales canalizan el emplazamiento de los flujos y derrames volcánicos, generando abanicos de piedemonte de flujos de escombros en las terminaciones de los valles glaciales. Varios de los abanicos de piedemonte del Iztaccíhuatl y Popocatépetl pueden haberse originado de esta forma, en particular los abanicos de Amecameca y Ozumba, situados respectivamente en la desembocadura de las barrancas de Nexpayantla y de Nexaltitlan, así como el Abanico de Calpan y los flujos y flujos de escombros de la barranca La Espinera.

Por otro lado, Lescinsky y Sisson (1998) consideran que la presencia de glaciares en el Mount Rainier influyó en el emplazamiento de derrames de lava en las crestas divisorias entre dos valles glaciales totalmente cubiertos por el hielo, de tal manera que al desaparecer el hielo quedaron situados en aristas, en lugar de en el fondo de la artesa glacial.

### 3.3. Interacción de los materiales eruptivos con nieve y hielo

El material eruptivo, al ser emitido desde un volcán cubierto de nieve y/o glaciares, puede perturbarlos e interactuar con ellos, modificando sus características y comportamiento. Major y Newhall (1989) realizaron un análisis global de erupciones históricas, y mencionan 5 procesos en los que se puede dar esta interacción:

3.3.1. Erosión y fusión del hielo y la nieve por flujos y oleadas piroclásticas: Este proceso ha sido observado recientemente durante las erupciones de los volcanes St. Helens en 1980 (Lipman y Mullineaux, 1981; Waitt, 1989 y Waitt *et al.*, 1983), Nevado del Ruiz en 1985 (Pierson *et al.*, 1990; Naranjo *et al.*, 1986), Redoubt en 1989-90 (Dorava y Meyer, 1994; Gardner *et al.*, 1994; Trabant *et al.*, 1994; Waitt *et al.*, 1994), y Mount Spurr en 1992 (Meyer y Trabant, 1995; Miller *et al.*, 1995; Nye *et al.*, 1995; Waitt, 1995 y Waitt *et al.*, 1995). Se pudo comprobar que los flujos y oleadas piroclásticas son los eventos volcánicos que más comúnmente generan lahares y avenidas, con caudales que pueden superar los  $10^5$  m<sup>3</sup>/s. En ocasiones se generan diamictitas de hielo y otros depósitos mixtos, pero al fundirse la nieve y el hielo que contienen pierden su individualidad y es difícil separarlos de depósitos de flujos de escombros y flujos piroclásticos secos. El agua de fusión les otorga mayor movilidad, por lo que la morfología aplanada del depósito y su gran alcance pueden ser las únicas evidencias de su origen. El proceso ha sido modelado por Pierson y Janda (1994) y Pierson (1995).

En algunas de las erupciones más recientes del Popocatépetl se observaron lahares muy pequeños que recorrieron parcialmente la barranca La Espinera, deteniéndose poco antes de alcanzar Santiago Xalitzintla (Capra *et al.*, 2004).



3.3.2. Fusión superficial durante el emplazamiento de derrames de lava: Este proceso ha sido observado durante las erupciones de los volcanes Llaima en 1979 (Moreno *et al.*, 1981) y Villarrica en 1984 (Gonzales-Ferran, 1984, 1985), en Chile. En ambos casos pudo observarse que los derrames que escurrieron sobre nieve o hielo no pudieron fundirlo a velocidades suficientes para formar lahares o avenidas, ya que la formación de una costra sólida en la base del derrame aisló a la lava de la nieve; incluso se ha encontrado nieve y hielo intacto por debajo de derrames de lava en enfriamiento, por ejemplo en el Etna en 1755 (Romano y Sturiale, 1982). Sin embargo, en las erupciones más recientes del volcán Villarrica (Gardeweg, *com.pers.*) se han observado en varias ocasiones lahares generados por fusión del glaciar por debajo de derrames de lava extensos y bastante fluidos.

3.3.3. Fusión de la base de un manto glaciar por erupciones subglaciales y/o actividad geotermal: Este proceso es frecuente en los dos grandes glaciares de Islandia (Myrdalsjökull y Vatnajökull) por las erupciones de los volcanes subglaciales Katla y Grímsvötn (Major y Newhall, 1989). Höskuldsson y Sparks (1997) analizan la termodinámica y la dinámica de fluidos asociada a erupciones efusivas subglaciales, y concluyen que cuando la eficiencia del intercambio de calor es elevada (erupciones de gasto moderado) se acumulan cantidades apreciables de agua subglacial que pueden generar, al ser liberadas bruscamente, los jökulhlaups (grandes avenidas de agua) y kötluhlaups (grandes lahares) con caudales impresionantes ( $10^5$  -  $10^6$  m<sup>3</sup>/s). Sin embargo, en erupciones de gasto elevado el manto glacial tiende a romperse y el agua a escapar antes de generar depósitos de agua subglacial importantes.

En el interior de la cavidad formada por fusión del hielo se emplaza lava almohadillada y hyaloclastitas. Una vez que se ha fundido suficiente hielo para permitirlo, la erupción se vuelve explosiva, generando piroclastos que rellenan la cavidad. Al acumularse suficiente material para sobresalir del nivel del agua, la erupción se vuelve efusiva, emitiendo lavas tipo pahoehoe o A'a. El resultado final es una montaña *tabletop* (Kjartansson, 1966), con una estratigrafía característica (lava almohadillada-tefra-lava subaérea) y una morfología típica de mesa plana limitada por escarpes abruptos, resultado de su emplazamiento en el interior y en contacto con una masa glacial. El proceso es ilustrado por Ollier (1988).

3.3.4. Expulsión de agua caliente durante una erupción a través de un lago-cráter: Los únicos casos mencionados por Major y Newhall (1989) ocurrieron en el volcán Ruapehu en Nueva Zelanda durante las erupciones de 1969 y 1975. Explosiones freatomagmáticas expulsaron desde el lago-cráter alrededor de  $5 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup> de agua a 35° - 45° C, que cayó en todos los flancos del volcán, generando erosión y fusión del hielo y la nieve que lo cubrían. El material erosionado se mezcló con el agua, produciendo flujos de escombros e inundaciones en los valles al oeste, norte y este del volcán.

3.3.5. Depósito de tefras de caída: Las caídas de tefra durante la erupción del volcán St. Helens no generaron lahares, pero alteraron el ritmo de ablación de la nieve, de tal manera que donde la cubierta de ceniza era menor a 3 mm la ablación era mucho mayor, pero por encima de dicho espesor la ceniza inhibe la fusión,

reduciendo la ablación notablemente (Driedger, 1981). Durante la erupción del Nevado del Ruiz, Colombia, en 1985 (Naranjo *et al.*, 1986), parte de la fusión del casquete de hielo parece haberse ocasionado por la caída de tefras calientes sobre el mismo, aunque la mayor parte de la fusión fue llevada a cabo por los flujos piroclásticos subsiguientes. Por otro lado, en varias de las erupciones recientes del Popocatepetl se han emitido fragmentos incandescentes del domo que han caído sobre la superficie del glaciar, generando una fusión puntual y el hundimiento del clasto en el hielo, de tal manera que en superficie sólo se observan hoyos subcirculares de hasta algunos metros de diámetro y profundidad. Sin embargo, el total de agua fundida siempre ha sido mínimo, y no se han generado lahares o avenidas importantes ladera abajo por este proceso (Capra *et al.*, 2004).

3.3.6. Flujos de Escombros Cohesivos: Adicionalmente a los procesos mencionados por Major y Newhall (1989), se ha visto que los glaciares juegan un papel importante en la generación de lahares cohesivos con alto contenido de arcillas, que son flujos de escombros saturados en agua que se mueven bajo el efecto de la gravedad, y en los que el contenido de arcillas supera el 5% del total de arena-limo-arcilla en la matriz (Scott *et al.*, 1995a). Su elevado contenido de arcillas les da una elevada viscosidad, resultando en un depósito de gran extensión y de morfología esencialmente plana, aunque puede presentar montículos tipo *hummocks* si es de gran volumen.

Se han observado flujos de escombros cohesivos generados por interacción de materiales eruptivos con nieve y/o hielo durante las erupciones del Nevado del Ruiz en 1985 (Pierson *et al.*, 1990; Naranjo *et al.*, 1986) y el volcán Spurr en 1992 (Meyer y Trabant, 1995; Miller *et al.*, 1995; Nye *et al.*, 1995 y Waitt, 1995). Sin embargo, las dimensiones de estos depósitos han sido más bien pequeñas. En el Cotopaxi, Mothes *et al.* (1998) consideran que un flujo de cenizas debe haber interactuado turbulentamente con el casquete glacial que debía cubrir al volcán, generando un enorme flujo de escombros cohesivo que se emplazó rellenando el valle del río Chillós. Sin embargo, para explicar el origen de grandes depósitos laháricos cohesivos prehistóricos en el Mount Rainier (Crandell, 1971; Vallance y Scott, 1997; Scott, 1988; Scott *et al.*, 1995a), Mount Hood (Crandell, 1980; Cameron y Pringle, 1986, 1987), St. Helens (Crandell, 1988), Citlaltépetl (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993) y Nevado de Toluca (Capra y Macías, 2000), se ha considerado que los flujos de escombros cohesivos se originan principalmente por colapso (no asociado a actividad eruptiva) de porciones del edificio volcánico cuyas rocas han sido alteradas y debilitadas hidrotermalmente, y la transformación de esa avalancha de escombros en un flujo de escombros cohesivo por la presencia de gran cantidad de agua intersticial y de minerales arcillosos producto de la alteración hidrotermal; además las arcillas favorecen la retención de agua.

Para el caso específico del depósito Tetelzingo en el Citlaltépetl, Carrasco-Núñez *et al.* (1993) analizaron los posibles orígenes del agua en el flujo de escombros, y concluyeron que la mayor parte del agua debió de encontrarse en los poros de las rocas, ya que al no haber actividad eruptiva, suponen que las rocas involucradas en el colapso no estaban calientes y por tanto no habrían fundido la nieve y hielo del casquete glacial que cubría al volcán.

Carrasco-Núñez *et al.* (1993) consideran que el principal papel de los glaciares en el emplazamiento de flujos de escombros cohesivos estriba en su influencia en la

alteración hidrotermal del edificio volcánico. Analizando los casos de volcanes en la sierra de las Cascades en el noroeste de EUA, encuentran una correlación positiva entre la presencia y extensión de los glaciares y el grado de alteración hidrotermal del edificio volcánico, así como con el número y extensión de los depósitos de flujos de escombros cohesivos alrededor del volcán. Estos autores consideran que hay dos posibles razones por las que la alteración hidrotermal es más común en volcanes cubiertos por glaciares:

En primer lugar, la erosión glaciar, al ser más efectiva que otros procesos para cortar profundamente al volcán, puede exhumar en superficie porciones potencialmente más alteradas del edificio volcánico. En segundo lugar, la presencia del hielo puede acelerar el proceso de alteración, ya que el glaciar funciona como un reservorio que alimenta de agua lentamente al sistema hidrotermal, facilitando el proceso de lixiviación de sulfatos y ácidos (Frank, 1983; Crowley y Zimbelman, 1997). Excepto en regiones polares, la base de los glaciares puede fundirse por presión, y la fusión se verá acelerada si existe emisión de gases calientes del interior del volcán; en cambio, en volcanes no glaciados situados en regiones de clima árido o semiárido, el agua para alimentar el sistema hidrotermal será sumamente escasa, y como resultado las rocas alteradas también serán raras. En volcanes situados en regiones tropicales húmedas no será la falta de agua el factor dominante, pero como se precipitarán grandes volúmenes de agua en poco tiempo, los ácidos para la lixiviación serán diluidos y por tanto la alteración química será menor que en un volcán cubierto de glaciares que lentamente aportan agua al sistema (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993).

En el volcán St. Helens en 1980, el colapso fue inmediatamente seguido por actividad magmática explosiva. Sin embargo, el depósito del colapso incluyó grandes cantidades de hielo de los glaciares que había en el flanco colapsado (Lipman y Mullineaux, 1981; Waitt, 1989 y Waitt *et al.*, 1983). Cinco horas después de emplazada la avalancha se inició, por removilización de las partes con abundante matriz, un flujo de escombros cohesivo con un volumen de  $10^8 \text{ m}^3$ , resultado del drenado del agua contenida en las rocas que forman el depósito, que incluía además un volumen considerable de hielo, puesto que casi todo el flanco norte presentaba glaciares de dimensiones importantes (Halliday y Halliday, 1991; Capra, 2000).

Capra (2000) y Capra y Macías (2000) encontraron en el Nevado de Toluca dos depósitos sucesivos de flujos de escombros cohesivos. Aunque la porción proximal del primero (Flujo Pilcaya) ha sido cubierta por depósitos más recientes y no aflora, consideran que se debe haber formado por colapso de un edificio volcánico alterado hidrotermalmente y que debe haber estado cubierto por glaciares. Sin embargo, consideran que el segundo depósito (Flujo El Mogote), también de tipo cohesivo, debe haberse formado en un periodo de horas o días después del emplazamiento del primero, por removilización del material debido a intensas lluvias y/o al agua existente en las cuencas de drenaje afectadas. No se considera la posibilidad de que el agua necesaria para removilizar los depósitos se hubiera generado por la fusión de fragmentos de hielo procedentes de los glaciares, incorporados en el colapso como ocurrió en el St Helens, ya que en éste último la actividad magmática asociada a la erupción contribuyó a la fusión del hielo, y en el caso del Nevado de Toluca no hubo actividad magmática, y el edificio volcánico estaba "frío". También Lozano-Velazquez y Carrasco-Núñez (1997) encuentran en el sector suroeste del Popocatepetl evidencias de la removilización del material de una avalancha de escombros para generar lahares

posteriormente.

En los volcanes de Colima se han generado avalanchas y flujos de escombros cohesivos. Capra (2000) encuentra que el mayor de los lahares cohesivos se originó por removilización del material de una avalancha procedente del Nevado que había bloqueado un cauce fluvial generando una represa natural que, al ser rebosada, falló y liberó grandes volúmenes de agua, los cuales removilizaron los escombros de la avalancha y erosionaron los suelos y flancos de los barrancos por los que se emplazaron, sin necesidad de involucrar posibles glaciares pleistocénicos.

Capra *et al.*, (2002) realizaron una revisión de todos los casos conocidos de avalanchas y flujos de escombros generados por colapsos de edificios volcánicos en el Eje Neovolcánico Transmexicano. Encontraron que los colapsos asociados a actividad magmática generaron avalanchas de escombros de extensión limitada (Popocatepetl, Jocotitlán y Colima), mientras que los colapsos ocurridos en volcanes cubiertos de glaciares y que presentan (o presentaron) una alteración hidrotermal considerable, generaron flujos de escombros cohesivos de gran movilidad y alcance (Citlaltépetl y Nevado de Toluca) (Capra, 2006).

En conclusión, un glaciar puede influir en la generación y emplazamiento de flujos de escombros cohesivos de varias maneras:

- a) El material eruptivo generado en erupciones explosivas puede interactuar con la nieve y el hielo de un glaciar, modificando el comportamiento de los flujos resultantes y las características de sus productos, generando flujos de escombros destructivos.
- b) Erosionan el edificio volcánico, modificando las formas originales del relieve. El modelado erosivo glacial genera circos y valles en U o artesas, excavados en las rocas que constituyen el volcán, exhumando porciones profundas del edificio volcánico que pueden estar más alteradas que las porciones superficiales (ver c).
- c) La presencia de casquetes glaciares favorece la alteración hidrotermal del edificio volcánico, generando grandes volúmenes de material arcilloso que puede estar saturado en agua. Estas condiciones favorecen el colapso gravitacional del edificio volcánico, y la transformación del flujo de escombros producto del colapso en un flujo de escombros cohesivo por la presencia de abundante arcilla y agua intersticial.
- d) El colapso de un edificio volcánico puede incorporar grandes volúmenes de hielo si un glaciar cubría las laderas involucradas en el colapso. La fusión de este hielo, una vez emplazado el flujo de escombros original, puede aportar la suficiente agua para removilizar parte de los escombros, en particular las zonas con abundante matriz, generando también flujos de escombros cohesivos.
- e) Los flujos de escombros cohesivos no son exclusivos de volcanes glaciados, y se pueden generar a partir de otras circunstancias especiales de aporte de agua (e.g. rebosamiento de lagos represados por el material producto de una avalancha de escombros).

## 4 Análisis Morfoestratigráfico

### 4.1. Edad de las glaciaciones en México

Actualmente sólo existen glaciares en los tres volcanes más altos de México: Citlaltépetl (5,675 m), Popocatépetl (5,452 m) e Iztaccíhuatl (5,286 m) (Lorenzo, 1964) pero se han reconocido trazas de anteriores glaciaciones en 10 montañas del Eje Neovolcánico. La primera secuencia glacial completa fue propuesta para el lado occidental del Iztaccíhuatl (White, 1956, 1962a, 1962b) y correlacionada con otras secuencias glaciales identificadas posteriormente en el Ajusco y Popocatépetl (White, 1981; White y Valastro, 1984; White *et al.*, 1990). Una secuencia y cronología independientes fueron propuestas por Heine (1984 a y b, 1988, 1994) para el volcán La Malinche y otros volcanes, incluyendo al Iztaccíhuatl. Algunas fechas de  $^{14}\text{C}$  se han usado para sustentar las asignaciones de fechas para las distintas glaciaciones de estos autores (ver Tabla 2), pero no pueden ser consideradas concluyentes, en vista de las discrepancias entre las dos cronologías existentes. Vázquez-Selem (1989, 1991, 1997) realizó un estudio de las glaciaciones en el volcán Téyotl, en el que comprobó que la glaciación Tonicoxco debe tener > 80,000 años, puesto que sus morrenas fueron cubiertas por las lavas del Téyotl, fechado por Nixon (1989), y la glaciación Diamantes es anterior a 14,500 a.P., ya que está cubierta por la tefra Pómez con Andesita (PWA) de Mooser (1967). Más recientemente, Vázquez-Selem (2001) publicó fechamientos mediante el isótopo cosmogénico  $^{36}\text{Cl}$  de 5 avances glaciales. Sus resultados representan la cronología glacial más detallada existente para México, y permite establecer correlaciones confiables y el uso de formas glaciales como horizontes cronoestratigráficos, al menos en la Sierra Nevada y porciones aledañas (ver Tabla 2).

Glaciación (White, 1962b)	Depósito (White, 1962b)	Edad (White, 1987)	Edad (Heine, 1988)	Edad (Vázquez- Selem, 1997)	Edad (Vázquez- Selem, 2001; Vázquez-Selem y Heine, 2004)
Neoglacial tardía	morrenas recesionales	300 a 100 a.P.			
Neoglacial temprana	morrenas recesionales	1,850 a 950 a.P.		<b>T 3</b> recesional	
<b>Ayolotepito</b>	morrenas <b>Ayoloco</b>	5,000 a 3,000 a.P.	<b>M V</b> "Neoglacial"	<b>T 3</b>	<b>Ayoloco</b> < 1000 a.P.
<b>Alcalican</b>	morrenas <b>Milpulco</b>	10,000 a 16,000 a.P.	<b>M IV, M III-3</b> < 8,000 a.P.	<b>T 2</b> Cubierta por la Ceniza Negra.	<b>Milpulco 2</b> 8,400 a 7,400 a.P. <b>Milpulco 1</b> 12,000 a 10,000 a.P.
<b>Diamantes</b>	morrenas <b>Hueyatlaco</b>	20,000 a 32,000 a.P.	<b>M III-1 y M III-2</b> 9,000 a 10,000 a.P.	<b>T 1</b> Cubierta por la tefra PWA (> 14,500 a.P.)	<b>Hueyatlaco 2</b> 17,000 a 14,000 a.P. <b>Hueyatlaco 1</b> 20,000 a 17,500 a.P.
<b>Tonicoxco</b>	morrenas <b>Nexcoalango</b>	198,000 a 132,000 a.P.	<b>M II</b> ±12,100 a.P.	Cubiertas por volcán Teyotl (>80,000 a.P.)	<b>Nexcoalango</b> +196,000 a.P.
<b>San Rafael</b>	Depósitos morrénicos o diamictitas.	> 302,000 a.P.	<b>M I</b> 21,000 a 39,000 a.P.		

Tabla 2: Glaciaciones en la Sierra Nevada.

## 4.2. Glaciaciones en el Popocatépetl

La edad de los fenómenos glaciales que afectaron la Sierra Nevada indica una necesaria interdigitación con algunos de los productos de la evolución del Popocatépetl. El trabajo de fechamiento de los distintos avances glaciales, realizado mediante el isótopo cosmogénico  $^{36}\text{Cl}$  por Vázquez-Selem (2001) y Vázquez-Selem y Heine (2004) permite el uso de las formas glaciales como horizontes cronoestratigráficos precisos. El reconocimiento detallado de las formas glaciales del Pleistoceno tardío y Holoceno en el Popocatépetl está aún por realizarse y su relación con eventos eruptivos puede ser una aportación para el conocimiento de la estratigrafía volcánica y la evolución del relieve en la Sierra Nevada, así como ayudar a explicar la gran extensión y la morfología de algunos de los productos eruptivos de dicha cadena volcánica. En este trabajo únicamente se identificaron algunos de los rasgos glaciales más notorios (Figura 3), con el afán de correlacionarlos con las unidades morfoestratigráficas propuestas, y utilizarlos como marcadores cronoestratigráficos, así como identificar algunos de los depósitos que pudieran haberse generado por interacción de los productos volcánicos con nieve y/o hielo.

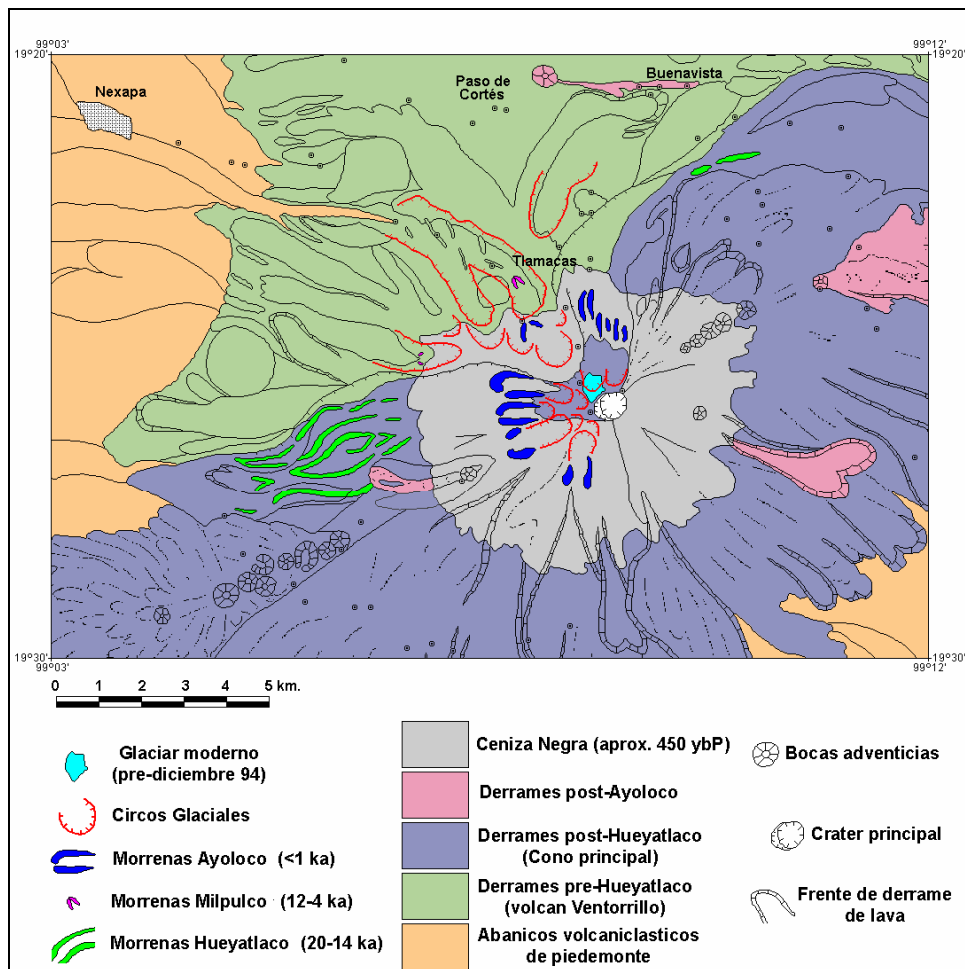


Figura 3: Mapa de las formas glaciales encontradas en el Popocatépetl.

De acuerdo con la clasificación geomorfológica de los glaciares propuesta por Pedraza (1995), los dos glaciares presentes en el Popocatepetl, hasta antes de su destrucción durante el actual periodo eruptivo, podían clasificarse como del tipo De Ladera, puesto que su zona de captación, recorrido y descarga están poco labrados en profundidad y se localizan sobre zonas de gran desnivel. El hecho de que estos dos glaciares comparten la misma cuenca de captación podría hacer pensar que se trata de una Montera, aunque no presentan una forma de cúpula ni tienen suficientes dimensiones para serlo (Delgado y Brugman, 1995). Los glaciares actuales son los restos, muy disminuidos, de los formados durante la glaciación Ayolotepito. En el circo norte del Pico del Ventorrillo, es decir, en la cabecera de la Barranca de Nexpayantla, se formó un glaciar De Circo durante la glaciación Ayolotepito, pero actualmente ha desaparecido. Se pueden reconocer huellas de las glaciaciones Tonicoxco y Diamantes, y en ambas, los glaciares formados debieron ser De Valle o Alpinos, puesto que ocupaban los fondos de valles bien definidos.

4.2.1. Formas glaciales.- La terminología usada para los distintos avances glaciales y depósitos morrénicos es la propuesta por White para la ladera occidental del Iztaccíhuatl (White, 1962 a y b), y las edades de estos avances son las determinadas por Vázquez-Selem (2001) (Tabla 2, pag. 35).

a) Glaciación Tonicoxco.- En el flanco oeste del Iztaccíhuatl, White (1962a, 1962b) identificó una serie de profundos valles en U, de origen glacial, denominados Cañada Cosa Mala, El Negro, Chopanac, Milpulco y Alcalican, que consideró excavados durante la glaciación Nexcoalango. En la ladera oriental del mismo volcán se pueden distinguir las barrancas, de morfología y origen similar, de Tlatzala y Pipinahuac; la cabecera de esta última en el cráter del volcán Pies (Nixon, 1989).

En el área cartografiada se pudieron identificar dos barrancas de morfología y rango altitudinal similar, cortando las laderas formadas por los derrames Ventorrillo y/o Nexpayantla, en el sector noroccidental del Popocatepetl. Son las barrancas Hueyatlaco y Nexpayantla. Esta última tiene su cabecera en el circo norte del Ventorrillo, y su fondo está cortado por una garganta excavada por el arroyo post-glacial que surca esta barranca. Ambas barrancas presentan una sección transversal en U (modificada en la barranca Nexpayantla por la formación de la garganta interna) de hasta 1 km de ancho y 200 a 300 metros de profundidad, y sus cabeceras están situadas en circos glaciales. Los domos que cortan a los derrames Nexpayantla también están afectados por la excavación de estos valles glaciales, y sus laderas presentan morfología de circos. En las laderas de la barranca se encuentran espolones, formados por derrames de lava individuales y diques, que fueron truncados por el glaciar (Figura 4).

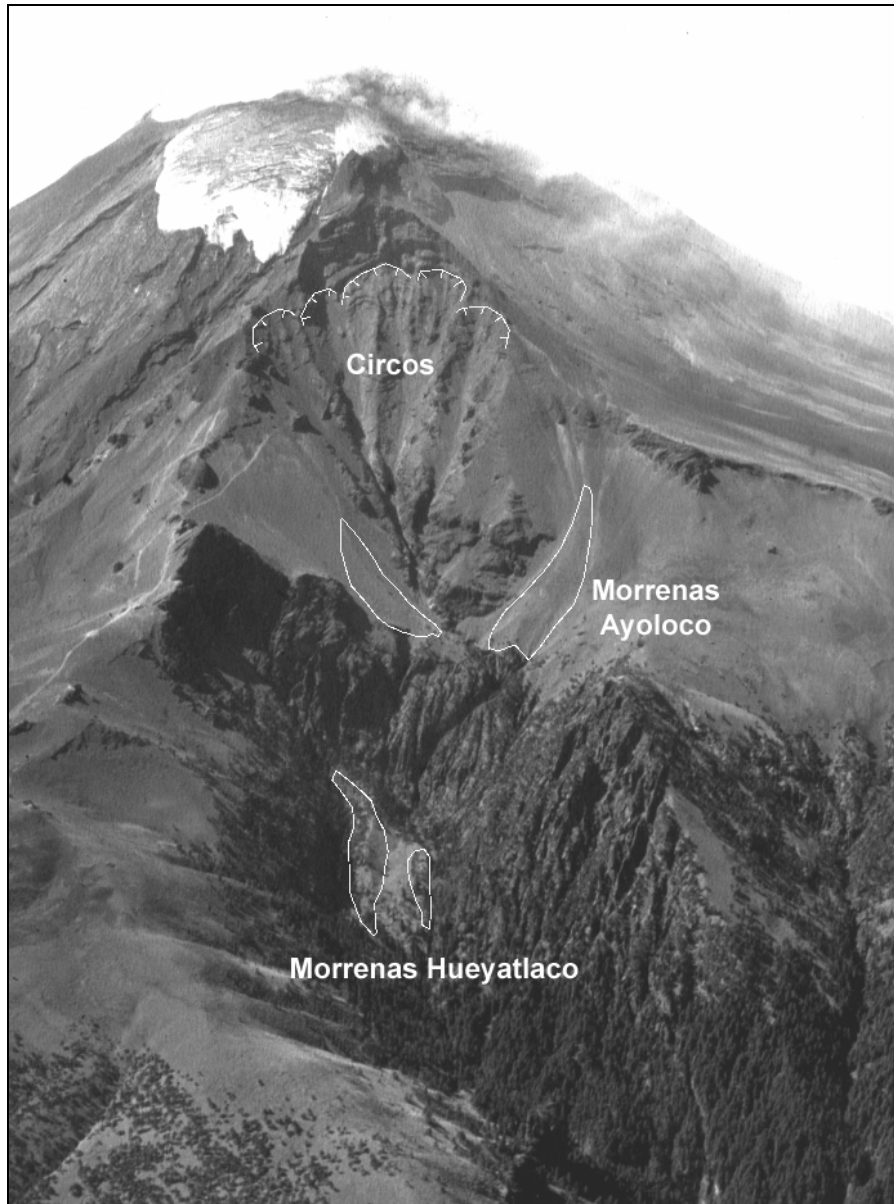


**Figura 4: Foto aérea oblicua hacia el noroeste de la Barranca de Nexpayantla. Las peñas de la ladera derecha son diques que cortan a los derrames Nexpayantla y están cubiertos por los derrames Ventorrillo. Se aprecian también los domos Yolochochitl y Cerro Nexpayantla.**

**(Foto Sussane Straub).**

Desde los trabajos de Friedlander (1922), Weitzberg (1922), Camacho (1925) y Murillo (1939) se discute si el enorme anfiteatro que forma la pared norte del Ventorrillo y la cabecera de la barranca de Nexpayantla es un circo glaciar o un cráter de explosión. Aun cuando en la base de la pared norte del Ventorrillo hay abundantes detritos, éstos son producto de la gelifracción y otros procesos denudativos actuales, y no son producto de actividad eruptiva alguna. El umbral al pie del circo del Ventorrillo está erosionado en roca firme y se han observado estriaciones en afloramientos desde 4,300 a 4,100 msnm. Además está cortado por la primera garganta del arroyo de Nexpayantla. Todos estos indicios apuntan a que se trata de un circo (Figura 5).



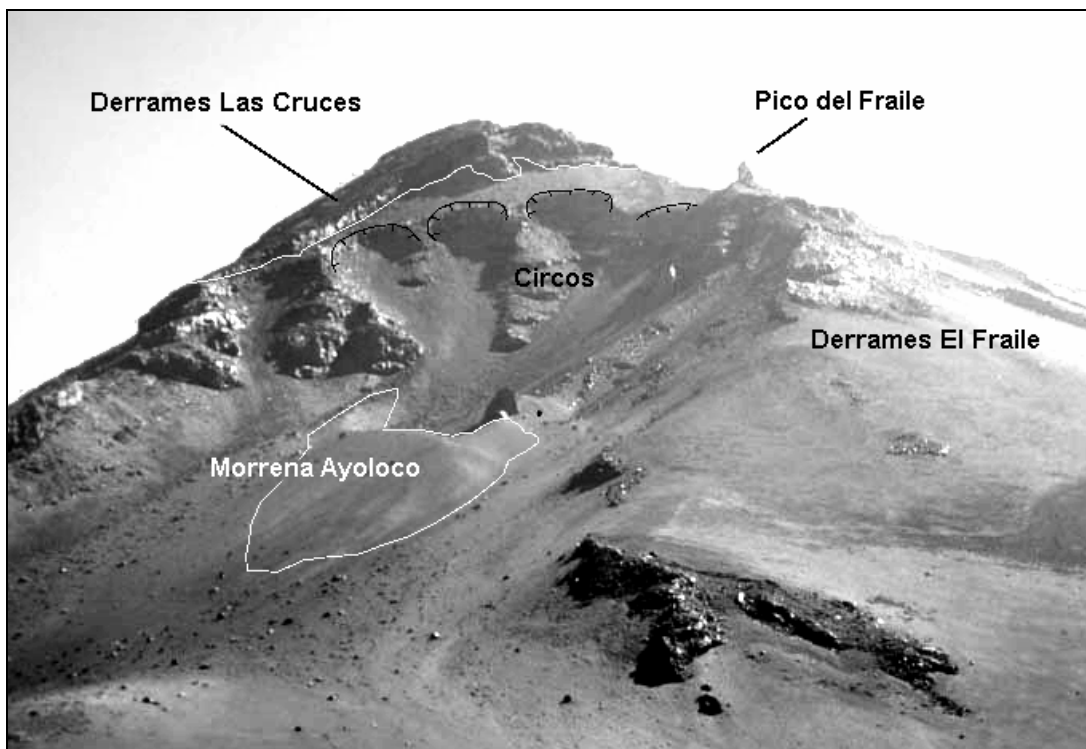


**Figura 5: Circos glaciales y morrenas en el flanco norte del Ventorrillo, cabecera de la Barranca de Nexpayantla.**

b) Glaciación Diamantes.- Una serie de crestas delgadas y muy largas, situadas en el fondo de los valles al sur del Cerro Tlalpizatépetl, han sido interpretadas como morrenas laterales y frontales de una serie de lenguas glaciares que habrían descendido del flanco norte y noroeste del Popocatepetl y que pueden correlacionarse, por la similitud en morfología, con las morrenas Hueyatlaco que White (1962a, 1962b) identificó en el volcán Iztaccíhuatl a altitudes similares. Sin embargo, en el área de estudio, estos depósitos están cubiertos y obscurecidos por materiales laháricos y piroclásticos más recientes, que casi no se encuentran en las morrenas equivalentes del Iztaccíhuatl. La ausencia de buenos caminos en este sector del volcán, y la actividad reciente han impedido un reconocimiento en el campo de estos depósitos, por lo que su identificación genética es tentativa y está basada únicamente en la fotointerpretación.

Las morrenas Hueyatenco cubren a los derrames El Fraile, y en el Iztaccíhuatl se identificaron dos avances, uno de ellos anterior y el otro posterior al depósito de las pómez B&N y PWA. Depósitos de similar morfología, pero menos extensos, se encuentran en el fondo de la Barranca Nexpayantla a la altura de Cruz de Coyotes, formando dos pequeñas morrenas terminales. White (1981) también encontró depósitos morrénicos similares, cubiertos por flujos de escombros y otros depósitos más recientes, en la Barranca La Espinera al noreste del cono moderno.

Los circos glaciales que cortan a los derrames El Fraile y Ventorrillo en la zona somital se consideran erosionados durante esta glaciación, aunque sin duda fueron modelados también durante las subsiguientes, incluyendo la Ayoloco, excavando circos menores en sus paredes más bajas. Se trata de anfiteatros de hasta más de 400 metros de diámetro, de forma subcircular (Figura 6). Las afiladas aristas del Ventorrillo pueden haberse originado en parte por erosión glacial, y el denominado por los montañistas Pico del Fraile, en la ladera suroeste del cono principal, es un resto de un derrame de lava erosionado en forma de cuerno y situado en la divisoria entre dos de los circos que afectan esta porción del volcán.



**Figura 6: Circo Oeste del Popocatépetl, con el Pico del Fraile en la cresta derecha y una morrena Ayoloco al pie del circo. Se aprecia también el contacto discordante entre los derrames El Fraile y Las Cruces**

**c) Glaciación Alcalican.-** En las laderas más elevadas, rodeando la base del cono principal, se distinguen en las fotos aéreas unas pequeñas crestas alargadas de menos de 10 metros de altura, casi completamente sepultadas por los depósitos de la Ceniza Negra. Crestas similares en cuanto a tamaño y altitud fueron identificadas por White (1962a, 1962b) como morrenas Milpulco. Su pequeño tamaño hizo muy difícil su reconocimiento en campo. Están cubiertas por las pómez P-2 y P-1 y la Ceniza Negra, y sobreyacen a los derrames El Fraile y Las Cruces.

d) Glaciación Ayolotepito.- En los flancos norte y oeste del Popocatepetl, así como en el fondo del circo al norte del Ventorrillo, se observan unas crestas notorias de unos 20 a 40 metros de alto, sepultadas por la Ceniza Negra (Figura 7). Su morfología, especialmente clara en las del flanco oeste, sugiere que dichas crestas corresponden a morrenas que podrían correlacionarse con las grandes morrenas denominadas Ayoloco por White (1962a, 1962b) en el Iztaccíhuatl. Habrían sido modeladas durante el máximo avance de los glaciares actuales, que hoy están en franco retroceso. Se han observado rocas aborregadas y estriaciones tanto en la cabecera de la Barranca La Espinera, al pie de los glaciares actuales (a 4,500-4,600 msnm), como a lo largo de la misma barranca, desde los 4,100 hasta los 3,900 msnm.



**Figura 7: Morrenas Ayoloco en la base de la cara norte del cono.**

4.2.2. Abanicos de Piedemonte.- En el Popocatepetl, varios de los abanicos de materiales piroclásticos que forman el piedemonte del volcán pudieran contener depósitos originados por la interacción de materiales eruptivos con nieve y/o hielo, como lo sugiere su morfología aplanada, su gran alcance y su composición. Sin embargo, no se han encontrado evidencias inequívocas para apoyar esta hipótesis. Los depósitos de las avalanchas Tlayecac Inferior y Mayorazgo pudieran en realidad tratarse de flujos de escombros cohesivos, aunque para confirmarlo debieran hacerse análisis granulométricos para verificar su aparentemente alto contenido de arcilla. Aun cuando ninguno de los avances glaciales identificados por Vázquez-Selem (2001) coincide en edad con estas avalanchas, es posible que el volcán estuviera cubierto por glaciares algo menores a los del avance Diamantes cuando ocurrieron, lo que explicaría la forma de estos depósitos. De igual manera, la morfología del flujo piroclástico Arbolitos de Navidad, en los Abanicos Amecameca-Ozumba, indica la presencia de abundante agua, quizás asociada a los glaciares del último avance Alcalican.

## 4.2. Tefracronología del Popocatépetl

Trabajos previos han descrito la actividad eruptiva del volcán Popocatépetl con base en levantamientos de secciones estratigráficas apoyadas en numerosos fechamientos. Debido a la importancia de fechar las unidades morfoestratigráficas se realizó un análisis detallado de las secuencias fechadas, con el objeto de reconocerlas en el campo, para correlacionarlas con las secciones estratigráficas levantadas.

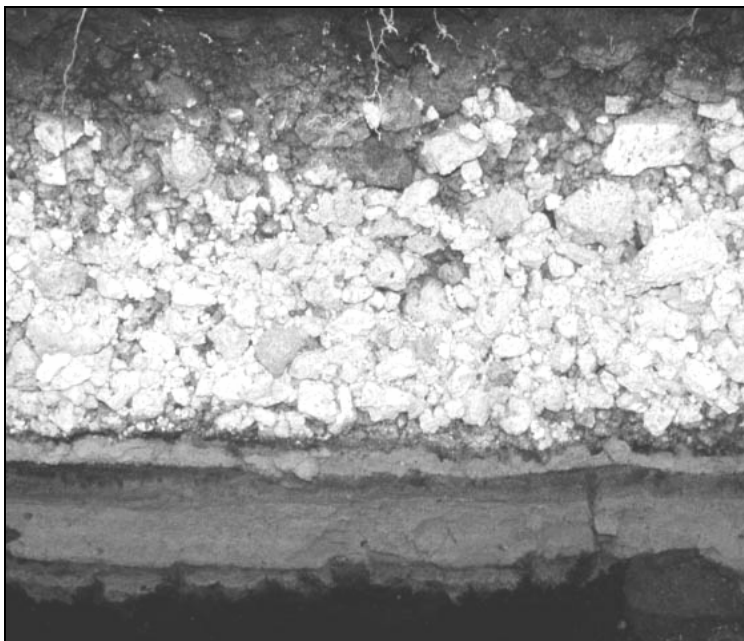
En la Tabla 3 (página 44) se enlistan las edades de los depósitos asociados a las erupciones plinianas más recientes, que han sido estudiados por Siebe *et al.* (1996), Plunket y Uruñuela (1998) y Panfil *et al.* (1999), aunque llegaron a conclusiones distintas en cuanto a la edad de dichas erupciones, en particular la pómez P-2. También se incluye en dicha tabla una correlación de las unidades identificadas en el campo durante este trabajo con las edades publicadas por éstos y otros autores.

La más reciente unidad identificable es la Ceniza Negra, que cubre toda la porción somital del volcán de forma muy conspicua (Figura 8), y que según Heine y Heide-Weise (1973) se depositó hacia 450 años a.P. Consiste de ceniza y lapilli fino de color gris oscuro a negro.



**Figura 8:** La Ceniza Negra cubre las laderas altas del volcán con varios metros de espesor, formando un manto que oscurece la morfología de las rocas subyacentes.

De las unidades fechadas en la Tabla 3, la más importante desde el punto de vista cronoestratigráfico es la aquí denominada pómez P-1, que consiste en 4 depósitos de pómez. El primero (P-1A) es una pómez de caída que consiste en lapilli de pómez fibrosas, muy vesiculares, de color amarillo crema a casi blancas, en clastos angulares, de 1 a 8 cm, disminuyendo con la distancia al cráter, y presenta 5% a <10% de líticos afaníticos a porfídicos grises, densos, angulosos, con cristales de plagioclasas, desde tamaño cenizas hasta 6 cm, aunque en zonas proximales alcanzan hasta 18 cm. Según Siebe *et al.* (1996, 1997) su eje de dispersión es esencialmente hacia el noreste. En la base presenta hasta 3 oleadas de ceniza fina a muy fina, negra, gris o crema, de hasta 1 cm de espesor cada una, con laminación convoluta. (Figura 9).



**Figura 9: Detalle de la pómez de caída P-1A, blanca y con <10% de líticos grises, y las oleadas de ceniza gris y crema que la subyacen.**

El segundo (P-1B) consiste en lapilli de pómez de caída, fibrosas, muy vesiculares, amarilla clara a blanca en clastos angulares de <0.5 hasta > 8cm, predominando los clastos de 5 a 7 cm. Presenta < 10% de líticos grises, porfídicos, con cristales de plagioclasa, de hasta 5 cm. Según Siebe *et al.* (1996, 1997) su eje de dispersión es hacia el este noreste. Presenta una a tres oleadas de ceniza muy fina, gris oscuro a crema, < 1 cm de espesor, con laminación recta a convoluta, en la base.

La pómez (P-1C) consiste en lapilli de pómez de caída, en partículas fibrosas, muy vesiculares, angulares, blanca amarillenta a crema clara, de hasta 15 cm en zonas proximales, aunque en general variando entre 2 y 10 cm. Contiene de 5 a 10% de líticos angulares afaníticos a porfídicos grises, con cristales de plagioclasa, y una o dos oleadas de ceniza fina, café a negra, < 1 cm de espesor, en la base., Según Siebe *et al.* (1996, 1997), su eje de dispersión está esencialmente dirigido al este.

Estas capas están separadas por una serie de depósitos de oleadas piroclásticas en forma de láminas finas de ceniza con estratificación cruzada y hasta convoluta, y en la zona de la Barranca La Espinera y hasta Santiago Xalitziñtla por algunos depósitos de flujos de escombros compuestos de líticos y/o de escorias y flujos piroclásticos.

Unidad	(Siebe <i>et al.</i> , 1996) (años a.P.)	Unidad	(Plunket y Uruñuela, 1998) (años a.P.)	Unidad	(Panfil <i>et al.</i> , 1999) (años a.P.)	Otros trabajos (años a.P.)*	Unidades para este trabajo
Ceniza Negra						450 (A)	<b>Ceniza Negra</b>
						450 a 800 (B)	Flujos de Cenizas
UCPPF3							<b>P-1 A</b>
Flujos de Cenizas	915±55 1,150±85			Flujos piroclásticos	1,190±70		
Oleadas	1,030±65					880±80 (A)	Oleadas
UCPPF2	1,128 (C)	Pómez Blanca 2		Pómez IIA3		1,128 (C)	<b>P-1 B</b>
Oleadas	855±55	Oleadas	1,275±70 1,290±80	Oleadas		965±60 (A)	Oleadas
Flujos de Pómez	1,255±45 1,265±55					1,000±60 (B)	Flujos de Cenizas
UCPPF1	1,235±50	Pómez Blanca 1		Pómez IIA2			<b>P-1 C</b>
Oleadas	1,130±50 1,165±60	Oleadas		Oleadas			Oleadas
				Lacustre San Nicolás (superior)	1,210±60		<b>Lacustre Yancuitlalpan (superior)</b>
Flujo de escombros	1,160±175			Flujo de escombros 3			Flujo de escombros
Flujos de Cenizas	1,275±60			Flujo de escombros 2		1,220±60 (B) 1,230±90 (B)	Flujos de Cenizas 1,580±80
Suelo reabajado	1,255±60 1,310±60 1,495±75 1,540±55 1,790±65			Flujo de escombros 1			Flujos de Escoria
ICPF		Pómez Crema		Pómez IIA1			<b>P-1D</b>
				Oleadas			Oleadas
		Fase Cultural Nealtican		Fase Cultural Nealtican	1,370±70 1,380±80		
Flujos de Cenizas	1,695±100 1,825±175 2,330±195 2,470±70 2,515±70 2,750±75 2,750±135			Secuencia Lacustre San Nicolás (inferior)	2,250±60		Flujos de Cenizas <b>Secuencia Lacustre Yancuitlalpan (inferior)</b>
LCPFF		Pómez Ocre		Pómez IA1			<b>P-2</b>
		Fase Cultural Tetimpa Tardío	1,800±60 1,910±60 1,930±80 1,940±60 2,070±80 2,150±80	Fase Cultural Tetimpa Tardío	1,930±80 2,070±80 2,150±80		
Suelo reabajado	2,165±65	Ceniza (suelo)					
		Fase Cultural Tetimpa Temprano	2,230±80 2,270±80 2,290±80 2,610±60	Fase Cultural Tetimpa Temprano	2,230±80 2,270±80		

\*(A) Heine y Heide-Weise, 1973, (B) Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1988, (C) Zielinski *et al.*, 1994

**Tabla 3: Correlación de las unidades tefrocronológicas más jóvenes.**

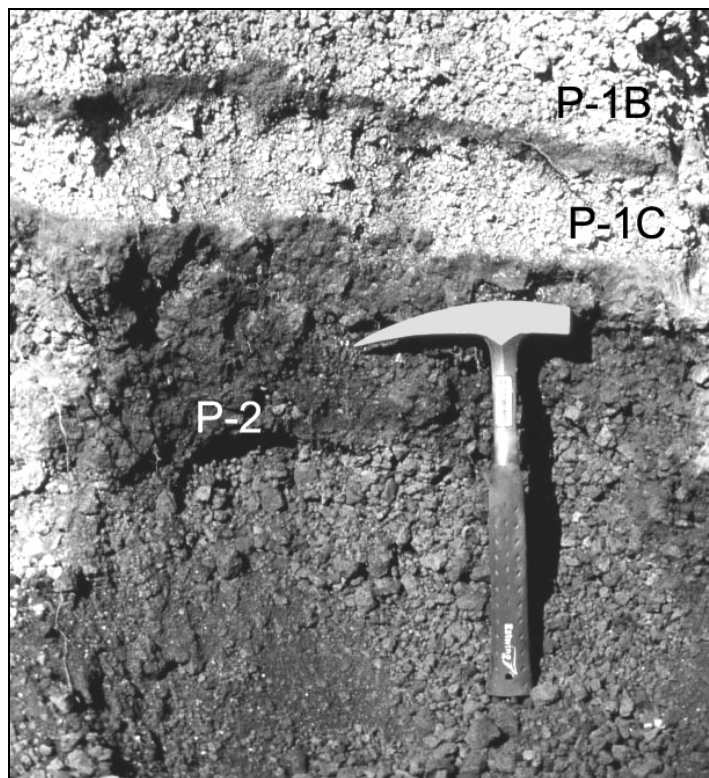
La edad de estas tres erupciones, a partir de la correlación establecida (Tabla 3) varía entre 1,165±60 y 855±55 años a.P., aunque la parte más importante de la erupción ocurrió hacia 1,128 años a.P. según Siebe *et al.* (1996), por correlación con el record de sulfatos de núcleos de hielo del manto glaciario de Groenlandia (Zielinski *et al.*, 1994).

Esta secuencia sobreyace a varios flujos de ceniza, uno de ellos fechado durante este trabajo en  $1,580 \pm 80$ , y a otro depósito de lapilli de pómez fibrosa, muy vesicular, de caída, color café crema a rosáceo (P-1 D), en partículas de 3 a 15 cm en las zonas proximales con oleadas de ceniza muy fina, gris oscuro, en la base, y cuya edad es de entre  $1,290 \pm 80$  y  $1,275 \pm 70$ , es decir, antecede a la parte principal de la pómez P-1 por unos 100 años, y cubre restos prehispánicos en San Nicolás de los Ranchos (Seele, 1973; Plunket y Uruñuela, 1988) (Figura 10).



**Figura 10: Surcos agrícolas prehispánicos en las cercanías de San Nicolás de los Ranchos, cubiertos por las Pómez 2, 1D y 1C.**

La siguiente unidad de valor cronoestratigráfico en la Tabla 3, por estar ampliamente distribuida y ser fácil de reconocer, es la aquí denominada pómez P-2, un depósito de pómez de caída, naranja, vesicular, en clastos angulares, de <1 cm a 10 cm en las zonas proximales, con 15 a 20% de fragmentos líticos angulosos, porfídicos con cristales de plagioclasas en una matriz afanítica gris, y algunos fragmentos de carbón, sobretodo en la base (Figura 11). Su edad se presta a confusión, como se muestra en la Tabla 3, debido a que la edad obtenida por Siebe *et al.* (1996) para una serie de flujos piroclásticos que sobreyacen a dicho depósito ( $2,750 \pm 135$  a  $2,330 \pm 195$  años a.P.) es mayor que las edades obtenidas por Plunket y Uruñuela (1998) para el material cultural Tetimpa Tardío subyacente ( $2,150 \pm 80$  a  $1,800 \pm 60$  años a.P.). Los fechamientos aportados por Panfil *et al.* (1999) no resuelven el problema, puesto que la edad obtenida para la base de su Secuencia Lacustre San Nicolás, debida al emplazamiento del derrame Nealtican que a su vez sobreyace a la pómez P-2, es de  $2,250 \pm 60$  años a.P., es decir, anterior a las fechas de los mismos autores para los materiales culturales que subyacen a la misma pómez P-2 ( $1,930 \pm 80$  a  $2,150 \pm 80$  años a.P.).



**Figura 11: Detalle de la pómez P-2 (tras el martillo) subyaciendo a las pómez P-1C y P-1B**

Considerando que las fechas de Plunket y Uruñuela (1998) y Panfil *et al.* (1999) para el material cultural Tetimpa Tardío se concentran hacia los 1,900 años a.P. (Tabla 3), a que no existen problemas por la identificación de la posición estratigráfica correcta de los elementos culturales fechados, y a que las edades obtenidas corresponden también con la correlación establecida de tipos de cerámica en otros sitios arqueológicos, se considera que la erupción y depósito de la pómez P-2 debe haber ocurrido hace menos de 1,900 años a.P. y no de 2,100 años a.P. como sugieren Siebe *et al.* (1996) y Panfil *et al.* (1999).

Los fechamientos de Plunket y Uruñuela (1998) y de Panfil *et al.* (1999) para los materiales culturales sugieren un hiatus en la ocupación humana del área hacia los 2,100 años a.P., que coincide con el “suelo retrabajado” de Siebe *et al.* (1996) y con una “ceniza alterada” que separa los materiales culturales Tetimpa Temprano y Tardío de Plunket y Uruñuela (1988), así que pudiera haber habido otra erupción que coincidiera con esa edad y explicara la discrepancia en las edades propuestas por los distintos autores.

La Tabla 4 incluye las edades de los depósitos más antiguos. Aunque existen varios flujos de cenizas fechadas ligeramente más jóvenes, incluyendo dos fechados durante éste trabajo, el primer depósito de esta tabla con valor cronoestratigráfico es la aquí denominada pómez P-3, un depósito de pómez de caída, vesicular, color café claro a naranja amarillento, en clastos angulosos, de 4 a 8 cm, con ceniza fina y 15% de líticos angulosos afaníticos grises, en partículas de 1 a 3 cm, con un grueso depósito de cenizas finas en la base, que por su estratificación cruzada a convoluta corresponde a una serie de oleadas, y cuya edad fue determinada por Heine y Heide-Weise (1973) en  $4,805 \pm 60$ , y por Siebe *et al.* (1996) en  $4,965 \pm 65$  años a.P.



Unidad	Descripción	Edad (años a.P.)	Autor(es)
	Flujos piroclásticos en la Barranca Seca, entre Paso de Cortés y Xalitzintla	3,840 $\pm$ 70 a 4,320 $\pm$ 70	Robin, 1984 Robin y Boudal, 1987 Boudal y Robin, 1988
	Flujos de cenizas	4,370 $\pm$ 60 a 4,780 $\pm$ 65	Siebe <i>et al.</i> 1996
	Flujo piroclástico en San Pedro Benito Juárez	4,650 $\pm$ 100	Martin del Pozzo <i>et al.</i> , 1997a, Este trabajo
	Flujo Arbolitos de Navidad	4,500 $\pm$ 100	Este trabajo
P-3 (Upper Pre-Ceramic)	Un depósito de pómez de caída, color naranja a café, con oleadas en la base	4,805 $\pm$ 60	Heine y Heide-Weise, 1973
		4,965 $\pm$ 65	Siebe <i>et al.</i> 1996
	Flujos de cenizas	4,810 $\pm$ 90 a 5,145 $\pm$ 75	Siebe <i>et al.</i> 1996
	Flujos piroclásticos en la Barranca Seca, entre Paso de Cortés y Xalitzintla	4,980 $\pm$ 50	Robin, 1984 Robin y Boudal, 1987 Boudal y Robin, 1988
P-4	Depósito de pómez de caída, en lentes, color naranja, con oleadas, en la Barranca Seca	9,640 $\pm$ 440	Robin, 1984 Robin y Boudal, 1987 Boudal y Robin, 1988
Pómez con Andesita (PWA) (Pómez Tutti-Frutti)	Tres depósitos de pómez con abundantes fragmentos de andesita y otros líticos	12,900 $\pm$ 40 a 14,430 $\pm$ 190	Mooser, 1957, 1967 Mooser <i>et al.</i> , 1958 Lorenzo y Mirambell, 1986
Pómez Blanca y Negra (Pómez Gris)	Depósito de capas milimétricas intercaladas de lapilli blanco de pómez y lapilli gris a negro de fragmentos líticos andesíticos.	Siempre subyace, sin discordancia, a la Pómez con Andesita.	Siebe <i>et al.</i> , 1999 Este trabajo
P-7	Depósito de pómez de caída, en lentes, color amarillo a naranja, con abundantes líticos.		Este trabajo
P-8	Cuatro depósitos de pómez de caída, color blanco amarillento, separadas por oleadas de ceniza negra fina.		Este trabajo
P-9	Tres secuencias de pómez de caída, color amarillo a naranja, separadas por oleadas de ceniza café a gris, muy fina, y/o por depósitos finos de flujos piroclásticos.		Este trabajo
P-10	Pómez blanca, con partículas subredondeadas, con oleada de ceniza café amarillenta, laminada.		Este trabajo
F. Tetela	Flujo piroclástico café claro, muy fino, con pómez dispersas	22,875 $\pm$ 915/-820	Siebe <i>et al.</i> 1995a
Pómez Tochimilco (Pliniana)	Pómez en capas, separadas por láminas de líticos oxidados. Cada capa está gradada	22,000 a 23,655	Siebe <i>et al.</i> 1995a
Av. Tlayecac Superior	Depósito de avalancha con grandes líticos "jigzaw"	22,000 a 23,655	Siebe <i>et al.</i> 1995a
	paleosuelo	23,445 $\pm$ 210	Siebe <i>et al.</i> 1995a
Derrames Ventorrillo	Derrames de lava andesítico-dacíticos.	< 730,000	Carrasco-Núñez <i>et al.</i> 1986
Derrames Amacuilécatl	Derrames de lava andesítico-dacíticos.	270,000 a 410,000	Nixon, 1989

**Tabla 4: Correlación de las unidades tefrocronológicas más antiguas.**

El depósito aquí denominado pómez P-4, que consiste en lentes discontinuos de lapilli fino de pómez color naranja a blanca brillante, con 15 a 20% de líticos grises, afaníticos a porfídicos con cristales de plagioclasas en una matriz gris oscura, y con depósitos delgados de oleadas en la base, fue fechado por Robin (1984), Robin y Boudal (1987) y Boudal y Robin (1988) en 9,640 $\pm$ 440 años a.P.

De mayor importancia por su amplia distribución es la Pómez con Andesita (PWA, por sus siglas en Inglés), definida por Mooser en la cuenca de México (Mooser, 1957, 1967; Mooser *et al.*, 1958) y fechada en  $14,430 \pm 190$  a  $12,900 \pm 40$ . Posteriormente, Siebe y colaboradores se han referido informalmente a esta unidad como la "Tuttifrutti" (Siebe *et al.*, 1995a, 1995b, 1997, 1999).

Esta unidad consiste en hasta tres capas distintas de pómez fibrosa, vesicular, amarilla, de caída, en partículas de 1 a 15 cm, con muy abundantes fragmentos líticos andesíticos que pueden llegar a medir hasta  $>1$  m de diámetro y a constituir 40 a  $>50$  % del volumen total del depósito. Incluye también fragmentos de esquistos verdes y granodioritas procedentes del basamento. Cuando se encuentran las tres capas, la de en medio suele presentarse parcial a totalmente retrabajada, con las pómez redondeadas y suele tener un tono rojizo a violeta. No en todos los afloramientos se pueden ver las tres capas. La secuencia completa puede medir  $>1$  m de espesor en las regiones proximales.

En casi todos los afloramientos, la Pómez con Andesita sobreyace a una secuencia que consiste en una intercalación de capas centimétricas a milimétricas de lapilli blanco de pómez y lapilli gris a negro de fragmentos líticos afaníticos, con algunos intervalos de ceniza fina blanca o gris. La secuencia, de hasta  $>1$  m de espesor total en las zonas proximales, es fácilmente reconocible, y en este trabajo se denominó Pómez Blanca y Negra (P B&N). Posiblemente la PWA y la P B&N representan un solo periodo eruptivo (Figuras 12a y 12b).

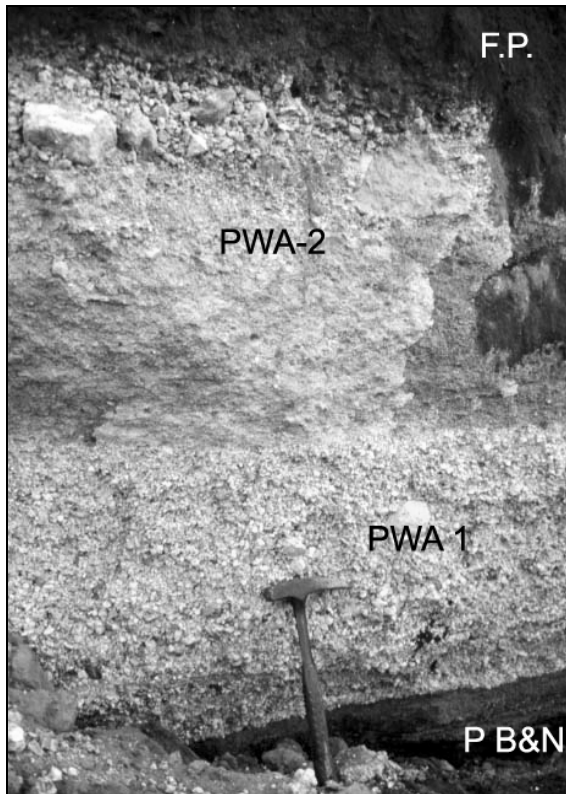


Figura 12a: Detalle de la PWA, en dos capas, cubierta por un flujo de cenizas. En la esquina inferior derecha se ve la parte superior de la P B&N.

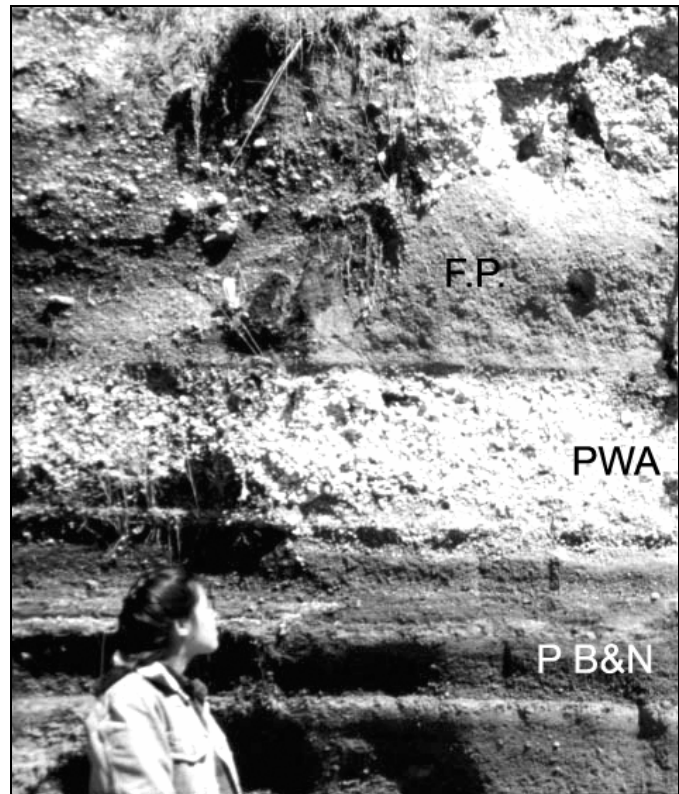
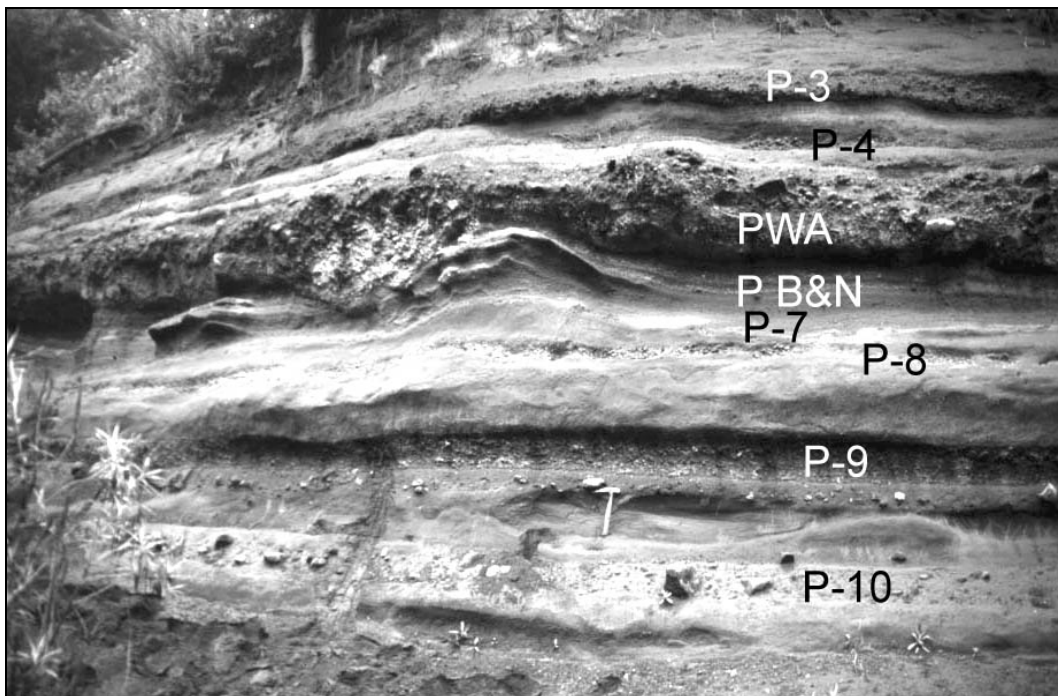


Figura 12b: Detalle de las pómez PWA (la capa más clara) y P B&N (a la altura de la persona). La secuencia está cubierta por flujos piroclásticos.

En el flanco suroeste del cono principal, formando parte de la cubierta piroclástica de los derrames El Fraile, se identificaron varias otras tefras con potencial cronoestratigráfico, que deberán ser fechadas en el futuro y que fueron denominadas pómez P-7, P-8, P-9 y P-10. Subyacen a las Pómez con Andesita y Blanco y Negro, y sobreyacen a los derrames El Fraile (Figura 13).

La pómez P-7 es un depósito de pómez de caída, vesicular, en lentes, color amarillo a naranja, en clastos angulares de 2 a 5 cm, > 30% de líticos, sobretodo en la base. La pómez P-8 consiste en una secuencia de cuatro depósitos de pómez muy vesicular, de caída, color blanco amarillento, en clastos angulares de 1 a 3 cm, de espesores variables, separadas por oleadas de ceniza negra fina. Es la más fácilmente identificable de estas unidades no fechadas, y guarda cierta similitud con la secuencia de la pómez P-1.

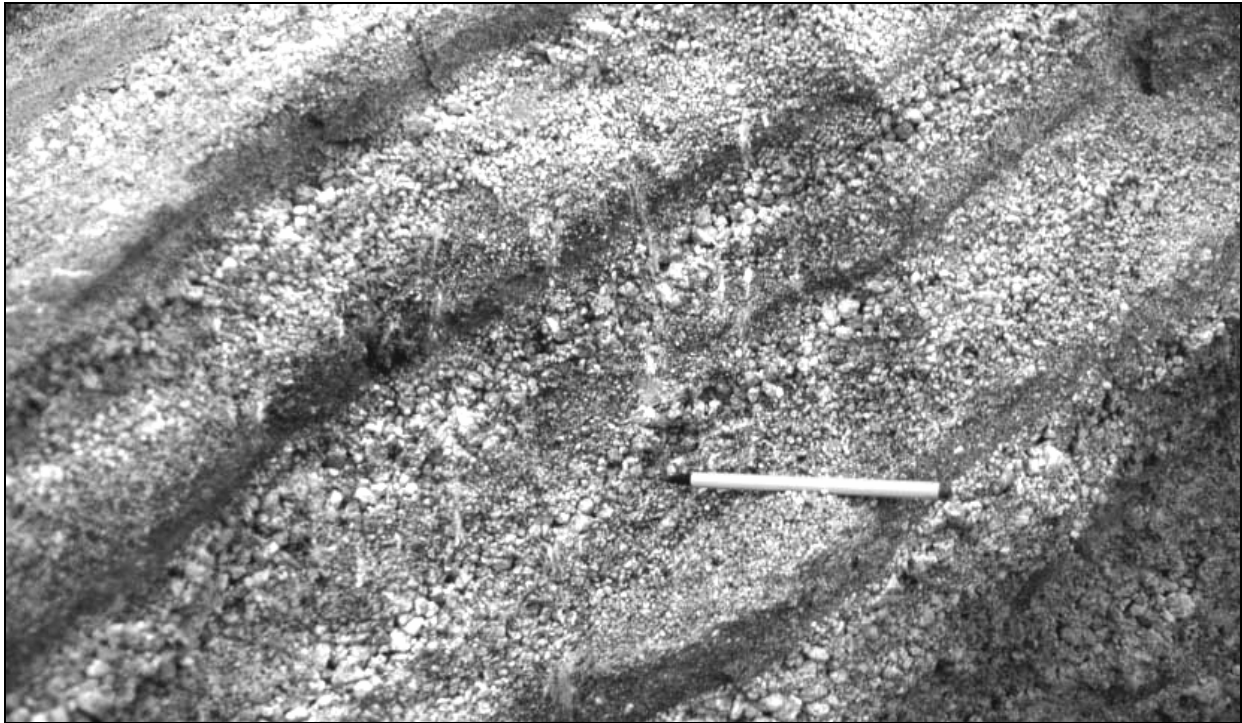
La pómez P-9 consiste en tres secuencias de pómez de caída, poco vesicular, color amarillo a naranja, con <10% de líticos afaníticos gris oscuro, y separadas por oleadas de ceniza café a gris, muy fina, y/o por depósitos finos de flujos piroclásticos, mientras que la denominada pómez P-10 es blanca, con partículas subredondeadas, de hasta 17 cm, casi sin líticos, y sobreyace directamente a un oleada de ceniza café amarillenta, laminada.



**Figura 13: Sección PO-69 de la cubierta piroclástica en el sector suroeste del volcán, mostrando algunos de los depósitos de pómez más antiguos del sector.**

También de importancia cronoestratigráfica, especialmente en el sector sur y sureste del volcán, es la aquí denominada pómez Tochimilco, fechada por Siebe *et al.* (1995a) en entre 23,655 y 22,000 años a.P. Consiste en una serie de capas de 2 a 10 cm de espesor en zonas proximales, de pómez fibrosa de caída, color blanco a amarillo claro, con clastos angulosos de 2 a 5 cm, con cristales visibles de plagioclasas y de piroxenos. Cada capa presenta gradación inversa, y están separadas por láminas muy finas de ceniza gris de líticos, que al intemperismo marcan laminaciones de un

conspicuo color rojizo que la hace fácilmente identificable, y que en zonas proximales pueden llegar a ser capas de líticas grises, afaníticas, de 1 a 5 cm, con gradación normal. (Figura 14).



**Figura 14: Detalle de la pómez Tochimilco, en la que se observan las capas de pómez con gradación inversa, separadas por laminaciones rojizas causadas por líticos oxidados muy finos.**

Con este análisis, se identificaron 15 unidades de tefra con potencial cronoestratigráfico, de las cuales 11 han sido fechadas con suficiente precisión (Tabla 5). Las primeras tres (P-1A, B y C) corresponden a un solo periodo eruptivo, cuya edad comprende el rango entre  $855\pm 55$  y  $1,235\pm 50$  años a.P. Su dispersión fue hacia el noreste, este-noreste y este respectivamente, aunque también se encuentran estos depósitos en porciones proximales de los flancos oeste y sur. La pómez P-1D, cuya edad varía entre  $1,275\pm 70$  y  $1,290\pm 80$  años a.P., sólo se encontró en el flanco noreste, en las cercanías de Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos. La pómez P-2 se encuentra también primordialmente en los flancos oeste, norte y este del volcán, pero tiene una distribución más extensa que cualquiera de los depósitos de la pómez P-1. Su edad comprende de  $1,910\pm 60$  a  $2,150\pm 80$  años a.P.

La pómez P-3, cuya edad es de entre  $4,805\pm 60$  y  $4,965\pm 65$  años a.P. ha sido localizada en el flanco norte del Popocatepetl, así como en las porciones proximales de los flancos oeste y suroeste, particularmente en las porciones más profundas de la barranca La Espinera, en las cercanías de Santiago Xalitzintla, y también formando parte del Abanico de Ozumba. Similar distribución presenta la pómez P-4, que fue depositada hacia  $9,640\pm 440$  años a.P.

La secuencia formada por la Pómez con Andesita (PWA) y la Pómez Blanca y Negra es, desde el punto de vista tefracronológico, la más útil de las unidades, tanto por ser fácilmente identificable como por su amplia distribución en los flancos norte, oeste y suroeste, pudiéndosela encontrar en las laderas del Iztaccíhuatl, en la Sierra

Chichinautzin y en la Cuenca de México. Por su utilidad cronoestratigráfica en la Cuenca de México ha sido objeto de diversos fechamientos, y su edad es de entre 12,900±40 y 14,430±190 años a.P. Permite discriminar los derrames El Fraile y anteriores de los derrames Las Cruces y posteriores, pues su ausencia en los flancos noreste, este y sureste es evidencia de la juventud de los derrames que conforman estas laderas, y en parte, es resultado también de la distribución de este depósito, cuyo eje de dispersión es al noroeste (Macías *et al.*, 1995a).

Unidad (Entre paréntesis, nombre de Siebe <i>et al.</i> , 1996,1997)	Descripción	Edad (años a.P.)
Ceniza Negra	Depósito grueso de ceniza y lapilli fino de color gris oscuro a negro.	450
P-1 A (Upper Ceramic 3)	Depósito de pómez de caída, color amarillo claro a casi blanca, con algunos líticos andesíticos, con varias oleadas en la base.	855±55 a 880±80
P-1 B (Upper Ceramic 2)	Depósito de pómez de caída, color amarillo claro a casi blanca, con algunos líticos andesíticos, y varias oleadas en la base.	965±60 a 1,030±65
P-1 C (Upper Ceramic 1)	Depósito de pómez de caída, color amarillo claro a casi blanca, con algunos líticos andesíticos, con varias oleadas en la base.	1,130±50 a 1,235±50
P-1 D (Intermediate Ceramic)	Depósito de pómez de caída, color crema claro a rosaceo, con oleadas en la base.	1,275±70 a 1,290±80
P-2 (Lower Ceramic)	Depósito de pómez de caída, color ocre, con algunos fragmentos líticos.	1,910±60 a 2,150±80
P-3 (Upper Pre-Ceramic)	Depósito de pómez de caída, color naranja, con oleadas en la base	4,805±60 a 4,965±65
P-4 (Lower Pre-Ceramic)	Depósito de pómez de caída, en lentes, color naranja, con oleadas.	9,640±440
Pómez con Andesita (PWA, P-5) (Pómez Tutti-Frutti)	Tres depósitos de pómez con abundantes fragmentos de andesita y otros líticos	12,900±40 a 14,430±190
Pómez Blanca y Negra (P-6) (Pómez Gris)	Depósito de capas milimétricas intercaladas de lapilli blanco de pómez y lapilli gris a negro de fragmentos líticos andesíticos.	12,900±40 a 14,430±190
P-7	Depósito de pómez de caída, en lentes, color amarillo a naranja, con abundantes líticos.	?
P-8	Cuatro depósitos de pómez de caída, color blanco amarillento, separadas por oleadas de ceniza negra fina.	?
P-9	Tres depósitos de pómez de caída, color amarillo a naranja, separadas por oleadas de ceniza café a gris, muy fina, y/o por depósitos finos de flujos piroclásticos.	?
P-10	Pómez blanca, con partículas subredondeadas, con oleada de ceniza café amarillenta, laminada.	?
Pómez Tochimilco (Pliniana)	Pómez en capas, separadas por láminas de líticos oxidados. Cada capa está gradada	22,000 a 23,655

**Tabla 5: Principales unidades tefrocronológicas del Popocatepetl.**

Las pómez P-7, P-8, P-9 y P-10 fueron localizadas en el flanco suroeste, y desafortunadamente no han sido fechadas, por lo que su interés cronoestratigráfico se ve reducido. Sería interesante obtener la edad de estas unidades, pues representan al menos 9 erupciones de tipo pliniano o subpliniano, ocurridas durante las primeras etapas de crecimiento del cono moderno, entre 22,000 y 14,000 años a.P. Desafortunadamente, no se encontró carbón en estos depósitos que hubiera permitido su fechamiento.

La pómez Tochimilco fue fechada por Siebe *et al.* (1995a) en 22,000 a 23,655 años a.P. Se encuentra ampliamente distribuida en toda la porción sur del volcán, cubriendo directamente los depósitos, descritos más adelante, de la Avalancha Tlayecac Superior, e interdigitada con los depósitos del Abanico Complejo Coyula, aunque se la ha reconocido también en porciones medias y distales hacia el este del volcán, incluso en las cercanías de Santiago Xalitzintla, interestratificada con los flujos piroclásticos más jóvenes del Abanico de Calpan. Sin embargo, en las porciones proximales del flanco suroeste no se encuentra, lo que se toma como evidencia de que los derrames El Fraile y Las Mesas son más jóvenes que la erupción que generó dicha avalancha y la pómez Tochimilco. Aunque no se contó con suficientes datos como para elaborar mapas de isopacas, los mayores espesores, en la zona entre Tochimilco y Hueyapan, indican un eje de dispersión hacia el sur, aunque no se descarta la posibilidad de encontrar esta capa de tefras en las porciones profundas del flanco noroeste, como parte de la gruesa cubierta de tefras de los Derrames Ventorrillo.

#### 4.4. Unidades Morfoestratigráficas

Para cada una de las unidades, se presenta en primer lugar una descripción de la morfología característica, es decir, la expresión en el relieve que permite identificar a la unidad y diferenciarla de las unidades adyacentes. En segundo lugar, se describe su litología y, en su caso, su separación en unidades morfológicas y/o litológicas menores. En tercer lugar, se definen sus relaciones tefracronológicas, es decir, las unidades de tefra que cubren y/o integran a la unidad morfoestratigráfica. La ubicación de cada una de las unidades puede verse en el mapa (Figura 18, pag. 56), y su posición estratigráfica en la columna correspondiente (Figura 19, pag. 57).

En la sección 4.3 (Tefracronología del Popocatepetl) se describen en detalle varios depósitos de tefra que aunque no tienen una expresión importante en el relieve, han sido de mucha utilidad para fijar los rangos cronológicos de las distintas unidades, por lo que se mencionan al describir las unidades. Una excepción es la denominada Ceniza Negra, que forma un grueso manto cubriendo las rocas de la porción somital.

Para la descripción litológica se contó con la información de 11 muestras analizadas y 62 muestras de otros autores (Boudal y Robin, 1988; Nixon, 1989; Robin, 1984; Siebe *et al.*, 1999, y Schaaf *et al.*, 2005), que contaban con coordenadas del sitio de muestreo, lo que permitió determinar la unidad a la que pertenecen y verificar los afloramientos. Estos análisis se usaron para complementar las determinaciones litológicas de campo de las distintas unidades. La ubicación de las muestras puede verse en las figuras 15 y 16.

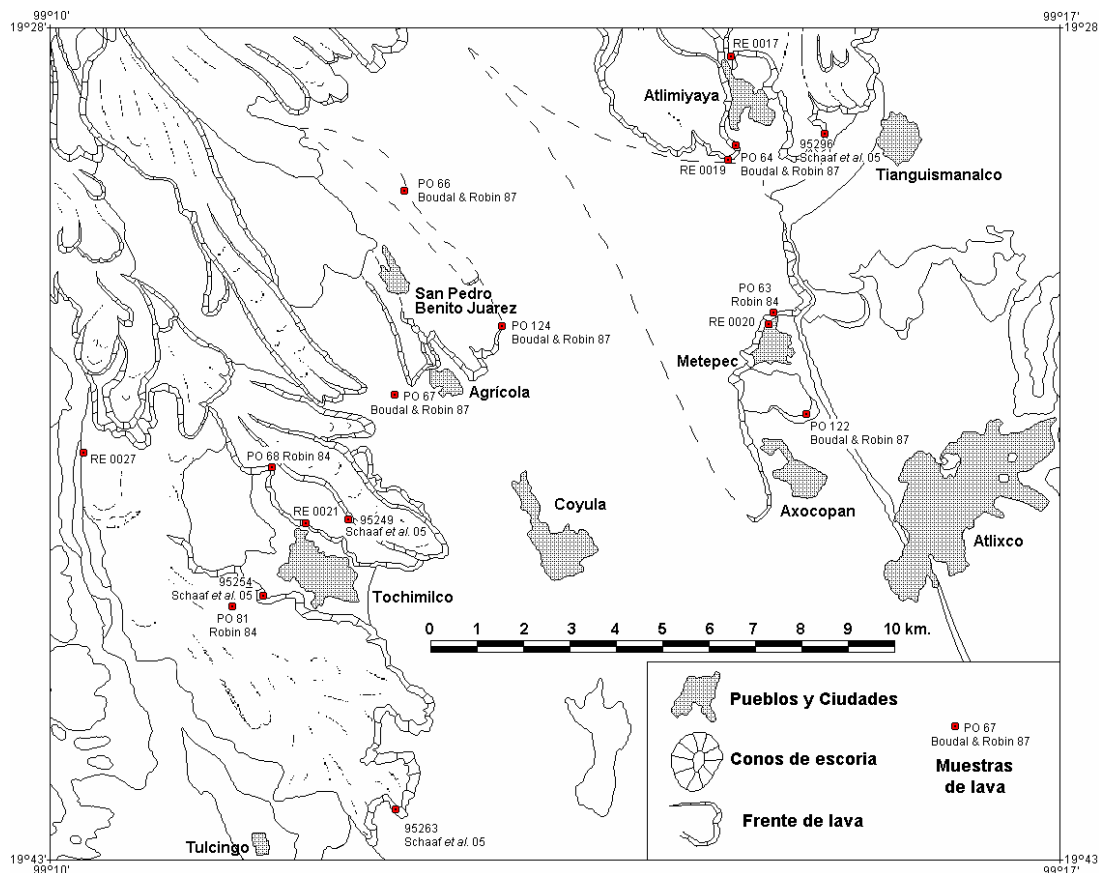


Figura 15: Localización de las muestras en el sector sureste del volcán.



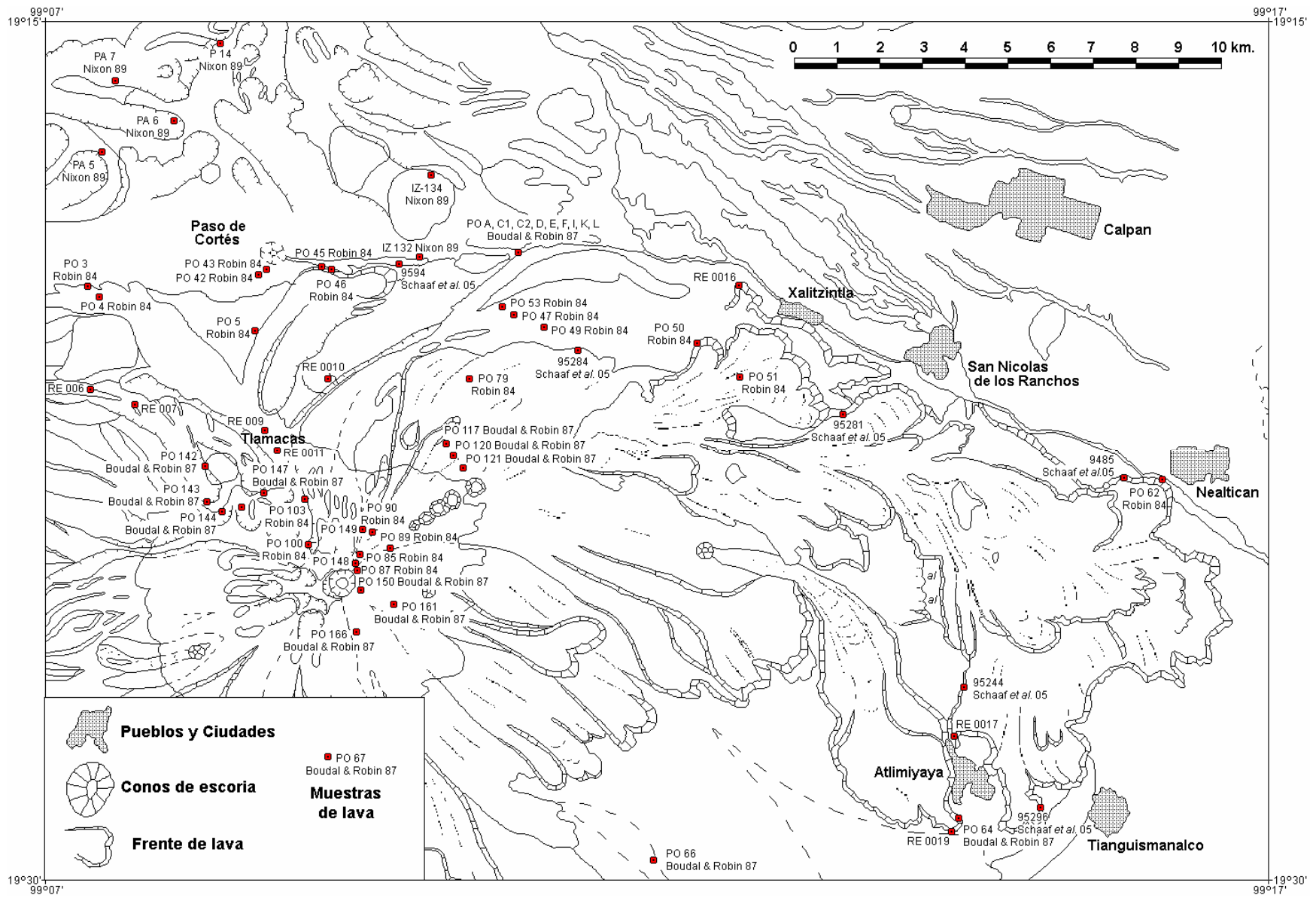


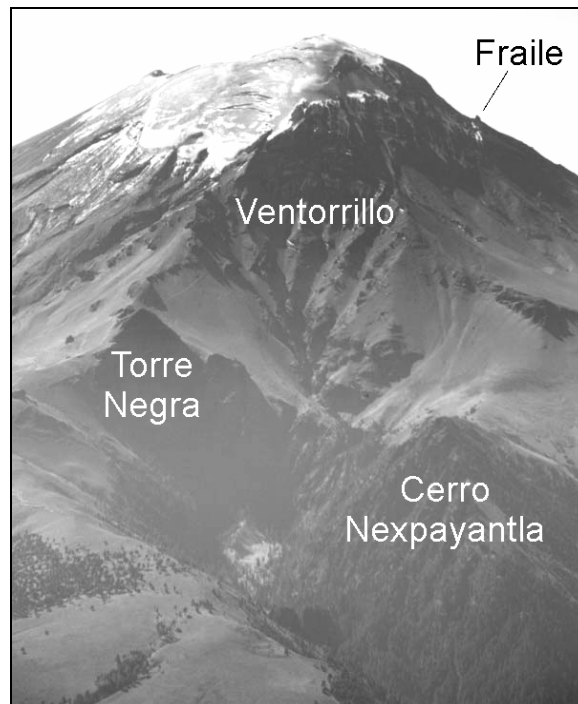
Figura 16: Localización de las muestras en el sector noreste del volcán.



En general, se seleccionaron para análisis químico de elementos mayores, únicamente las muestras que corresponden a unidades formadas por derrames de lava, ya que la secuencia piroclástica y volcanoclástica es muy compleja. La caracterización litológica de los abanicos volcánicos de piedemonte se hizo entonces mediante el análisis de las secciones levantadas.

Los nombres dados, de carácter informal, reflejan la morfología del cuerpo rocoso en cuestión, el origen considerado para el depósito y una localidad “tipo” que muestre la morfología típica de la unidad. En la elección de los nombres, se siguió generalmente la nomenclatura de formas del relieve (barrancos, cerros, etc.) usada en las cartas del INEGI citadas. Sin embargo, es necesario mencionar dos errores en la hoja E14-B42 (Huejotzingo) en relación con los nombres usados por los montañistas y lugareños (Careaga, 1982; Secor, 1993). En particular, el macizo rocoso del Ventorrillo, al noroeste del cono principal, en los mapas aparece como Pico El Fraile, nombre usado por los montañistas para referirse a una pequeña aguja rocosa en el flanco suroeste a 5,060 msnm y que no es nombrada en los mapas. En el mismo mapa el nombre de Cerro Ventorrillo es usado para referirse al Cerro Nexpayantla, un domo cerca de la cabecera de la barranca de igual nombre.

Estos errores causan un problema en la nomenclatura propuesta para referirse al macizo rocoso del flanco noroeste del Popocatépetl, identificado como los restos de un volcán anterior, que ha sido denominado volcán Nexpayantla (Mooser, 1957; Mooser *et al.*, 1958), volcán El Fraile (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Boudal, 1985, Boudal y Robin, 1987; Palacios, 1996) o volcán Ventorrillo (Carrasco-Núñez *et al.*, 1986). Se prefiere el nombre usado por Carrasco-Núñez *et al.* (1986), pues se refiere al punto culminante de este volcán, según la nomenclatura de uso común, y se prefiere reservar el nombre Nexpayantla para rocas que afloran solamente en el fondo de la barranca de igual nombre y representan un volcán distinto, anterior al Ventorrillo (Figura 17).



**Figura 17: Nomenclatura de la estructura noroccidental del Popocatépetl**



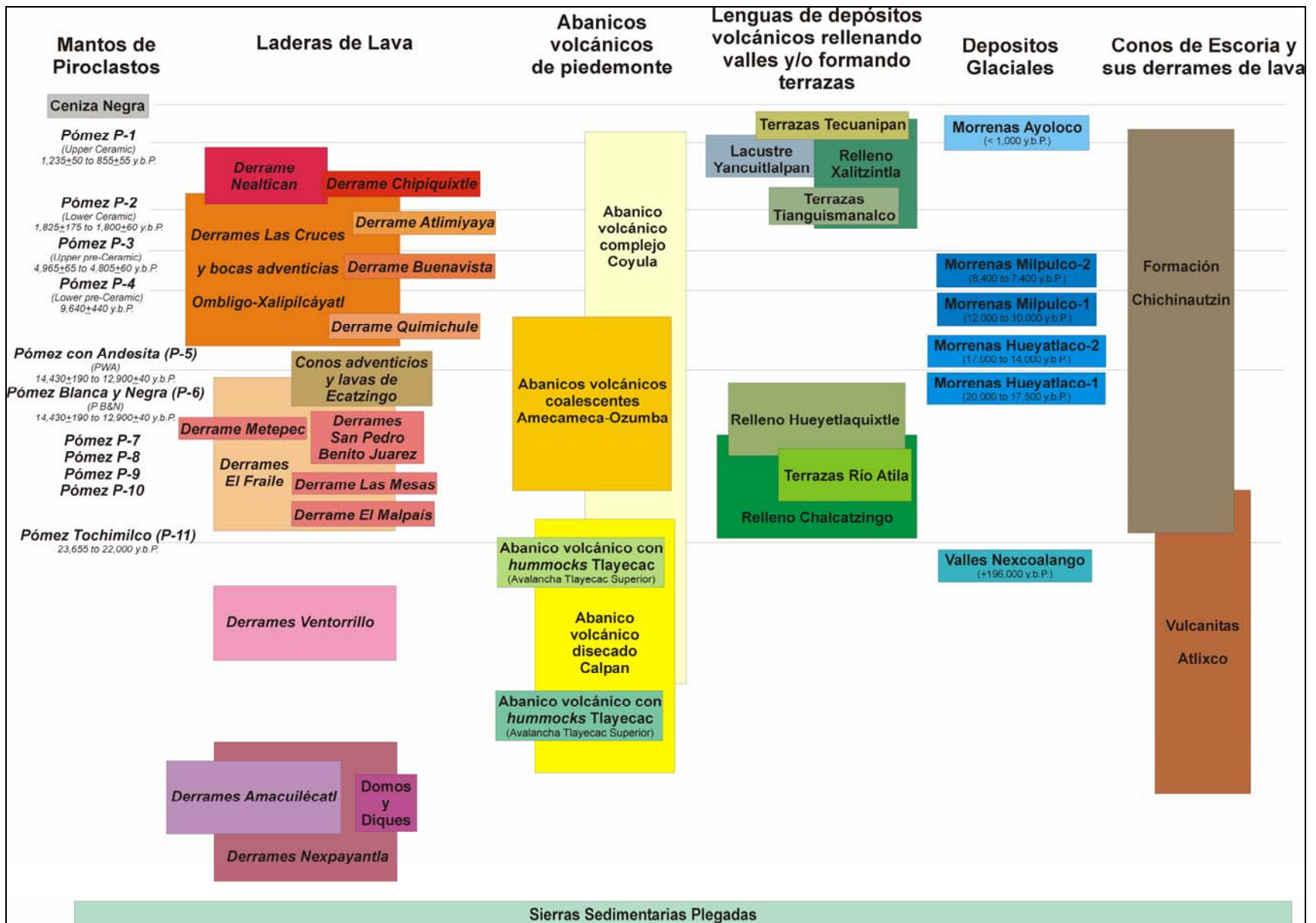


Figura 19: Columna morfoestratigráfica del volcán Popocatepetl y regiones aledañas



El basamento prevolcánico en que se apoya el Popocatepetl se identificó en la porción sur del área cartografiada y está integrado por rocas sedimentarias mesozoicas plegadas (Fries, 1965) y por rocas volcánicas terciarias sumamente erosionadas (Vulcanitas Atlixco, Robin, 1984). En la porción occidental del área cartografiada, los conos cineríticos y derrames de lava de morfología juvenil de la Sierra Chichinautzin (Martin Del Pozzo, 1982) integran otra unidad morfoestratigráfica, contemporánea al volcán Popocatepetl.

Las elevaciones principales en el área cartografiada constituyen el edificio volcánico del Popocatepetl, y consisten en laderas de lava, en las que se identificaron varios derrames individuales claramente visibles en el relieve; el resto de las laderas fueron discriminadas de acuerdo al grado de preservación de las estructuras primarias de los derrames, a su cobertura piroclástica y al nivel de disección fluvial y/o glacial. Se identificaron también varios conos y derrames adventicios en 2 grupos, uno al suroeste y otro al noreste. Un manto de tefra cubre la porción más alta del cono principal.

Se pudieron diferenciar cuatro abanicos complejos de depósitos vulcanoclásticos con diferentes grados de disección, formando el piedemonte volcánico al oeste, noreste, sureste y suroeste del volcán Popocatepetl. Se identificaron también varias lenguas de depósitos vulcanoclásticos rellenando valles al pie del volcán, o en forma de terrazas en las laderas de los mismos.

**4.4.1 Sierras Sedimentarias Plegadas.-** En la porción sur del área, en la sierra de Anenecuilco y en el Cerro Tepemecate, el basamento prevolcánico aflora en forma de cerros aislados de laderas abruptas y cimas redondeadas. Estos cerros están constituidos por rocas sedimentarias marinas mesozoicas (Formaciones Mexcala, Morelos y Cuautla; Fries, 1965), que afloran extensamente hacia el sur del área estudiada, donde han sido estudiadas por numerosos autores. Subyacen directamente a la avalancha Tlayecac superior, al derrame Las Mesas, a los flujos de escombros Tulcingo y a los depósitos del abanico volcánico complejo Coyula.

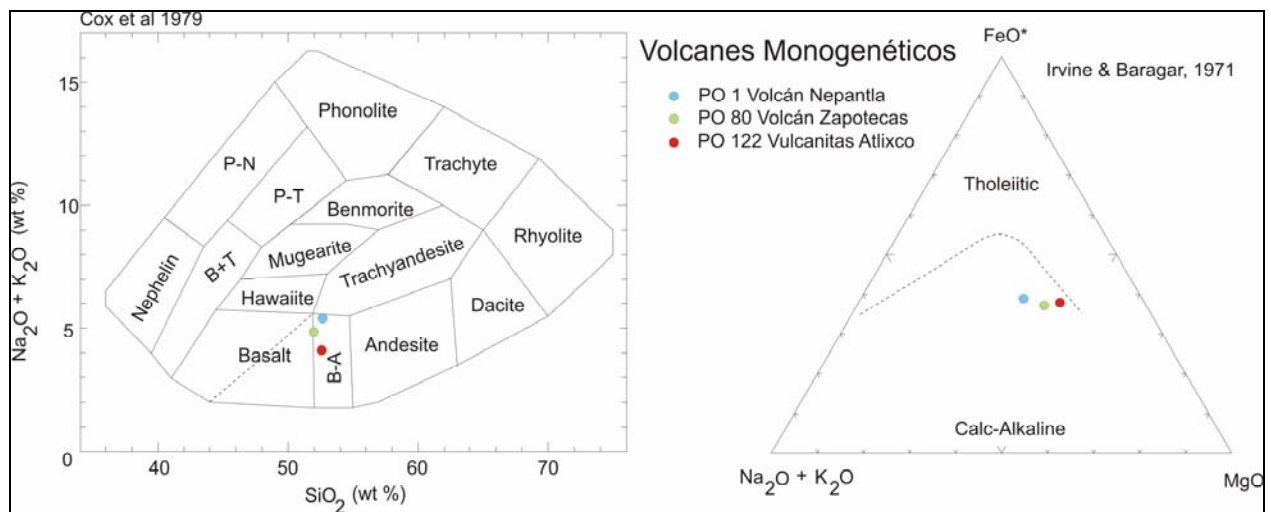
**4.4.2 Conos de escoria y derrames de lava (recientes y/o erosionados).-** Esta unidad morfoestratigráfica se refiere a conos volcánicos de escoria, tanto recientes como erosionados, que son independientes del Popocatepetl y se encuentran en el área cartografiada. Los situados al oeste del volcán pertenecen al campo volcánico monogenético del Chichinautzin (Martin Del Pozzo, 1982), y son esencialmente Cuaternarios, contemporáneos al crecimiento del Popocatepetl; correlacionables con éstos desde un punto de vista morfológico son también los conos volcánicos al oriente de Nealtican. Los situados al sureste del Popocatepetl, en los alrededores de Atlixco, están mucho más erosionados y probablemente son bastante más antiguos.

**a) Vulcanitas Atlixco.-** En los alrededores de Atlixco, una serie de abruptos cerros que sobresalen del piedemonte del Popocatepetl consisten en una secuencia de rocas volcánicas de posible edad Terciaria, ya que casi no se distinguen los centros eruptivos y están fuertemente erosionados. Pueden distinguirse lavas y depósitos vulcanoclásticos (Robin, 1984). Subyacen directamente a los depósitos de la Avalancha Mayorazgo y al Abanico Volcánico Disecado Calpan, cuyo emplazamiento controlaron en parte, así como al derrame Metepec, a la pómez Tochimilco y a los Lahares Tianguismanalco. Sobreyacen a las Formaciones Morelos y Mexcala.

b) Fm. Chichinautzin.- Al oeste del cono del Popocatepetl fuera del área de estudio se extiende una serie de conos de tefra y derrames de lava de morfología muy distintiva, lo que habla de su edad muy reciente. Constituyen la porción oriental del Campo Monogenético del Chichinautzin (Martin Del Pozzo, 1982), y sus productos cubren y se interdigitan con los del Popocatepetl. La forma cónica de los cerros y la conspicua depresión de sus cráteres hace de los conos cineríticos Chichinautzin una de las unidades morfoestratigráficas más características (Figura 20).



Figura 20: Imagen de satélite de los Conos cineríticos Chichinautzin.



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO1 <sup>1,2</sup>	514036 2097018	52.70	1.70	16.00	1.86	0.15	7.40	7.25	3.80	1.50	-	-	99.06
PO80 <sup>1,2</sup>	570140 2108211	52.00	1.30	17.00	4.53	0.14	8.50	8.00	3.50	1.25	-	-	99.92
PO122 <sup>1,2</sup>	556161 2091691	52.60	1.30	15.00	4.34	0.12	9.50	8.95	3.30	0.70	-	0.53	100.54

Figura 21: Muestras de los Conos de escoria y derrames de lava.  
Robin (1984)<sup>1</sup> y Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>

De las muestras procedentes de estos volcanes (Figura 21), dos corresponden al vulcanismo monogenético relativamente reciente, y corresponden a andesitas basálticas, con  $\text{SiO}_2$  ligeramente mayor a 52%, de manera similar a la de otros volcanes de la Sierra Chichinautzin (Martin Del Pozzo, 1982). La similitud de composición con la muestra procedente de las rocas volcánicas de Atlixco, de edad bastante mayor, mucho más erosionadas, al grado que casi no se distingue su morfología volcánica en el relieve, además de que subyacen a las rocas más antiguas procedentes de la Sierra Nevada, podría sugerir que el vulcanismo monogenético de composición andesítico-basáltica ha estado activo en la región desde antes de la aparición del Popocatépetl y ha sido contemporáneo con el crecimiento del mismo.

**4.4.3. Laderas de lava.-** La mayor parte del edificio volcánico del Popocatépetl está constituido por laderas inclinadas de lava, más o menos erosionadas y/o cubiertas por depósitos piroclásticos más recientes, parámetros que se usaron para diferenciarlas:

**4.4.3.1 Laderas de lava erosionadas profundamente** Esta unidad consiste en laderas formadas por lavas cubiertas de gruesos espesores de tefras que oscurecen los bordes y frentes de los derrames, en los que no se observan estructuras superficiales de flujo. Profundos valles en U de origen glacial cortan a estas lavas, y sus cabeceras presentan forma de amplios circos glaciales. En el fondo de estos valles se encuentran gargantas excavadas por los arroyos postglaciales. Entre los derrames y los barrancos destacan varios cerros abruptos de formas redondeadas, laderas muy empinadas y cumbres aplanadas, que se identificaron como domos.

Tanto por diferencias morfológicas como estratigráficas, se subdividieron en:

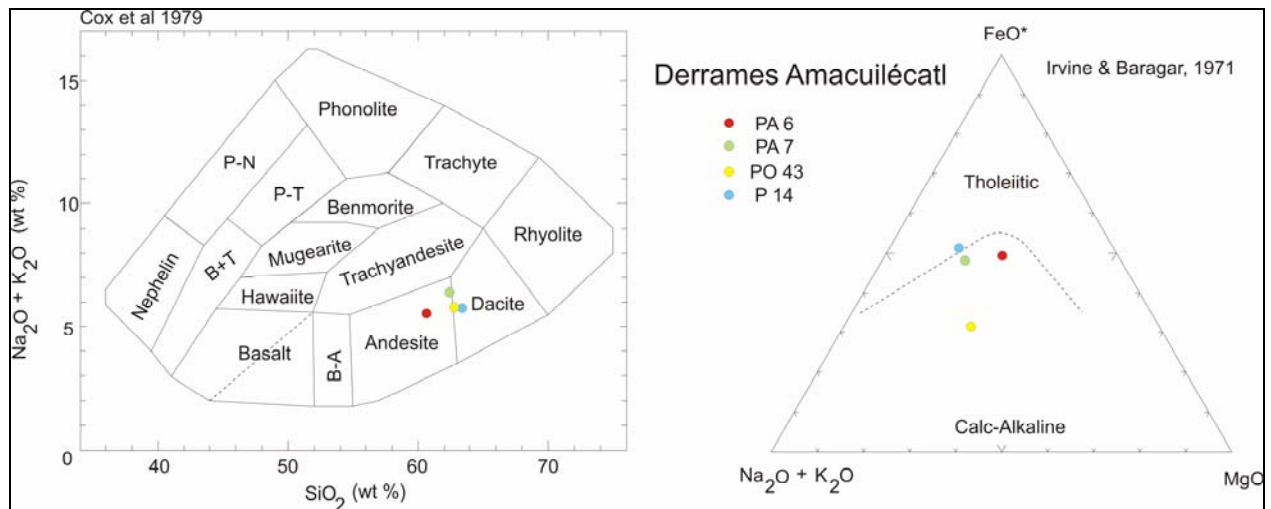
a) *Derrames Amacuilécatl.-* Hacia el norte del área cartografiada, al norte del Paso de Cortés, las laderas presentan una inclinación hacia el sureste, sur y suroeste, y las lavas que las forman se originaron en el volcán Pies del Iztaccíhuatl (Nixon, 1989) (Figura 22). En este trabajo, se denominó a estas lavas Derrames Amacuilécatl por el nombre usado entre los montañistas para referirse a la cumbre más alta de este antiguo volcán. Corresponden a andesitas del volcán Pies del Iztaccíhuatl (Nixon, 1989).



Figura 22: Vista aérea del volcán Pies y otras elevaciones del Iztaccíhuatl desde el sur.

Las lavas están fuertemente erosionadas y presentan profundos valles en U de origen glacial, como el valle de Alcalican hacia el oeste, cuyo origen fue asignado por White (1962a, 1962b) a la glaciación Tonicoxco, aunque modificado sustancialmente en la glaciación Diamantes. Subyacen al derrame Buenavista y a los derrames Ventorrillo, y están parcialmente cubiertas por tefras del Popocatepetl, que incluyen a las pómez B&N, PWA, P-4, P-3, P-2, P-1 y la Ceniza Negra (Figura 30, pag. 65). En el área cartografiada, no sobreyacen a rocas más antiguas. Según Nixon (1989) sus edades varían entre 270,000 y 410,000 años a.P.

Las cuatro muestras de autores anteriores (Robin, 1984; Boudal y Robin, 1988; y Nixon, 1989) que corresponden a esta unidad (Figura 23) tienen una composición que varía entre andesítica y dacítica, aunque una de ellas (PA 6) es menos rica en SiO<sub>2</sub> y más rica en MgO que las otras. Sin embargo, como se verá más adelante, la composición de estos derrames no se distingue de los procedentes del volcán Popocatepetl.



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PA6 <sup>3</sup>	536812 2113773	60.45	0.76	16.00	5.74	0.10	5.13	5.52	3.57	1.66	0.21	1.04	100.18
PA7 <sup>3</sup>	536812 2113773	62.38	0.75	16.43	5.16	0.09	3.49	5.01	4.18	2.09	0.28	0.42	100.28
PO43 <sup>1,2</sup>	538573 2109962	62.80	0.90	15.60	2.10	0.09	4.10	5.10	4.30	1.60	-	-	99.92
P14 <sup>3</sup>	538561 2115621	63.27	0.79	16.95	5.21	0.09	2.78	4.58	3.72	2.14	0.26	0.42	100.21

**Figura 23: Muestras de los derrames Amacuilécatl.**

Robin (1984)<sup>1</sup>, Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>, y Nixon (1989)<sup>3</sup>

b) *Derrames Nexpayantla*.- En las laderas de la Barranca de Nexpayantla se distingue, por la densidad de barrancos así como por una variación en la pendiente, una discordancia. Las lavas subyacentes a dicha discordancia casi no tienen expresión morfológica, excepto como laderas fuertemente erosionadas en la parte baja de dicha barranca, cortadas por diques que son visibles en la morfología como crestas y picachos rocosos. Los diques no afectan a los derrames Ventorrillo por encima de la discordancia. Esta unidad se considera contemporánea a los derrames Amacuilécatl, y pudiera representar los restos de un volcán anterior al Ventorrillo.

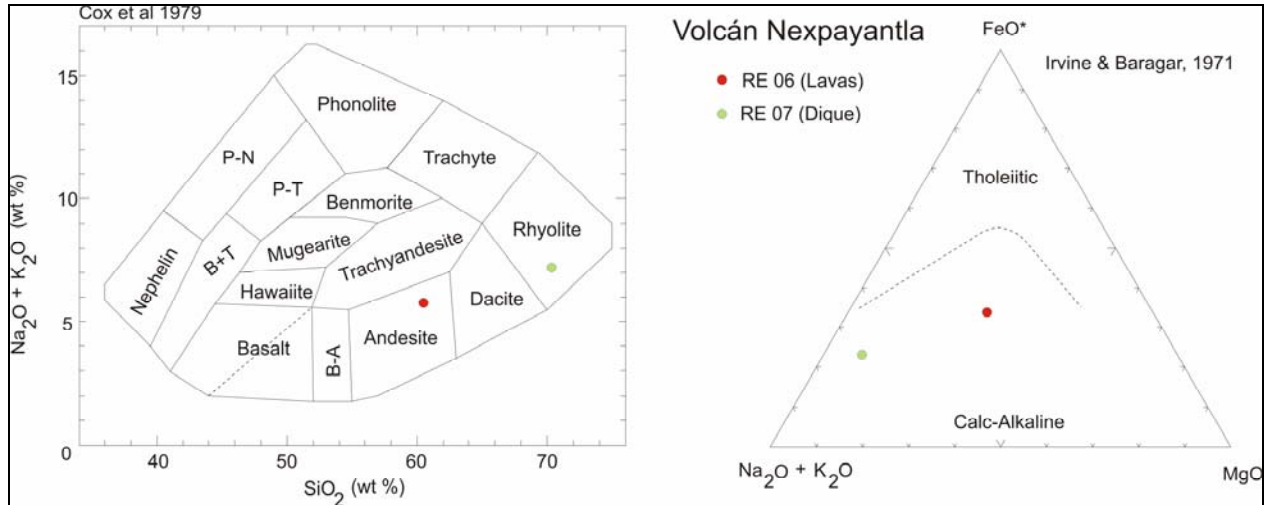
Hacia el sureste, esta unidad y los domos que la cortan terminan en un escarpe al sur del Cerro Nexpayantla que parece continuarse, por debajo de los derrames Ventorrillo, con el escarpe sur del domo del Cerro Tlamacas. Estos escarpes fueron propuestos por Robin y Boudal (1987) como el borde norte de una gran caldera formada por una erupción de tipo Bezymianny que destruyó al volcán Nexpayantla, y cuyos depósitos se identificaron aquí como la avalancha Tlayecac inferior.



**Figura 24: Dique en el fondo de la Barranca Nexpayantla.**

Los derrames consisten en lavas andesíticas a dacíticas porfídicas, con grandes plagioclasas en una matriz gris claro a gris oscuro. En el área cartografiada no sobreyacen a rocas más antiguas, y subyacen a los derrames Ventorrillo, así como a las pómez B&N, PWA, 4, 3, 2, 1 y la Ceniza Negra. Sosa (2006) obtuvo una edad de  $1.7 \pm 0.34$  Millones de años para un derrame de esta unidad por el método de K-Ar. Están cortadas por varios domos, y diques afaníticos de color gris claro (Figura 24). Se analizaron dos muestras de estas rocas (Figura 25); una corresponde a los derrames y consiste en una andesita. La otra muestra es de un dique con una composición riolítica.





	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
RE06	534114 2107610	60.23	0.75	16.89	5.62	0.09	4.70	6.06	4.15	1.48	0.20	-0.06	100.11
RE07	533100 2107800	70.36	0.42	15.82	2.69	0.06	0.81	2.97	4.7	2.37	0.15	-0.01	100.34

**Figura 25: Muestras del volcán Nexpayantla. Este trabajo.**

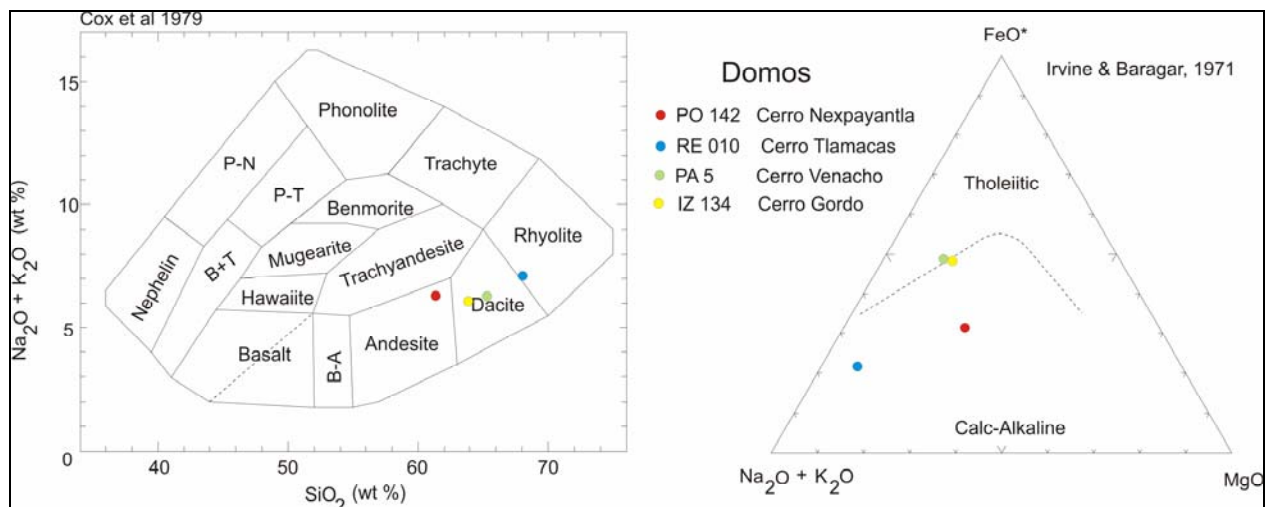
Varios cerros grandes de formas redondeadas, con cumbres aplanadas y laderas erosionadas glacialmente en forma de circos muy abruptos, fueron considerados domos. Aunque son, morfoestratigráficamente, una unidad diferente, se mencionan a continuación puesto que cortan a los derrames descritos hasta ahora. Entre ellos están los cerros Amalacaxco, Xaltepec, Zacatalatla, Ocotepec y Gordo, cuyas rocas cortan a los derrames Amacuilécatl; y los cerros Tezozolco, Yoloxóchitl, Nexpayantla y Tlamacas (Figuras 26a y 26b), cuyas rocas cortan a los derrames Nexpayantla y subyacen a los derrames Ventorrillo, como se vé en la Barranca Nexpayantla. El domo Tlamacas presenta laminación fluidal, estrías glaciales, y está cubierto por las pómez PWA, P-2 y P-1 y la Ceniza Negra. Sosa (2006) obtuvo una edad de  $500,000 \pm 100,000$  años a.P. para el domo Yoloxochitl por el método K-Ar.



**Figura 26a: Domo Yoloxóchitl, al norte de la Barranca Nexpayantla.**



**Figura 26b: Domo Nexpayantla, al sur de la Barranca Nexpayantla.**



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO142 <sup>1,2</sup>	536830 2104552	61.60	0.80	15.50	4.28	0.06	3.80	4.90	4.20	2.00	-	0.92	99.07
RE010 <sup>4</sup>	539181 2108012	67.88	0.45	17.19	2.42	0.055	0.84	3.6	4.67	2.52	0.17	0.67	100.47
PA5 <sup>3</sup>	535062 2111925	65.19	0.65	16.89	4.44	0.08	2.14	4.13	4.22	2.06	0.21	0.52	100.53
IZ134 <sup>3</sup>	543828 2111944	63.90	0.64	16.05	4.22	0.08	2.58	4.28	3.84	2.25	0.16	1.04	99.07

**Figura 27: Muestras de los domos que cortan a los derrames Nexpayantla. Robin (1984)<sup>1</sup>, Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>, Nixon (1989)<sup>3</sup> y este trabajo<sup>4</sup>.**

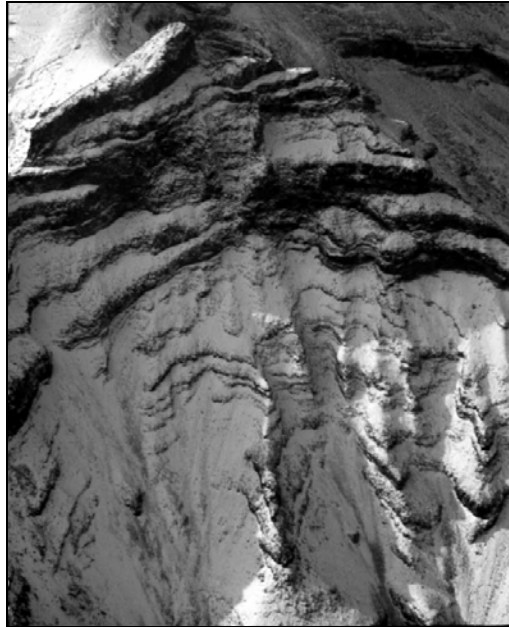
Se compilaron los análisis químicos de muestras procedentes de cuatro de estos domos (Figura 27). Los domos Cerro Venacho y Cerro Gordo, que cortan a los derrames Amacuilcatl, tienen una composición dacítica muy similar. En cambio, el Cerro Nexpayantla resultó tener una composición andesítica mientras que el Cerro Tlamacas es riolítico. Este último tiene una composición parecida a la del dique mencionado anteriormente.

c) *Derrames Ventorrillo*.- Toda la porción noroeste del volcán Popocatepetl está constituida por laderas de lava erosionadas profundamente. Las laderas, donde no han sido cortadas por los valles glaciales, están inclinadas hacia el noroeste y norte, y en las fotografías aéreas se pueden distinguir algunos frentes y/o bordes de derrames rodeando los domos, aunque están sumamente oscurecidos por la cubierta piroclástica. Se distinguen dos grandes valles glaciales, la Barranca Hueyatlaco y la Barranca Nexpayantla, formados probablemente durante la glaciación Tonicoxco:

Los derrames son usualmente de más de 10 m de espesor, y algunos llegan a superar los 50 metros, como puede observarse en los acantilados de la pared norte del Ventorrillo (Figura 28). Consisten en lavas porfídicas con fenocristales de plagioclasas y algunos piroxenos en una matriz afanítica color gris claro a gris oscuro, rojizo al intemperismo.

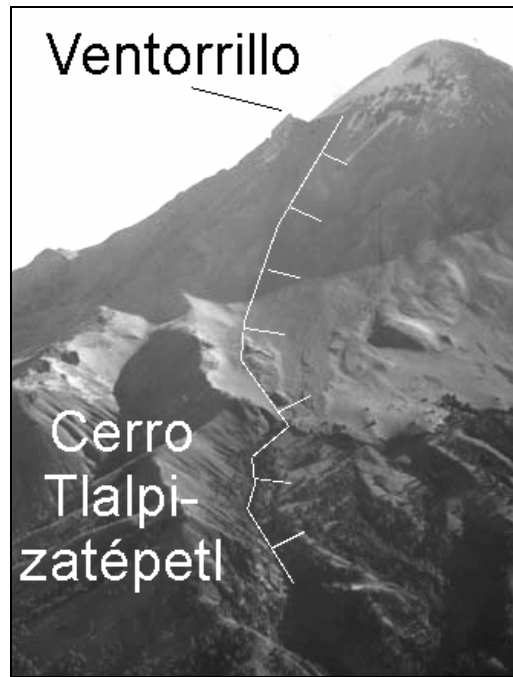
Esta unidad representa los restos fuertemente erosionados de un volcán posterior al Nexpayantla y anterior al actual Popocatepetl, denominado para efectos de este trabajo Volcán Ventorrillo, ya que este nombre es el del punto culminante de este volcán, y es en el circo norte de este picacho donde mejor pueden observarse las lavas,

ya que la fuerte inclinación y los procesos denudativos predominantes impidieron la acumulación de los materiales piroclásticos que los cubren en el resto del área.



**Figura 28: Cara norte del Ventorrillo. Los acantilados muestran el espesor de los derrames.**

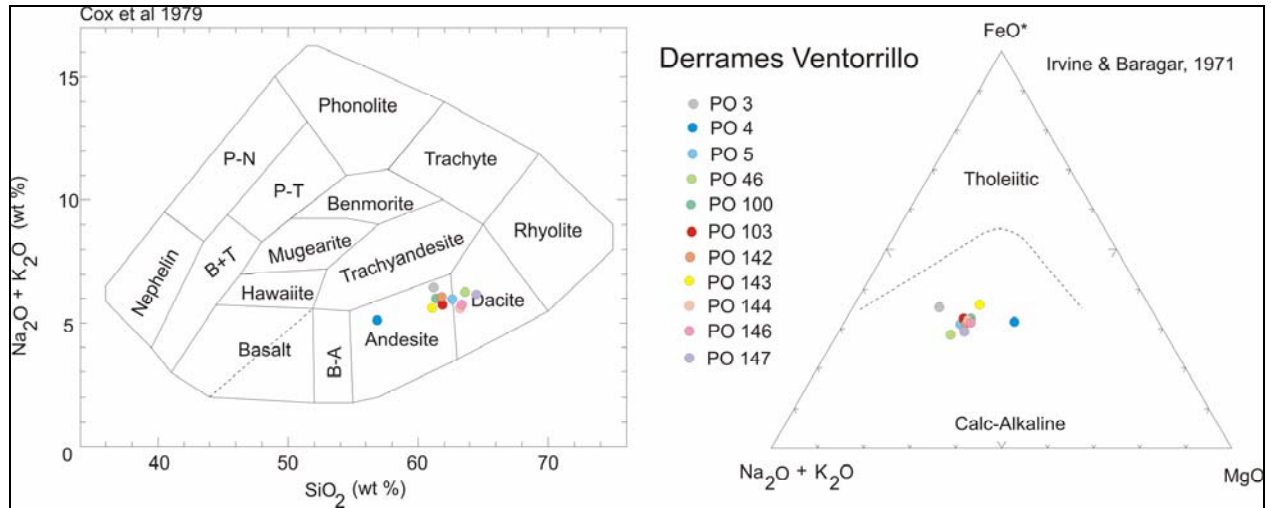
Hacia el sudeste y sur terminan en un marcado escarpe que se inicia en el flanco sur del pico del Ventorrillo y termina en el flanco sur del Cerro Tlalpizatépetl (Figura 29). Este escarpe pudiera representar el borde de una caldera formada por una erupción de tipo Bezymianny que destruyó al volcán Ventorrillo, cuyos depósitos fueron identificados por Siebe *et al.* (1995a) y son descritos aquí como avalancha Tlayecac superior.



**Figura 29: Ventorrillo y Cerro Tlalpizatépetl desde el oeste. Se muestra el escarpe que limita hacia el sur a los Derrames Ventorrillo.**

Los Derrames Ventorrillo sobreyacen a los derrames Amacuilécatl y a los derrames Nexpayantla (ver Figura 4, pag. 38), y subyacen a las morrenas Hueyatlaco, Milpulco y Ayoloco, y a los derrames Las Mesas, El Fraile y Las Cruces.

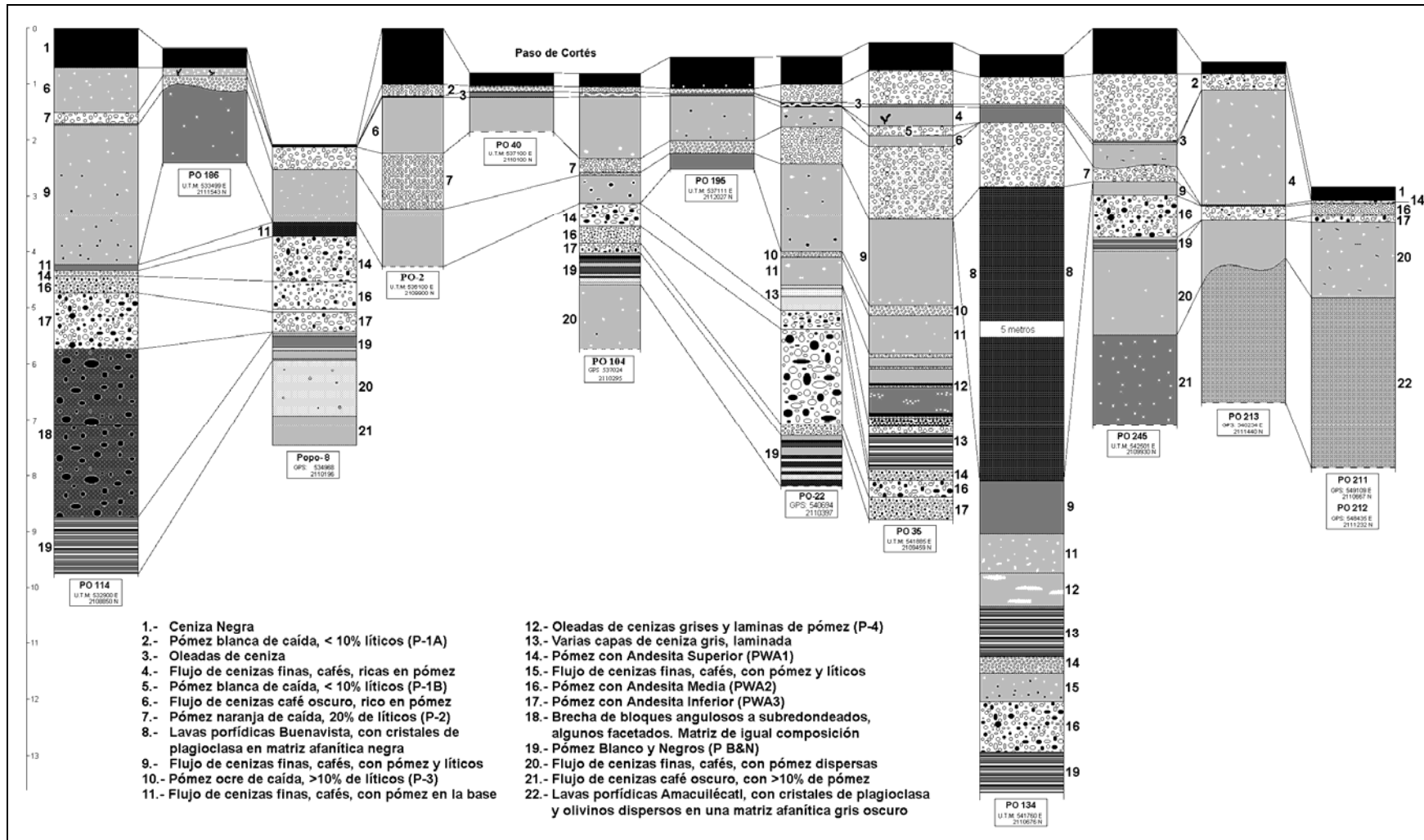
Se compilaron análisis de un total de 11 muestras de estos derrames (Figura 30). A excepción de la muestra PO4, que resultó ser una andesita con relativamente poco SiO<sub>2</sub>, todas las demás muestras resultaron tener una composición que varía entre andesita y dacita aunque cerca del límite entre éstas.



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO3 <sup>1,2</sup>	535069 2108111	61.30	0.70	17.80	2.65	0.08	2.60	4.60	4.90	1.60	-	-	99.96
PO4 <sup>1,2</sup>	535069 2108111	56.80	0.90	16.95	2.63	0.10	6.55	6.05	3.75	1.45	-	-	99.03
PO5 <sup>1,2</sup>	538577 2108118	62.60	0.80	16.40	3.30	0.08	3.40	4.50	4.25	1.65	-	-	99.04
PO46 <sup>1,2</sup>	540326 2109965	64.00	0.70	15.80	1.20	0.08	3.50	4.70	4.40	2.10	-	-	99.96
PO100 <sup>1,2</sup>	540338 2104433	61.40	0.90	16.00	2.40	0.08	4.00	4.90	3.90	2.20	-	-	99.51
PO103 <sup>1,2</sup>	538584 2104429	61.5	0.65	17.00	1.66	0.08	3.70	5.10	4.00	1.80	-	-	99.86
PO143 <sup>1,2</sup>	536830 2104552	61.00	0.85	16.80	3.10	0.07	4.10	5.50	4.10	1.70	-	0.76	100.59
PO144 <sup>1,2</sup>	538584 2104556	63.00	0.85	15.40	3.77	0.07	4.40	4.90	4.20	2.30	-	0.10	100.73
PO146 <sup>1,2</sup>	538584 2104556	63.20	0.70	16.30	2.75	0.08	3.65	4.80	4.10	1.65	-	1.13	100.39
PO147 <sup>1,2</sup>	537676 2105353	64.50	0.70	15.70	3.21	0.08	3.90	4.20	4.20	2.20	-	0.27	100.48

Figura 30: Muestras de los derrames Ventorrillo. Robin (1984)<sup>1</sup>, Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>.

En las secciones levantadas en la zona que corresponde a estas unidades se identificaron las pómez P-1(A, B y C), P-2, P-3, P-4, la PWA y la P B&N (Figuras 31 y 32). Aunque no se identificaron depósitos más antiguos, por sus relaciones morfológicas y estratigráficas los volcanes Ventorrillo e Iztaccíhuatl (Pies) son más antiguos que el Abanico de Calpan.



**Figura 31: Cubierta piroclástica de los derrames Amacuilcatl y Ventorrillo.**

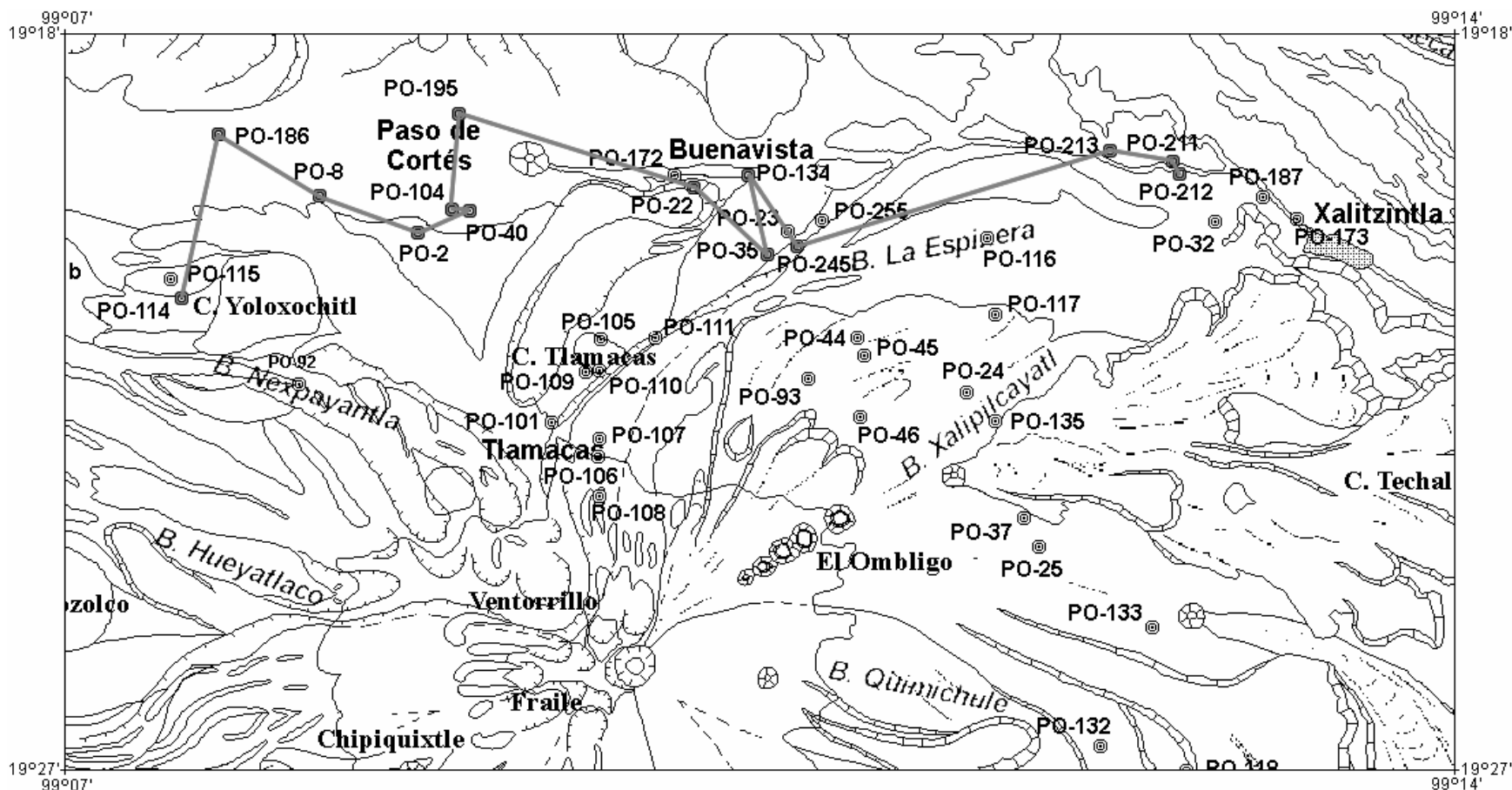


Figura 32: Ubicación de las secciones sobre los derrames Ventorrillo y Amacuilcatl

4.4.3.2. Laderas de lavas sepultadas y/o erosionadas ligeramente.- Se trata de una serie de derrames situados en los flancos suroeste, sur y sureste del volcán. Son los derrames más antiguos del edificio moderno, y están sepultados, al menos en sus porciones proximales, por derrames de lava más recientes y/o por depósitos de flujos de escombros y flujos piroclásticos, mientras que sus porciones distales, no sepultadas por rocas o depósitos más recientes, están erosionadas ligeramente por la red fluvial de drenaje, aunque en la mayoría de los casos pueden distinguirse algunas de las estructuras primarias de los derrames. Tanto por diferencias morfológicas como estratigráficas, se subdividieron en:

a) *Derrame Metepec.-* Al oeste de Metepec y Axocopan, por debajo de los depósitos del Abanico Complejo Coyula, se destaca el frente de un derrame de lava andesítica a dacítica, porfídica, con cristales de plagioclasas en una matriz gris oscuro, rojizo al intemperismo, que forma un escarpe entre dicho abanico y la planicie distal del abanico disecado de Calpan. Aun cuando está casi totalmente sepultado por los depósitos más recientes del Abanico Coyula, sus bordes pueden distinguirse en la morfología superficial de esos depósitos. Sobreyace a las vulcanitas Atlixco, a la pómez Tochimilco, y al abanico volcánico disecado Calpan; se interdigita con los depósitos del Abanico Complejo Coyula, y subyace a la pómez P-1. Se considera equivalente temporal aproximado de los derrames San Pedro Benito Juárez.

b) *Derrames San Pedro Benito Juárez.-* Al sur del poblado de San Pedro Benito Juárez se distinguen, en las fotografías aéreas, los frentes y algunos bordes de derrames de lava andesíticos a dacíticos, afaníticos, color gris oscuro, café al intemperismo, casi completamente sepultados por los depósitos más recientes del Abanico Volcánico Complejo Coyula. Subyacen y se interdigitan con los depósitos más recientes de dicho abanico, pero sobreyacen a la pómez Tochimilco. Son equivalentes temporales aproximados del derrame Metepec.

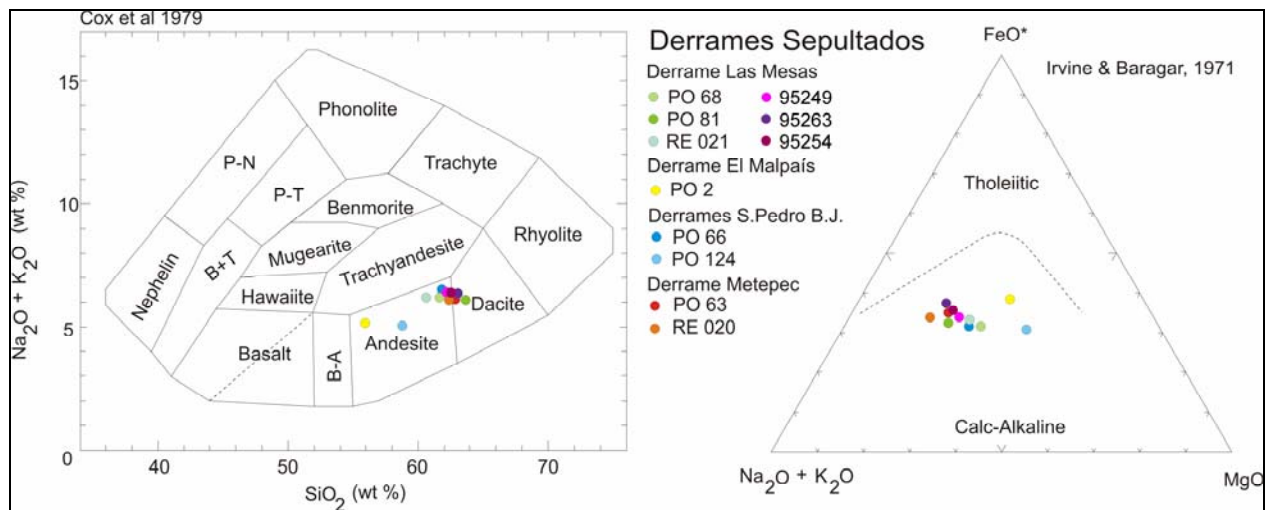
c) *Derrame El Malpaís.-* Al oeste de Achichipilco y norte de Yecapixtla se observa el frente de un grueso derrame de lava andesítica a dacítica de más de 100 metros de espesor y que es reconocible hasta unos 10 km ladera arriba, cerca de Tlacotitlán, donde está cubierto por los depósitos del conjunto de abanicos volcánicos coalescentes Amecameca-Ozumba. Se trata de lava porfídica con grandes cristales de feldespatos en una matriz gris oscuro a casi negro. Subyace también a los depósitos piroclásticos de los volcanes Yoteco y Tlecuilco (Fm. Chichinautzin). Sobreyace a la avalancha Tlayecac.

d) *Derrames Las Mesas.-* Al sur y sureste del cono principal, entre los derrames El Fraile, descritos más adelante, se distinguen laderas constituidas por derrames de lavas en las que no se aprecian estructuras primarias, tanto por la cubierta piroclástica como por el sepultamiento generado por los derrames El Fraile, más recientes, que las rodean casi totalmente. Sin embargo, ladera abajo se continúa en forma de un grueso derrame de lava andesítica a dacítica, porfídica, con grandes cristales de feldespatos en una matriz afanítica gris, rojiza al intemperismo, y que es claramente identificable por una longitud superior a los 25 km. Tanto sus bordes y frente como muchas de sus estructuras superficiales son claramente identificables tanto en campo como en las fotos aéreas, ya que prácticamente no presenta cubierta piroclástica. A la altura de Magdalena Xancuitlalpan se divide en dos lenguas que rodearon las lomas al oeste del actual poblado de Tochimilco. El derrame se emplazó entre el borde oriental del abanico volcánico con *hummocks* Tlayecac (donde controló el curso del río Atila) y el borde



occidental del Abanico Complejo Coyula. Sobreyace a las rocas de la avalancha Tlayecac superior, a la pómez Tochimilco y a los derrames Ventorrillo, pero subyace a los derrames El Fraile, a los flujos de escombros Tulcingo, a los flujos de la barranca Cohuatlatenco (Abanico Coyula) y en las zonas proximales a las pómez P-7, P B&N, PWA, P-3, P-2 y P-1.

Se obtuvieron análisis de ocho muestras, de las cuales dos corresponden al derrame Metepec, cerca de Axocopan, dos a los derrames situados al sur de San Pedro Benito Juárez, tres al derrame Las Mesas y uno al derrame El Malpaís al norte de Yecapixtla (Figura 33). La composición de estos derrames es variable entre andesitas pobres en SiO<sub>2</sub> y dacitas, aunque la mayoría se concentran en el límite entre las andesitas y las dacitas, como la mayoría de las rocas analizadas en este estudio. Las muestras menos evolucionadas son las que corresponden a los derrames El Malpaís y Las Mesas, que son de entre los derrames de mayor extensión en el Popocatepetl.



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO63 <sup>1,2</sup>	556157 2093410	63.00	0.90	15.60	2.62	0.08	3.00	4.70	3.85	2.35	-	-	99.86
RE020 <sup>4</sup>	555345 2094413	62.55	0.79	17.45	4.68	0.084	2.26	5.45	4.28	1.9	0.186	0.64	100.27
PO66 <sup>1,2</sup>	547376 2095878	61.80	0.90	16.10	3.58	0.07	4.20	5.10	4.40	2.10	-	0.30	100.28
PO124 <sup>1,2</sup>	549136 2093516	58.80	0.85	15.00	3.72	0.08	7.10	6.10	3.80	1.40	-	0.23	99.40
PO68 <sup>1,2</sup>	545636 2089693	61.70	0.85	16.60	2.33	0.08	4.75	4.70	3.95	2.35	-	-	99.77
PO81 <sup>1,2</sup>	543885 2087845	63.70	0.75	16.00	2.29	0.08	3.00	4.50	4.10	1.95	-	-	99.49
RE021 <sup>4</sup>	544656 2089766	60.6	0.93	16.49	5.57	0.096	4.03	5.34	3.99	2.23	0.262	0.66	100.20
PO2 <sup>1,2</sup>	519298 2098867	56.00	1.30	16.75	1.93	0.11	5.75	5.85	3.75	1.45	-	-	98.88
95249 <sup>3</sup>	547392 2089697	62.13	0.84	15.61	5.50	0.08	4.29	4.99	4.18	2.17	0.23	-	100.26
95263 <sup>3</sup>	547410 2082321	63.29	0.71	16.44	4.78	0.08	3.02	5.00	4.23	2.10	0.19	-	100.89
95254 <sup>3</sup>	545640 2087849	63.58	0.65	15.77	4.20	0.07	2.28	4.41	4.27	2.01	0.19	-	98.15

Figura 33: Muestras de los Derrames Sepultados y/o Erosionados Ligeramente. Robin (1984)<sup>1</sup>, Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>, Schaaf *et al.* (2005)<sup>3</sup> y este trabajo<sup>4</sup>.



#### 4.4.3.3 Laderas de lava con frentes de derrames y/o huellas de erosión glacial.-

Se trata de las laderas occidentales del cono moderno del volcán Popocatepetl, formadas con anterioridad a la erupción que depositó la Pómez con Andesita hace  $\pm 14,500$  años, y erosionadas durante la glaciación Diamantes.

a) *Derrames El Fraile*.- Esta unidad está constituida por derrames de lava de 10 a >50 m y más de 10 km de longitud. Estas laderas inclinadas descienden hacia el oeste y suroeste por debajo del Pico Mayor del Popocatepetl. En su porción más alta, fueron erosionados en forma de pequeños circos glaciales durante la glaciación Diamantes (Figura 34). En las partes bajas, las estructuras primarias están sepultadas por debajo de una gruesa cubierta piroclástica. El sistema de drenaje en estas laderas es esencialmente radial, pero ha excavado incipientes barrancos que siguen principalmente los contactos entre los derrames, resaltando su expresión morfológica.



**Figura 34: Derrames El Fraile, porción somital, flanco suroeste.**

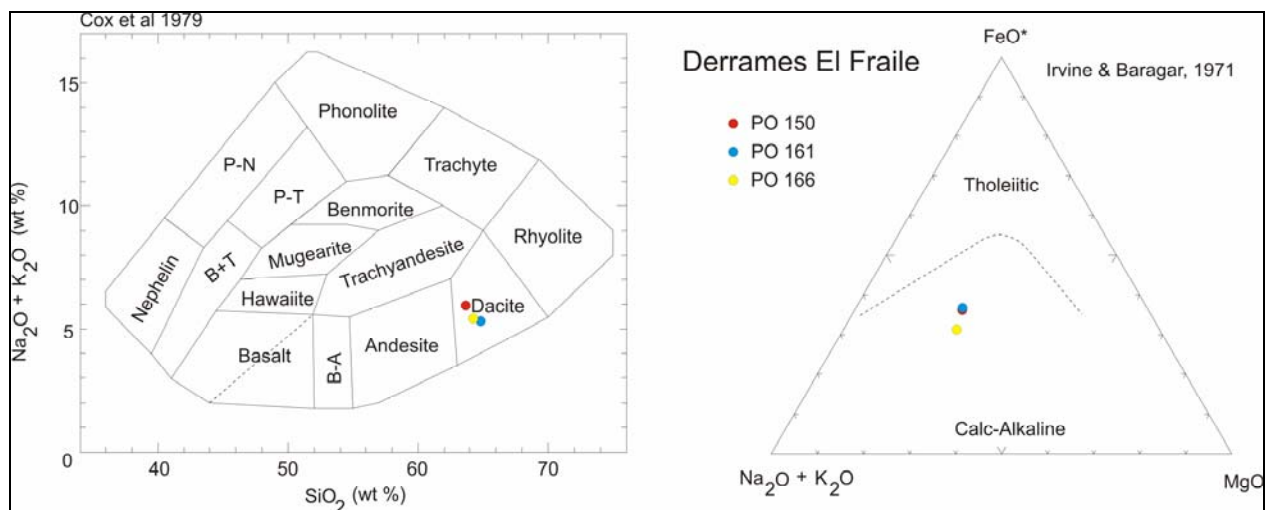
Se les dio este nombre por el picacho de El Fraile, situado en la ladera suroeste del cono principal a 5,060 msnm. Es un cuerno pequeño cortado en uno de los derrames por la erosión de los dos circos adyacentes (Figura 35).



**Figura 35: Circo Oeste del Popocatepetl**

Las lavas que conforman esta unidad son dacitas porfídicas, con fenocristales de plagioclasas y algunos piroxenos, en una matriz gris clara, café rojiza al intemperismo, y cubren la mayor parte de los restos del crater en herradura del Volcán Ventorrillo al sur del Cerro Tlalpizatépetl. Varios de los derrames rodean y sobreyacen a los derrames Las Mesas (tanto en las laderas externas como en las paredes internas del cráter, donde se distingue claramente una discordancia entre estas lavas y los derrames Las Mesas que los subyacen), a los *hummocks* más altos de la avalancha Tlayecac y a la pómez Tochimilco. En las porciones distales, son claramente reconocibles los frentes de derrames. Subyacen al derrame del Chipiquixtle, a los Lahares Tulcingo, a las morrenas Hueyatlaco, Milpulco y Ayoloco y a algunos de los depósitos del Abanico Complejo Coyula.

Se compilaron los análisis correspondientes a tres muestras, todas ellas de composición dacítica (Figura 36).



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO150 <sup>1,2</sup>	592932 2103489	64.00	0.70	16.50	2.67	0.07	3.20	4.50	3.70	3.60	-	0.03	99.79
PO161 <sup>1,2</sup>	541043 2102563	64.40	0.85	16.10	2.57	0.08	3.10	4.70	3.60	1.90	-	0.03	99.79
PO166 <sup>1,2</sup>	540255 2102131	65.00	0.90	15.80	2.89	0.08	3.10	4.55	3.70	1.80	-	0.05	100.04

Figura 36: Muestras de los Derrames El Fraile Robin (1984)<sup>1</sup> y Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>.

Los arroyos, al salir de las lavas e iniciar su recorrido sobre el abanico con *hummocks* Tlayecac, han excavado profundas barrancas como las de los ríos Atila y Hueyetlaquixtle, cuyos fondos son relativamente planos pues han sido ocupados por flujos de escombros posteriores (Figura 37).

Las secuencias de tefras más completas se levantaron en la zona proximal del sector suroccidental del volcán, y cubren a estos derrames. Se identificaron las pómez P-1, P-2, P-3 y P-4, la PWA y la P B&N, y por debajo de esta última una secuencia de varios flujos piroclásticos finos y pómez de caída (pómez P-7, P-8, P-9 y P-10), pero en ningún sitio se encontró la pómez Tochimilco (Figuras 38 a 40). Puede deducirse entonces que los derrames de lava que constituyen este sector son más antiguos que

14,500 a.P. pero posteriores a la Avalancha Tlayecac. En la porción distal únicamente se reconocieron las pómez P-1, P-2, P-3, PWA, P B&N y P-7.

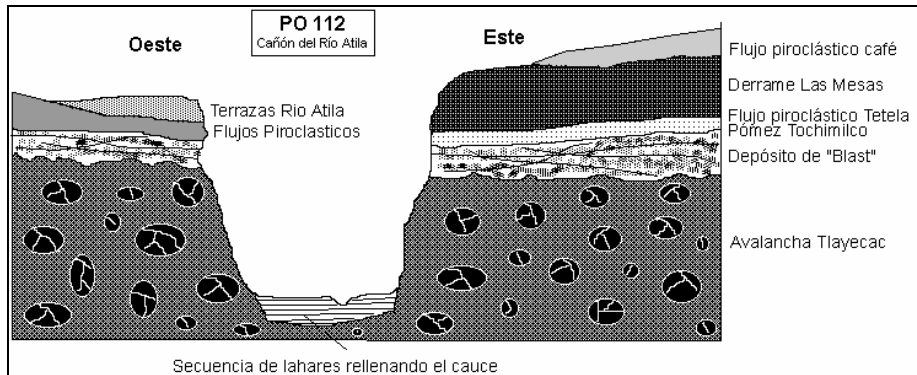


Figura 37: Corte de la barranca del río Atila, entre Tochimilco y Amecac

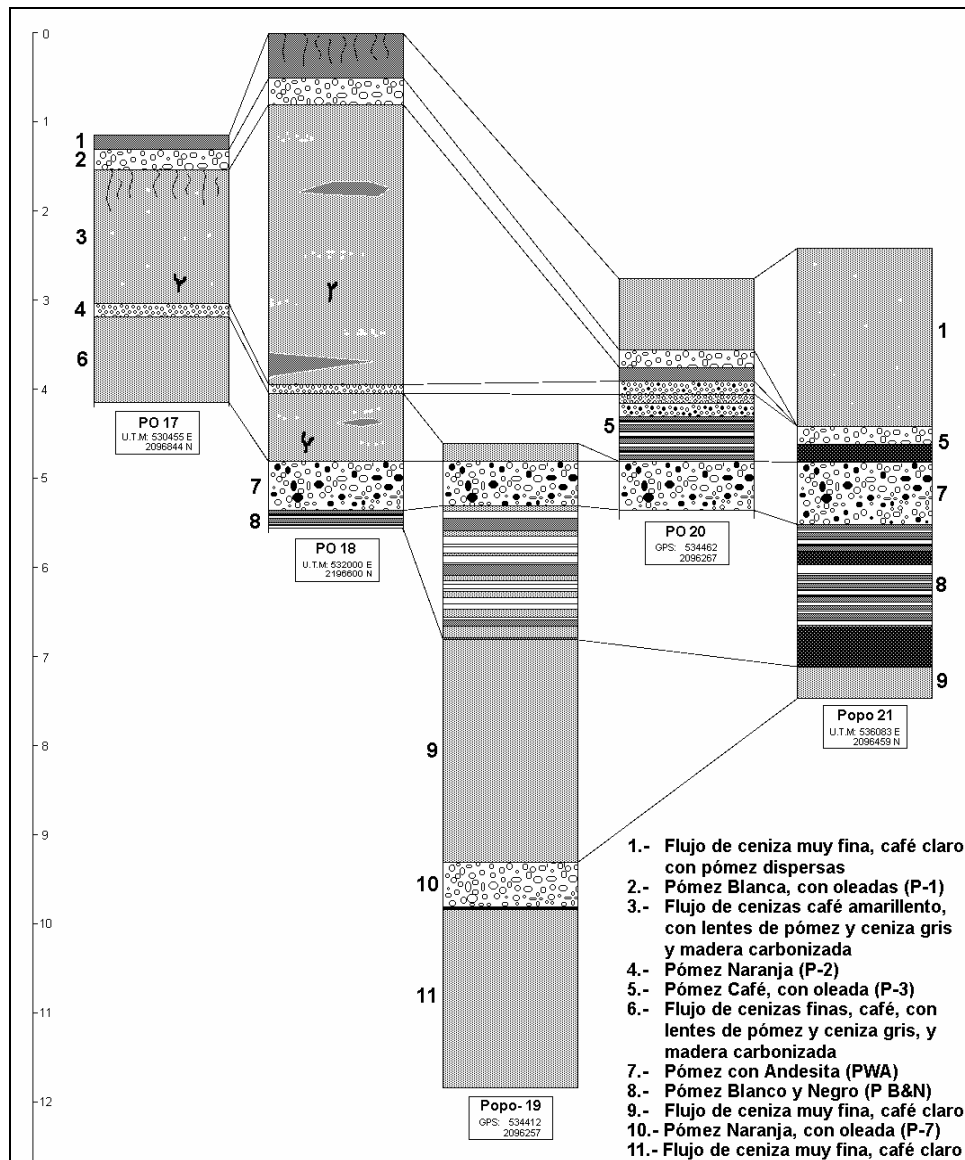


Figura 38: Secciones sobre los derrames El Fraile, zona distal.

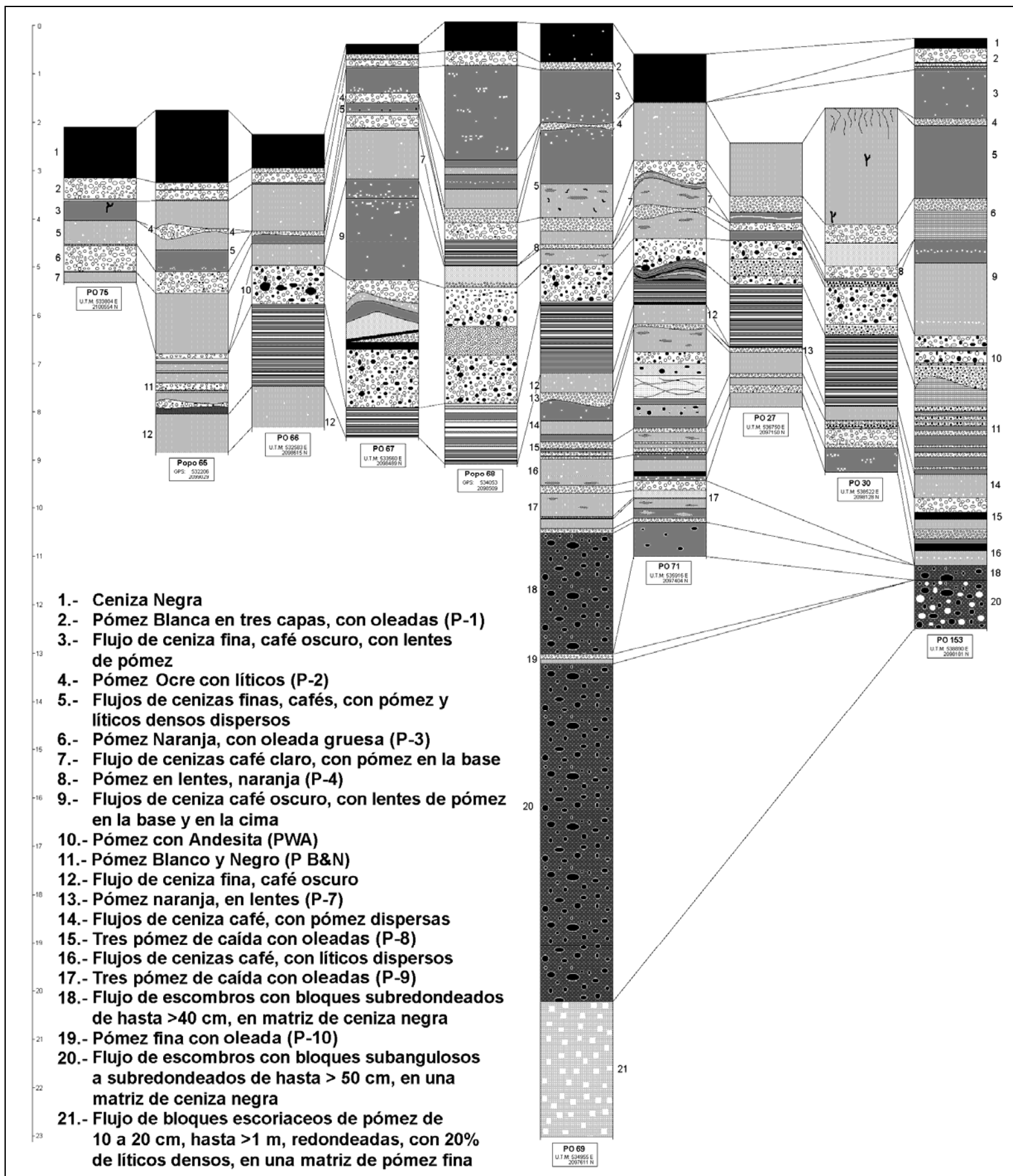


Figura 39: Secciones sobre los derrames El Fraile, zona proximal.

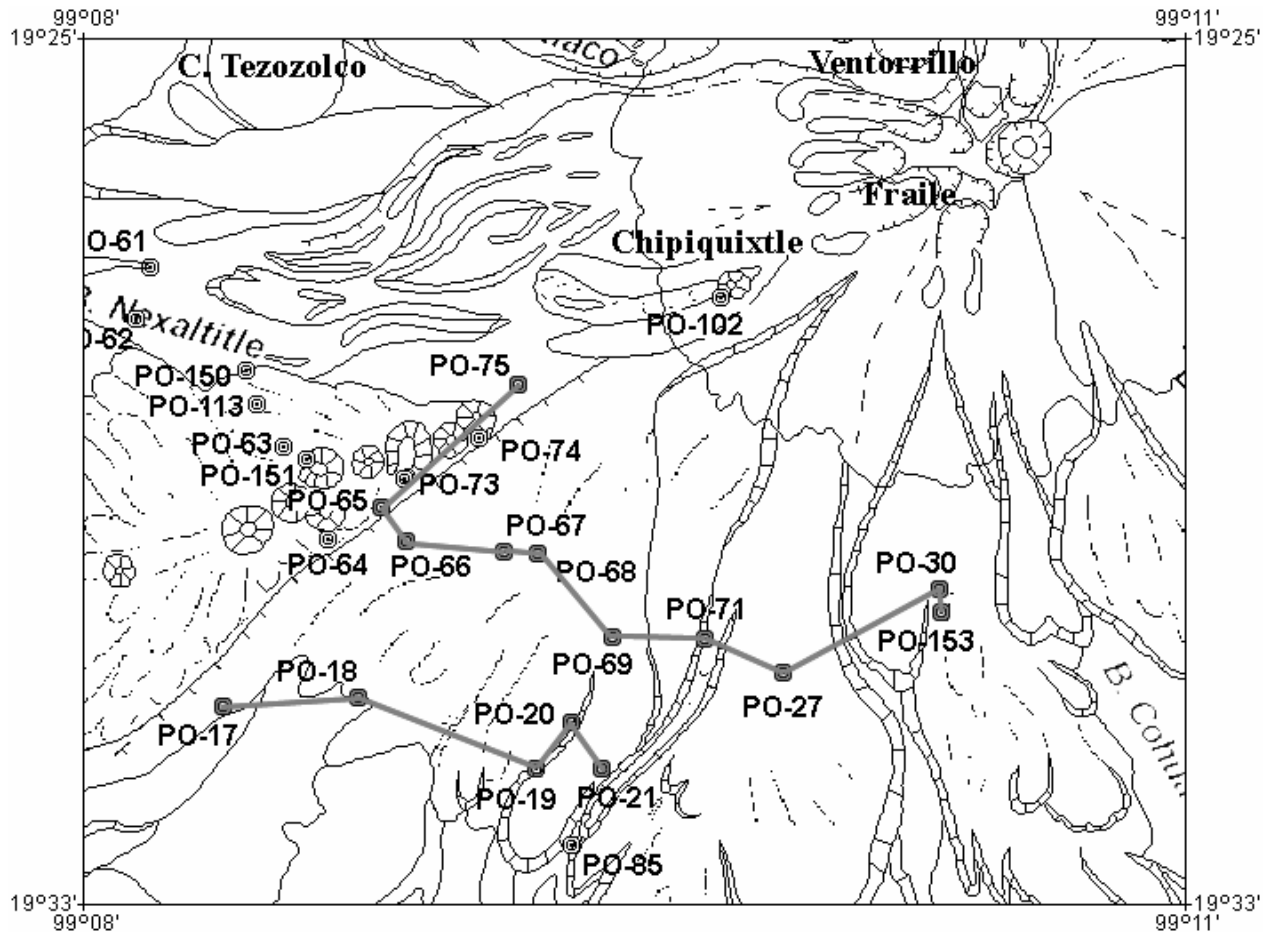


Figura 40: Ubicación de las secciones sobre los Derrames El Fraile

4.4.3.4. Laderas de lava con estructuras de flujo, sin huellas de erosión glacial.- Las laderas de lava de aspecto más juvenil se encontraron en el flanco oriental y nororiental del cono. No presentan evidencias de erosión, y todas las estructuras primarias (bordes, *levees*, ojivas, etc.) son perfectamente identificables, aunque en algunos de los derrames están algo suavizadas por la cubierta relativamente importante de depósitos piroclásticos.

a) *Derrames Las Cruces.-* En el flanco oriental del volcán pueden distinguirse una serie de derrames de lava de 20 a >100 metros de espesor. Algunos se originan en el borde del cráter actual, mientras otros se inician en la serie de bocas adventicias Ombligo-Xalipilcáyatl. Es importante destacar que estas bocas están alineadas con los Conos Adventicios de Ecatzingo. Aun cuando están cubiertos por varios depósitos piroclásticos, las estructuras primarias de los derrames (frentes, bordes y ojivas superficiales) están bien conservadas y pueden distinguirse incluso con la cubierta vegetal, lo que demuestra su relativa juventud (Figuras 41 y 42).

Consisten en lavas dacíticas a andesíticas, porfídicas, con muchos fenocristales de plagioclasas y algunos piroxenos, en una matriz gris claro a gris oscuro, rojizas al intemperismo. No se observan evidencias importantes de erosión glacial, aunque esto pudiera deberse a su orientación. Sobreyacen al abanico volcánico disecado Calpan y subyacen a los Lahares Xalitzintla, al derrame Nealtican y a las morrenas Milpulco.

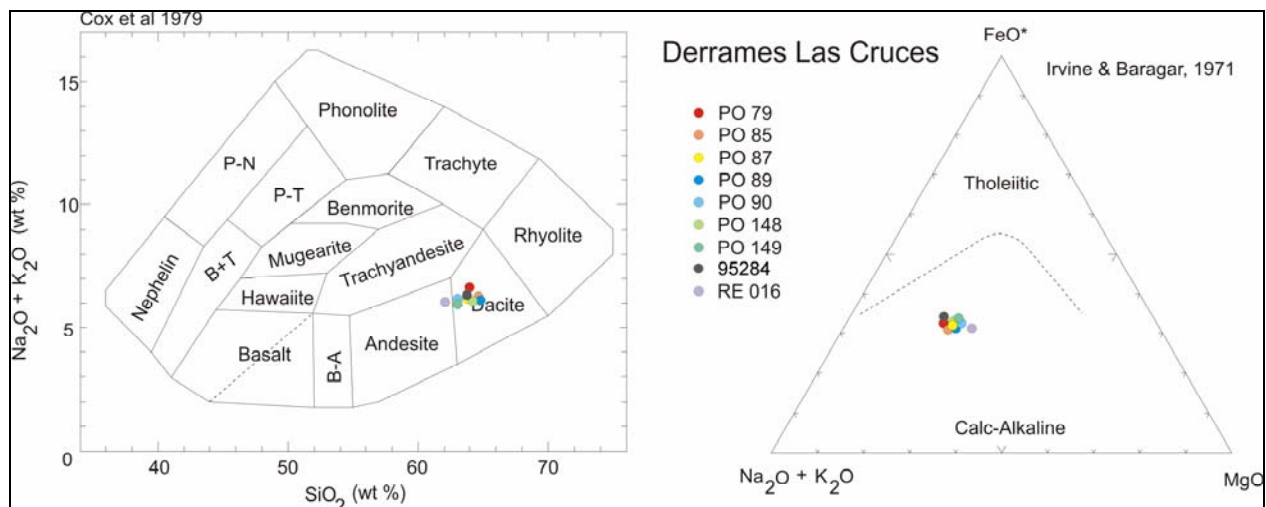


**Figura 41: Derrames Las Cruces y boca de El Ombligo, flanco noreste del Popocatépetl.**



**Figura 42: Derrames Las Cruces más recientes, en el flanco noreste del Popocatépetl.**

Se obtuvieron los análisis de 8 muestras que corresponden a esta unidad, las cuales varían entre andesitas y dacitas, pero casi todas las muestras son dacitas muy cercanas al límite con las andesitas (Figura 43).



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO79 <sup>1,2</sup>	543841 2106285	64.10	0.85	16.00	2.30	0.08	2.94	4.40	4.45	2.15	-	-	99.99
PO85 <sup>1,2</sup>	540342 2102589	64.80	0.75	15.60	1.90	0.08	3.20	4.50	4.20	2.10	-	-	100.01
PO87 <sup>1,2</sup>	540342 2102589	64.00	0.75	16.20	3.24	0.08	3.40	4.55	4.20	2.05	-	-	100.18
PO89 <sup>1,2</sup>	542096 2102593	65.00	0.80	15.80	1.63	0.09	3.40	4.40	4.10	2.00	-	-	100.56
PO90 <sup>1,2</sup>	540388 2104433	63.30	0.80	15.70	2.13	0.09	3.80	5.10	4.20	2.05	-	-	100.62
PO148 <sup>1,2</sup>	540164 2103668	64.40	0.80	16.30	2.59	0.08	3.20	4.80	4.10	2.00	-	0.06	100.50
PO149 <sup>1,2</sup>	592920 2105948	63.20	0.80	16.60	2.79	0.08	3.30	4.70	4.00	1.95	-	0.13	99.72
95284 <sup>3</sup>	545596 2106290	63.92	0.78	16.57	5.38	0.09	2.83	4.85	4.31	1.90	0.18	0.06	100.87
RE016 <sup>4</sup>	549319 2110347	62.17	0.71	16.37	5.18	0.09	4.1	5.51	4.28	1.79	0.17	0.38	100.75

**Figura 43: Muestras de los derrames Las Cruces.**  
 Robin (1984)<sup>1</sup>, Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>, Schaaf *et al.* (2005)<sup>3</sup> y este trabajo<sup>4</sup>.

Los derrames de lava están cubiertos por secuencias de tefras asociadas a las pómez P-2 y P-1. De hecho, los mayores espesores y las secuencias más completas de la pómez P-1 se encuentran en este sector (Figuras 44 a 46). Se distinguen 3 depósitos de pómez blanca de caída casi contemporáneos (P-1 A, B y C), separados por depósitos muy finos de oleadas piroclásticas, y por flujos de escombros líticos y de escorias infladas. Por debajo se observa otra de caída (P-1D) color crema. En esta zona son escasos los cortes profundos, y en pocas ocasiones se encontraron cortes que alcanzaran las lavas subyacentes. Sin embargo, se infiere que están a poca profundidad por la morfología de las estructuras primarias (*levees* y *ojivas*) de los derrames, claramente visible en las fotos aéreas.



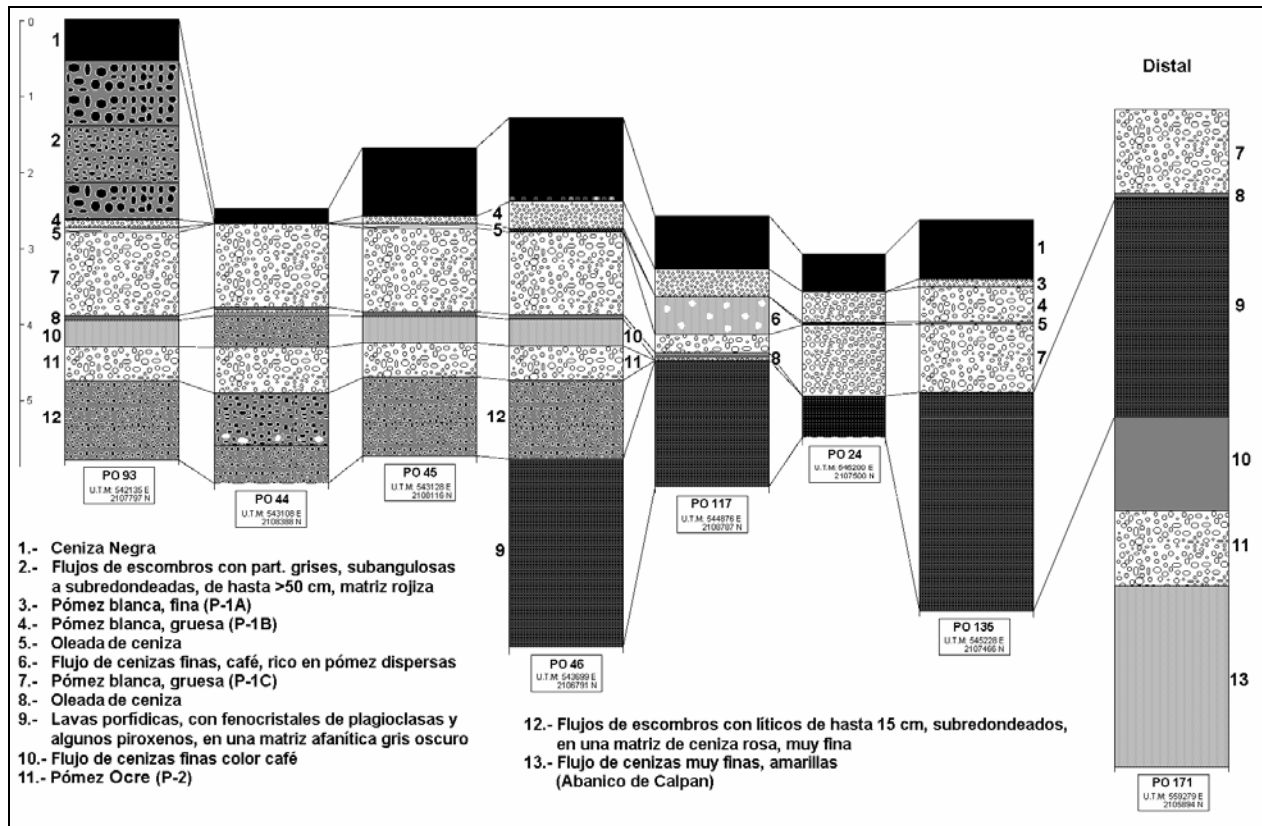


Figura 44: Cubierta piroclástica de la porción norte de los Derrames Las Cruces

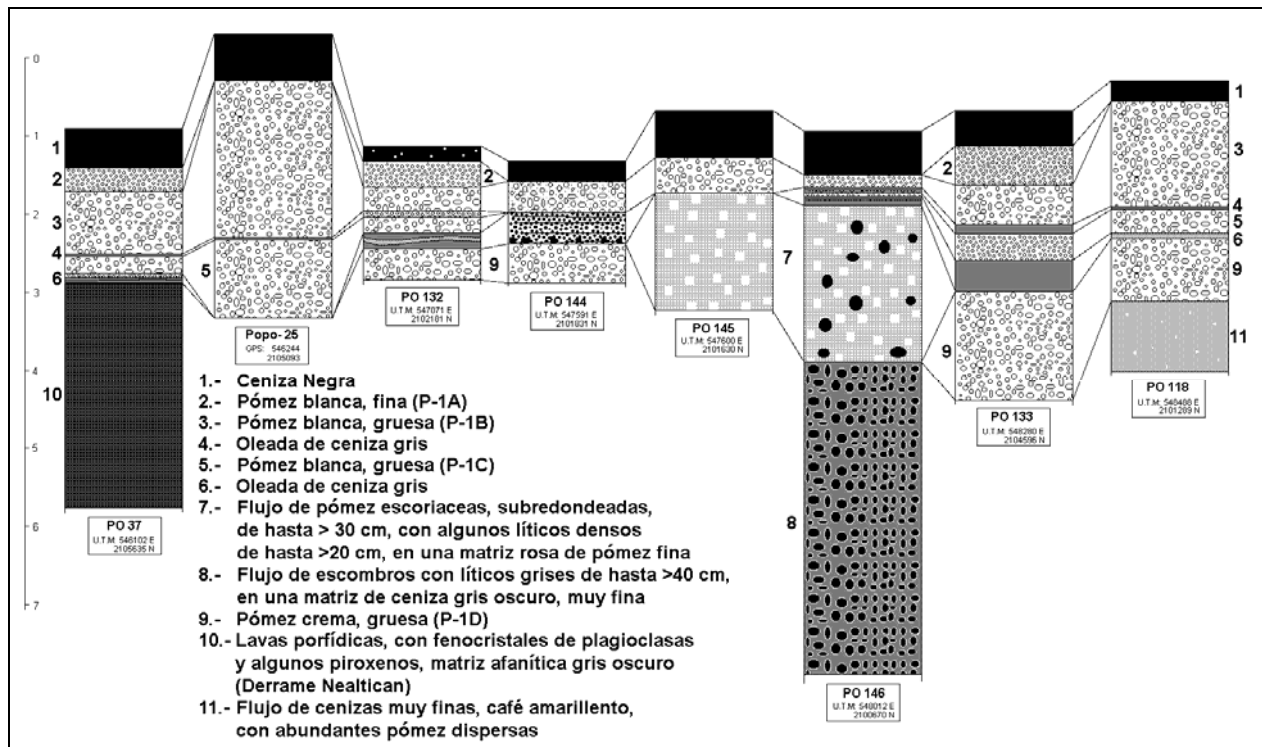
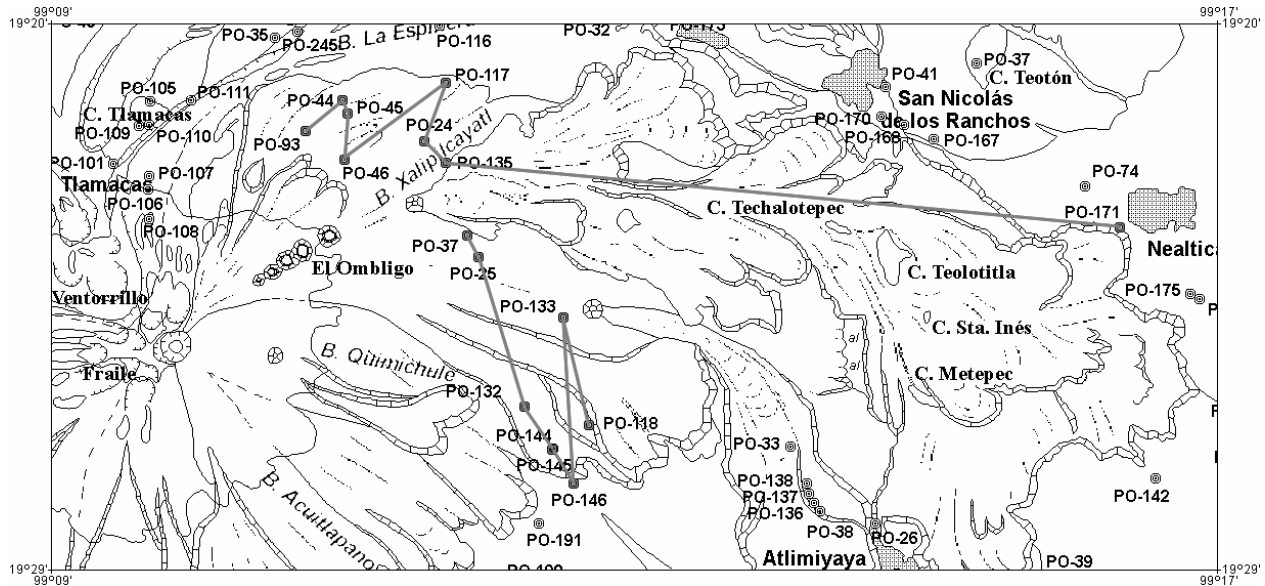


Figura 45: Cubierta piroclástica de la porción sur de los Derrames Las Cruces





**Figura 46: Ubicación de las secciones sobre los Derrames Las Cruces**

b) *Derrame Buenavista*.- En las cercanías de Buenavista, al oriente de Paso de Cortés, una loma alargada sigue el contacto entre los derrames Amacuilécatl y los derrames Ventorrillo. Es un derrame de dacítica (Nixon, 1989), vitrea, pobre en cristales de plagioclasas, de matriz gris oscuro a casi negro, cuyos bordes son claramente reconocibles en el campo, aunque por su pequeño tamaño no es fácilmente identificable en las fotos aéreas. Mide unos 20 metros de espesor, 50 a 100 metros de ancho y 4 km de largo. Sobreyace a los derrames Amacuilécatl y Ventorrillo, así como a la PWA y a la P B&N. Está cubierto por las pómez P-1, P-2 y P-3, y por la Ceniza Negra.

c) *Derrame Quimichule*.- En la ladera sureste del cono, a 4,200 msnm, en la cabecera de la barranca Quimichule, se encuentra un conspicuo derrame adventicio cuyos bordes, frente y ojivas superficiales son claramente reconocibles en las fotos aéreas. Mide más de 100 metros de espesor, y 5 km de largo. Sobreyace a los derrames El Fraile y a los derrames Las Cruces. Debido a la falta de caminos, no se pudo llegar a él durante el trabajo de campo, por lo que se desconoce la cubierta de tefras que pudiera tener, así como su composición.

d) *Derrame Atlimiyaya*.- También en la ladera sureste, a 2,800 msnm se observa otro cono adventicio, de unos 70 metros de alto y 250 metros de diámetro, donde se origina un derrame de lava en el que se distinguen claramente tanto los bordes y frente, como las ojivas y levees, mostrando su relativa juventud. Este derrame termina inmediatamente al noroeste de San Baltazar Atlimiyaya, y es una lava porfídica con cristales de plagioclasa en una matriz gris oscuro, casi negro. Sobreyace a los depósitos del abanico volcánico disecado de Calpan y a los derrames Las Cruces, y subyace al derrame Nealtican, a las pómez P-2 y P-1 y a la Ceniza Negra (Figuras 47 y 48).

e) *Derrame Chipiquixtle*.- El más elevado de los conos adventicios de Ecatzingo es un cono de escorias café rojizo, muy vesicular, de unos 200 metros de diámetro en su base y 50 de altura máxima. Un derrame de lava andesítica a dacítica, con pórfidos de plagioclasa en una matriz gris, afanítica, roja al intemperismo, de más de 100 metros

de espesor y 3 km de longitud se inicia en este cono, y sus bordes y frente son fácilmente reconocibles en las fotos aéreas, aunque sus estructuras superficiales están suavizadas por la cubierta piroclástica. Cubre a los derrames El Fraile, así como a las morrenas Hueyatenco. Está cubierto por la pómez P-1 y la Ceniza Negra.

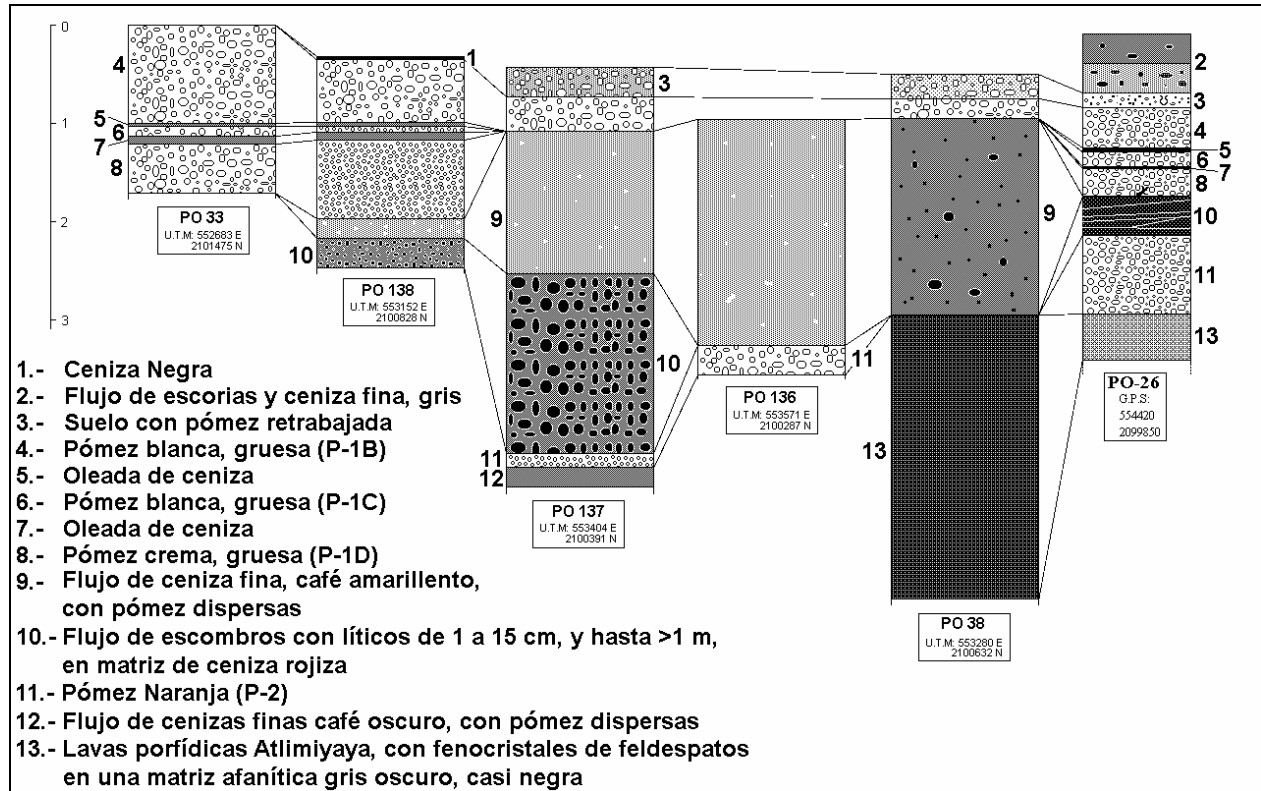


Figura 47: Cubierta Piroclástica del Derrame Atlimiyaya

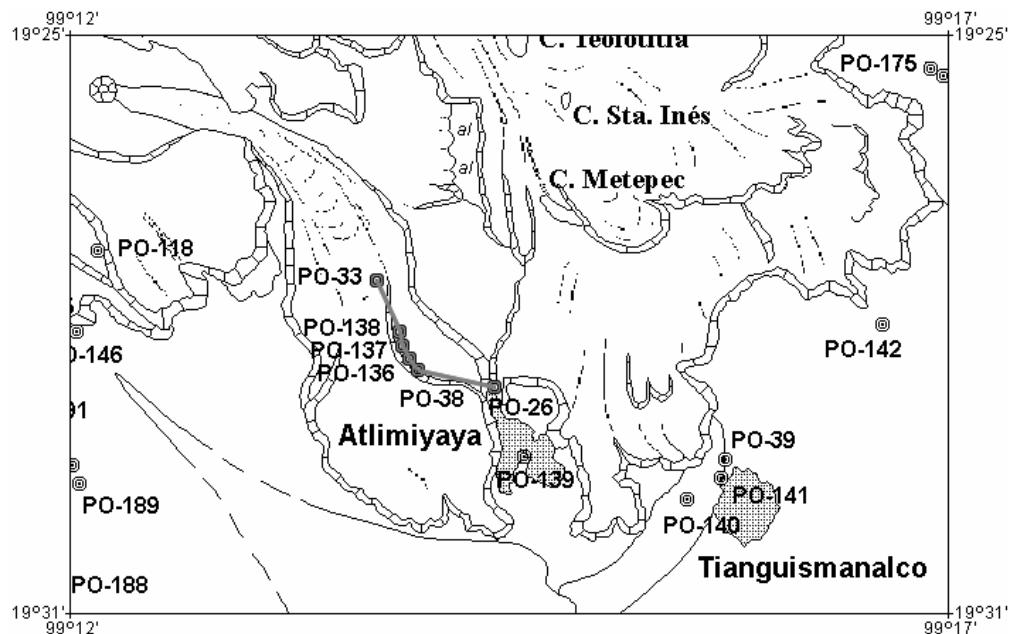


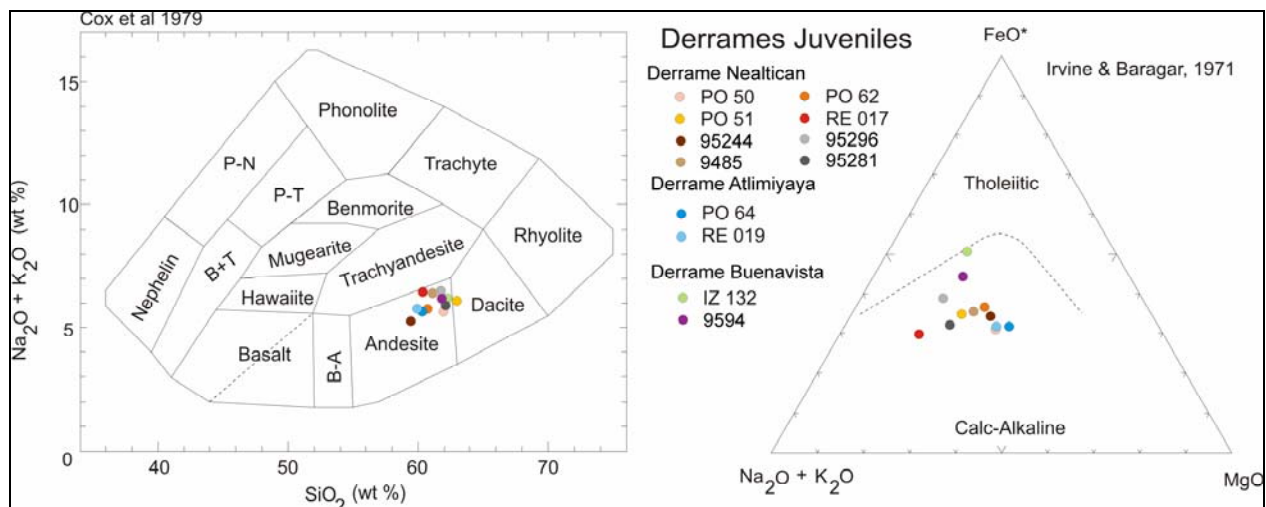
Figura 48: Ubicación de las secciones sobre el Derrame Atlimiyaya

f) *Derrame Nealtican*.- Es el conspicuo derrame de lava andesítica de color oscuro, originado en un cono de menos de 30 metros de alto y 100 de diámetro que constituye la más baja de las bocas adventicias de El Ombligo-Xalipilcayatl. Cubre todo el piedemonte oriental del volcán, al sur de Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos. Todas sus estructuras primarias (frentes, bordes, *levees* laterales, ojivas, etc.) son perfectamente reconocibles. Se trata de lavas andesíticas porfídicas, con fenocristales de plagioclasas, algunos piroxenos y olivinos, y frecuentes xenolitos, en una matriz gris oscuro, casi negro. El espesor de este derrame es variable de 20 a >100 metros y supera los 20 km de longitud (Figura 49). Su emplazamiento modificó el patrón de drenaje en la desembocadura de la barranca La Espinera, deflectándolo hacia el noreste. Cubre a los derrames Las Cruces y a los flujos piroclásticos del abanico volcánico disecado de Calpan, así como a los Lahares Xalitzintla, a los Lahares Tianguismanalco y a la pómez P-2. Está cubierto por la pómez P-1 y la Ceniza Negra, por la parte alta de los Lahares Xalitzintla y por los Lahares Tecuanipan.



**Figura 49: Frente del derrame Nealtican, al oeste de Tecuanipan. Cono moderno al fondo.**

Se obtuvieron análisis de una muestra del derrame Buenavista, dos muestras del derrame Atlimiyaya y 4 muestras del derrame Nealtican, situado al suroeste de San Buenaventura Nealtican (Figura 50). El derrame Buenavista es andesítico, muy cercano al límite con las dacitas, mientras que el derrame Atlimiyaya es claramente una andesita. Llama la atención la variación en composición del derrame Nealtican. Las dos muestras más ricas en  $\text{SiO}_2$  (PO 50 y PO 51), de composición cercana al límite entre las dacitas y andesitas, provienen del frente y centro de la lengua del derrame situada al sur de Xalitzintla, mientras que las otras dos muestras, más andesíticas, provienen del frente de la lengua más larga del derrame, que subyace a la anterior.



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO50 <sup>1,2</sup>	549098 2108143	62.00	0.60	15.50	2.45	0.08	5.20	5.40	4.20	1.40	-	-	99.55
PO51 <sup>1,2</sup>	549098 2108143	63.00	0.90	16.30	2.45	0.09	3.55	4.90	4.40	1.70	-	-	100.43
PO62 <sup>1,2</sup>	559631 2104485	60.80	0.90	15.60	4.15	0.10	4.50	4.90	3.75	1.95	-	-	99.03
RE017 <sup>5</sup>	554561 2099531	60.49	0.69	19.11	4.02	0.7	2.17	6.11	4.88	1.63	0.196	0.2	100.20
95244 <sup>4</sup>	556135 2100787	59.34	0.67	15.67	6.19	0.10	6.20	6.21	3.76	1.51	0.15	0.84	100.64
9485 <sup>4</sup>	559631 2104486	61.20	0.87	16.27	5.64	0.09	3.72	4.88	4.41	2.07	0.22	0.12	99.49
95296 <sup>4</sup>	557900 2097103	61.94	0.89	16.45	5.72	0.09	3.74	5.03	4.43	2.07	0.22	0.08	100.67
95281 <sup>4</sup>	554370 2104470	62.10	0.84	16.27	5.70	0.09	3.79	5.06	4.27	1.85	0.21	0.12	100.29
PO64 <sup>1,2</sup>	591233 2098255	60.50	0.70	15.60	3.91	0.08	6.00	5.60	3.75	1.80	-	0.47	100.23
RE019 <sup>5</sup>	554664 2097802	60.13	0.66	16.24	5.46	0.098	5.19	5.93	4.07	1.55	0.149	0.49	99.97
IZ132 <sup>3</sup>	542079 2110096	62.43	0.79	16.45	5.32	0.09	3.27	5.17	4.56	1.62	0.21	0.17	100.08
9594 <sup>4</sup>	542080 2109970	61.90	0.81	16.74	5.48	0.09	3.45	4.90	4.47	1.78	0.18	0.19	99.99

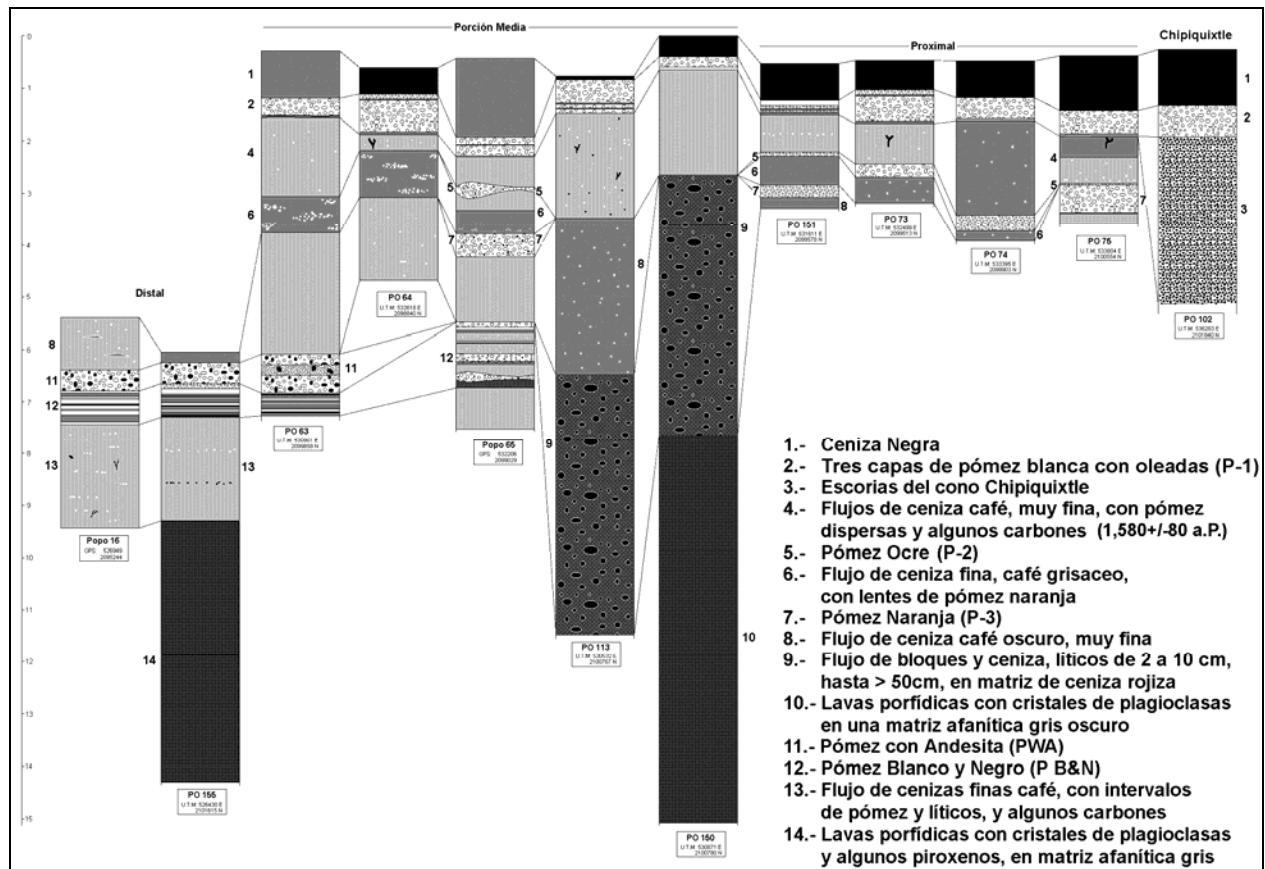
**Figura 50: Muestras de los Derrames Juveniles.**  
 Robin (1984)<sup>1</sup>, Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>, Nixon (1989)<sup>3</sup>, Schaaf *et al.* (2005)<sup>4</sup> y este trabajo<sup>5</sup>.

El derrame Nealtican está cubierto únicamente por la pómez P-1, y sobreyace a un flujo piroclástico café que cubre a la pómez P-2 (sección PO-171, figura 44, pag. 80). Panfil *et al.* (1999) consideran a este derrame casi contemporáneo a la erupción de la P-2, pero la presencia de un flujo piroclástico entre las dos unidades (que Panfil *et al.* no observaron), así como el hecho de que el derrame Nealtican es producto de una erupción de flanco mientras la P-2 debe haberse originado en el cráter central, así como los estilos totalmente distintos de erupción, hacen pensar que no necesariamente son contemporáneos, así que se considera aquí que la edad de este derrame está simplemente entre la de esas erupciones plinianas, pero no necesariamente es contemporánea a alguna de ellas.

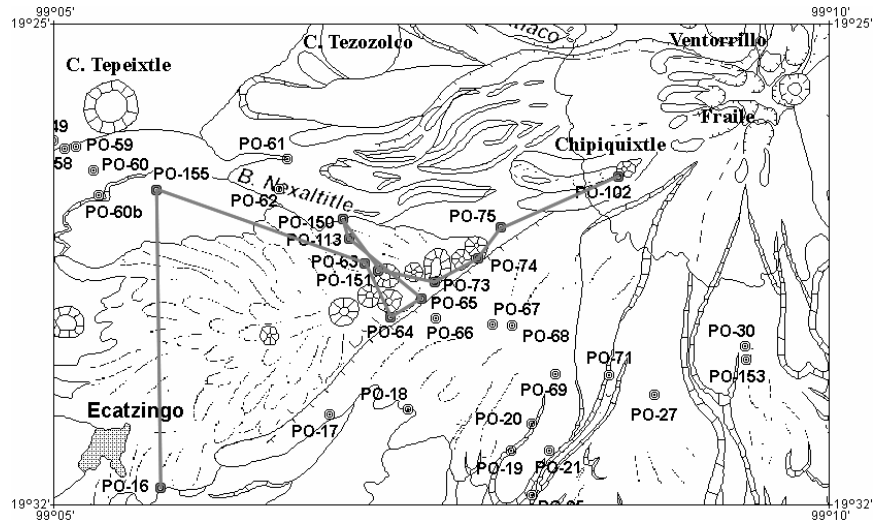
**4.4.3.5 Conos Adventicios.-** Además de aquellos conos adventicios que dieron origen a derrames individuales ya descritos (Nealtican, Chipiquixtle, Quimichule y Atlimiyaya), en las laderas exteriores del Popocatépetl se reconocieron 2 grupos de conos adventicios:

a) **Conos Adventicios de Ecatzingo.-** Se trata de una serie de conos de menos de 100 hasta 150 metros de altura y un promedio de 500 metros de diámetro (dimensiones medidas en el mapa topográfico), alineados hacia el sudoeste del cono principal en dirección al poblado de Ecatzingo. Algunos de los conos y sus derrames están cortados por pequeñas fallas paralelas a la dirección en que están alineados estos conos. Sin embargo, han sido muy poco erosionados por el actual sistema de drenaje, que en general sigue los contactos entre los derrames. Los derrames emitidos por estos conos son morfológicamente similares a los derrames El Fraile, ya que sus estructuras primarias no son claramente identificables, pues están cubiertos por gruesos depósitos de piroclastos que incluyen a las pómez B&N, PWA, P-3, P-2, P-1 y la Ceniza Negra. Sobreyacen a la avalancha Tlayecac y subyacen a los abanicos coalescentes Amecameca-Ozumba.

Las secciones levantadas permitieron determinar que los conos más distales se encuentran cubiertos por la PWA y la P B&N. Los intermedios sobreyacen a esos depósitos, pero están cubiertos al menos por la pómez P-3, mientras que el Cerro Chipiquixtle, el más alto de los conos adventicios, sólo está cubierto por la pómez P-1 y la Ceniza Negra (Figuras 51 y 52).

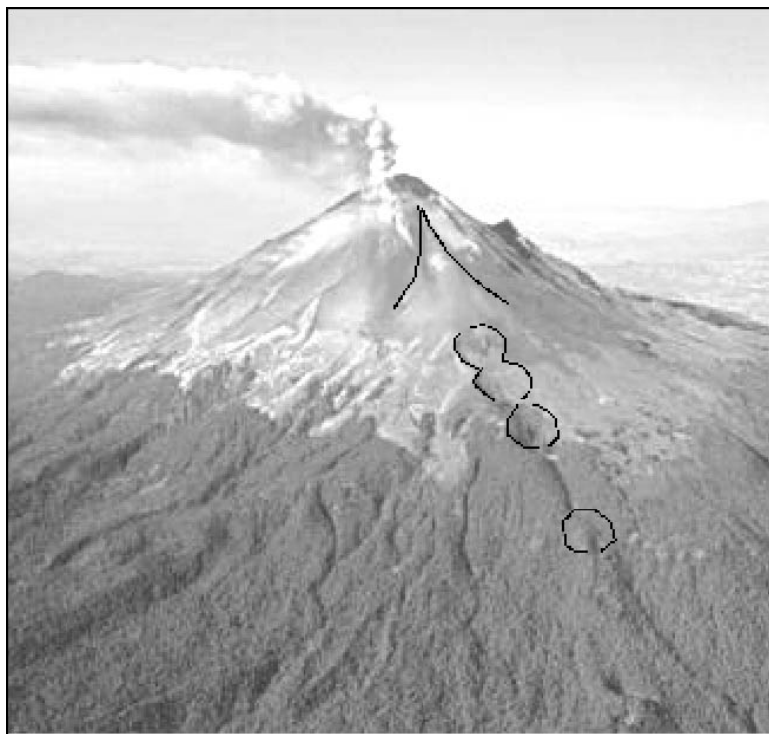


**Figura 51: Secciones levantadas sobre los Conos Adventicios de Ecatzingo.**



**Figura 52: Ubicación de las secciones sobre los Conos Adventicios de Ecatzingo**

b) *Conos Adventicios Ombligo-Xalipilcayatl.*- En el flanco noreste del cono principal se distingue una serie de conos adventicios alineados, algunos de ellos apenas marcados en el relieve y otros de hasta 50 metros de altura y 200 metros de diámetro (Figura 53). También están alineados con el inicio de los derrames Las Cruces en el borde del cráter. El más elevado de estos conos es conocido como El Ombligo, mientras que los más bajos forman la cabecera de la barranca Xalipilcáyatl. Los derrames emitidos por estos conos adventicios son indistinguibles morfológicamente de los derrames Las Cruces, y fueron cartografiados juntos. La boca del derrame Nealtican también está alineada con estos conos adventicios.



**Figura 53: Flanco noreste del Popocatepetl. Bocas adventicias Ombligo-Xalipilcáyatl, alineadas desde el cráter hacia la esquina inferior derecha de la foto.**

#### 4.4.4. Abanicos Volcánicos de Piedemonte

A partir de la imagen de satélite se pudieron identificar cuatro grandes abanicos volcánicos que constituyen el piedemonte del volcán Popocatepetl. Las diferencias en grado de disección visible en las fotografías, así como las variaciones en cobertura piroclástica, edad y grado de intemperismo, producen diferencias claras en la respuesta espectral de las superficies menos erosionadas de estos abanicos, lo que permitió diferenciarlos y hacer inferencias sobre la evolución de los mismos. El carácter heterolitológico de la mayoría de las unidades morfoestratigráficas que conforman el piedemonte del volcán, formadas por secuencias de depósitos de flujos de escombros y en las partes proximales interdigitadas con flujos piroclásticos, no se presta para una discriminación de carácter químico. La caracterización litológica de los abanicos volcánicos de piedemonte se hizo entonces mediante el análisis de las secciones levantadas, aunque apoyada en algunos análisis.

a) Abanico Volcánico Disecado Calpan. - Con este nombre se hace referencia a un abanico muy grande, con vértice a 3,200 msnm, en la desembocadura de la Barranca Pipinahuac, un valle glacial, que tiene su cabecera en el cráter del volcán Pies. La superficie del abanico es plana, con una leve inclinación hacia el este y sudeste, y está disecada en forma radial por profundas barrancas de menos de 300 metros de ancho y hasta más de 200 metros de profundidad (Figura 54). El abanico se extiende hacia el este y sureste, fuera del área cartografiada, al menos hasta el Valle del Río Atoyac, a 2,000 msnm., donde se integra con otros abanicos de piedemonte procedentes del volcán La Malinche, para formar la planicie de Puebla. El nombre hace referencia al poblado de Calpan, ubicado en el centro del abanico. En las porciones distales, sobresalen sobre la planicie algunos cerros de origen volcánico, como el C. Teotón, el C. Tecajete y el volcán Zapotecas, y la morfología indica que fueron rodeados por los depósitos que forman el abanico, cuyo emplazamiento anteceden. Hacia el sureste de Atlixco, en la porción distal, la planicie se transforma en una serie de lomeríos que terminan en forma de lenguas.



Figura 54: Fotografía aérea de la porción proximal del Abanico Disecado de Calpan.

El patrón radial de los profundos barrancos que disectan a este abanico es muy conspicuo, y resalta la forma del mismo. El cañón en el que se originan estos barrancos, que probablemente canalizó los depósitos que lo conforman, tiene su cabecera en el amplio cráter del volcán Pies, y el reconocimiento de campo mostró que presenta evidencias de erosión glacial y morrenas Hueyatenco y Milpulco.

La litología de los depósitos que conforman el Abanico volcánico disecado de Calpan ha sido estudiada en las cercanías de dicho poblado; entre Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos, así como al oeste de Huejotzingo, entre los poblados de Domingo Arenas y Santa María Atexcac, y al oeste de San Antonio Tlatenco. Las secciones elaboradas (Figuras 55 a 60) muestran que el depósito consiste en una gruesa (> 200 m) secuencia de depósitos piroclásticos muy finos, con contenido variable de pómez y líticos, en capas de hasta varios metros de espesor, intercalados con ocasionales depósitos de caída de lapilli andesítico a dacítico. En la región distal, tanto hacia la planicie de Puebla (valle del río Atoyac) como hacia el valle de Atlixco (río Nexapa) estos depósitos sobreyacen a un depósito muy grueso de avalancha, con bloques tipo "jigzaw" de varios metros de diámetro, de lavas andesíticas a dacíticas, en una matriz de color gris en la que se presentan líticos rojos y negros, y que contiene algunos fragmentos de pómez redondeadas. Siebe *et al.* (1995a) consideran que este depósito es una avalancha procedente del volcán Pies.

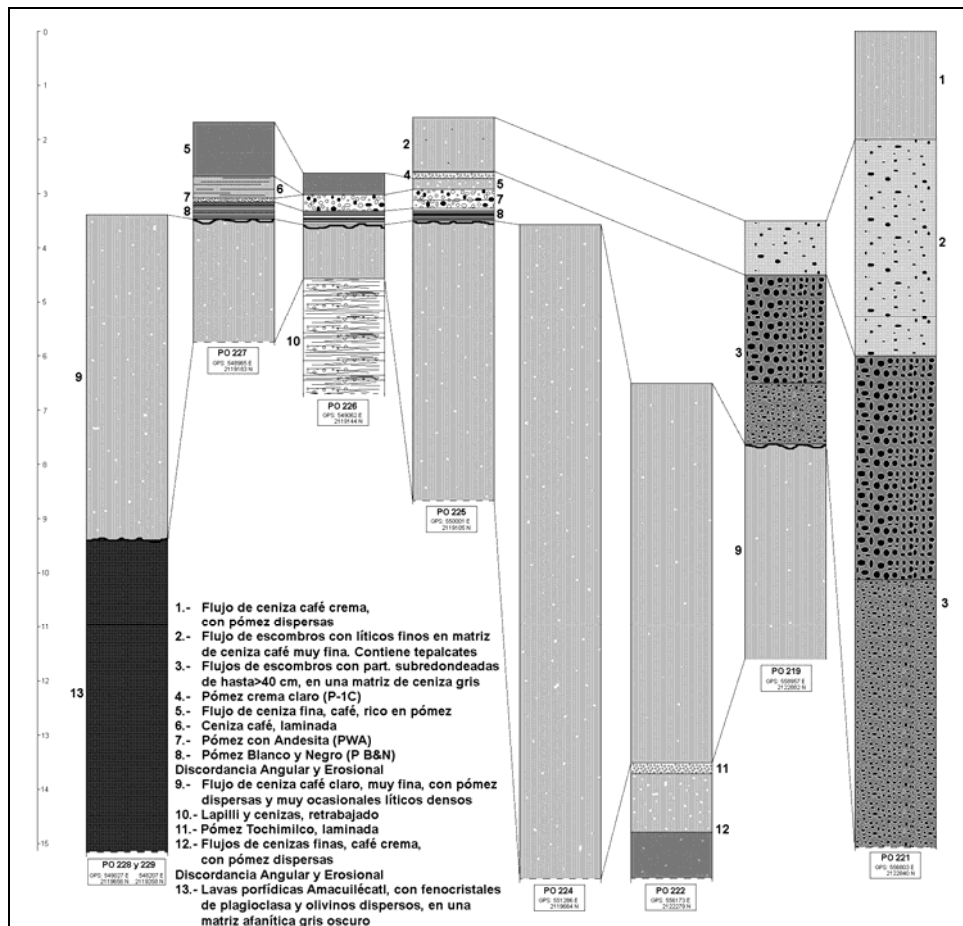


Figura 55: Secciones en la porción proximal norte del Abanico Volcánico Disecado Calpan. (Situadas al norte del área cartografiada)



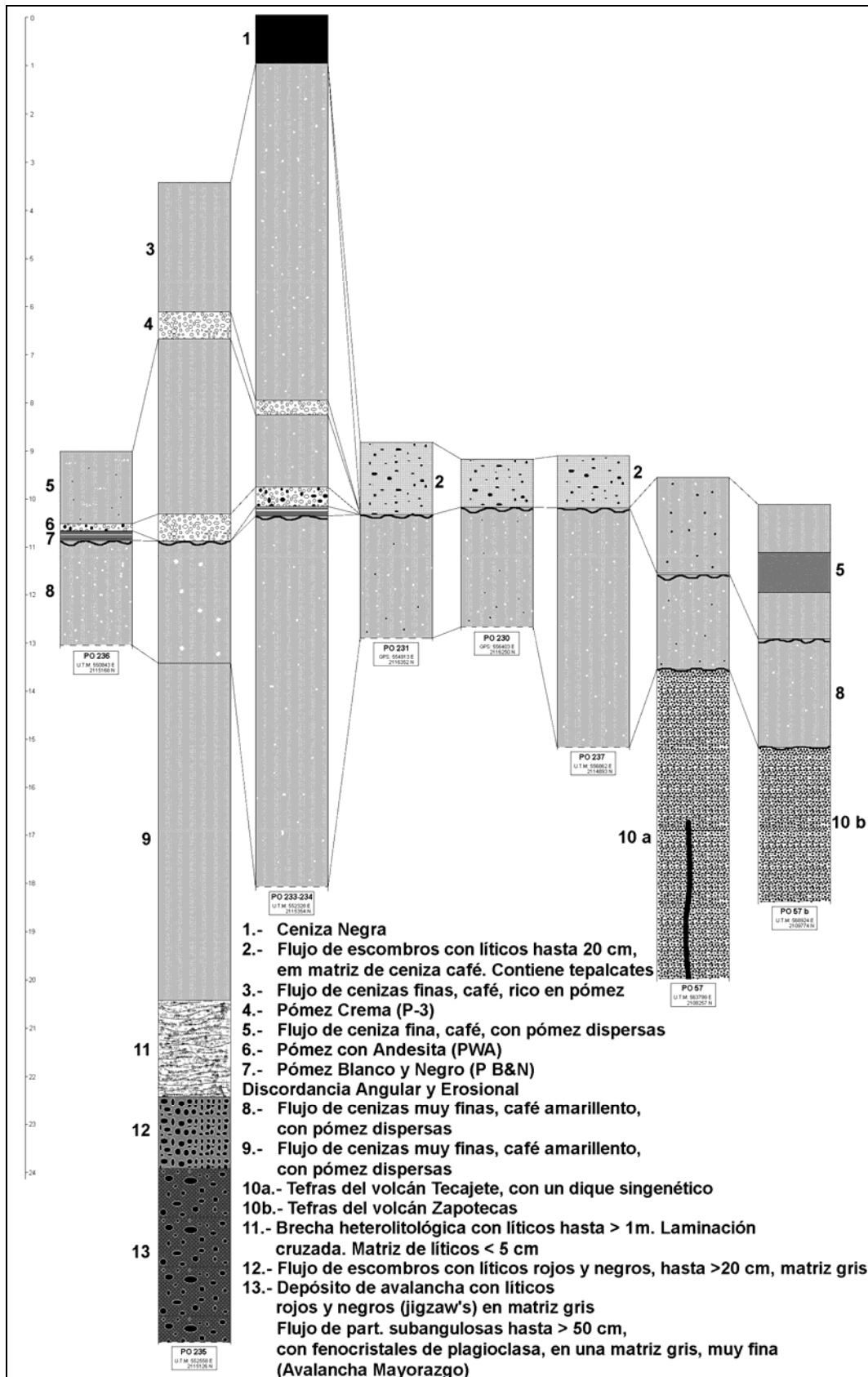


Figura 56: Secciones en la porción proximal centro del Abanico Volcánico Disecado Calpan.

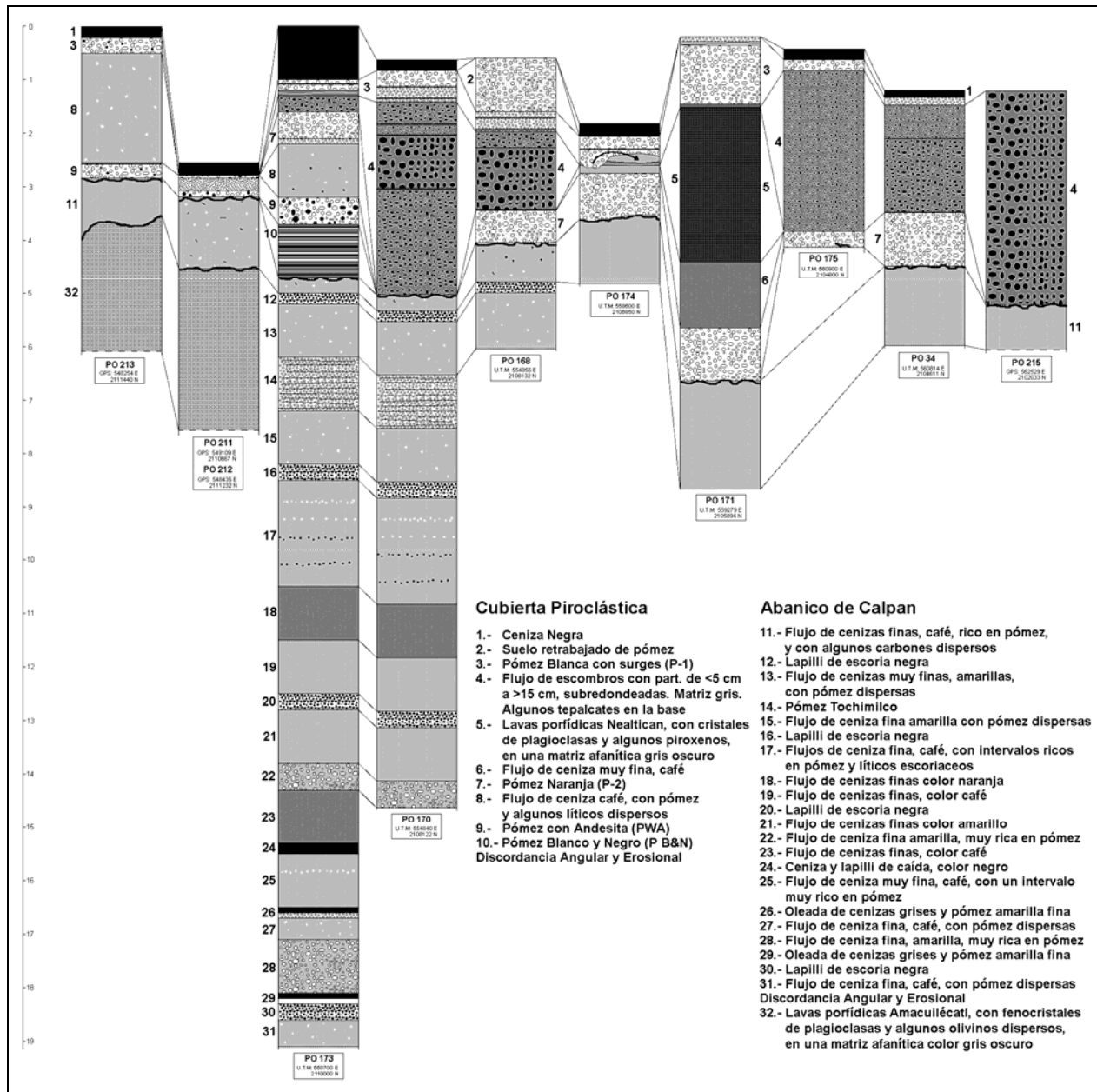


Figura 57: Secciones en la porción proximal sur del Abanico Volcánico Disecado Calpan.

Los mejores afloramientos de esta avalancha se encuentran en los cortes del “Periférico” de Puebla, a la altura del río Atoyac, en las cercanías del poblado de Mayorazgo, pero su morfología se observa mejor al sur de Atlixco. Por otro lado, los cerros Techalotepec, Teteolotitla, Santa Inés y Metepec, rodeados por el derrame Nealtican, así como el cerro Texzitzi, al oeste de Calpan y rodeado por los flujos del abanico Calpan, están constituidos por el material de la avalancha Mayorazgo, y constituyen probablemente *hummocks* de esta avalancha.

Litológicamente, el Abanico Volcánico Disecado de Calpan consiste entonces en dos unidades, la aquí denominada Avalancha Mayorazgo, probablemente causada por un colapso parcial del edificio volcánico del Volcán Pies (Nixon, 1989; Siebe *et al.*, 1995a) y una serie de depósitos de flujos de cenizas y de escombros que forman el

abanico *sensu stricto*, y que fueron canalizados por la Barranca Pipinahuac, intercalados con delgados depósitos de caída. Los depósitos de avalancha sobreyacen en la región de Valsequillo (valle de Puebla) a un flujo piroclástico procedente de La Malinche fechado en  $\pm 38,000$  años a.P. (Martin Del Pozzo, *com.pers.*), y en la región de Atlixco sobreyacen directamente a las Vulcanitas Atlixco. Los flujos piroclásticos en la región media sobreyacen a los depósitos de los volcanes Teotón, Tecajete y Zapotecas.

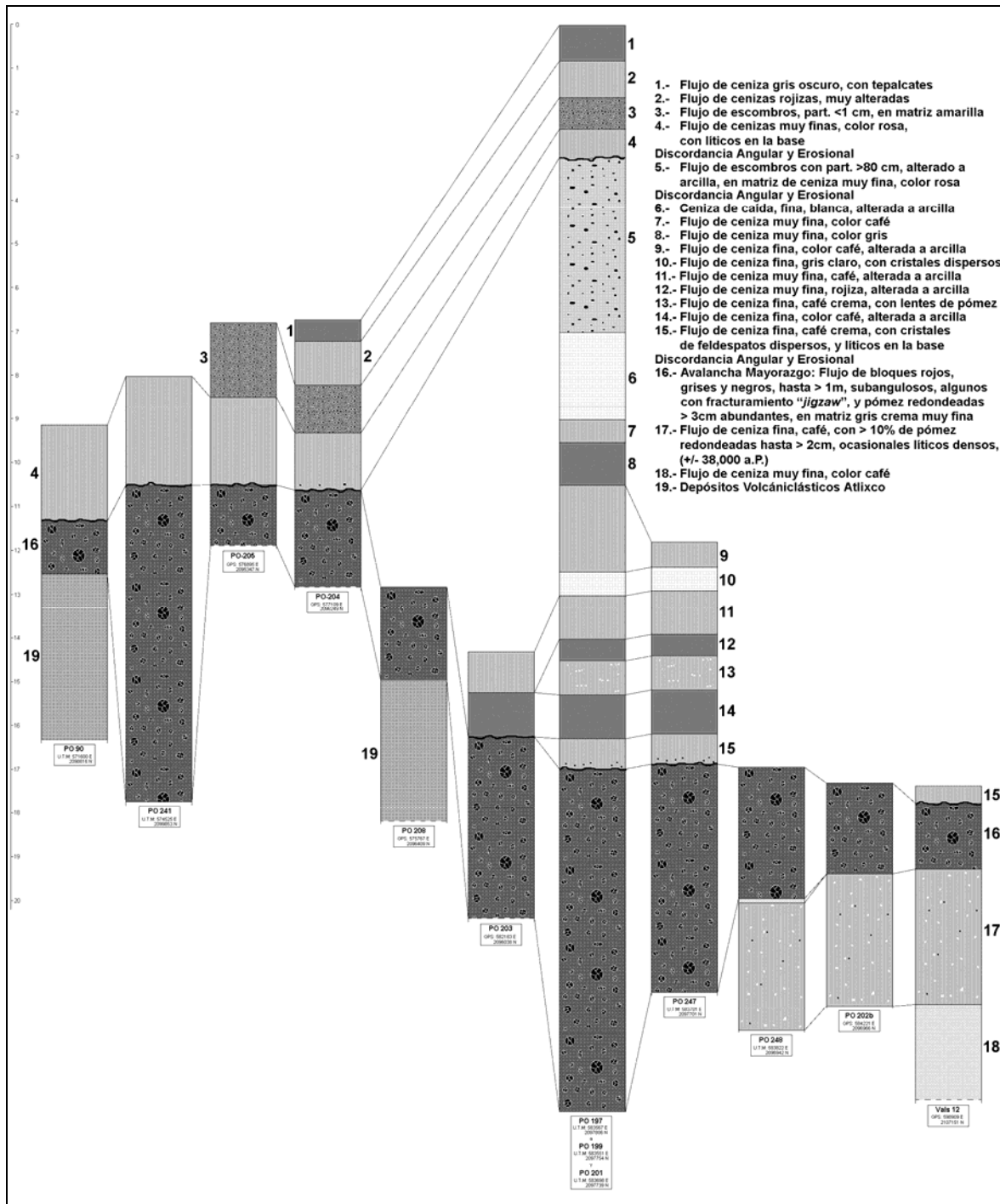
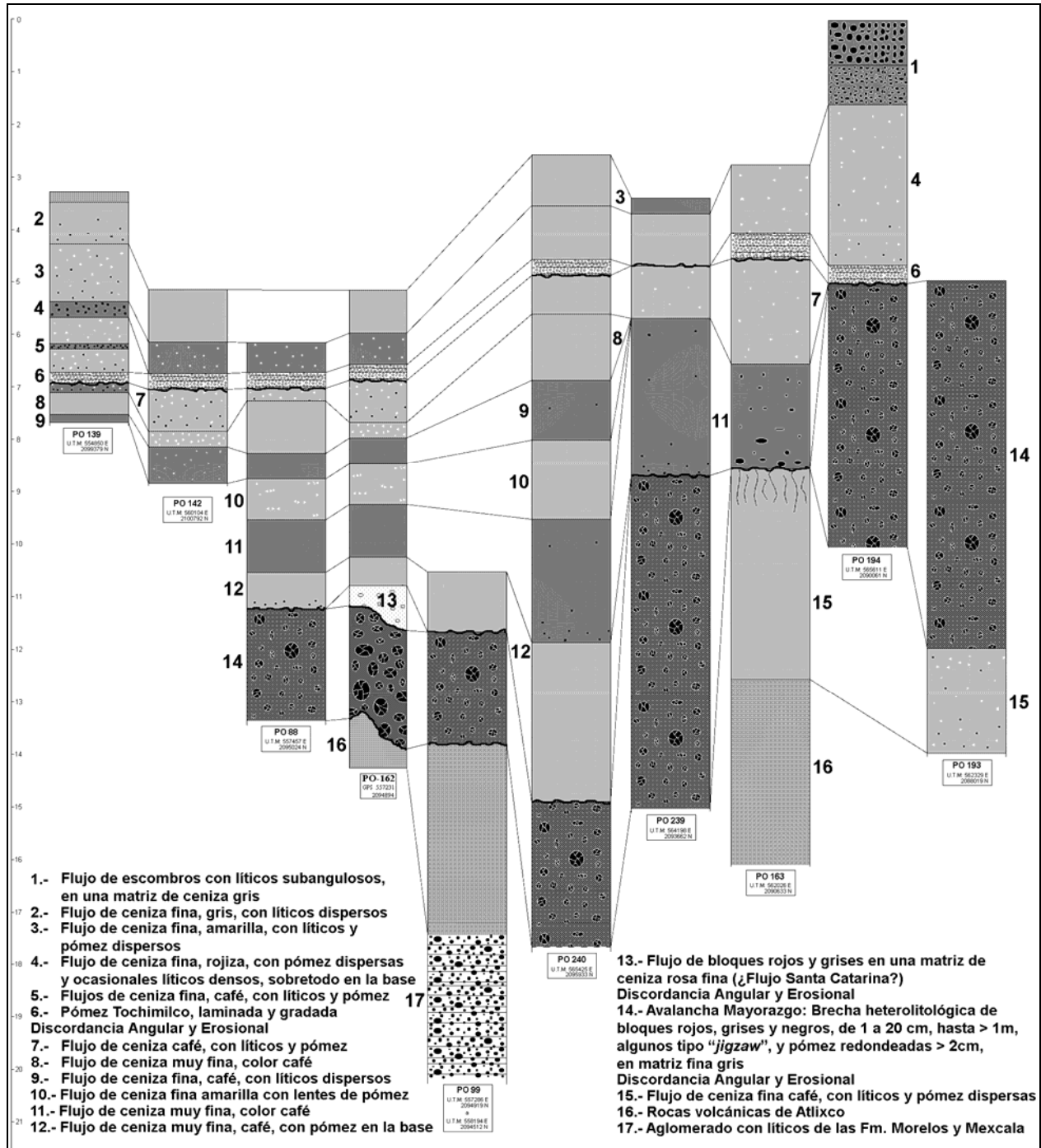


Figura 58: Secciones en la porción distal del Abanico Volcánico Disecado Calpan, hacia el valle de Puebla (Situadas al este del área cartografiada).



**Figura 59: Secciones en la porción distal del Abanico Volcánico Disecado Calpan hacia el valle de Atlixco.**

El Abanico Volcánico Disecado Calpan está cubierto discordantemente por tefras de las pómez P-1, P-2, P-3, PWA y P B&N, y la porción superior está interdigitada con la pómez Tochimilco.

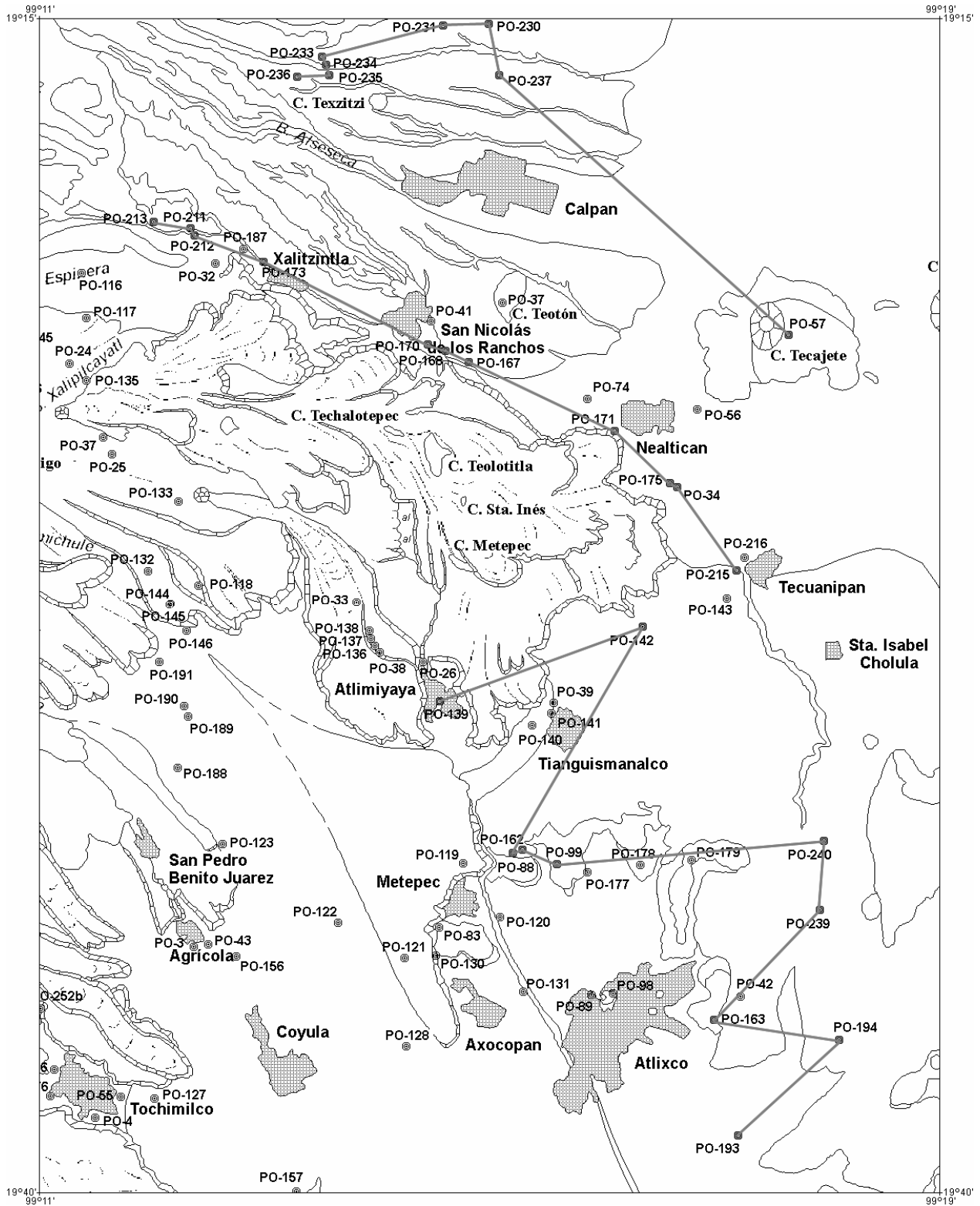


Figura 60: Ubicación de las secciones sobre el Abanico Volcánico Disecado Calpan

b) Abanico Volcánico con “Hummocks” Tlayecac.- Consiste en una ladera inclinada en forma de abanico dirigido hacia el suroeste desde las cercanías de Tetela y Hueyapan y que se extiende fuera del área de estudio. Este abanico presenta una morfología caracterizada por la presencia de gran cantidad de cerros puntiagudos conocidos como *hummocks*, con formas alargadas y de muy fuerte pendiente ladera arriba y pendiente menor ladera abajo, que en las porciones proximales (alrededores de Tetela y Hueyapan) miden hasta 200 metros de alto por encima del nivel local de la ladera y son de laderas muy abruptas (Figura 61), pero que disminuyen de altura rápidamente con la distancia al volcán, de tal manera que en las porciones distales consisten en lomeríos de relieve muy escaso. El eje mayor de estas elevaciones es perpendicular a la de mayor pendiente del abanico.



**Figura 61: *Hummocks* de la avalancha Tlayecac superior cerca de Hueyapan. Al fondo el cono moderno.**

El nombre de esta unidad se refiere a la Formación Tlayecac, unidad litoestratigráfica propuesta por Fries (1965) para referirse a estas rocas y cuya zona de afloramiento corresponde con la de la unidad morfoestratigráfica aquí propuesta. Según Fries (1965) la Fm. Tlayecac consiste en “capas másivas de material clástico derivado del Popocatepetl, constituidas de trozos angulosos y subangulosos con diámetros hasta de más de 1 m. mezclados con otros más pequeños y con material de grano más fino hasta el de la arcilla, sin estratificación interna discernible”.

Los *hummocks* están formados por una brecha heterolitológica de fragmentos líticos angulosos, que incluye bloques muy grandes (>10m) con fracturamiento tipo rompecabezas (*jigzaw*), en una matriz de material similar más fino (Figura 62). Fueron

identificados como producto de una avalancha de tipo Bezymianny por Robin y Boudal (1987). Siebe *et al.* (1995a) identificaron 3 avalanchas distintas en esta zona, y fecharon la más reciente en 22,000 a 23,655 años a.P.



**Figura 62: Contacto entre las avalanchas Tlayecac Superior e Inferior. Nótese el bloque con fracturamiento en rompecabezas (*jigzaw*) abajo del martillo.**

En este trabajo se identificaron solamente dos depósitos de avalancha, el inferior de mucha mayor extensión y espesor que el superior. Estos dos depósitos serían dos “miembros” de la Fm. Tlayecac y corresponderían a las dos avalanchas más recientes identificadas por Siebe *et al.* (1995a). Sin embargo, no se encontraron evidencias de un tercer depósito de avalancha en esta zona, tal como proponen dichos autores.

Cerca de Cuautla y Huaquechula, el abanico volcánico con “*hummocks*” Tlayecac aparentemente rodea y cubre los cerros redondeados constituidos por las Fms. Morelos y Mexcala. Subyace al Derrame Las Mesas cerca de Tochimisolco y a varios de los Derrames El Fraile, cuyos frentes y bordes muestran la forma en que los derrames rodearon varios *hummocks*.

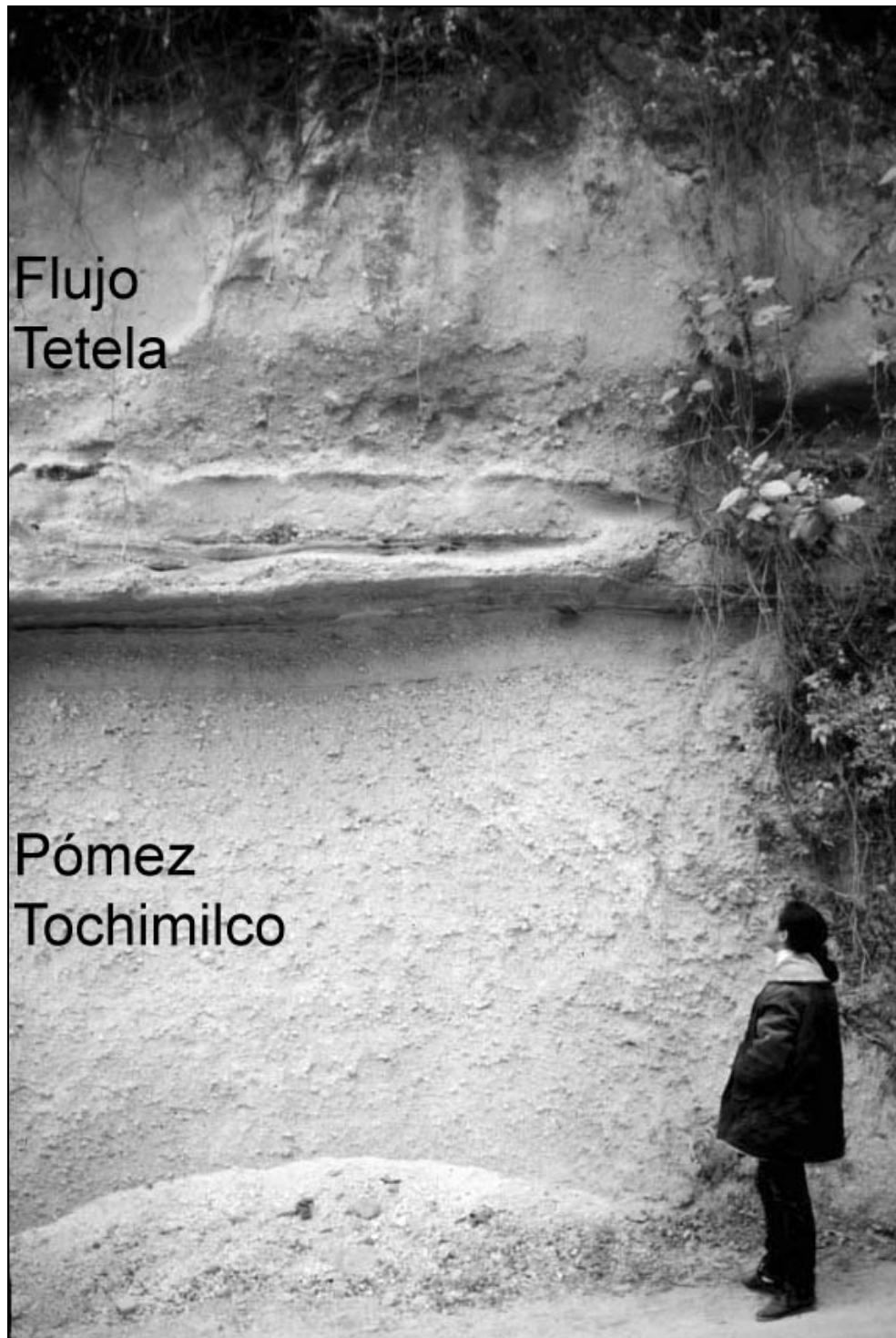
Las secciones elaboradas en la zona proximal de la región cubierta por los depósitos de avalancha de la Formación Tlayecac permitieron identificar un depósito de brecha heterolitológica tipo “*blast*”, con 25% de fragmentos líticos subredondeados a angulosos de 1 a 30 cm, y bloques de hasta > 1m, así como lentes de ceniza oscura y de lapilli redondeado de pómez blanca amarillenta, con laminación cruzada, en una matriz de ceniza fina color crema (Figura 63)

Se identificó también una secuencia de pómez fibrosa estratificada en capas de 2 a 10 cm de espesor, cada una de las cuales presenta gradación inversa y líticos finos en la base, de hasta 3 metros de espesor, denominada en este trabajo pómez Tochimilco (Figura 64), que subyace transicionalmente a un grueso depósito de flujo de ceniza amarilla a café claro, fina, de hasta varios metros de espesor, con abundantes fragmentos de pómez redondeadas de hasta 2 cm de diámetro, y algunos líticos dispersos, denominado aquí Flujo Tetela. Toda esta secuencia está directamente asociada al último evento tipo Bezymianny ocurrido en el Popocatépetl (Figura 65 y 67).



Figura 63: Depósitos de brecha heterolitológica tipo “*blast*” en las cercanías de Ecatzingo.





**Figura 64: Gruesos espesores de pómez Tochimilco, que suavizan el relieve en la región del pueblo de Tochimilco. Por encima del notorio contacto, marcado por depósitos de oleada, el Flujo Tetela de cenizas y pómez.**

En la porción media se identificaron al menos dos depósitos de Avalancha distintos (Figura 66 y 67), separados por un paleosuelo. Sin embargo, no se encontraron evidencias para pensar en tres depósitos diferentes, como plantean Siebe *et al.* (1995a). También se encuentra la pómez Tochimilco.

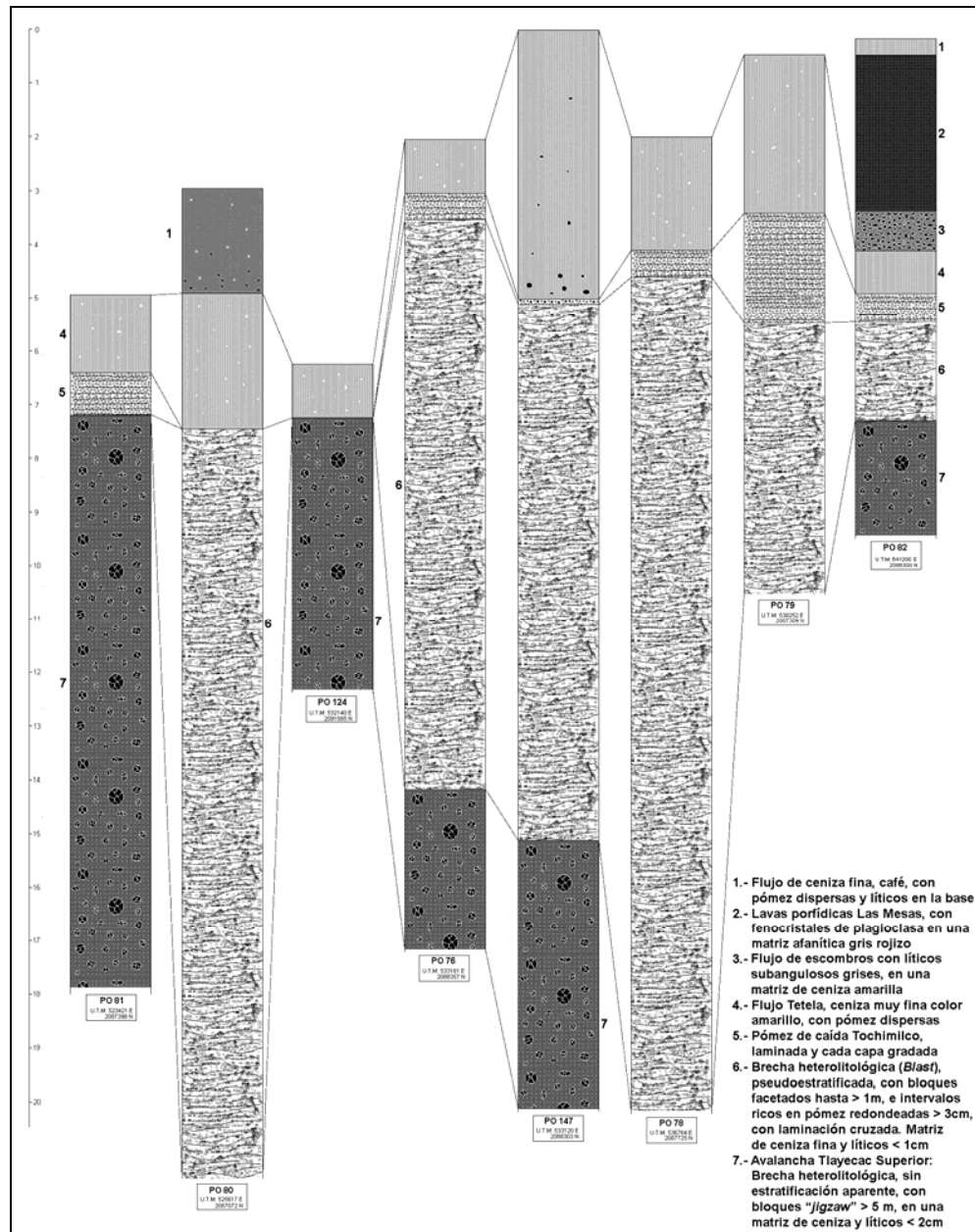


Figura 65: Secciones de la porción proximal de la Avalancha Tlayecac.

En las porciones más distales, la cubierta consiste en depósitos de hasta varias decenas de metros de espesor de brechas heterolíticas (flujos de escombros) y depósitos de conglomerados fluviales, asociados a la removilización del material de la avalancha (Figura 68), que forman el Relleno Chalcatzingo (ver más adelante). Todos estos depósitos han sido cortados por un sistema de barrancas muy estrechas en un patrón radial, de hasta más de 100 metros de profundidad, aunque las áreas interfluviales prácticamente no han sido erosionadas. La avalancha Tlayecac Inferior se ha podido seguir fuera del área cartografiada, a lo largo del Río Nexapa, al menos hasta la población de Jolalpan, mientras que los flujos de escombros sobreyacentes se encontraron varios kilómetros aguas abajo de Papalutla, sobre el río Balsas, a más de 100 kilómetros del volcán (Figura 69).

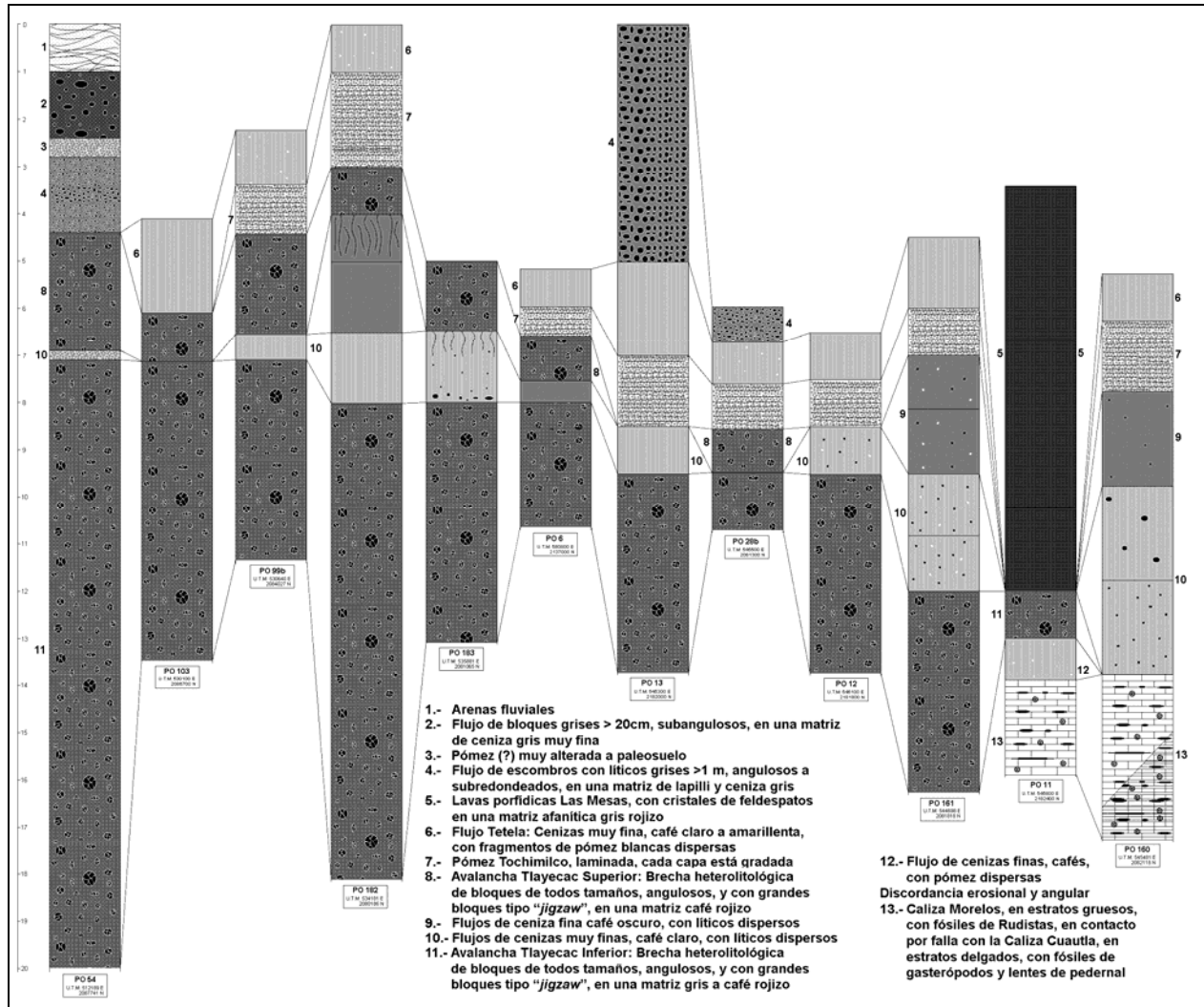


Figura 66: Secciones en la porción media de la Avalancha Tlayecac.

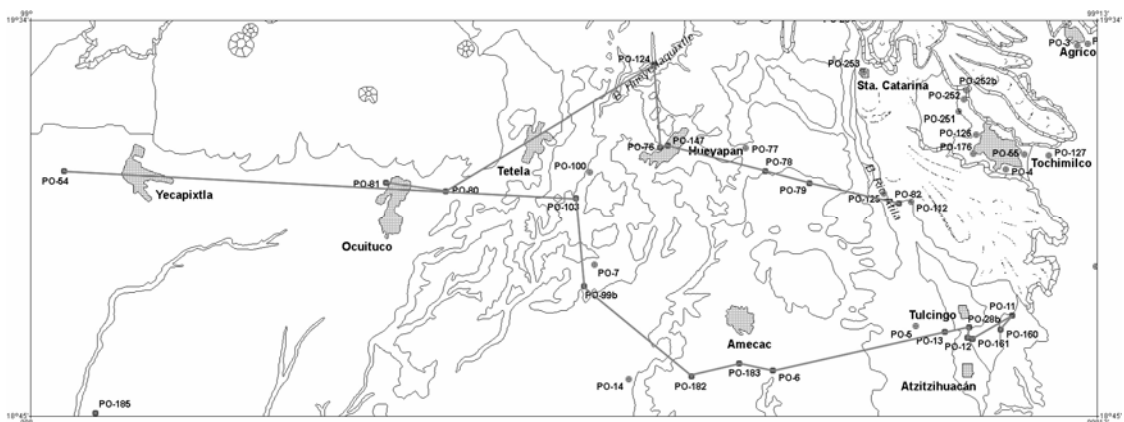


Figura 67: Ubicación de las secciones del Abanico con *hummocks* Tlayecac

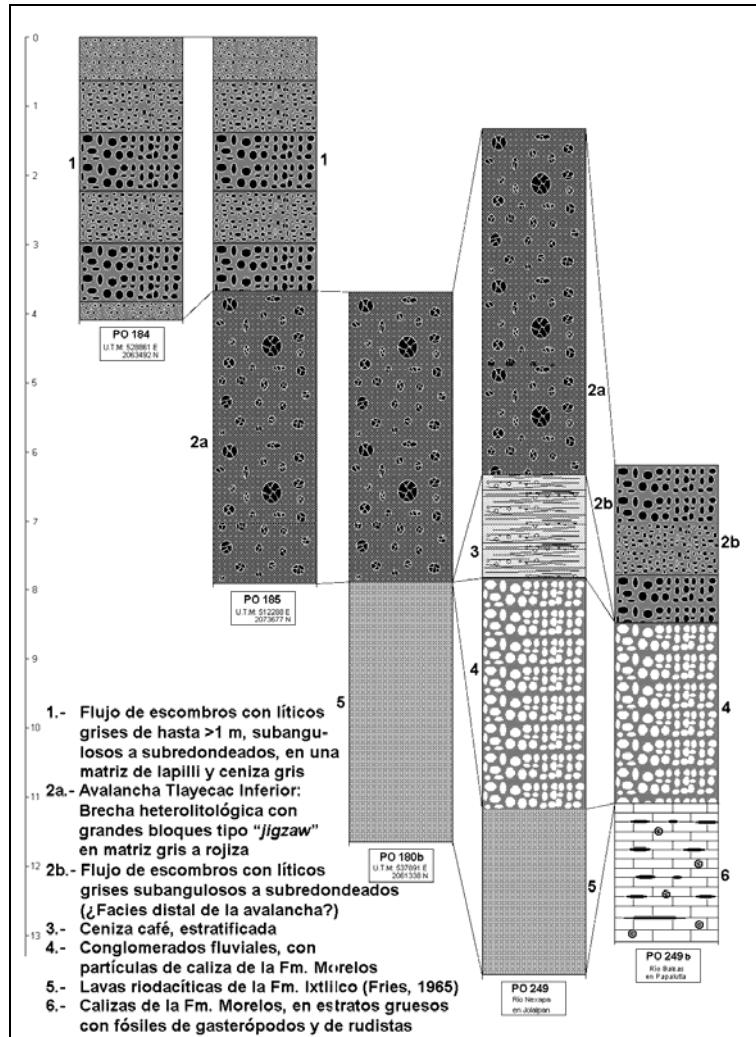


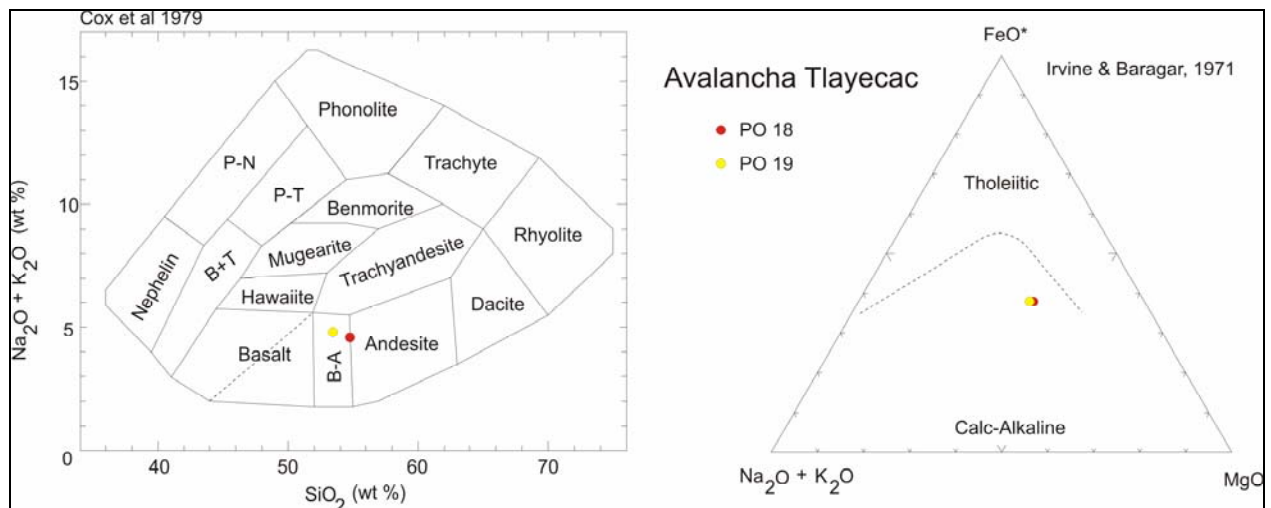
Figura 68: Secciones en la porción distal de la Avalancha Tlayecac. (excepto la PO-185, están situadas al sur del área cartografiada)



Figura 69: Sección PO-249b, de los flujos de escombros producto de la removilización de la Avalancha Tlayecac Inferior, cauce del Río Balsas cerca del poblado de Papalutla, 100 km al SW del volcán.

Se compilaron dos análisis de muestras procedentes de la zona de afloramiento de la avalancha Tlayecac (Figura 70), obtenidas por Robin (1984) y Boudal y Robin (1987), quienes consideran a estas muestras como representativas del “volcan Ancien”, que habría estado involucrado en alguno de los colapsos que formaron al abanico.

Ambas muestras son de composición basáltico-andesítica, y son más similares a la composición de los volcanes monogenéticos vistos al principio de este trabajo que a cualesquiera otras rocas procedentes del Popocatepetl o del resto de la Sierra Nevada. Esto hace pensar más bien en la posibilidad de que un cono monogenético del grupo Chichinautzin que estaba en el flanco del volcán hubiera sido destruido e incorporado en el colapso del Volcán Ventorrillo. Se desconoce el lugar exacto de procedencia de estas muestras, aunque en la Barranca del Río Atila, en las coordenadas proporcionadas por Robin (1984), donde es cruzada por el camino que une Tochmilco con Hueyapan, aflora en la pared nororiental del barranco, como un bloque de la avalancha, un depósito de varios metros de espesor de escoria roja y negra, que aparentemente representa un fragmento de un cono monogenético de escoria, y que probablemente es el origen de dichas muestras.



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO18 <sup>1,2</sup>	529842 2087817	54.80	1.50	16.40	1.92	0.12	7.30	6.80	3.50	1.20	-	-	99.75
PO19 <sup>1,2</sup>	529842 2087817	53.50	1.55	17.00	2.28	0.12	7.40	7.10	3.75	1.10	-	-	99.31

**Figura 70: Muestras de la avalancha Tlayecac.  
Robin (1984)<sup>1</sup> y Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>.**

c) Abanico Volcánico Complejo Coyula.- Esta unidad se refiere a un gran abanico que se extiende hacia el sur del volcán hasta fuera del área estudiada. Este abanico complejo tiene sus áreas de aporte en las barrancas Quimichule, Acuitlapanoya y Cohuatlatenco. En la ladera sur y sureste del Popocatepetl se marca un abrupto cambio en la pendiente de la ladera, a partir del cual se desarrollan estos abanicos en forma de una extensa planicie inclinada levemente hacia el sur, casi sin relieve. Esta planicie está cortada por incipientes barrancas de <20 metros de fondo, mientras que las áreas interfluviales no han sido erosionadas en lo absoluto. El nombre se refiere a la población de Coyula, situada en el centro de la unidad (Figuras 71 y 73).



**Figura 71: Abanico Coyula, flanco sureste del Popocatépetl. Al fondo el cono del volcán. Nótese el escaso relieve del abanico, y la ausencia de barrancos que corten a los depósitos.**

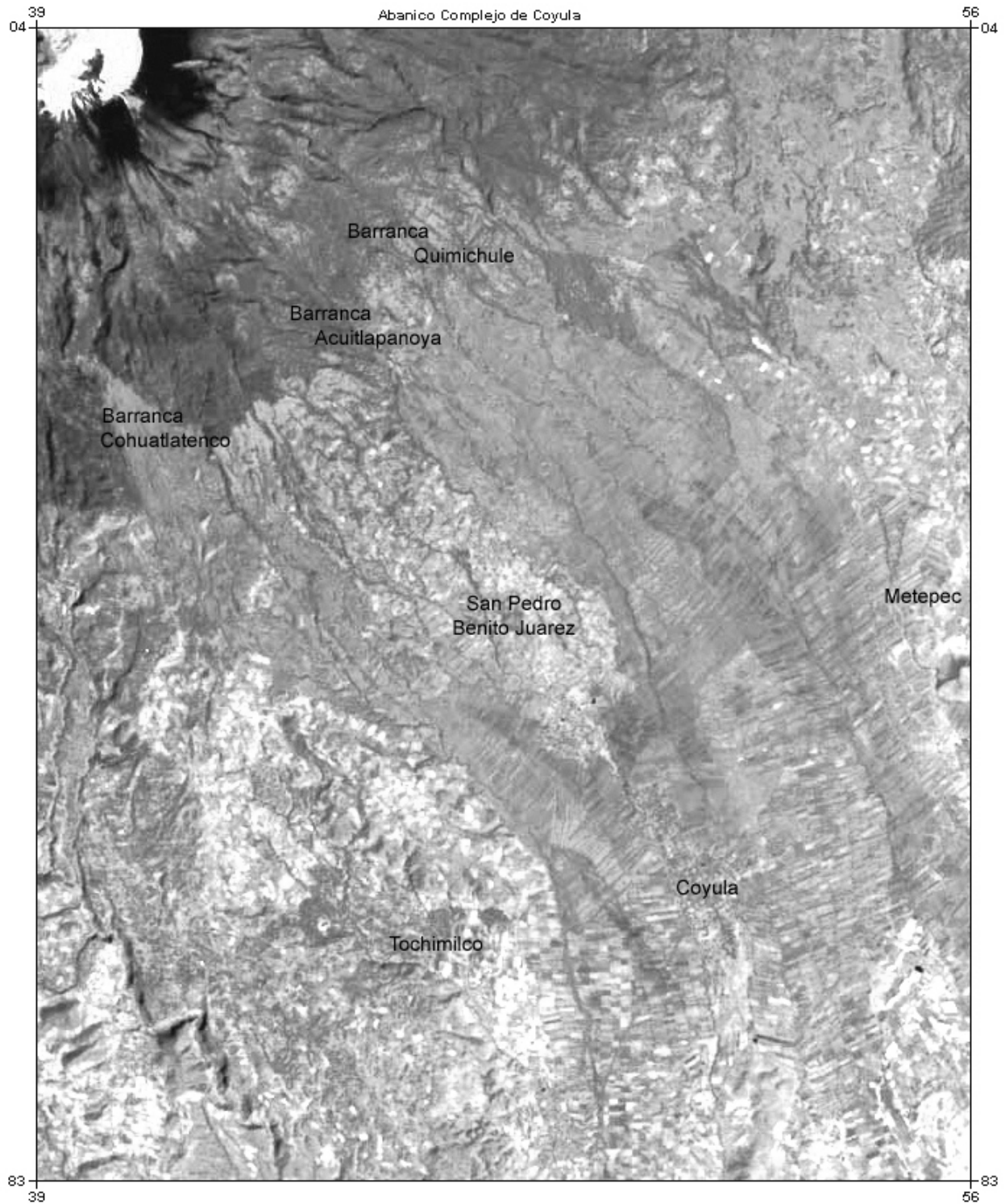
El bajo nivel de disección logrado por los arroyos hace que los afloramientos sean escasos, y restringidos a las capas superiores. Litológicamente consiste en una serie de flujos de cenizas, flujos de escombros, flujos de bloques y cenizas y depósitos fluviales de crecida interdigitados (Figura 72).

Hacia el norte (ladera arriba) sepulta casi totalmente los derrames de lava de Metepec y San Pedro Benito Juárez, de los cuales únicamente pueden observarse los frentes, pero cuya influencia puede distinguirse en la morfología de los flujos suprayacentes, mientras que hacia el sur sobreyace a los cerros redondeados constituidos por rocas sedimentarias marinas (Fms. Morelos, Cuautla y Mexcala; Fries, 1965). El patrón de algunos de los barrancos muestra que los depósitos que constituyen este abanico rodearon dichos cerros. También sobreyace a las vulcanitas Atlixco y al abanico de Calpan.



**Figura 72: Flujos de cenizas con líticos y pómez del Abanico Coyula, al oeste de Metepec.**





**Figura 73: Imagen de satélite del Abanico Volcánico Complejo Coyula.**

Los flujos de cenizas son más abundantes en las porciones proximales, mientras que los flujos de escombros lo son en las porciones distales (Figuras 74 a 77).

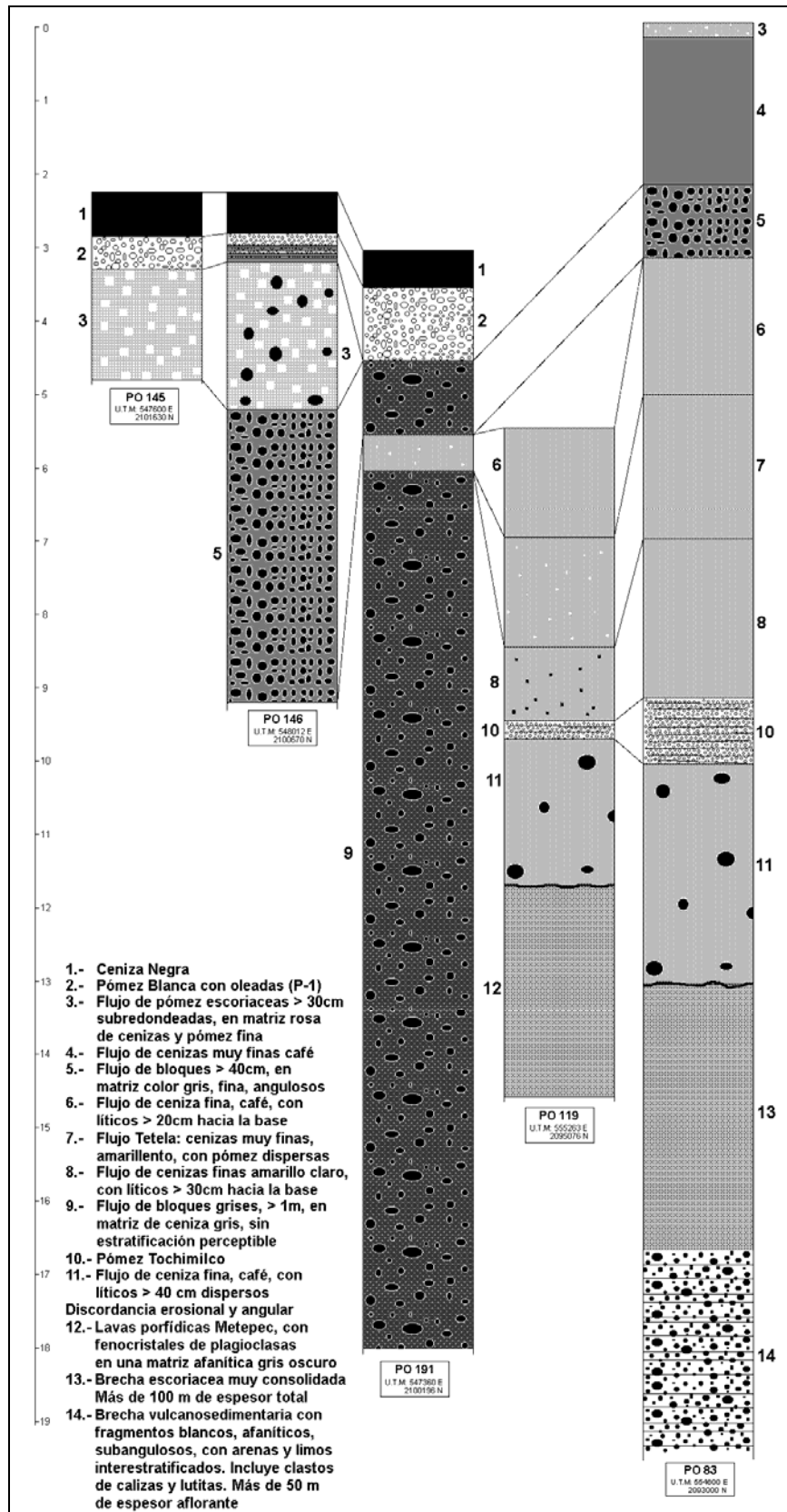
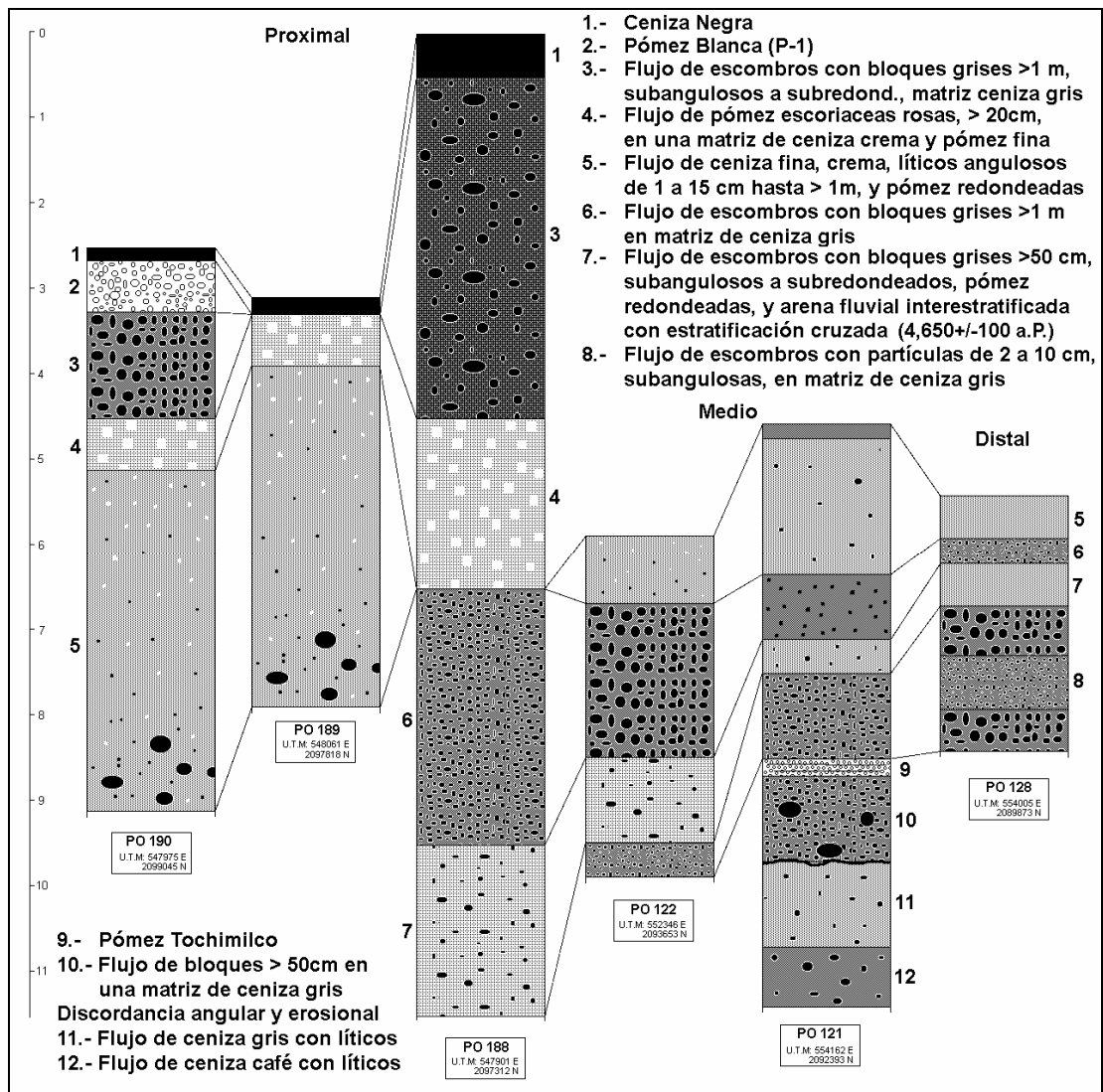


Figura 74: Secciones levantadas en la desembocadura de la barranca Quimichule, Abanico Complejo Coyula.





**Figura 75: Secciones levantadas en la desembocadura de la barranca Acuitlapanoya, Abanico Complejo Coyula.**

En la porción proximal se identificaron las pómez P-1 y P-3. Varios de los depósitos que forman la unidad han sido fechados en 9,690 años a.P. (Boudal, 1985), 8,000 a 1,200 años a.P. (Robin, 1984) y 4,650±100 años a.P. (Martin Del Pozzo *et al.*, 1997a, éste trabajo, Figura 75). Por otro lado, la tefra denominada pómez Tochimilco se encuentra interdigitada con esta secuencia, y a su vez sobreyace a un grueso depósito rosa de bloques y cenizas que aflora sobretodo en las cercanías de Santa Catarina. Hacia el sur, estos depósitos sobreyacen discordantemente a rocas sedimentarias marinas Mesozoicas, y en los alrededores de Atlixco cubren a rocas volcánicas de posible edad Terciaria.

En realidad, pudo verse que esta unidad morfoestratigráfica abarca un periodo de tiempo bastante largo y está integrada principalmente por flujos de escombros. Su depósito debe haberse iniciado durante el crecimiento del Volcán Ventorrillo, y debe haber continuado después del colapso de éste y durante el crecimiento del cono moderno.

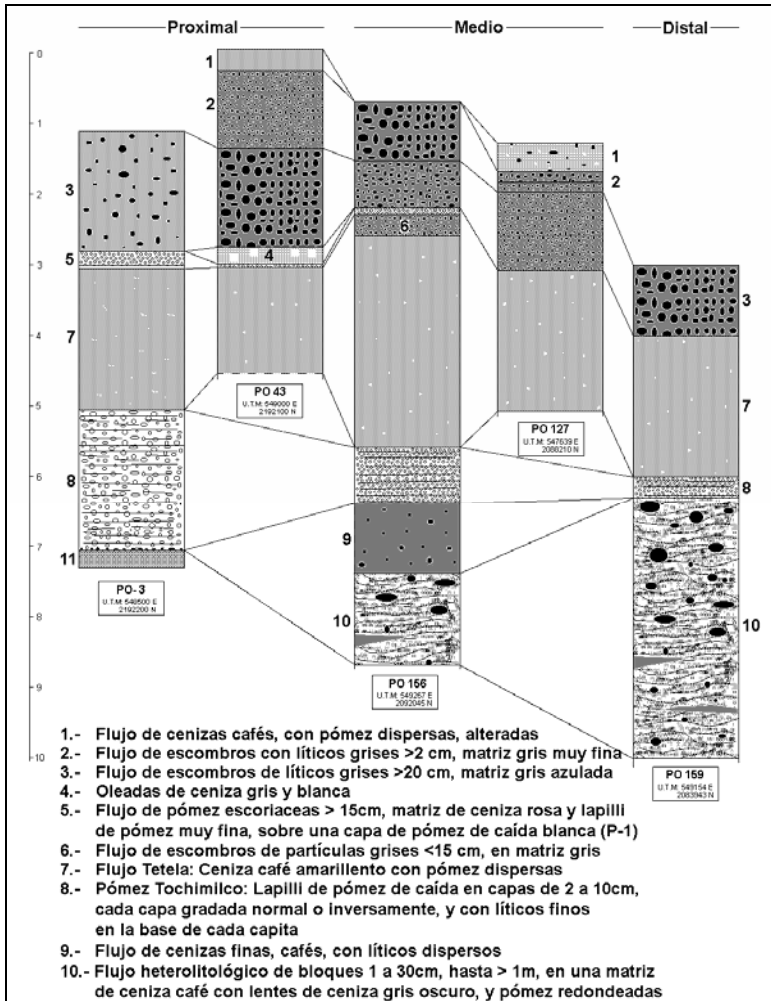


Figura 76: Secciones levantadas en la desembocadura de la barranca Coahuatlenco, Abanico Complejo Coyula.

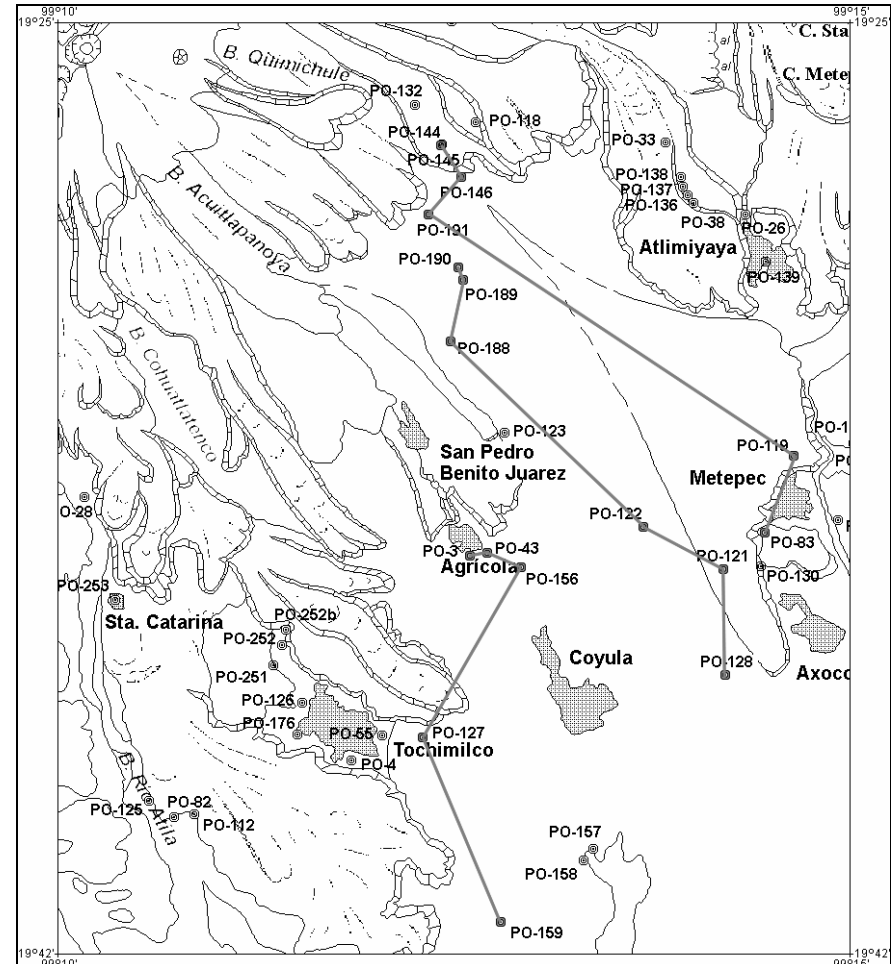
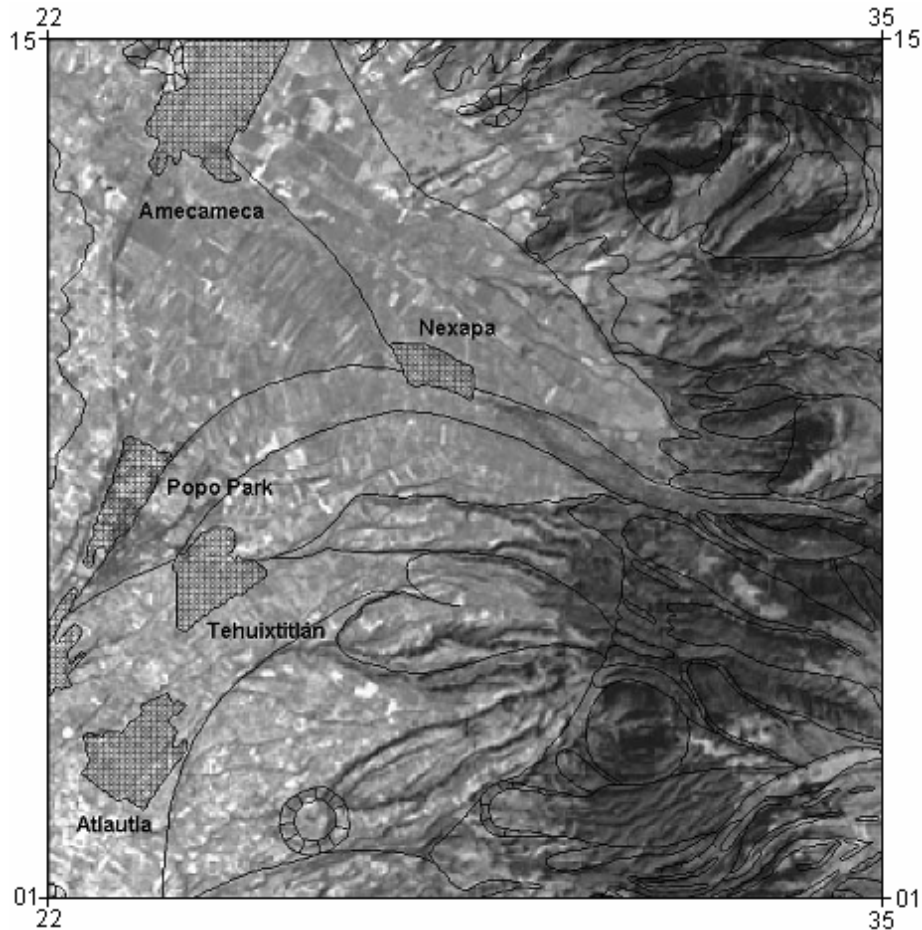


Figura 77: Ubicación de las secciones del Abanico Complejo Coyula

d) Conjunto de Abanicos Volcánicos Coalescentes Amecameca-Ozumba.- Con este nombre se hace referencia a una serie de abanicos coalescentes de piedemonte situados al noroeste y oeste del volcán, cuyas cabeceras son las desembocaduras de las Barrancas de Nexpayantla, Hueyatlaco y Nexaltitlan en el flanco noroeste del Popocatepetl y en menor grado las Barrancas de Alcalican y Milpulco en la ladera suroeste del Iztaccíhuatl (Figuras 78 y 79).



**Figura 78: Fotografía aérea interpretada de los abanicos coalescentes Amecameca-Ozumba.**

Estos abanicos están cortados por barrancos incipientes en las partes más bajas, aunque en las laderas más altas pueden alcanzar varias decenas de metros de profundidad y una sección en V muy marcada. Las zonas interfluviales prácticamente no han sido erosionadas. Los afloramientos son escasos, ya que las laderas de los barrancos están totalmente cubiertas de vegetación.

Litológicamente están constituidos por depósitos de flujos de escombros de cenizas muy finas, de color café amarillento, con algunas partículas de pómez dispersas, lentes de ceniza negra fina, y ocasionales fragmentos de carbón muy finos, (Figuras 80 a 83). El más reciente de éstos (Flujo Arbolitos de Navidad) fue fechado como parte de este estudio en  $< 4,500 \pm 100$  años a.P., considerando que los carbones pudieran ser acarreados (Figura 81). La morfología muy suave de las laderas que forman el depósito muestra que era de gran movilidad, y que pudo contener cantidades importantes de agua (Figura 79).



Figura 79: Abanicos coalescentes Amecameca-Ozumba, desde la carretera a Paso de Cortés.

En todos los afloramientos observados, este material descansa concordantemente sobre depósitos de las pómez PWA y P B&N, que a su vez cubren, también concordantemente, a otros depósitos de flujos de escombros y flujos piroclásticos similares al primero. Los depósitos piroclásticos de los volcanes Sacromonte, Cuistepec y Tepeixtle (Fm Chichinautzin) están interdigitadas con estos depósitos. Hacia el sur del área, sobreyace al derrame El Malpaís, mientras que las cabeceras de los abanicos se desarrollan sobre las laderas de lava erosionadas profundamente que constituyen los derrames Ventorrillo, Nexpayantla y Amacuilécatl. Cerca de Ecatzingo, los depósitos procedentes de la barranca Nexaltitlle sobreyacen a depósitos de la brecha heterolitológica tipo “blast” asociada a la avalancha Tlayecac superior.

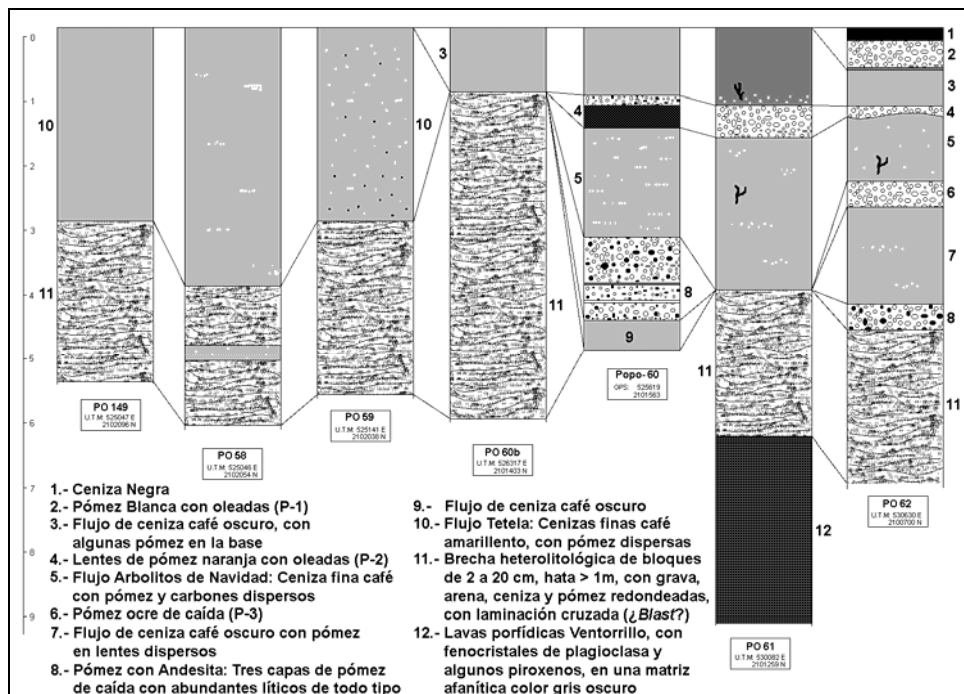
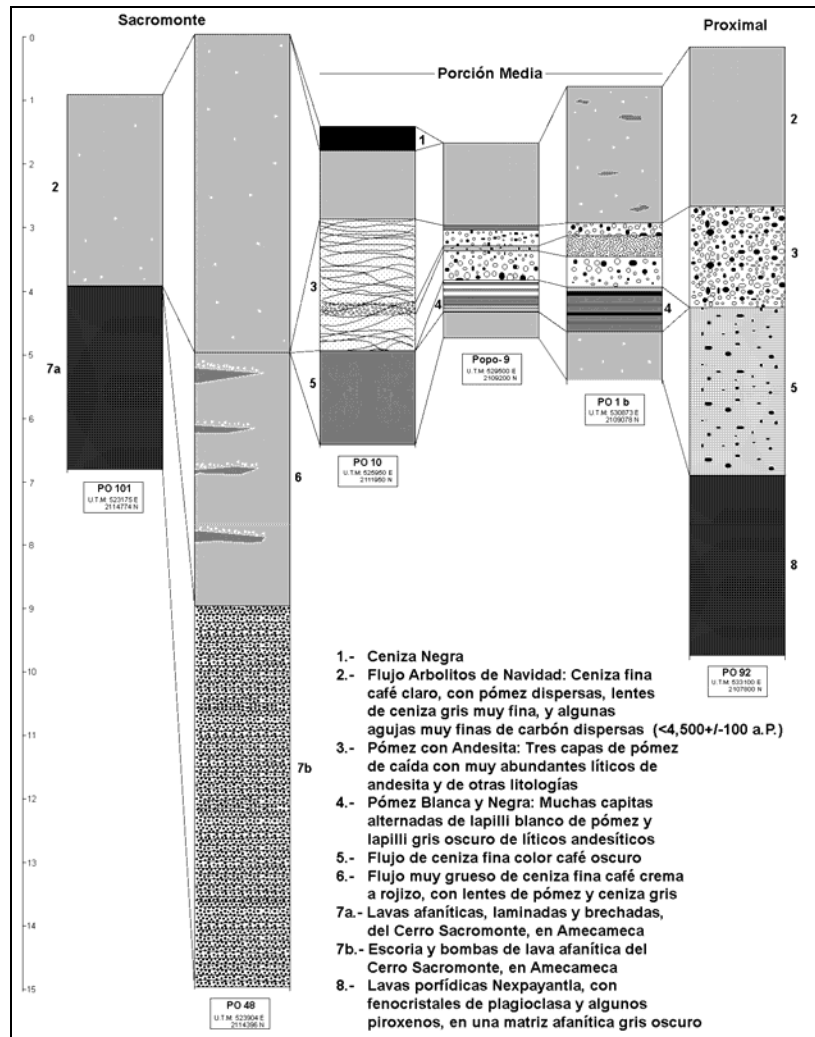
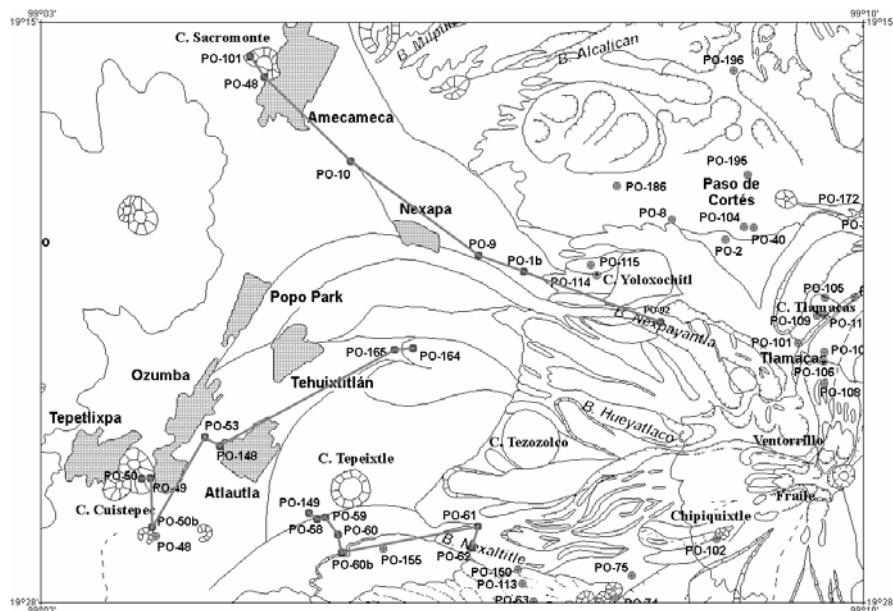


Figura 80: Secciones del Abanico Nexaltitlle.



**Figura 81: Secciones del Abanico Amecameca.**



**Figura 82: Ubicación de las secciones de los Abanicos Coalescentes Ameca-Ozumba**



#### 4.4.5. Lenguas de depósitos volcánicos rellenando valles y/o formando terrazas

Las lenguas de depósitos volcánicos que forman terrazas y rellenos en las laderas y/o fondos de los barrancos resultaron en su mayoría demasiado pequeñas en área superficial como para ser identificadas individualmente en las fotografías e imágenes de satélite, por lo que únicamente se cartografiaron las más extensas:

a) Relleno Chalcatzingo.- En las porciones distales el relieve original de las avalanchas Tlayecac está suavizado por depósitos de hasta varias decenas de metros de espesor de flujos de escombros, con líticos de hasta >1m de diámetro, posiblemente asociados a la removilización casi inmediata del material de las avalanchas. Estos depósitos fueron descritos por Fries (1965) como “depósitos clásticos de material volcánico que cubre superficies erosionadas principalmente en la Formación Tlayecac”. En este trabajo se propone el nombre de Lahares Chalcatzingo por los afloramientos que se encuentran sobre la carretera a Izúcar de Matamoros, en las cercanías de este peñón (Figura 84). Consisten en varios flujos de escombros con líticos >20 cm y hasta >1 m, de colores grises a rojizos, y que varían desde angulosos a subredondeados, aunque en cada capa la angulosidad de los clastos es semejante, en una matriz de lapilli y ceniza gris fina a muy fina. (Figuras 66, p.97; 68 y 69, p.98)



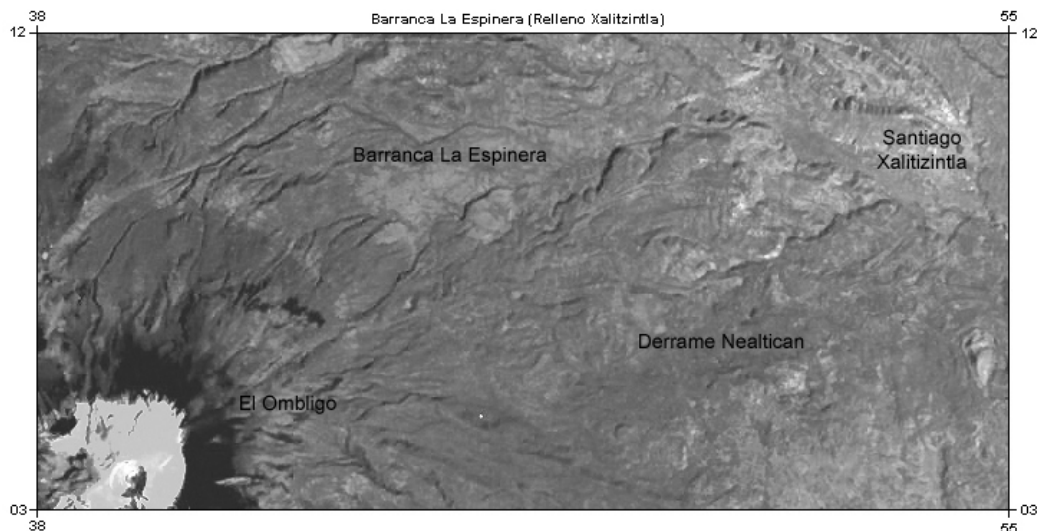
Figura 84: Planicie formada por flujos de escombros, rodeando a los Peñones de Chalcatzingo, Morelos. Cono del Popocatépetl al fondo. Nótese el incipiente patrón de drenaje.

b) Terrazas Río Atila.- La barranca del río Atila está excavada en el contacto entre el derrame Las Mesas y el abanico volcánico con *hummocks* Tlayecac. Desde su cabecera en la barranca Mata Leones y hasta la altura de Tochimisolco se observan en sus laderas una serie de amplias terrazas. Miden hasta 200 metros de ancho y unas decenas de metros de espesor, están a sólo unos pocos metros por debajo del borde del barranco, y cerca de 100 metros por encima de su fondo. Litológicamente están formadas por flujos de escombros de líticos grises, de 3 a 50 cm, subredondeados a subangulosos, en una matriz de material semejante, más fino (Ver Figura 37, pag. 73).

Entre Tulcingo y Santiago Atzitzihuacan depósitos similares forman una lengua en forma de dos abanicos desarrollados al salir la barranca de estrechamientos entre varios *hummocks*. Los abanicos miden casi 1 km de ancho y 3 km de largo cada uno. Estos depósitos de flujos de escombros sobreyacen tanto al derrame Las Mesas como a la avalancha Tlayecac (y su cubierta piroclástica, e.g. pómez Tochimilco y F. Tetela).

c) Relleno Hueyetlaquixtle.- El fondo de la barranca Hueyetlaquixtle, excavada en los depósitos de avalancha que forman el abanico volcánico con *hummocks* Tlayecac, es de fondo relativamente plano y laderas casi verticales, con un perfil casi en U. Aunque su cauce ha sido muy modificado por el hombre, el arroyo actual ha excavado una pequeña garganta de menos de 20 metros de profundidad en el fondo del valle, que permite ver que desde La Cascada (contacto con los derrames El Fraile) hasta la altura de la población de Tetela, la barranca está rellena por depósitos de varias decenas de metros de espesor de flujos de escombros con líticos grises de hasta >1 m, subredondeados, en una matriz gris, y depósitos fluviales interdigitados, con arenas y algunos líticos grises a rojizos, subredondeados, <20 cm. No se encuentran cubiertos por depósitos de tefra reconocibles, aunque han desarrollado un suelo apto para la agricultura. Sobreyacen a las rocas de la avalancha Tlayecac (miembro superior).

d) Relleno Xalitzintla.- El valle de La Espinera, cuya cabecera es la ladera norte (glaciada) del cono principal del Popocatepetl, se desarrolla principalmente en el contacto entre los derrames Las Cruces y el Abanico de Calpan (Figura 85).



**Figura 85: Imagen de Satélite de la Barranca la Espinera, rellena por los Lahares Xalitzintla. Puede verse también el Derrame Nealtican.**

El fondo de este valle presenta, a partir de los 3,500 msnm, un gran ensanchamiento producto del relleno de su fondo por depósitos principalmente de flujos de escombros, hasta desbordar e invadir también otro valle paralelo al norte. Esto ha producido una ladera inclinada homogéneamente hacia el oriente, cortada por una serie de pequeños (<10 m de hondo) barrancos esencialmente paralelos, limitada al sur por los escarpes del frente de los derrames Las Cruces y Nealtican, y al norte por un escarpe cortado en el abanico disecado de Calpan.



El relleno consiste en varias decenas de metros de gruesos depósitos de flujos de escombros grises de líticos de 2 a 15 cm, con algunos bloques >30 cm y hasta >50 cm, en una matriz de ceniza gris a gris azulado o roja a rosa, y flujos de bloques escoriáceos de hasta 10 cm y pómez redondeadas rosas de hasta 30 cm, en una matriz de ceniza fina color rosa. Están interestratificados con las secuencias de caída de la pómez P-1(A, B, C y D), P-2 y P-3 (Figuras 86 y 87).

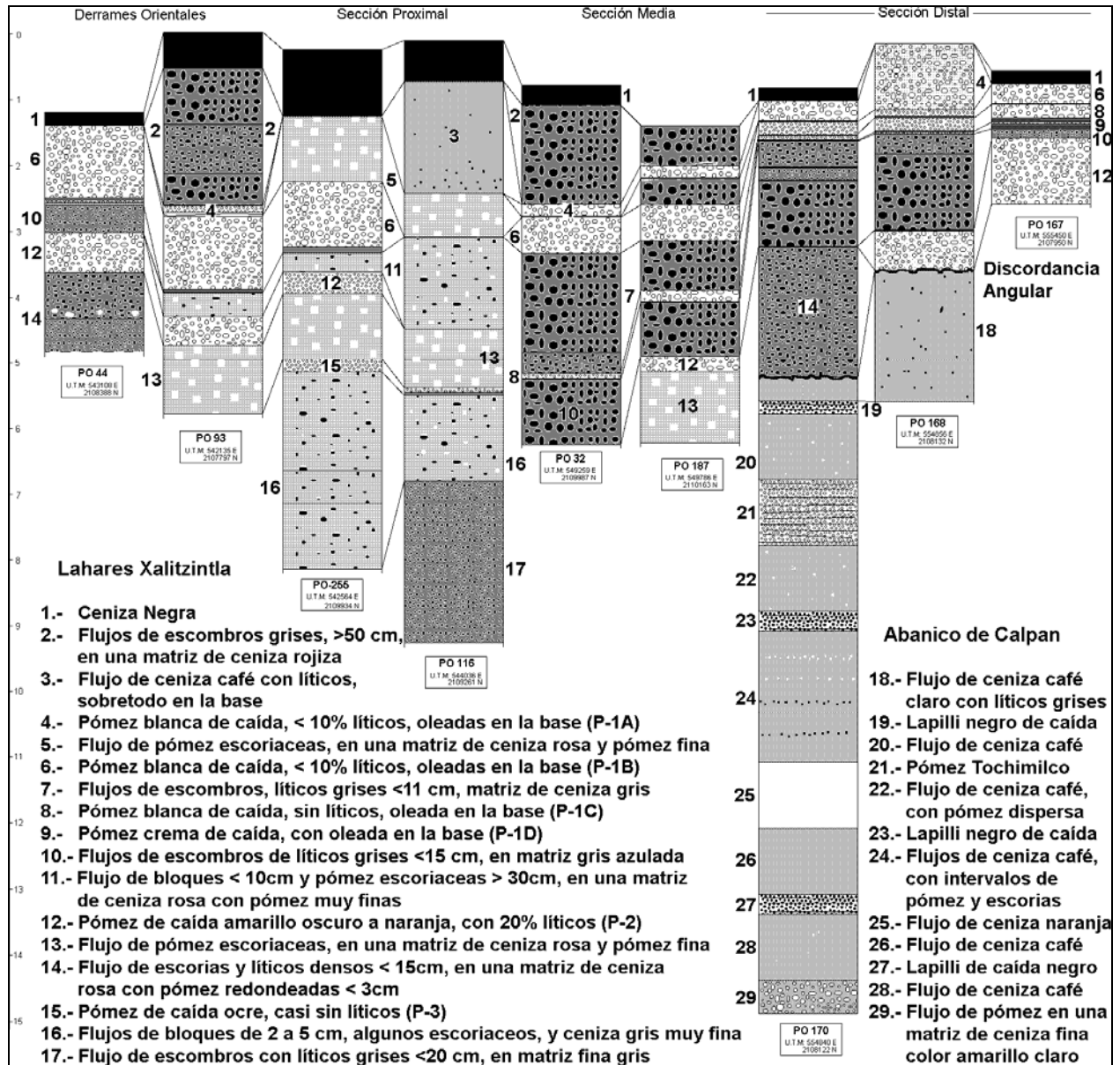
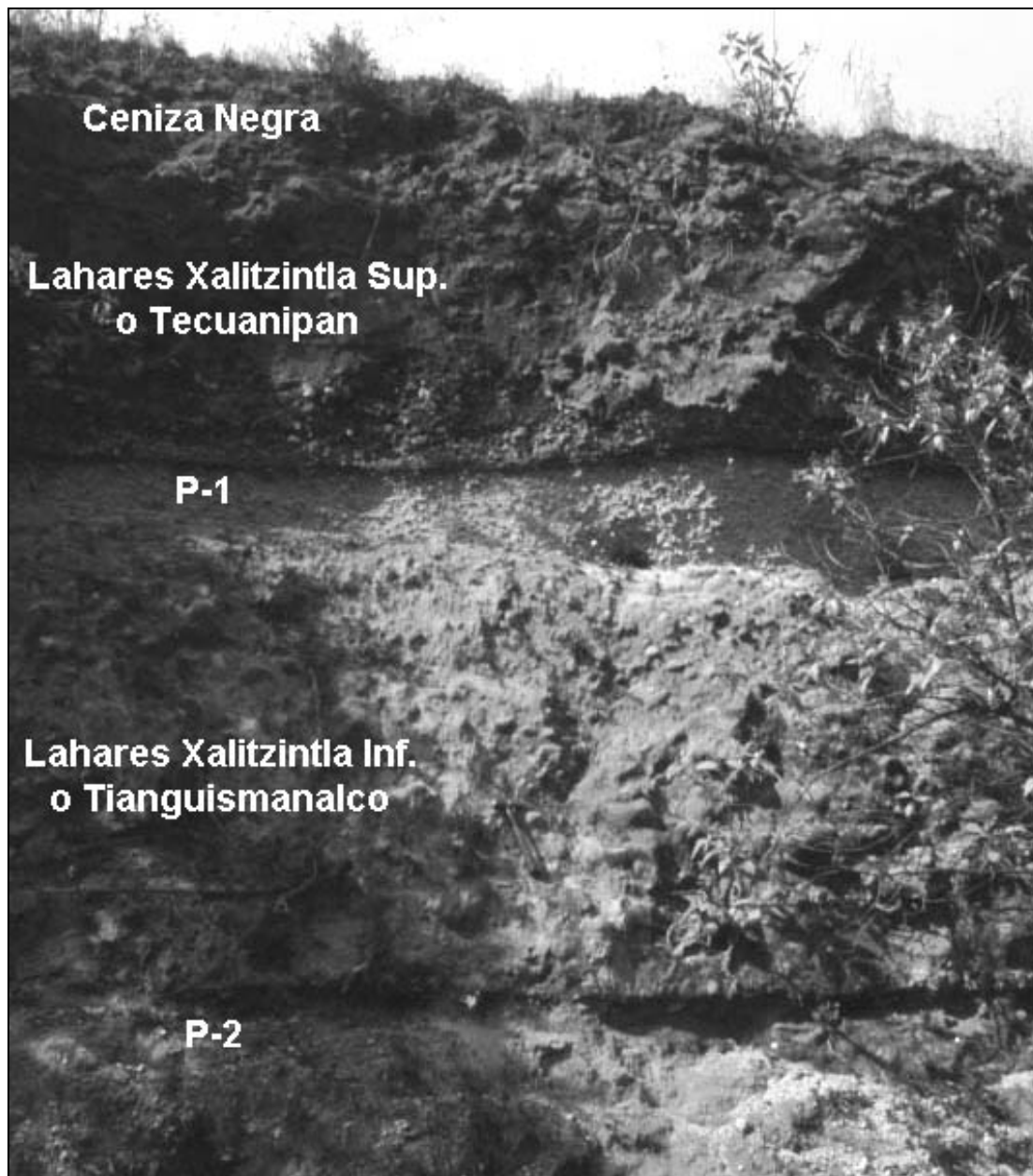


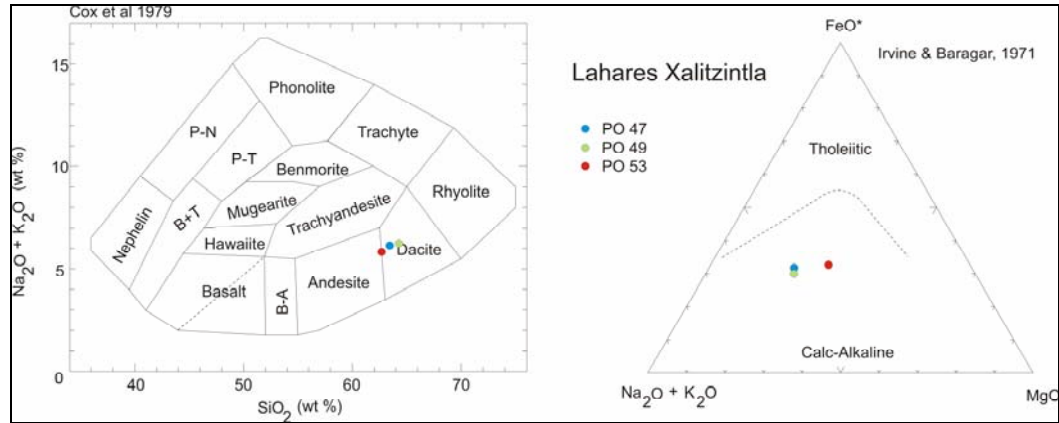
Figura 86: Secciones del relleno Xalitzintla.



**Figura 87: Lahares Xalitzintla, interestratificados con las pómez P-1 y P-2**

Robin (1984) y Boudal & Robin (1988) presentan análisis de tres muestras procedentes de “*nuées Saint-Vincent*” que identifican en la zona de afloramiento del relleno Xalitzintla (Figura 88). Las muestras son de composición dacítica, cerca del límite con las andesitas, y no presentan alguna diferencia con todas las demás muestras del Popocatepetl.

Estos depósitos sobreyacen a las lavas de los derrames Nexpayantla, Domo Tlamacas, derrames Ventorrillo y derrames Las Cruces, así como a los depósitos del Abanico Volcánico Disecado de Calpan; sin embargo, dejan de tener expresión morfológica a la altura del poblado de San Nicolás de los Ranchos, donde la parte más gruesa del depósito subyace al derrame Nealtican, mientras los flujos de escombros más recientes forman terrazas a lo largo de la barranca Tlaltorre hacia Tecuanipan.



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
PO47 <sup>1,2</sup>	538584 2104556	63.60	0.80	16.30	4.43	0.07	3.00	5.10	4.50	1.70	-	0.39	99.89
PO49 <sup>1,2</sup>	538588 2104545	64.50	0.55	16.00	4.19	0.07	3.10	4.40	4.50	1.80	-	0.43	99.54
PO53 <sup>1,2</sup>	543833 2109973	63.00	0.75	15.50	4.56	0.08	4.70	5.00	4.20	1.60	-	-	100.66

Figura 88: Muestras de los flujos piroclásticos en el Relleno Xalitzintla. Robin (1984)<sup>1</sup> y Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>

e) Terrazas Tianguismanalco.- Son una serie de notorias terrazas en los flancos de la barranca Metepec que se inician al norte de Tianguismanalco, aparecen bajo el frente del derrame Nealtican, y se extienden hasta las afueras de Atlixco. La barranca, de cerca de 500 metros de ancho, está excavada en los depósitos de flujos piroclásticos del abanico volcánico disecado de Calpan, y presenta una marcada terraza a los 30-50 metros bajo el nivel de la planicie, bajo la cual se desarrolla una garganta de cerca de 50 metros de profundidad e igual anchura.

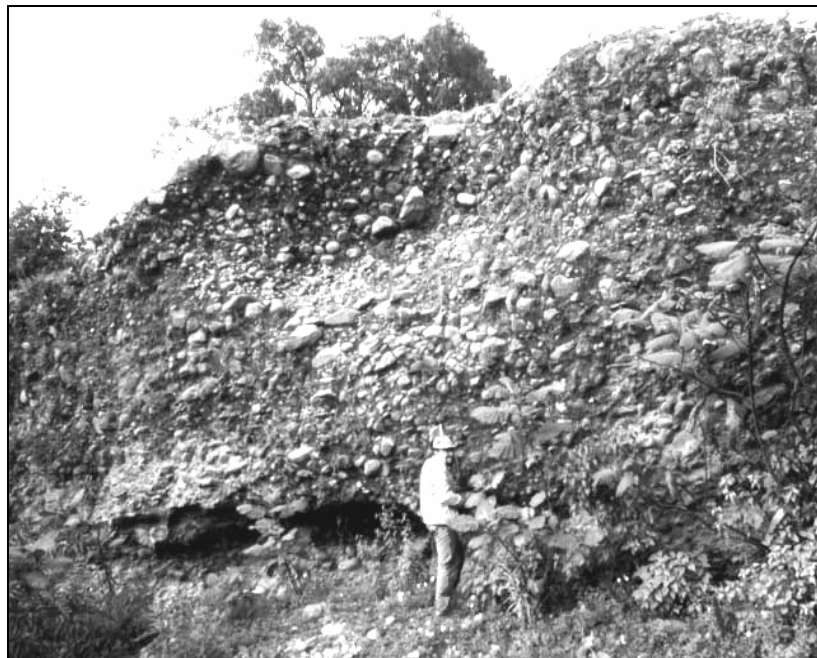


Figura 89: Terrazas Tianguismanalco, formadas por flujos de escombros y depósitos fluviales.

Las terrazas están constituidas por conglomerados fluviales y flujos de escombros de líticos grises de 1 a >50 cm, que pueden ser subredondeados a subangulosos. Se pueden distinguir varias capas distintas por variaciones tanto en el tamaño como en la angulosidad de los líticos, y la proporción de matriz que varía en color de gris crema a amarillenta. Se los denominó Lahares Tianguismanalco, y se consideran equivalentes a la porción inferior de los Lahares Xalitziñtla, y situados en el curso de la barranca antes del emplazamiento del derrame Nealtican, al que subyacen, y que modificó el patrón de drenaje. Están cubiertos por depósitos de ceniza fina de pómez, y sobreyacen con discordancia erosional a los flujos piroclásticos y depósitos de avalancha del abanico de Calpan (Figuras 89, 90 y 92).

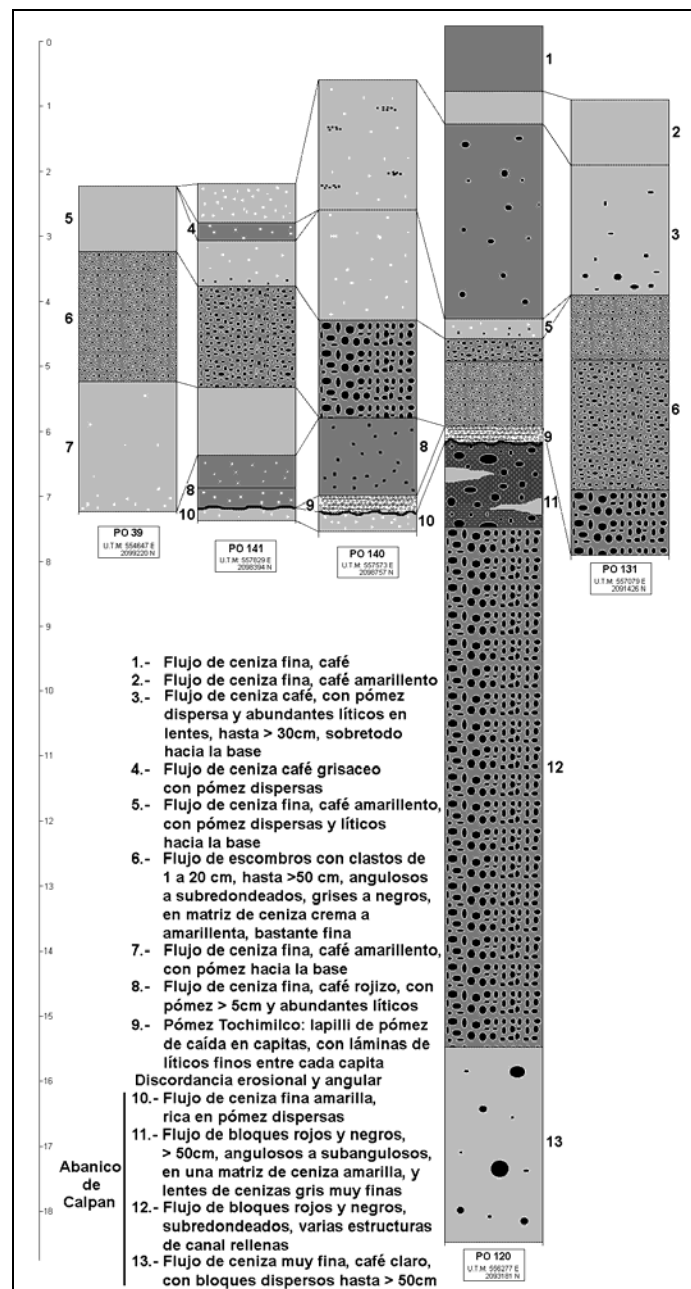


Figura 90: Secciones de las terrazas Tianguismanalco.

f) Depósitos lacustres Yancuitlalpan.- Según Panfil *et al.* (1999), al emplazarse el derrame Nealtican, se cerró temporalmente el drenaje del valle La Espinera y el de dos de las barrancas que drenan la porción sur del abanico volcánico disecado Calpan, provocando la formación de un pequeño lago en la planicie ocupada por los poblados de Yancuitlalpan y San Nicolás de los Ranchos. Las secciones medidas en esta porción muestran los depósitos lacustres, que consisten en numerosas capas de <2 cm de ceniza blanca a crema muy fina, interestratificada con lapilli de pómez redondeadas. Algunos intervalos presentan laminación cruzada y también presenta intervalos de arena fluvial con pómez redondeadas (Figuras 91 y 92). Es importante mencionar que, interestratificadas en la parte superior de esta secuencia lacustre, se encuentran flujos de escombros que corresponden a la porción superior de los Lahares Xalitziñtla (y Tecuanipan), así como la pómez P-1D, mientras que la secuencia lacustre está cubierta por la pómez P-1C.

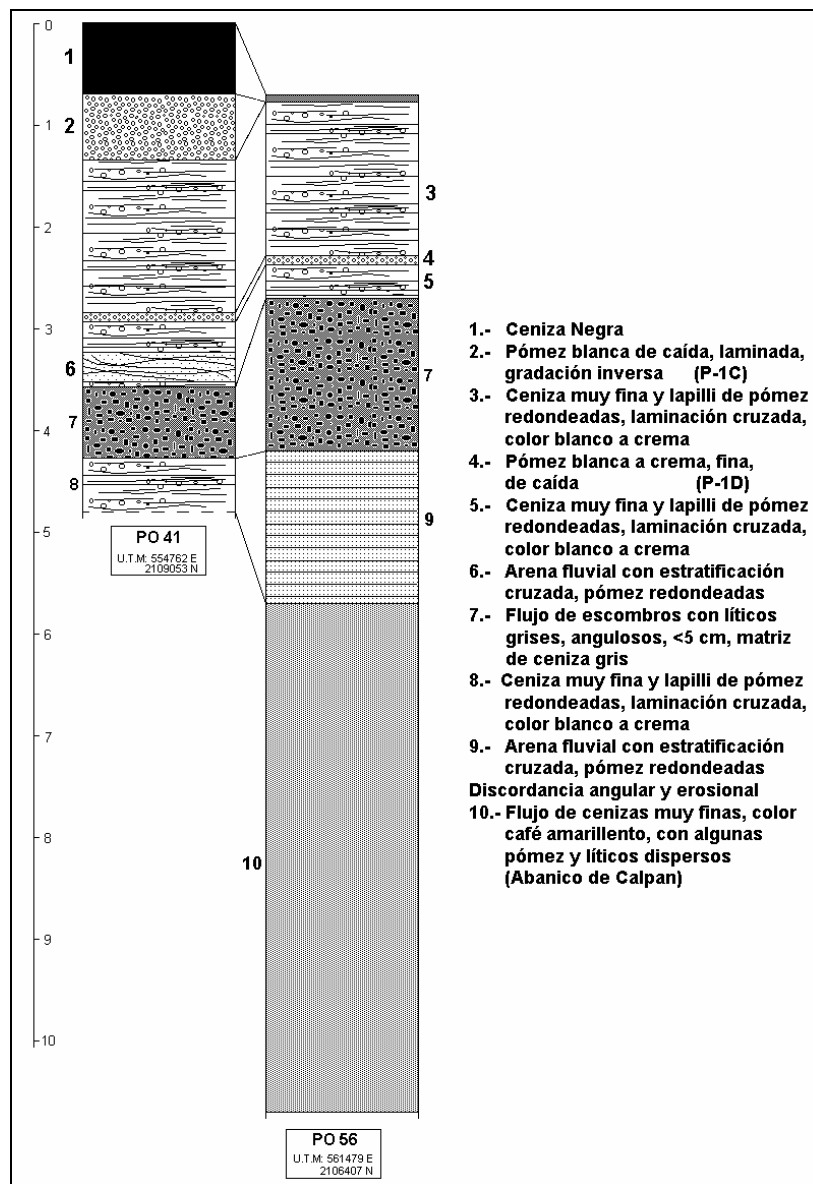
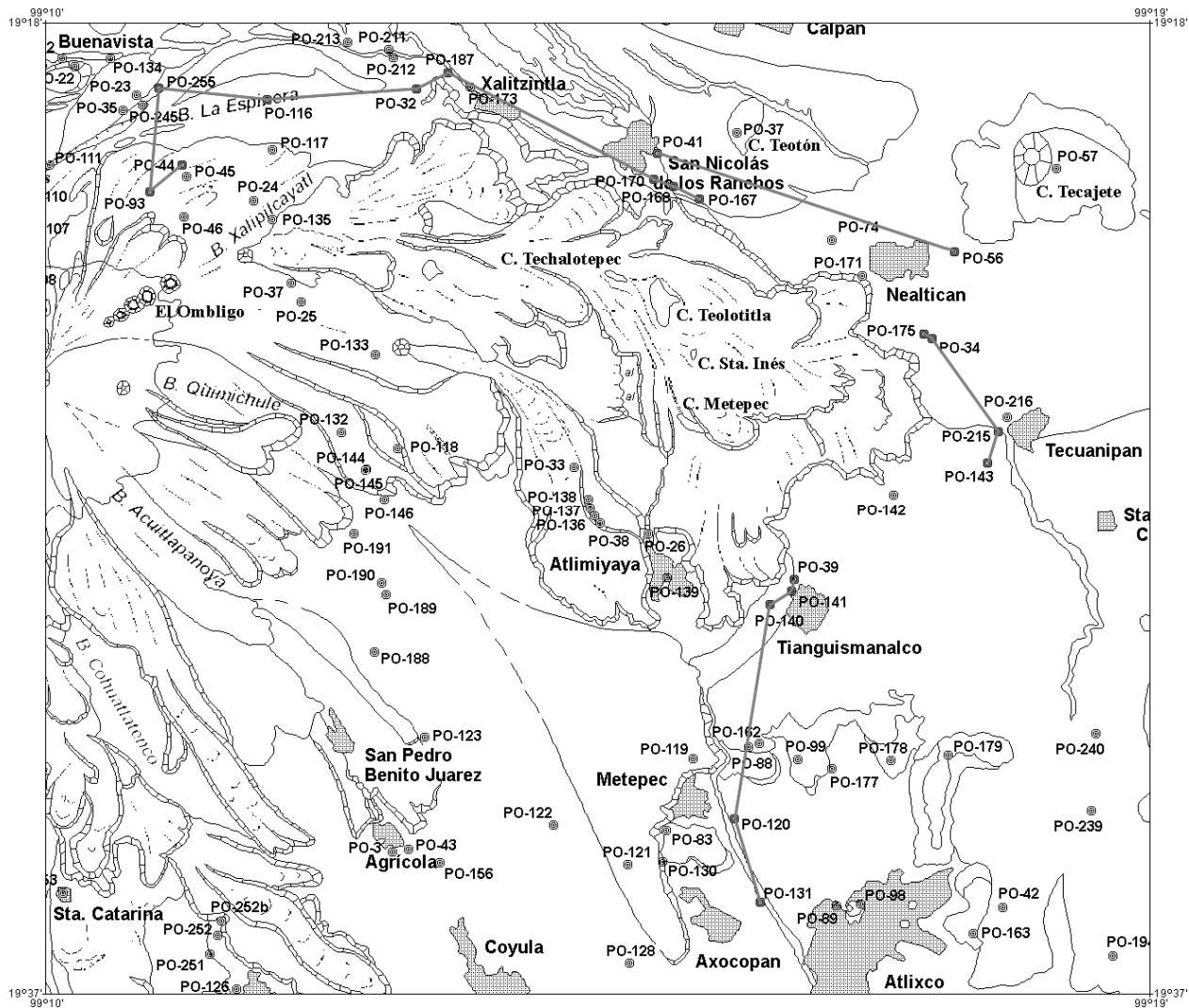


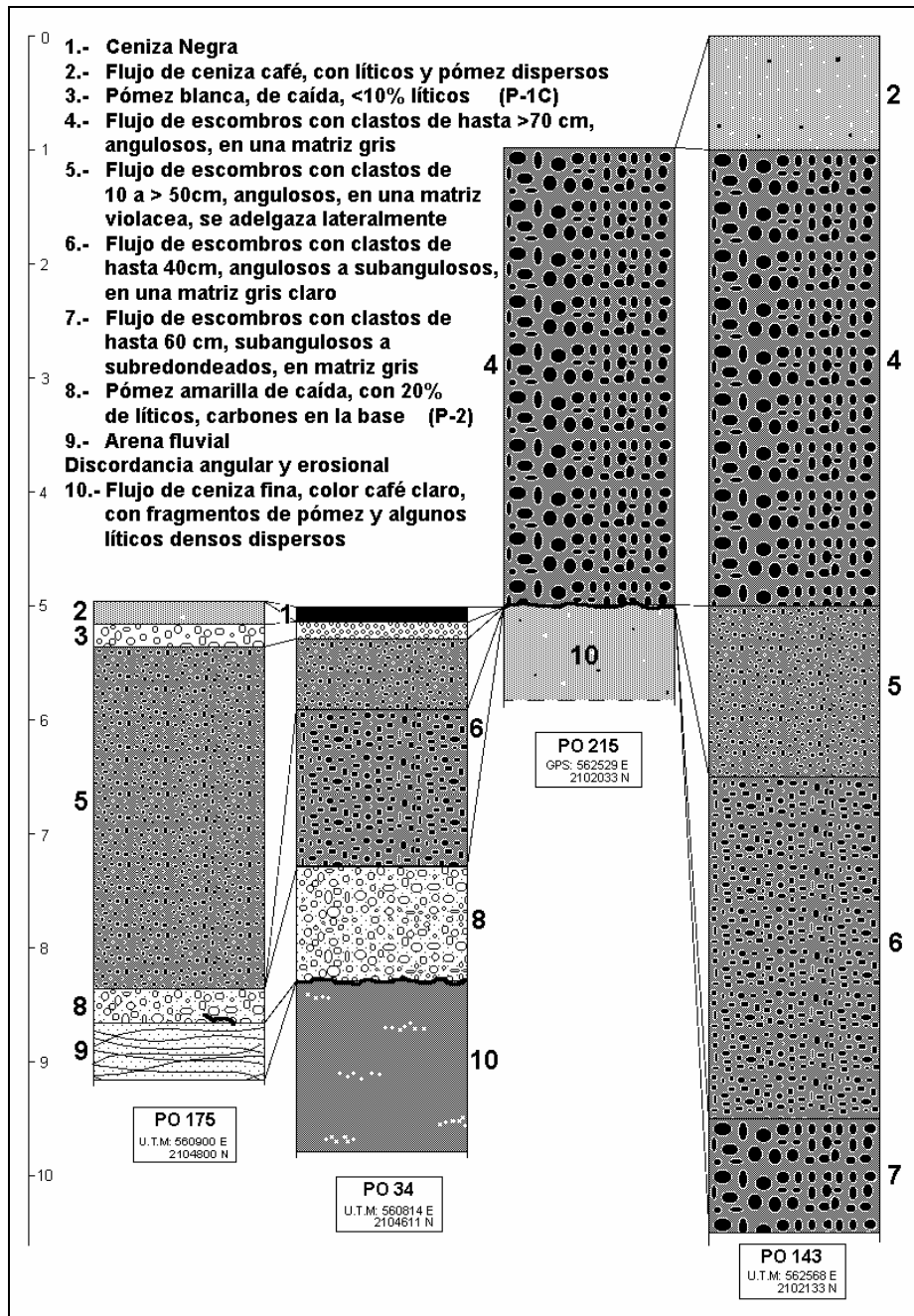
Figura 91: Secciones de la secuencia lacustre Yancuitlalpan.



**Figura 92: Ubicación de las secciones de los Lahares Xalitziñtla, Tianguismanalco, Tecuanipan y la secuencia lacustre Yancuitalpan**

**g) Terrazas Tecuanipan.-** Se usa este nombre para referirse a una serie de terrazas poco notorias en el cauce del arroyo Nexapa, a partir de San Nicolás de los Ranchos hasta al menos las cercanías de Santa Isabel Cholula. Estas terrazas miden menos de 5-10 metros de ancho y alto, y en realidad forman pequeños *levees* discontinuos de 1-2 metros de alto por encima del nivel de la planicie circundante y de 5-10 metros de hondo hacia el arroyo.

Se trata de los flujos de escombros posteriores al emplazamiento del derrame Nealtican, interdigitados con los depósitos de caída de la pómez P-1, que siguieron una nueva ruta más al oriente, y fueron canalizados por el actual cauce del arroyo que pasa por San Jerónimo Tecuanipan. Sus depósitos forman terrazas y/o *levees* en las orillas de dicho cauce (Figura 93).



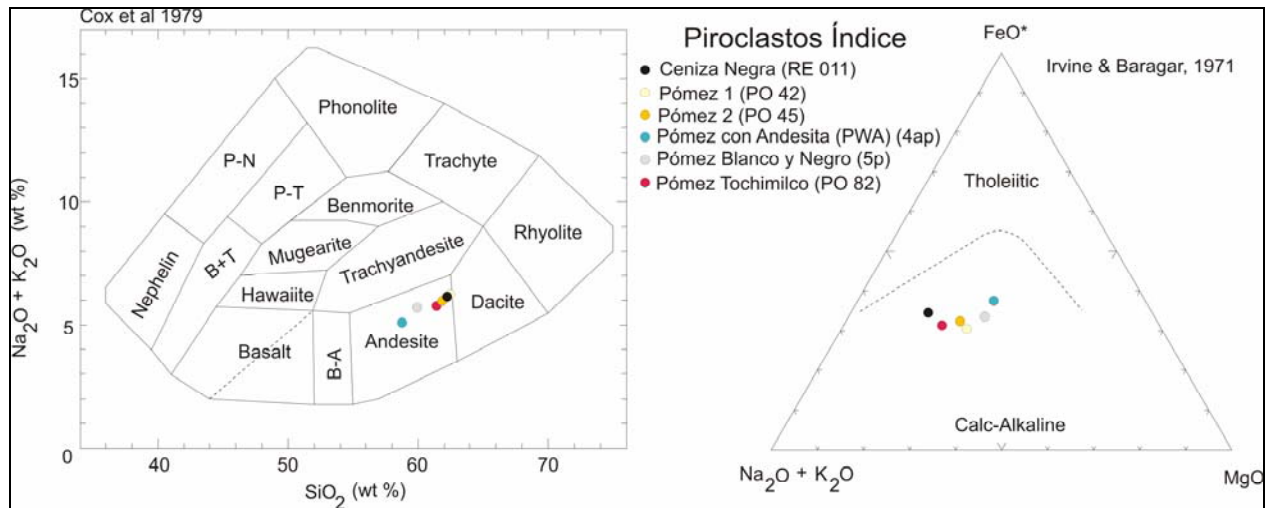
**Figura 93: Secciones de las terrazas Tecuanipan.**

Consisten en flujos de escombros de fragmentos líticos grises de 10 a >70 cm, subangulosos a subredondeados, en una matriz de similar composición color gris a violacea. Se les denominó Lahares Tecuanipan, por el poblado del mismo nombre. La base del depósito se interdigita y en su mayor parte cubre a la pómez P-1, por lo que se le considera equivalente a la parte superior de los Lahares Xalitzintla. Son posteriores al emplazamiento del derrame Nealtican y el bloqueo del antiguo cauce de la barranca. Sobreyace a los depósitos de flujo piroclástico del abanico volcánico disecado de Calpan entre San Buenaventura Nealtican y Santa Isabel Cholula, y al derrame Nealtican en la barranca Tlaltorre, al sureste de San Nicolás de los Ranchos.



#### 4.4.6. Mantos de depósitos piroclásticos de caída

Existen varios depósitos de tefra que formaron mantos y cubrieron las laderas del Popocatepetl, y que pueden usarse como marcadores u horizontes estratigráficos. De estos depósitos, sólo la Ceniza Negra tiene una expresión en el relieve y cubre un área cartografiable con espesores suficientes como para considerarse una unidad morfoestratigráfica, aunque se compilaron análisis de los depósitos piroclásticos más importantes (Figura 94).



	Coords U.T.M.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Σ
RE011 <sup>4</sup>	538429 2106999	62.29	0.77	16.37	4.66	0.088	2.22	4.41	4.26	1.91	0.213	2.07	99.26
PO42 <sup>1,2</sup>	538573 2109962	62.50	0.80	15.70	2.61	0.09	4.15	4.95	4.25	2.05	-	-	99.94
PO45 <sup>1,2</sup>	540326 2109965	62.00	0.90	16.70	1.98	0.08	3.45	5.15	4.35	1.55	-	-	99.72
4ap <sup>3</sup>	-	59.12	0.81	16.84	6.09	0.10	4.42	5.93	3.61	1.41	0.19	2.21	100.72
5p <sup>3</sup>	-	60.22	0.77	16.37	5.75	0.09	4.53	5.69	4.01	1.67	0.21	1.49	100.80
PO82 <sup>1,2</sup>	543885 2087845	61.50	0.85	14.50	4.14	0.05	2.60	4.00	3.60	2.20	-	5.76	99.20

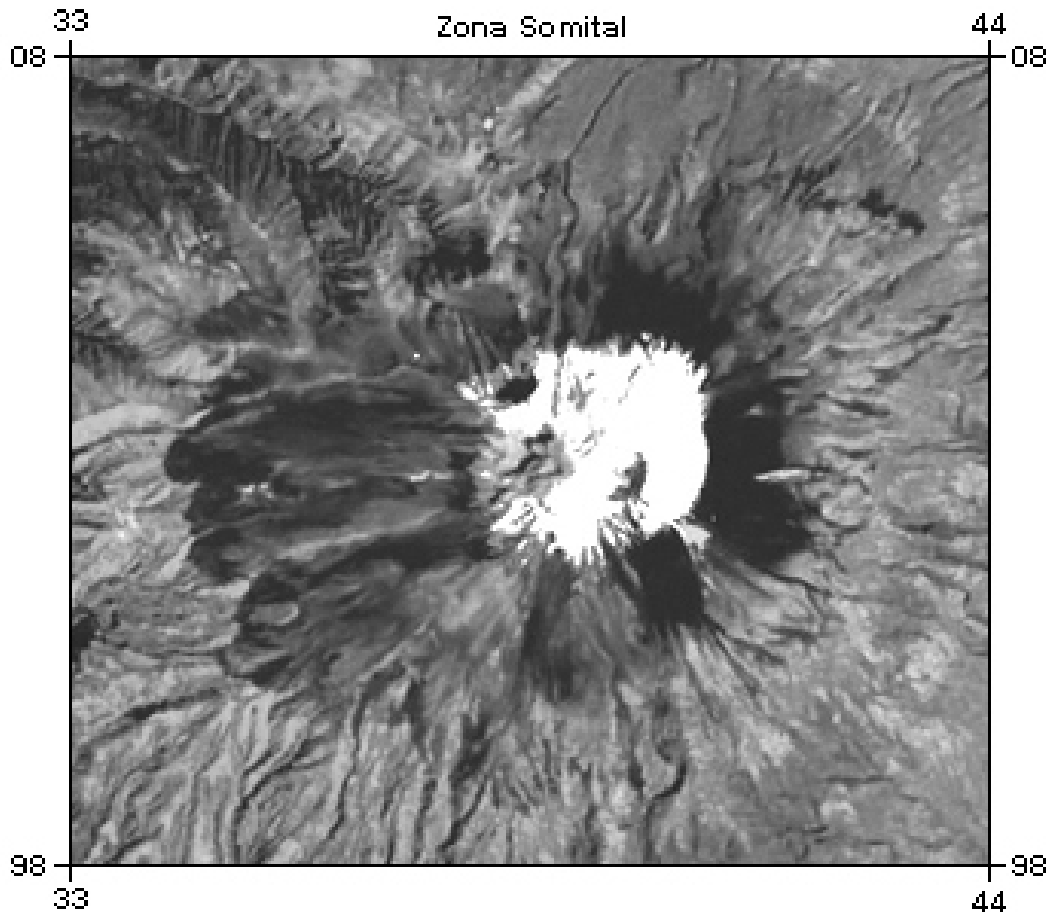
**Figura 94: Muestras de los depósitos piroclásticos principales. Robin (1984)<sup>1</sup>, Boudal y Robin (1988)<sup>2</sup>, Siebe et al. (1999)<sup>3</sup> y este trabajo<sup>4</sup>.**

La composición de la mayoría de los depósitos piroclásticos (Ceniza Negra, pómez P-1, P-2 y Tochimilco) es muy similar, y corresponde a andesita muy cerca del límite con la dacita. A este respecto llama la atención la diferencia de composición de las pómez PWA y P B&N, que son más andesíticas, aun cuando siguen presentando valores muy similares a los de otras rocas del Popocatepetl. Hay que considerar también que la composición de un manto piroclástico de caída varía con la distancia a la boca eruptiva, por diferenciación eólica (Fisher y Schmincke, 1984), ya que mientras la Ceniza Negra y las pómez P-1, P-2 y Tochimilco fueron muestreadas en regiones proximales, las pómez PWA y P B&N fueron muestreadas en zonas distales.



**Ceniza Negra.**- La mayor parte del cono somital, hasta por abajo del límite de los bosques, está cubierta por un manto piroclástico muy notorio de cenizas y lapilli color gris oscuro a negro (Figura 95), que fue descrito en la sección de Tefracronología. Por encima de la vegetación, este depósito ha sido muy retrabajado por la acción del viento, al grado de que en algunas fotos aéreas se aprecian estructuras semejantes a dunas (Figura 96). En las partes altas, muestra los efectos del periglacialismo, con la formación de lóbulos de soliflución muy visibles en el flanco oeste (Figura 97) que en parte cubren árboles vivos, por lo que estos lóbulos pueden estar todavía activos, así como la formación de pequeños barrancos efímeros en la cara noreste.

Aun cuando cubre casi todas las superficies rocosas no verticales en el cono principal y el pico del Ventorrillo por encima del límite de la vegetación, está conspicuamente ausente en las zonas cubiertas por el glaciar, así como en toda la ladera norte por debajo de los glaciares hasta los 4,500 msnm, y en la ladera oeste desde la cumbre hasta los 4,600 msnm (Figura 98). Se considera que dicha ausencia corresponde a la extensión de los glaciares en el momento de la erupción que generó la Ceniza Negra (Palacios, 1996).



**Figura 95:** Imagen de satélite de la zona somital del volcán Popocatépetl.



**Figura 96: Ceniza Negra cubriendo la base del cono somital, cara norte.**



**Figura 97: Lóbulos de solifluxión desarrollados en la Ceniza Negra, invadiendo el bosque en la base de la cara oeste**

Litológicamente, consiste en gruesos depósitos de ceniza y lapilli de color gris obscuro a negro con ocasionales fragmentos de pómez, probablemente incorporados de la pómez P-1 infrayacente, ya que son muy similares en coloración y textura. En Tlamacas sobreyace directamente a la pómez P-1, y a todos los derrames que forman el edificio del Popocatépetl. No está cubierta más que por los productos de las erupciones históricas, con los cuales están mezcladas y son indistinguibles.



**Figura 98: Zona sin Ceniza Negra frente a los glaciares de la cara norte. Nótese, a la derecha de la zona glaciada, la inclinación (y discordancia) entre los Derrames Ventorrillo en el collado de Teopizcalco, y los Derrames Las Cruces en el cono principal.**

## 5 Discusión

### 5.1. Composición química de las rocas del Popocatepetl

Las lavas y demás productos del volcán Popocatepetl tienen una composición que varía de Andesita Basáltica a Riolita, aunque la mayoría tienen una composición Andesítica a Dacítica (Figura 99).

Los productos de las erupciones del Popocatepetl parecen tener una composición bastante homogénea, ya que en prácticamente todos los casos las rocas son andesitas a dacitas, y un gran número de muestras están cerca del límite entre éstas. Esto quiere decir; sin embargo, que la gran mayoría de las unidades morfoestratigráficas definidas presentan una composición similar, que varía de andesita a dacita y que, al menos desde el punto de vista geoquímico, no pueden ser diferenciadas entre sí.

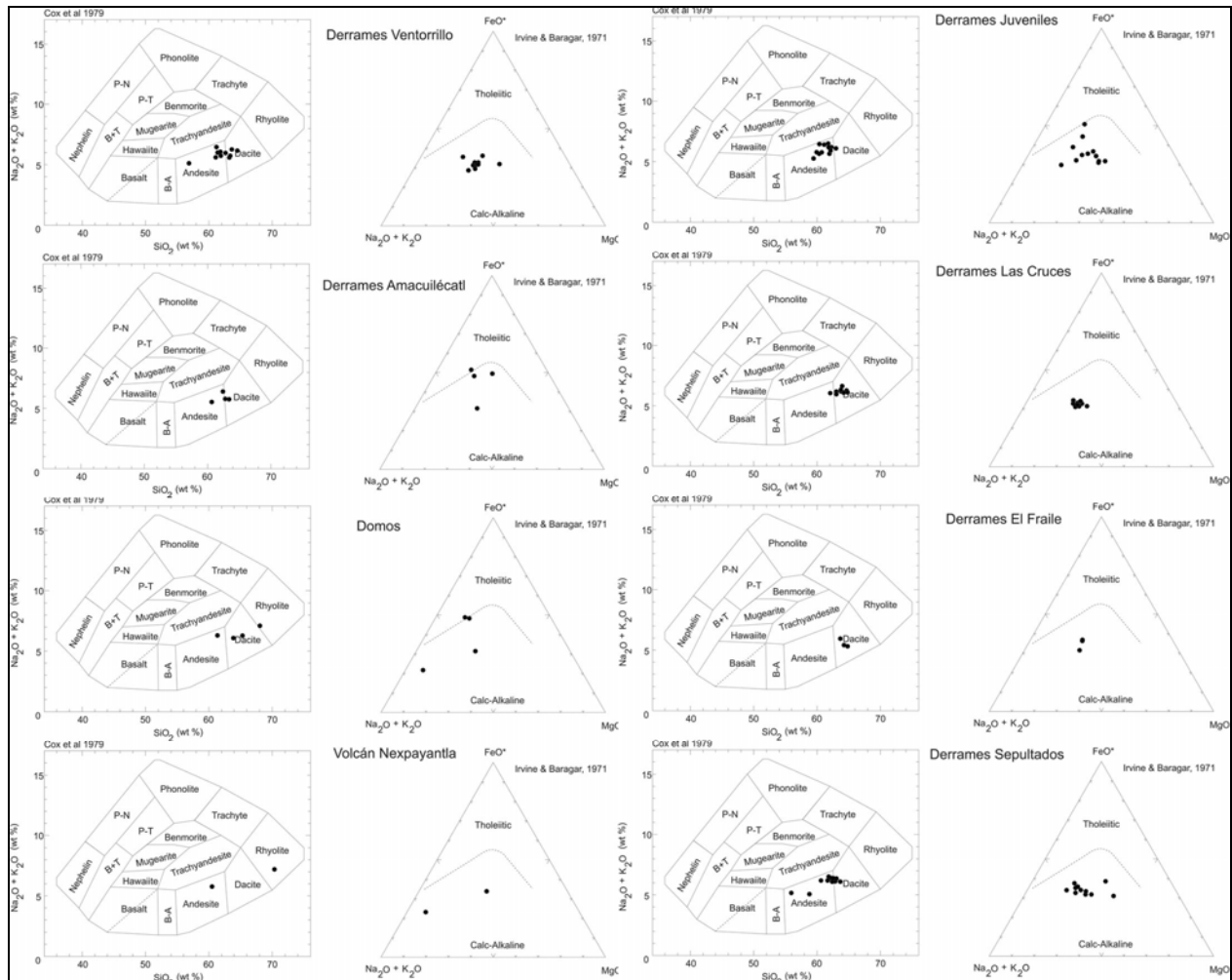


Figura 99: Resultados de análisis químicos de todas las muestras del volcán Popocatepetl.

Llama la atención la presencia de una muestra de composición riolítica, que corresponde a uno de los diques que intrusionan los restos del antiguo volcán Nexpayantla. Por otro lado, una muestra de basalto andesítico, proveniente de un cono

monogenético de la Fm. Chichinautzin, incorporado a la Avalancha Tlayecac, parece ocupar el extremo opuesto en el rango de composición de las muestras.

Los derrames que alcanzan mayor distancia en el Popocatepetl son los que presentan una composición andesítica más básica (Las Mesas, El Malpaís y Nealtican), mientras que los derrames más cortos son andesítico dacíticos o dacíticos.

## 5.2. Historia eruptiva y evolución morfológica del volcán

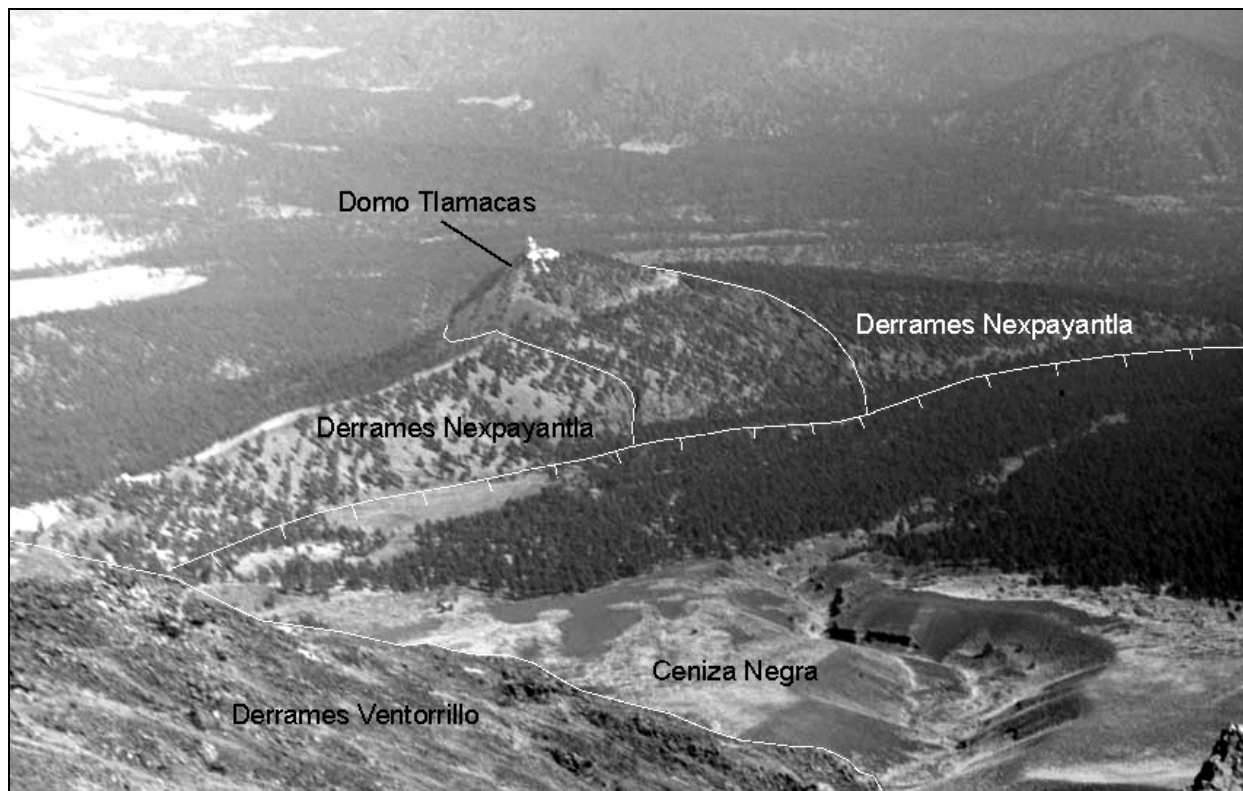
A partir de los resultados de las investigaciones realizadas, la evolución del Popocatepetl puede resumirse de la siguiente manera:

1. Un primer edificio volcánico, aproximadamente de edad similar a la del volcán Pies del complejo volcánico del Iztaccíhuatl (Nixon, 1989) creció en la posición del actual Popocatepetl. Comprende la unidad denominada Derrames Nexpayantla. Este volcán presentó actividad de flanco, se desarrollan los domos Tezozolco, Yoloxochitl, Nexpayantla y Tlamacas, que intrusionan a estas lavas. También se formaron diques, visibles en las partes profundas de la barranca de Nexpayantla. Las lavas de este volcán posiblemente se interdigitan con las del volcán Pies.

El Volcán Nexpayantla quedó destruido por un enorme colapso hacia el sur, que generó los depósitos de avalancha que en el trabajo se denominaron Avalancha Tlayecac Inferior. De los dos depósitos de avalancha que forman el Abanico con *Hummocks* Tlayecac, el inferior es de mucho mayor espesor y distribución. Depósitos de flujos de escombros muy fluidos, asociados a este colapso, fueron seguidos hasta el río Balsas a la altura del poblado de Papalutla, a 100 km al suroeste del volcán. Según Carrasco-Núñez *et al.* (1993), este tipo de lahares se generan sobretudo en volcanes alterados hidrotermalmente por la presencia de casquetes glaciares, lo que podría indicar que este colapso ocurrió durante el avance glacial Nexcoalango, hace unos 196,000 años (Vázquez-Selem, 2001), que erosionó el cono del Volcán Nexpayantla.

Como restos de este volcán quedaron los domos antes mencionados y las lavas que forman la porción profunda de la barranca de Nexpayantla. Los domos Tlamacas y Nexpayantla están cortados hacia el sur por un escarpe afallado (Figura 100), que pudiera representar el escarpe norte de la caldera de colapso, como lo plantearon Robin y Boudal (1987). Se desconoce la relación de edad entre el colapso del Volcán Nexpayantla y el colapso del Volcán Pies, que formó la Avalancha Mayorazgo en la zona del “periférico” de Puebla y el oriente de Atlixco.

2. Sobre los restos del Volcán Nexpayantla se edificó otro volcán, que en este trabajo se denominó volcán Ventorrillo. Sus lavas forman prácticamente todo el sector noroeste del volcán, y se encuentran erosionadas y/o sepultadas por gruesos espesores de tefras. Este volcán antiguo también colapsó hacia el sur, generando los depósitos que forman la mayor parte de la porción proximal del abanico con *hummocks* Tlayecac y que en el trabajo se denominaron Avalancha Tlayecac superior. Este colapso fue producto de una gran erupción de tipo Bezymianny, y además del material de avalancha, generó un grueso depósito de pómez de caída denominado pómez Tochimilco, así como el Flujo Tetela y también depósitos de brechas heterolíticas tipo *blast* al sur de Ecatzingo. Todos estos materiales fueron parcialmente removilizados posteriormente, y generaron los flujos de escombros del Relleco Chalcatzingo.

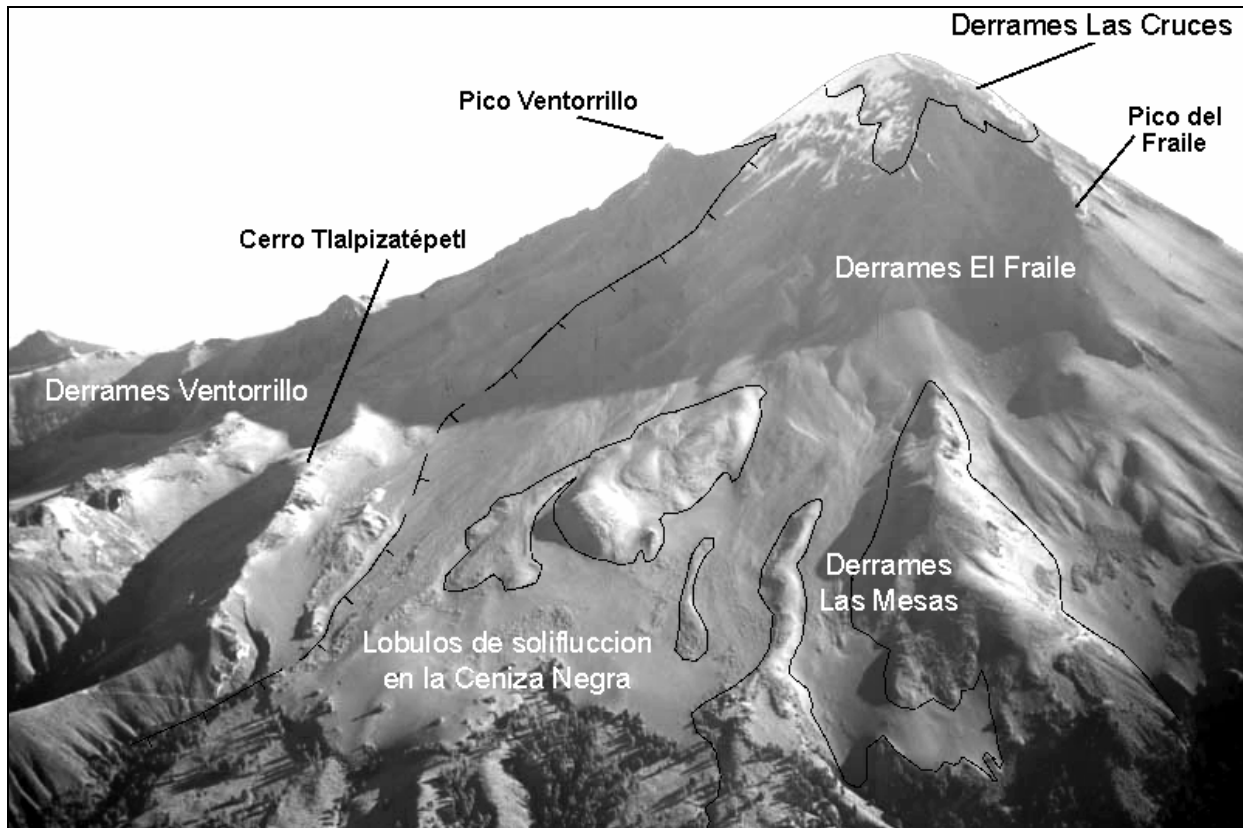


**Figura 100: Escarpe sur del Domo Tlamacas y cabecera de la Barranca La Espinera.**

El domo Tlamacas está cubierto al oeste por derrames más recientes que forman la cresta que separa la barranca La Espinera de la cañada de Nexpayantla y que pertenecen al volcán Ventorrillo. Estos derrames cubren también los derrames Nexpayantla en la mayor parte del sector noroccidental del volcán, y su emplazamiento fue controlado por la morfología de los domos que intrusionan al volcán Nexpayantla. Ladera arriba, estos derrames forman una cresta sumamente delgada, cortada en el norte por un conjunto de tres grandes circos glaciales, y que culmina en el Pico del Ventorrillo. Este volcán creció en el interior de la caldera abierta hacia el sur generada por el colapso del volcán Nexpayantla.

Como restos de este volcán quedaron el picacho conocido como El Ventorrillo y su ladera norte, conocida como El Abanico, el cerro Tlalpizatépetl y todas las laderas noroeste, al norte de un escarpe afallado que conecta al Ventorrillo con el Cerro Tlalpizatépetl y que pudiera representar el borde norte de la caldera de colapso generada con esa erupción (Figura 101). Siebe *et al.* (1995a) fecharon esta avalancha en alrededor de 22,500 años a.P.

En el flanco sur del volcán, entre Magdalena Xancuitlalpan y Santa Catarina Teponapa, así como al noroeste de San Pedro Benito Juárez, se encuentran dos zonas de laderas de lava sumamente erosionadas que están rodeadas por depósitos más recientes, y que en la investigación fueron consideradas pertenecientes a la unidad Derrames Ventorrillo por su elevado grado de disección y sepultamiento, y que por su posición estarían ocupando el lado opuesto de la caldera, con respecto al Ventorrillo. Es importante notar que estas rocas limitan la extensión de la avalancha Tlayecac hacia el oriente.



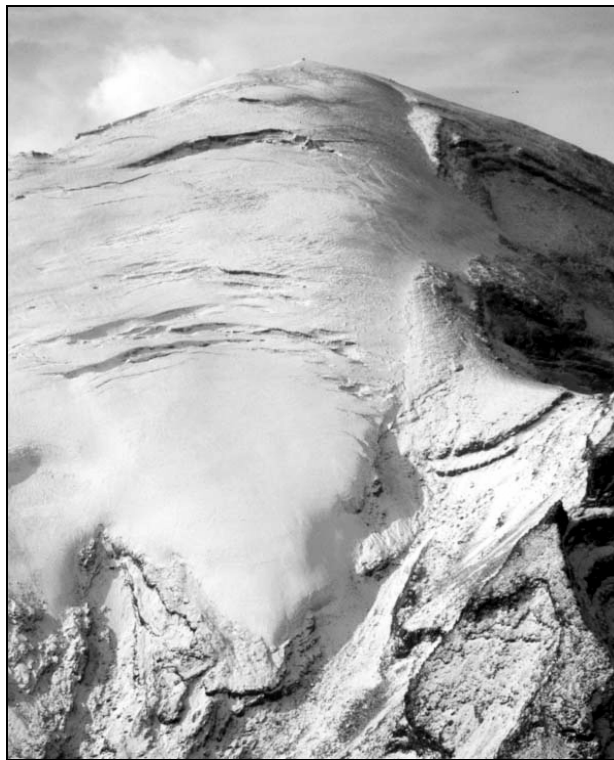
**Figura 101: Cara oeste del Popocatépetl, mostrando el escarpe Ventorrillo-Tlalpizatépetl, los derrames que forman el cono moderno, y el manto de Ceniza Negra.**

3. El cono moderno del Popocatépetl inició su crecimiento con el emplazamiento de los denominados en el trabajo como Derrames Sepultados, que incluye a los derrames El Malpaís, Las Mesas y los derrames que se encuentran en las cercanías (al sur de) San Pedro Benito Juárez, así como el derrame que aflora entre Metepec y Axocopan, cubriendo al Cerro Charro. Casi sin interrupción, estos derrames fueron a su vez cubiertos por los denominados Derrames El Fraile, que forman prácticamente todo el sector suroeste del cono principal. También se presentó actividad de flanco, que generó los más antiguos conos adventicios de Ecatzingo y sus derrames asociados. Todos estos derrames están interdigitados con al menos 4 depósitos de erupciones plinianas importantes (pómez P-7, P-8, P-9 y P-10), que desgraciadamente aún no han sido fechados, ya que no se encontraron carbones asociados a estos depósitos, ni en las capas aledañas, pero que indican que el crecimiento de la porción más vieja del cono moderno no es tan simple como lo indican las precedentes líneas.

El Popocatépetl moderno debe haberse construido sobre el borde noreste del crater en herradura del Ventorrillo, como lo indica la inclinación de los derrames Ventorrillo hacia el norte en la cabecera de la barranca Nexpayantla, y al este y noreste en la zona del collado de Teopizcalco, en clara discordancia con los derrames que forman el cono moderno (Figura 102), así como la distribución de los depósitos de la avalancha Tlayecac superior hacia el suroeste. Es probable entonces que buena parte del volumen del cono moderno en realidad consista en rocas del Ventorrillo en su porción este y sureste, que no se colapsaron. Sin embargo, la emisión de lavas que

formó al cono moderno ha sido sumamente grande, por lo que los derrames generados han cubierto prácticamente en su totalidad esos flancos del volcán, y hacia el sur también las porciones más proximales de la avalancha, cuyos *hummocks* controlan el emplazamiento de los derrames más extensos posteriores a la avalancha.

El Popocatépetl debió estar cubierto de glaciares relativamente importantes, asociados al avance glacial Hueyatenco (Vázquez-Selem, 2001) cuando se presentó hace aproximadamente 14,500 años (Mooser, 1967) una gran erupción pliniana que generó los depósitos de caída denominados Pómez Blanca y Negra (P B&N) y Pómez con Andesita (PWA). Es posible que una discordancia que es visible en las paredes internas del cráter en su lado occidental, y entre los derrames que forman la zona del Pico Mayor, pudieran representar el cráter que habría dejado esta erupción. Algunos flujos piroclásticos en los abanicos coalescentes Amecameca-Ozumba, así como en el Abanico Complejo Coyula, pudieran estar asociados a esta erupción.



**Figura 102: Glaciar norte del Popocatépetl y Collado de Teopizcalco, 1984.**

4. Con posterioridad a dicha erupción pliniana, el crecimiento del cono moderno del Popocatépetl ha estado concentrado hacia el lado noreste, generándose los denominados Derrames Las Cruces, Quimichule, Atlimiyaya y Nealtican, originados desde el borde nororiental del actual cráter y en las bocas adventicias Ombligo-Xalipilcáyatl, además de el derrame Chipiquixtle en la porción más alta de las bocas adventicias de Ecatzingo en el suroeste. La emisión de estos derrames también está interdigitada con al menos 4 depósitos de erupciones plinianas (P. 4, 3, 2 y 1). En particular, el derrame Nealtican cubre a los depósitos de la pómez P-2 y está cubierto por los depósitos de la pómez P-1. Flujos de escombros asociados a estas erupciones plinianas forman el Relleno Hueyetlaquixtle al suroeste, el Relleno Xalitzintla al noreste, así como las Terrazas Tianguismanalco y Tecuanipan, al este. También los depósitos



más superficiales en las porciones proximales del abanico complejo Coyula corresponden a estas erupciones. El cráter actual es probablemente resultado de la última de estas erupciones plinianas

5. La actividad más reciente del Popocatepetl ha sido de relativamente menor importancia, y en particular desde la llegada de los españoles a México abundan las referencias históricas, que coinciden en describir actividad semejante a la desarrollada actualmente por el Popocatepetl, es decir, la emisión más bien esporádica de nubes de ceniza que pueden alcanzar hasta algunos kilómetros de altura, las lluvias de cenizas y “arenilla” asociadas a estas emisiones, y el probable emplazamiento y destrucción de sucesivos domos de lava en el interior del cráter, que poco a poco lo han ido rellenando. Según Casanova (1987) la Ceniza Negra que cubre la porción somital del cono debe haberse emplazado como resultado de las erupciones de 1548. Ésta habría sido la última actividad de importancia en el Popocatepetl.

## 6 Conclusiones:

Como ha podido verse, el relieve de la región en estudio está directamente asociado a su constitución geológica. La mayoría de las elevaciones son producto directo de la intensa actividad efusiva del volcán Popocatepetl, cuyas laderas están constituidas principalmente por derrames de lava en distintos grados de sepultamiento por tefras y/o por otros derrames más recientes. Se puede apreciar que aquellos derrames con una composición más básica alcanzan mayores distancias que los derrames más evolucionados.

Los criterios morfoestratigráficos fueron útiles para complementar las secciones geológicas. El volcán Popocatepetl ha tenido una historia relativamente compleja y es el resultado del crecimiento y colapso de dos volcanes anteriores, Nexpayantla y Ventorrillo. Sus derrames y las avalanchas de escombros resultantes (Fm. Tlayecac) fueron mapeadas junto con el Relleno Chalcatzingo. De edad similar es la avalancha Mayorazgo del Abanico disecado de Calpan, que se originó en el volcán Pies perteneciente al complejo del Iztaccíhuatl.

La principal diferencia que presentan entre sí los derrames que constituyen al Popocatepetl, y que ha permitido diferenciarlos en distintas unidades, es la intensidad con la que han sido modelados por procesos denudativos glaciales y/o fluviales. La edad de los fenómenos glaciales que afectaron la Sierra Nevada (Vázquez-Selem, 2001) indica una necesaria interdigitación con algunos de los productos de la evolución del Popocatepetl. El reconocimiento detallado de las formas glaciales del Pleistoceno tardío y Holoceno en el Popocatepetl está aún por realizarse y su relación con eventos eruptivos puede aportar al conocimiento de la estratigrafía volcánica y la evolución del relieve en la Sierra Nevada, así como ayudar a explicar el relieve y la gran extensión de algunos de los productos eruptivos de dicha cadena volcánica.

El cono moderno del Popocatepetl fue construido por el emplazamiento de numerosos derrames de lavas andesíticas a dacíticas, interestratificados con los productos de numerosas erupciones plinianas, de las que se han identificado al menos 10, y se han fechado seis de éstas. Las mayores ocurrieron entre 12,860 y 14,620 años a.P. y resultaron en el emplazamiento de los depósitos de la P B&N y la PWA, horizontes estratigráficos en el sector noroeste del cono y más allá (Siebe *et al.*, 2004, 2005). Los derrames más antiguos que las pómez P B&N y PWA fueron mapeados como laderas de lava sepultadas o erosionadas (derrames Malpaís, Las Mesas, Metepec y San Pedro Benito Juárez) y laderas de lava erosionadas glacialmente (derrames El Fraile), mientras que los derrames más recientes fueron mapeados como laderas de lava sin huellas de erosión glacial, tanto emitidas desde el cráter principal como desde bocas adventicias (derrames Las Cruces, Buenavista, Quimichule, Atlimiyaya, Chiquipixtle y Nealtican).

El piedemonte del volcán Popocatepetl está formado por una serie de 5 abanicos volcanoclásticos complejos, además de 6 lenguas de depósitos similares rellenando valles excavados en los abanicos. La litología de estos depósitos es bastante similar, ya que consisten en depósitos fluviales, de flujos de escombros y flujos piroclásticos interdigitados. Las diferencias morfológicas entre ellos (grado de disección, principalmente) se deben básicamente a las diferencias en edad entre los distintos depósitos (mayor disección=mayor edad), y no a diferencias litológicas importantes. El

abanico con *hummocks* Tlayecac es, en este sentido, una excepción, ya que su morfología responde al mecanismo de emplazamiento de una avalancha de escombros.

Las erupciones plinianas más recientes tuvieron como resultado el emplazamiento de mantos de pómez de caída y múltiples flujos piroclásticos y flujos de escombros. Los asociados a la P3 (4,965±65 a 4,805±60 años a.P.) produjeron los abanicos coalescentes Amecameca-Ozumba hacia el oeste, y depósitos de edad y composición similares forman parte del abanico complejo de Coyula hacia el sureste. El Abanico Complejo Coyula, apenas disectado, debe haberse formado en un periodo de tiempo bastante largo a juzgar por sus relaciones estratigráficas, pero su morfología superficial ha sido suavizada, y los barrancos cortados en el abanico rellenos por los depósitos laháricos más recientes que lo constituyen. Los flujos de escombros y flujos piroclásticos asociados con las erupciones de la P2 (2,150±80 a 1,825±175 años a.P.) se emplazaron principalmente a lo largo de la barranca La Espinera y siguieron el drenaje hacia el sur hasta Tianguismanalco. El emplazamiento posterior del derrame Nealtican bloqueó este drenaje, creando el lago Yancuitlalpan y sus depósitos lacustres, y posteriormente desvió el emplazamiento de flujos de escombros asociados con la erupción de la P1 (1,290±80 a 855±55 años a.P.) hacia Tecuanipan, más al este.

Los últimos cambios geomorfológicos prehistóricos fueron causados por la erupción de la Ceniza Negra, que cubrió la mayor parte del cono somital con varios metros de espesor de lapilli y ceniza de color gris oscuro. El periodo eruptivo actual del Popocatepetl ha sido similar a otras erupciones históricas, con el emplazamiento de domos de lava en el interior del crater y su posterior destrucción en erupciones explosivas, que han generado pequeños depósitos en áreas proximales, y pequeños flujos de escombros en la barranca La Espinera causados por la fusión parcial del glaciar (Sheridan *et al.*, 2001; Capra *et al.*, 2004).

## 7. Bibliografía

- Aguilera, J.G. y Ordoñez, E., 1895**, Expedición científica al Popocatepetl; *Comisión Geológica Mexicana, Secretaría de Fomento*, 48 p.
- Aguilera, J.G. y Ordoñez, E., 1896-97**, Las fumarolas del Popocatepetl; *Memorias, Soc. Científica Antonio Alzate, Tomo 10*, p. 185-188.
- Álvarez, R., Bonifaz, R. y Martín del Pozzo, A.L., 1993**, Volcanic hazard evaluation through remote sensing in Colima Volcano, Mexico: *Proceedings of the Ninth Conference on Geologic Remote Sensing, Pasadena, Cal. U.S.A., p. 8-11*.
- Arboleda, R.A. y Martínez, M.M.L., 1995**, 1992 flujo de escombros in the Pasig-Potrero river system: in *Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo, Philippines*, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Bachmann, R.C., 1981**, Glaciares de los Alpes: *Editorial RM, Barcelona, España*, 304 p.
- Belousov, A.B. y Belousova, M.G., 1998**, Bezmyannyi eruption on march 30, 1956 (Kamchatka): Sequence of events and debris-avalanche deposits: *Volc. Seis., Vol. 20*, p. 29-47.
- Benedict, J.B., 1970**, Downslope soil movement in a Colorado alpine region. Rates, processes, and climatic significance; *Arc. Alp. Res., v. 2*, p. 165-226.
- Bogoyavlenskaya, G.E., Braitseva, O.A., Melekestsev, I.V., Kiryanof, V.Y. y Miller, C.D., 1985**, Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens, Bezmyanny and Siveluch volcanoes: *Journal of Geodynamics*, 3, p. 189-218.
- Boudal, C., 1985**, Petrologie d'un grand volcan andesitique mexicain: le Popocatepetl. Le rôle des mélanges de magmas dans les dynamismes de l'activité récente; *These, U.E.R. de sciences exactes et naturelles de l'Universite de Clermont-Ferrand, France*, 224 p.
- Boudal, C. et Robin, C., 1988**, Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl; *Can. Jour. of Earth Sci., Vol. 25*, p.955-971.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1997**, Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico: *Geology, V. 25, no. 2*, p. 115-118.
- Burnham, C.W., 1972**, The energy of explosive eruptions: *Earth, Mineral Sci. 41*, p. 69-70.
- Camacho, H., 1925**, Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relación con la sismología; *Anales del Instituto Geológico de México*, p. 38-60.
- Cameron, K.A. y Pringle, P.T., 1986**, Post-glacial flujo de escombros of the Sandy River basin, Mount Hood, Oregon; *Northwest Science, v. 60*, p. 225-237.
- Cameron, K.A. y Pringle, P.T., 1987**, A detailed chronology of the most recent major eruptive period at Mount Hood; *Geol. Soc. of Am. Bull. 99*, p. 845-851.
- Cantagrel, J.M., Gourgaud, A., y Robin, C., 1984**, Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico); *Bull. Volcanol., Vol. 47-4 (1)*, p. 735-748.
- Capra, L., 2000**, Colapsos de edificios volcánicos: Transformación de avalanchas de escombros en lahares cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México), *Tesis doctoral (no publicada), Posgrado en Ciencias de la Tierra, Inst. de Geofísica, UNAM, México*, 177 p.
- Capra, L., 2007**, Volcanic natural dams: identification, stability and secondary effects, *Natural Hazards*, in press.
- Capra, L. y Macías, J.L., 2000**, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research 102*, p. 149-168.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M. y Garduño-Monroy, V.H., 2002**, Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - behavior, and implications for hazard assessment, *Journal of Volcanology and Geothermal Research 113*, p. 81-110.
- Capra, L., Poblete, M.A. y Alvarado, R., 2004**, The 1997 and 2001 flujo de escombros of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards, *Journal of Volcanology and Geothermal Research 131*, p. 351-369.
- Careaga, A., 1982**, Popocatepetl; *folleto de rutas, edición de circulación restringida, México*, 21 p.
- Carrasco, N.G., 1985**, Estudio geológico del volcán Popocatepetl; *Tesis profesional, Fac. de Ing., UNAM, México*, 156 p.
- Carrasco-Núñez, G., Silva-Mora, L., Delgado-Granados, H., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1986**, Geología y paleomagnetismo del Popocatepetl; *Serie de Investigación, Instituto de Geofísica UNAM, No. 33*.

- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W. y Rose, W.I., 1993**, A voluminous avalanche-induced flujo de escombros from Citlaltépetl volcano, México: Implications for hazard assessment; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p. 35-46.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V., 1988**, Volcanic Successions, modern and ancient: *Unwin Hyman, London, Great Britain*, 528 p.
- Casanova, J.M., 1987**, Popocatépetl, guía turística, deportiva e histórica; *Dir. Gral. de Act. Dep. y Rec., U.N.A.M.*, 252 p.
- Cooke, R.U. y Doornkamp, J.C, 1978**, Geomorphology in environmental management, *Clarendon Press, Oxford*, 413 p.
- Costa, J.E., 1984**, Physical geomorphology of debris flow: in Costa, J.E. and Fleischer, P.J., eds., Developments and applications of geomorphology:, *Springer-Verlag, Berlin*, p. 268-317.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J., 1979**, The interpretation of igneous rocks: *Allen and Unwin, London*, 328 p.
- Crandell, D.R., 1971**, Postglacial flujo de escombros from Mount Rainier volcano, Washington; *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap. 677*, p. 1-75.
- Crandell, D.R., 1980**, Recent eruptive history of Mount Hood, Oregon, and potential hazards from future eruptions; *U.S. Geol. Sur. Bull. 1492*, p. 1-81.
- Crandell, D.R., 1988**, Deposits of pre-1980 pyroclastic flows and flujo de escombros from Mount Saint Helens volcano, Washington; *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap. 1444*, p. 1-93.
- Crandell, D.R. y Mullineaux, 1975**, Technique and rationale of volcanic-hazards appraisals in the Cascade Range, Northwestern United States: *Environmental Geology*, V. 1, p. 23-32.
- Crowley, J.K. y Zimbelman, D.R., 1997**, Mapping hydrothermally altered rocks on Mount Rainier, Washington, with Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data, *Geology*, V. 25, No. 6, p. 559-562.
- Cruz-Reyna, S. de la, Quezada, J.L., Peña, C., Zepeda, O. y Sánchez, T., 1995**, Historia de la actividad reciente del Popocatépetl (1354-1995); *Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED, México*, p. 3-24.
- Davies, D.K., Quearry, M.W. y Bonis, S.B., 1978**, Glowing avalanches from the 1974 eruption of the volcano Fuego, Guatemala: *Geol. Soc. America Bull. 89*, p. 369-384.
- Delgado, H., Arciniega-Dettmer, R. y Calvario-Benitez, D., 1986**, Los glaciares del Popocatépetl y el Iztaccíhuatl; *Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, Instituto de Geofísica UNAM, No. 31*, 20 p.
- Delgado, H. y Brugman, M., 1995**, Monitoreo de los glaciares del Popocatépetl; *Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED, México*, p. 221-241.
- Demek, J. (ed), 1972**, Manual of detailed geomorphological mapping, *Academia, Prague*, 368 p.
- Derruau, M., 1983**, Geomorfología; *Editorial Ariel, Barcelona, España*, 528 p.
- Driedger, C.L., 1981**, Effect of ash thickness on snow ablation; *U.S. Geol. Sur. Prof. Paper 1250*, p. 757-760.
- Dorava M.J., y Meyer, D.F., 1994**, Hydrologic hazards in the lower Drift River basin associated with the 1989-1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 62, p. 387-407.
- Espinasa-Pereña, R. y Martin del Pozzo, A.L., 1999**, Estudios morfoestratigráficos en el volcán Popocatépetl; *Simposio Internacional "Volcán Popocatépetl", México, Inst. Geofísica, U.N.A.M.*, p. 15.
- Espinasa-Pereña, R. y Martin del Pozzo, A.L., 2004**, Reconstructing eruptive history at Popocatepetl volcano through morphostratigraphic studies: *Neogene-Quaternary continental margin volcanism, Proceedings of the GSA Penrose Conference, Puebla, México, Inst. de Geol., U.N.A.M.*, p. 20.
- Espinasa-Pereña, R. y Martin-Del Pozzo, A.L., 2006**, Morphostratigraphic evolution of Popocatépetl volcano, México, in Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., eds., Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México: *Geological Society of America Special Paper 402, Penrose Conference Series*, p. 115-137.
- Fink, J.H., 1980**, Surface folding and viscosity of rhyolite flows: *Geology* 8, p. 250-254.
- Fisher, R.V., 1966**, Mechanism of deposition from pyroclastic flows: *Amer. J. Sci.* 264, p. 350-363.
- Fisher, R.V., 1971**, Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits: *J. Sedim. Petrol.* 41, p. 916-927.
- Fisher, R.V., 1983**, Flow transformations in sediment gravity flows: *Geology* 11, p. 273-274.
- Fisher, R.V., 1990**, Transport and deposition of a pyroclastic oleada across an area of high relief: The 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington: *Geol. Soc. America Bull.* 102, p. 1038-1054.

- Fisher, R.V., 1995**, Decoupling of pyroclastic currents and hazards assessments: *Special Issue, Glicken Volume, Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, p. 257-263.
- Fisher, R.V., 1997**, The Volcano Information Center: *World Wide Web page* (<http://magic.geol.ucsb.edu/~fischer/>)
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984**, Pyroclastic Rocks: *Springer-Verlag, New York, USA*, 472 p.
- Flint, R.F., 1971**, Glacial and Quaternary geology; *New York, U.S.A., John Wiley and Sons.*, 892 p.
- Frank, D., 1983**, Origin, distribution, and rapid removal of hydrothermally formed clay at Mount Baker, Washington, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1022-E, 131 p.
- Friedlander, Y., 1922**, La erupción del Popocatépetl; *Memorias, Soc. Científica Antonio Alzate, Tomo 40*, p. 219-229.
- Fries, C. Jr., 1965**, Geología de la Hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla; *Instituto de Geología, U.N.A.M., Carta Geológica de México, Serie 1:100,000*.
- Frye, J.C. y William, H.B., 1960**, Classification of the Wisconsinan Stage in the Lake Michigan glacial lobe, *Illinois Geological Survey, Circular* 285, 16 p.
- Funciello, R., Giordano, G. y De Rita, D., 2003**, The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent volcanic activity and evidence of pre-Roman Age catastrophic flujo de escombros events, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123, p. 43-61
- Gardner, C.A., Neal, C.A., Waitt, R.B. y Janda, R.J., 1994**, Proximal pyroclastic deposits from the 1989-1990 eruption of Redoubt volcano, Alaska – Stratigraphy, distribution, and physical characteristics; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 62, p. 213-250.
- Glicken, H., Meyer, W. y Sabol, M.A., 1989**, Geology and ground-water hydrology of Spirit Lake Blockage, Mount St. Helens, Washington, with implications for lake retention: *U.S. Geol. Sur. Bull.* 1789, p. 1-33.
- Gonzales-Ferran, O., 1984**, Descriptions of volcanic events - Chile; *SEAN Bull.* 9-11, p. 2.
- Gonzales-Ferran, O., 1985**, Descriptions of volcanic events - Chile; *SEAN Bull.* 10-1, p. 3.
- Gray, J.M. y Lowe, J.J., 1982**, Problems in the interpretation of small-scale erosional forms on glaciated bedrock surfaces: examples from Snowdonia, North Wales, *Proc. Geol. Assoc.*, V. 93, p. 403-414.
- Grove, J.M., 1990**, The bands and layers of Vesl-Skautbreen; *Norwegian cirque glaciers, Royal Geog. Soc. Res. Ser.* 4, p. 11-23.
- Gunn, B.M. y Mooser, F., 1970**, Geochemistry of the volcanics of central Mexico, *Bull. Volc.* 34-2, p. 577-616.
- Halliday, W.R. y Halliday, M.L., 1991**, Lava Pseudokarsts of Mount St. Helens: The first decade after the 1980 eruptions, *Nat. Speleol. Soc.*, 6<sup>th</sup> *International Symposium on Vulcanospeleology, Hilo, Hawaii*, p. 65-74
- Harris, S.E., 1943**, Friction cracks and the direction of glacial movement; *Jour. Geology*, v. 51, p. 244-258.
- Hay, R.L., 1959**, Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I.: *J.Geol.* 67, p. 540-562.
- Hedberg, H.D. (ed.), 1976**, International Stratigraphic Guide, *Wiley, N.Y.*
- Heine, K., 1984a**, The classical Late Weichselian climatic fluctuations in Mexico; in *A. Morner and W. Karlén (eds.), Climatic changes on a yearly to millennial basis*, D. Reidel Pub. Co., p. 95-115.
- Heine, K., 1984b**, Comment on "Pleistocen glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence" by Sidney E. White and Salvatore Valastro, Jr.; *Quaternary Research*, Vol. 21, p. 242-246.
- Heine, K., 1988**, Late Quaternary glacial chronology of the mexican volcanoes; *Die Geowissenschaften*, Nr. 7, p. 197-205.
- Heine, K., 1994**, Present and past geocryogenic processes in Mexico; *Permafrost and periglacial processes*, Vol. 5, p.1-12.
- Heine, K. y Heide-Weise, H., 1973**, Jungquartare Foerderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatépetl (Sierra Nevada, México) und ihre Bedeutung fur die Glazialgeologie, Palaeoklimatologie und Archaeologie: *Muenster. Forsch. Geol. Palaeont.* 31/32, p. 303-322.
- Hobblitt, R.P., 1986**, Observations of eruptions, July 22 and August 7, 1980, at Mount St. Helens, Washington: *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1335, p. 1-43.
- Honnorez, J. y Kirst, P., 1975**, Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs: *Bull. Volcanol.* 39, p. 1-25.

- Höskuldsson, A., 1990**, Les debris-avalanches du Pico de Orizaba (Mexique), *Bull. Section Volcanol. Soc. Géol. Fr.*, 19, p. 5-7.
- Höskuldsson, A. y Robin, C., 1993**, Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico, *Bull. Volcanol.*, Vol. 55, p. 571-587.
- Höskuldsson, A. y Sparks, R.S.J., 1997**, Thermodynamics and fluid dynamics of effusive subglacial eruptions; *Bull. Volcanol.* 59, p. 219-230.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971**, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks: *Canad. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548
- Kjartansson, G., 1966**, Sur la recesssion glaciaire et les types volcaniques dans la region du Kjolur sur le plateau centrale de l'Islande; *Revue de Geomorphologie Dynamique*, V. 16, p 23-39.
- Krinsley, D.H. y Donahue, J., 1968**, Environmental interpretation of sand grain surface textures on electron microscopy; *Geol. Soc. of Am. Bull.* 79, p. 743-748.
- Lacroix, A., 1904**, La Montagne Pelé et ses eruptions: *Másson et Cie., Paris*, 662 p.
- Lescinsky, D.T. y Sisson, T.W., 1998**, Ridge-forming, ice bounded lava flows at Mount Rainier, Washington; *Geology*, v. 26, No. 4, p. 351-354.
- Lewis, W.V., 1997**, Valley steps and glacial valley erosion; *Inst. Brit. Geog. Trans.*, v. 14, p. 19-44.
- Lipman P.W. y Mullineaux, D.R. (eds.), 1981**, The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington; *U.S. Geol. Sur. Prof. Paper* 1250.
- Loney, R.A., 1968**, Flow structure and composition of the Southern Coulée, Mono cráter, California – a pumiceous rhyolite flow: *In Coats et al., Studies in volcanology: Geol. Soc. America Mem.* 116, p. 153-210.
- Lorenzo, J.L., 1964**, Los glaciares de México; *Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM, No. 1, 2a edición*, 123 p.
- Lorenzo, J.L. y Mirambell, L., (eds.), 1986**, Tlapacoya, 35,000 años de historia del Lago de Chalco; *Instituto Nacional de Antropología e Historia, México*, 297 p.
- Lozano-Velazquez, L. y Carrasco-Núñez, G., 1997**, Flujo de escombrosic sequences at the southwestern flank of Popocatepetl volcano, Mexico, *IACVEI General Assembly, Puerto Vallarta, Abstract*, p.95.
- Lowe, S., 1981**, Radiocarbon dating and stratigraphic resolution in Welsh lateglacial chronology, *Nature* 293, p. 210-212.
- Lowe, D.R., 1982**, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents: *J. Sedim. Petrol.* 52, p. 279-297.
- Lowe, J.J., y Walker, M.C.J., 1984**, Reconstructing Quaternary environments; *Longman Scientific and Technical, U.K.*, 389 p.
- Lowe, D.R., Williams, S.N., Leigh, H., Connor, C.B., Gemmell, J.B. y Stoiber, R.E., 1986**, Flujo de escombros initiated by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia: *Nature* 324, p. 51-53.
- Lugo Hubp, J.I., Martin Del Pozzo, A.L. y Vázquez Selem, L., 1993**, Estudio geomorfológico del complejo volcánico de Colima; *Geofísica Internacional, Colima volcano special issue, Vol. 32, Num. 4*, p.633-642.
- MacDonald, G.A., 1953**, Pahoehoe, Aa and Block lava: *Am. Jour. Of Science*, 251, p. 169-191.
- MacDonald, G.A., 1967**, Forms and structures of extrusive basaltic rocks: *Basalts, the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. Edited by H.H.Hess and Arie Poldervaart.*, 1, p. 1-61, *Interscience Publishers, New York*.
- MacDonald, G.A., 1972**, Volcanoes: *Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey*, 287 p.
- Macías, J.L., Carrasco, G., Delgado, H., Martin del Pozzo, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R.P., Sheridan, M.F. y Tilling, R.I., 1995a**, Mapa de peligros del volcán Popocatépetl; *Instituto de Geofísica, U.N.A.M., México*.
- Macías, J.L., Carrasco, G., y Siebe, C., 1995b**, Zonificación de peligros volcánicos del Popocatépetl; *Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED, México*, p. 79-92.
- Macías, J.L., Capra, L., Scott, K.M., Espindola, J.M., García-Palomo, A. y Costa, J.E., 2004**, The 26 May 1982 breakout flows derived from a failure of a volcanic dam at El Chichón, Chiapas, México: *Geol. Soc. of America Bulletin*, V.116, No. ½, p. 233-246.
- Macpherson, D.W., 1984**, A model for predicting the volumes of vesicles in submarine basalts: *J. Geol.* 92, p. 73-82.
- Major, J.J. y Newhall, C.G., 1989**, Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of flujo de escombros and floods, a global review; *Bull. Volcanol.* 52, p. 1-27.

- Major, J.J., Janda, R.J. y Daag, A.S., 1995**, Watershed disturbance and flujo de escombros on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions: *in* Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Martin Del Pozzo, A.L., 1982**, Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, México; *Bull. Volc.*, V. 45, No. 1, p. 9-24
- Martin Del Pozzo, A.L., Espinasa-Pereña, R., Lugo, J., Barba, I., Lopez, J., Plunkett, P., Uruñuela, G., y Manzanilla, L., 1997a**, Volcanic impact in central Mexico; *Field Trip Guidebook, I.A.V.C.E.I. General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico*, 31 p.
- Martin Del Pozzo, A.L., Córdova, C. y López, J., 1997b**, Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene; *Quaternary International*.
- Martínez, M.M.L., Arboleda, R.A., DelosReyes, P.J., Gabinete, E. y Dolan, M.T., 1995**, Observations of 1992 flujo de escombros along the Sacobia-Bamban river system: *in* Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Mellors, R.A., Waitt, R.B. y Swanson, D.A., 1988**, Generation of pyroclastic flows and oleadas by hot-rock avalanches from the dome of Mount St. Helens volcano, U.S.A.: *Bull. Volcanol.* 50, p. 14-25.
- Meyer, D.F. y Trabant, D.C., 1995**, Flujo de escombros from the 1992 eruptions of Cráter Peak, Mount Spurr volcano, Alaska; *U.S. Geological Survey Bulletin* 2139, p. 183-198.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A., 1976**, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows: *In* D.J. Stanley and D.J.P. Swift, eds., Marine sediment transport and environmental management: *John Wiley, New York*, p. 197-218.
- Miller, T.P., Neal, C.A. y Waitt, R.B., 1995**, Pyroclastic flows of the 1992 Cráter Peak eruptions: Distribution and origin; *U.S. Geol. Sur. Bull.* 2139, p. 81-87.
- Mooser, F., 1957**, Los ciclos de vulcanismo que formaron la cuenca de México; *20th Int. Geol. Congr., México, Sec.1*, p. 337-348.
- Mooser, F., 1967**, Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años; *Bol. INAH* No. 30, p.12-15.
- Mooser, F., Meyer-Abich, H. y McBirney, A.R., 1958**, Catalogue of the active volcanoes of the world, including solfatara fields (part VI, Central America); *Int. Volcanological Association, Italy*, p. 26-30.
- Moreno, H., Gonzales-Ferran, O. y Riffo, P., 1981**, Descriptions of volcanic eruptions - Chile; *Bull. Volcanol. Erupt.* 19, p. 76.
- Mothes, P.A., Hall, M.L. y Janda, R.J., 1998**, The enormous Chillós Valley Flujo de escombros: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi volcano, Ecuador; *Bull. Volcanol.* 59, p. 233-244.
- Murillo, G. (Dr. Atl), 1939**, La actividad del Popocatepetl; *Volcanes de México, Vol. 1, Ed. Polis, México*, 72 p.
- Naranjo, J.L., Sigurdsson, H., Carey, S.N., y Fritz, W., 1986**, Eruption of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 November 1985 - tephra fall and flujo de escombros; *Science*, v. 233, p. 961-963.
- Nairn, I.A. y Self, S., 1978**, Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February, 1975; *J. Volc. Geotherm. Res.* 3, 39-60.
- Nichols, R.L., 1936**, Flow-units in basalt; *Jour. Of Geology* 44, p. 617-630.
- Nixon, G.T., 1989**, The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico; *Geol. Soc. of America, Special Paper* 219, 58p.+1map.
- Nye, J.F. y Martin, P.C.S., 1967**, Glacial Erosion; *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Comm. Snow and Ice, Bern*, p. 78-83.
- Nye, C.J., Hammond, W.R., Tytgat, G.C. y Dorava, J.M., 1995**, June 29, 1993 outburst flood from Kidazgeni glacier, Mount Spurr volcano, Alaska; *U.S. Geological Survey Bulletin* 2139, p. 199-204.
- Ollier, C., 1988**, Volcanoes; *Basil Blackwell, Inc., Oxford, Great Britain*, 228 p.
- Palacios, D., 1996**, Recent geomorphologic evolution of a glacio-volcanic active stratovolcano: Popocatepetl (Mexico); *Geomorphology* 16, p. 319-335.
- Panfil, M.S., Gerdner, T.W. y Hirth, K.G., 1999**, Late Holocene stratigraphy of the Tetimpa archaeological sites, northeast flank of Popocatepetl volcano, central Mexico; *GSA Bulletin*, V. 111, No 2, p. 204-218.
- Pedraza Gilsanz, J. de, 1995**, Geomorfología, Principios, Métodos y Aplicaciones; *Editorial Rueda, Madrid, España, Capit. 8 (Procesos Glaciares)*, p. 147-197.
- Piccini, L., Drysdale, R. y Heijnis, H., 2003**, Karst morphology and cave sediments as indicators of the uplift history in the Alpi Apuane (Tuscany, Italy), *Quaternary International* 101 –102, p. 219 –227



- Pierson, T.C., 1995**, Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris flow models; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 283-294.
- Pierson, T.C. y Scott, K.M., 1985**, Downstream dilution of a flujo de escombros: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow; *Water Resources Research* 21, p. 1511-1524.
- Pierson, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.-C. y Borrero, C.A., 1990**, Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of flujo de escombros; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 41, p. 17-66.
- Pierson, T.C. y Janda, R.J., 1994**, Volcanic mixed avalanches: a distinct eruption-triggered máss-flow process at snow-clad volcanoes; *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, p. 1351-1358.
- Pierson, T.C., Daag, A.S., DelosReyes, P.J., Regalado, M.T.M., Solidum, R.U. y Tubianosa, B.S., 1995**, Flow and deposition of posteruption hot flujo de escombros on the east side of Mount Pinatubo, July-October 1991: in *Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo*, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Plunket P. y Uruñuela, G., 1998**, Preclassic household patterns preserved under volcanic ash at Tetimpa, Puebla, Mexico; *Latin American Antiquity*, 9(4), p. 287-309.
- Ponomareva, V.V., Pevzer, M.M. y Melekestsev, I.V., 1998**, Large debris avalanches and associated eruptions in the Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia; *Bull. Volcanol.* 59, p. 490-505.
- Punongbayan, R.S., Newhall, C.G. y Hoblitt, R.P., 1995**, Photographic record of rapid geomorphic change at Mount Pinatubo, 1991-94: in *Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo*, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Ritter, D.F., 1982**, Process Geomorphology; *Wm. C. Brown Publishers, U.S.A.*, 602 p.
- Robin, C., 1984**, Le volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques; *Bull. Volcanol.*, Vol. 47-1, p. 1-23.
- Robin, C. y Boudal, C., 1987**, A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl; *Jour. of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 31, p.115-130.
- Rodolfo, K.S., Umbal, J.V., Alonso, R.A., Remotigue, C.T., Paladio-Melosantos, M.L., Salvador, J.H.G., Evangelista, D. y Miller, Y., 1995**, Two years of flujo de escombros on the western flank of Mount Pinatubo: Initiation, flow processes, deposits, and attendant geomorphic and hydraulic changes: in *Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo*, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Romano, R. y Sturiale, C., 1982**, The historical eruptions of Mount Etna (volcanological data); *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 23, p. 75-97.
- Rose, W.I., Pearson, T., y Bonis, S., 1977**, Nuée ardente eruption from the foot of a dacite lava flow, Santiaguito Volcano, Guatemala; *Bull. Volcanol.* 40, p. 1-16.
- Rosi, M. y Vigliargio, A., 1997**, Eruption columns: particle transport and fallout: *Lecture 3, The physics of explosive volcanism, I.A.V.C.E.I. Commission on Explosive Volcanism short course, Puerto Vallarta, México*, 34 p.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., y Macías, J.L., 2005**, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central México; *Journal of Petrology*, Vol. 46, No. 6, p. 1243-1282.
- Schneider, J.L. y Fisher, R.V., 1998**, Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal volcano (France); *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 83, p. 141-165.
- Schmid, R., 1981**, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks; *Geology* 9, p. 41-43.
- Scott, K.M., 1988**, Origins, behaviour and sedimentology of flujo de escombros and flujo de escombros-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system; *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap.* 1447-a, p. 1-74.
- Scott, K.M., Pringle, P.T., y Valance, J., 1995a**, Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, WA; *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap.* 1547, p. 1-56.
- Scott, K.M., Janda, R.J., de la Cruz, E.G., Gabinete, E., Eto, I., Isada, M., Sexon, M. y Hadley, K.C., 1995b**, Channel and sedimentation responses to large volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo: in *Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo*, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Secor, R.J., 1993**, Mexico's volcanoes, a climbing guide (second edition); *The Mountaineers, Seattle, Washington, U.S.A.*, 139 p.

- Seele, E., 1973**, Restos de milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Buenaventura Nealtican, Pue.; *Comunicaciones 7, Puebla*.
- Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H., 1981**, Hydrovolcanic explosions I. The systematics of water-pyroclast equilibration: *Science 212*, p. 1387-1389.
- Sheridan, M.F., Hubbard, B., Bursik, M.I., Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L. y Delgado, H., 2001**, Gauging short-term potential volcanic hazards at Popocatepetl, México: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 82(16), p. 187-189.
- Siebe, C., Abrams, M., y Sheridan, M.F., 1993**, Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p. 1-33.
- Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J.L., 1995a**, Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl; *Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED, México*, p.195-220.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., y Delgado, H., 1995b**, Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: implications for future hazards; *Field Trip Guidebook #1, Geol. Soc. of Am. Annual Meeting*, p. 1-47.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L. y Obenholzner, J., 1996**, Repeated volcanic disasters in prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future?; *Geology*, V. 24, No. 5, p. 399-402.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., y Castro, R., 1997**, Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central Mexico; *Field Trip Guidebook #4, I.A.V.C.E.I. General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico*, 88 p.
- Siebe, C., Schaaf, P. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1999**, Mammoth bones embedded in a late Pleistocene flujo de escombros from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central Mexico; *Geological Society of America Bull.*, V. 111, N. 10, Oct. 1999.
- Siebe, C. y Macías, J.L., 2004**, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, *Field trip guide, trip held in conjunction with the Penrose Conference on Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism, State of Puebla, México*.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. y Abrams, M., 2004**, Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: Implications for archaeology and future hazards: *Bulletin of Volcanology*, v. 66, p. 203-225.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L. y Abrams, M., 2005**, Geology and radiocarbon ages of Tlaloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teutli and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 141, p. 225-243.
- Siebert, L., Glicken, H. y Ui, T., 1987**, Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions: *Bull. Volcanol.* 49, p. 435-459.
- Smith, G.A., 1986**, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process: *Geol. Soc. America Bull.* 97, p. 1-10.
- Smith, R.L., 1960**, Ash flows: *Geol. Soc. America Bull.* 71, p. 795-842.
- Smith, G.A. y Fritz, W.J., 1989**, Volcanic influences on terrestrial sedimentation: *Geology*, April 1989, p. 375-376
- Sosa, G., 2006**, El Paleo-Popocatepetl: petrología, geoquímica e isotopía de secuencias pre 23,000 años: *Inst. de Geol., U.N.A.M., Tesis de Maestría en Ciencias, no publicada*, 122 p.
- Sparks, R.S.J., 1978**, The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis: *J. Volcanol. Geotherm Res.* 3, p. 147-188.
- Sparks, R.S.J., Pinkerton, H., y Hulme, G., 1976a**, Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily: *Geology* 4, 5, p. 269-271.
- Sparks, R.S.J. y Wilson, L., 1976b**, A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse: *J. Geol. Soc. London* 132, p. 441-451.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L. y Hulme, G., 1978**, Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse: *J. Geophys. Res.* 83, p.1727-1739.
- Taylor, G.A., 1958**, The 1958 eruption of Mount Lamington, Papua: *Austr. Bur. Min. Resour. Geol. Geophys. Bull.* 38, p.1-117.
- Thornbury, W.D., 1969**, Principles of Geomorphology, *John Wiley & Sons, 2nd Edition, New York*, 594 p.

- Thouret, J.C., Abdurachman, K.E., Bourdier, J.L. y Bronto, S., 1998**, Origin, characteristics, and behaviour of flujo de escombros following the 1990 eruption of Kelud volcano, eastern Java (Indonesia): *Bull. Volcanol.* 59, p. 460-480.
- Torres, R.C., Self, S. y Martínez, M.M.L., 1995**, Secondary pyroclastic flows from the June 15, 1991, ignimbrite of Mount Pinatubo: *in Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo*, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Trabant, D.C., Waitt, R.B., y Major, J.J., 1994**, Disruption of Drift Glacier and origin of floods during the 1989-90 eruption of Redoubt Volcano, Alaska: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 62, p. 369-385.
- Ui, T., 1983**, Volcanic dry avalanche deposits- identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits: *J. Volcan. Geotherm. Res.* 18, p. 135-150.
- Umbal, J.V. y Rodolfo, K.S., 1995**, The 1991 flujo de escombros of southwestern Mount Pinatubo and evolution of the flujo de escombros-dammed Mapanuepe lake: *in Fire and Mud, eruptions and flujo de escombros of Mount Pinatubo*, Philippines, Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., editors.
- Valentine, G.A., 1987**, Stratified flow in pyroclastic oleadas: *Bull. Volcanol.* 49, p. 616-630.
- Valentine, G.A., 1997**, Eruption column physics: *Lecture 2, The physics of explosive volcanism, I.A.V.C.E.I. Commission on Explosive Volcanism short course, Puerto Vallarta, México, 90 p.*
- Vallance, J.W. y Scott, K.M., 1997**, The Osceola mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow; *Geol. Soc. of Am. Bull.* 109, p. 143-163.
- Vázquez-Selem, L., 1989**, Geomorfología glacial y periglacial del volcán Táyotl; *Tesis de Maestría en Geografía, Fac. de Filosofía y Letras, Div. de Est. de Posg., U.N.A.M., 155 p. + 1 mapa. (inérito).*
- Vázquez-Selem, L., 1991**, Glaciaciones del cuaternario Tardío en el volcán Táyotl, Sierra Nevada; *Bol. Instituto de Geografía UNAM, Vol. 22, p. 25-45.*
- Vázquez-Selem, L., 1997**, Late Quaternary glaciations of Táyotl volcano, Central Mexico; *Quaternary International, Vol. 43/44, p. 67-73.*
- Vázquez-Selem, L., 2001**, Fechamiento de geoformas mediante el isótopo cosmogénico <sup>36</sup>Cl y su aplicación en la cronología glacial del volcán Iztaccíhuatl, centro de México, *VI Reunión Nacional de Geomorfología, Soc. Mex. de Geomorf., Resúmenes, p. 50.*
- Vázquez-Selem, L. y Heine, K., 2004**, Late Quaternary glaciation of México, *in Ehlers, J., and Gibbard, P.L., eds., Quaternary glaciations—Extent and chronology, part III: Elsevier B.V., p. 233-242.*
- Waitt, R.B., 1989**, Swift snowmelt and floods (flujo de escombros) caused by great pyroclastic oleada at Mount St. Helens volcano, Washington, 18 May 1980: *Bull. Volcanol.* 52, p. 138-157.
- Waitt, R.B., 1995**, Hybrid wet flows formed by hot pyroclasts interacting with snow during the 1992 eruptions of Cráter Peak, Mount Spurr volcano, Alaska; *U.S. Geological Survey Bulletin 2139, p.107-118.*
- Waitt, R.B., Pierson, T.C., MacLeod, N.S., Janda, R.J., Voight, B., y Holcomb, R.T., 1983**, Eruption triggered avalanche, flood and flujo de escombros at Mount St. Helens, effects of winter snowpack: *Science*, v. 221, p. 1394-1397.
- Waitt, R.B., Gardner, C.A., Pierson, T.C., Major, J.J., y Neal, C.A., 1994**, Unusual ice diamicts emplaced during 15 December 1989 eruption of Redoubt Volcano, Alaska: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 62, p. 409-428.
- Waitt, R.B., Mástin, L.G., y T.P. Miller, 1995**, Ballistic showers during Cráter Peak (Mt. Spurr) eruptions, summer 1992: *U.S. Geological Survey Bulletin 2139, p.89-106.*
- Walker, G.P.L., 1972**, Compound and simple lava flows and flood basalts: *Bull. Volcanol.* 35, 3, p. 579-590.
- Weitzberg, F., 1922**, El ventisquero del Popocatépetl; *Mem. Soc. Científica Antonio Alzate, Tomo 41, p. 65-90.*
- White, S.E., 1956**, Probable substages of glaciation on Iztaccíhuatl, Mexico; *Jour. Geology*, V. 64, p. 289-295.
- White, S.E., 1962a**, Late Pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccíhuatl, Mexico; *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 73, p. 935-958.
- White, S.E., 1962b**, El Iztaccíhuatl, acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior; *Inst. Nal. de Antropología e Historia, Serie Investigaciones, No. 6, 80 p.*
- White, S.E., 1976**, Rock glaciers and block fields, review and new data, *Quat. Res.*, V. 6, p. 77-98
- White, S.E., 1981**, Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatépetl; *Journal of Glaciology, Vol. 27, No. 96, p. 359-363.*

- White, S.E., 1987**, Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico; *Quaternary Science Reviews*, Vol. 5(1-4), p.201-205.
- White, S.E. y Valastro, S.Jr., 1984**, Pleistocene glaciation of Volcano Ajusco, Central México, and comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence; *Quaternary Research*, Vol. 21, p. 21-35.
- White, S.E., Cortés Reyes, M., Ortega Ramírez, J. y Valastro, S.Jr., 1990**, El Ajusco: geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno Superior y comparación con las series glaciales mexicanas y las de las montañas Rocallosas; *Colección Científica, serie Arqueología, I.N.A.H., México*, 77 p.
- Williams, H. y McBirney, A., 1979**, Volcanology; *Freeman, Cooper and Co., San Francisco, Cal., U.S.A.*, 397 p.
- Willman, H.B. y Frye, J.C., 1970**, Pleistocene stratigraphy of Illinois, *Illinois Geological Survey Bulletin No 94*, 102 p.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F., 1983**, Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones: *Amer. J. Sci.* 283, p. 385-413.
- Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M., Meese, D.A., Gow, A.J. y Alley, R.B., 1994**, Record of volcanism since 7000 B.C. from GISP2 Greenland ice core and implications for volcano-climate system; *Science*, V. 264, p. 948-952.