

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía



Geología y geomorfología volcánica de la región de los yacimientos de obsidiana de Otumba en el sector norte de la Sierra Nevada de México

Tesis

Para obtener el grado de

Licenciado en Geografía

que

p r e s e n t a

Ignacio Hernández Javier

Asesor de Tesis: Dr. Claus Siebe Grabach
(Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica)

2007



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi madre, María E. Javier Mondragón.

Por todo tu apoyo, por tus consejos y desvelos, pero sobre todo por tu enorme ejemplo de siempre seguir adelante por muy difícil que sea. Gracias Madre, este título es todavía poco para retribuirte todo lo que me has dado.

A mis hermanos, sin su apoyo no lo hubiera logrado.

Agradecimientos

En primer término, agradezco a la UNAM, al Instituto de Geofísica y al Departamento de Vulcanología la oportunidad de desarrollar y fortalecer mi formación profesional.

Agradezco de manera muy especial al Dr. Claus Siebe el apoyo que en todo momento me ha brindado, así como su amistad, la paciencia, el tiempo y confianza de desarrollar este trabajo. También le agradezco, Doc, sus enseñanzas sobre el fascinante mundo de la Vulcanología.

Agradezco sinceramente al Dr. Lorenzo Vázquez todo su apoyo brindado a lo largo de mi carrera, así como sus consejos y sugerencias en este trabajo, pero sobre todo le agradezco su enorme amistad.

Agradezco también al ya Dr. Renato Castro su amistad y su incondicionable apoyo en todo tiempo. Gracias Renato por todos tus consejos, enseñanzas y por darme la oportunidad de hacerme partícipe de tu gran proyecto: La Malinche.

Agradezco al comité de revisión conformado por los Dres. José Lugo Hubp, Lorenzo Vázquez Selem, Claus Siebe, Lucia Capra y Sergio Yussim, quienes con sus sugerencias y comentarios mejoraron este trabajo.

Agradezco al Dr. Michael Abrams del Jet Propulsion Laboratory, las imágenes de satélite LANDSAT obtenidas del área de estudio. Al Dr. Shafiqulab su ayuda en la obtención de los fechamientos de K-Ar y al Dr. Paul van den Bogaart en los fechamientos de Ar-Ar.

Agradezco la asesoría durante toda mi estancia en la Licenciatura y Maestría a los investigadores del Departamento de Vulcanología.

Agradezco a Isaac Abimelec todo el apoyo logístico en cuestiones de cómputo, gracias por toda la lata, Isaac. También agradezco el apoyo brindado por Laura Valle en la elaboración de los modelos digitales.

A Edgar Ángeles Moreno por sus valiosas sugerencias durante la realización de este trabajo y por tu enorme apoyo en cuestiones profesionales. También agradezco al CEMAC, en especial a Francisco García las excursiones realizadas en la zona de estudio.

De manera muy especial quiero agradecer la amistad de mis compañeros y amigos: Katrin Sieron, Alejandro Isaac, Lilia Arana, Paty Julio, Esther Romero, Karina Cervantes, Bernardo Pulgarín, José Luis Arce, Virgilio Rodríguez, Ricardo Saucedo, Lucia Capra, Alberto Huesca,

Carlos Linares, Gabriel Valdez, Teresa Scholamaquia, Lorenzo Meriggi, Abel Cortes, Juan Carlos Gavilanes, Ramón Hernández, Marco D'Antonio, Damiano Sarocchi, Javier Agustín, Hernando Rueda, Sergio Salinas, Cecilia Limón, Cinthia Navarro, Denis Avellan, Humberto Sáenz, Joel, Dmitri por todo su apoyo durante la realización de este trabajo.

Agradezco a las autoridades del Instituto de Geología, en especial al Mtro. Enrique González Torres por su confianza y apoyo económico mediante becas del Instituto. También agradezco a Diego Aparicio su enorme apoyo y paciencia en la elaboración de secciones delgadas y pulidas en el taller de laminación. También a la Dra. Margarita Reyes por su ayuda en el manejo del microscopio electrónico.

A los empleados de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra por su amable colaboración y oportuna ayuda en la búsqueda de información. En especial su amistad y todo su apoyo al Lic. Arturo Méndez.

Al departamento de cómputo del Instituto de Geofísica: Héctor Tecanhuey, Miguel Ángel García y Daniel Rodríguez.

Al personal del Posgrado en Ciencias de la Tierra, en especial a la Dra. Blanca Mendoza, Mónica Salgado y Araceli Chamán por su amable atención.

Agradezco todo el apoyo otorgado por la familia Juárez Becerril, en especial su amable hospitalidad en los poblados de San Felipe Teotitlán y Nopaltepec.

De manera especial agradezco todo el apoyo brindado por mi familia, a mis hermanos: Paty, Marisa, Heriberto, Juan, Silvia, Angélica, Lupe, sin cuya ayuda no lo hubiera logrado, a mis tantos sobrinos y cuñados.

Agradezco el apoyo económico otorgado a través de proyectos a cargo de mi asesor, el Dr. Claus Siebe: DGAPA-PAPIIT No. DGAPA-IN-101006 titulado "Actividad volcánica alrededor del Valle de México durante los últimos 25,000 años", así como CONACYT No. 50677-F titulado "Cronología, volúmenes emitidos y variación composicional del volcanismo poligenético en el centro de México".

A Soledad, que aunque ha sido un camino difícil estamos saliendo adelante, gracias por tu cariño, comprensión y apoyo tan especial: Lo logramos Sole y vamos por la otra!

Índice

Agradecimientos	ii
Resumen	vii
I. Introducción	1
1.1 Localización	1
1.2 Características físicas	2
1.2.1 Clima	2
1.2.2 Vegetación y fauna	3
1.3 Objetivos	5
1.4 Metodología	5
1.5 Trabajos previos	7
II. Geomorfología volcánica	12
2.1 Introducción	12
2.2 Análisis altimétrico	14
2.3 Relieve volcánico acumulativo	14
2.3.1 Conos de escoria	14
2.3.2 Conos de escoria con edificios parcialmente colapsados	18
2.3.3 Conos de escoria asociados a flujos de lava	19
2.4 Flujos de lava	19
2.5 Domos	20
2.6 Volcanes escudo	23
2.7 Relieve exógeno volcánico	24
2.7.1 Abanicos de pie de monte volcánico	24
2.7.2 Abanicos de pie de monte (no diferenciados)	24
2.7.3 Abanico de pie de monte piroclástico del Volcán Tláloc	26
2.7.4 Abanico de pie de monte “fluvio-volcánico”	26
2.7.5 Planicie aluvial y lacustre	27
2.7.6 Valles intermontanos	27
2.7.7 Disección de barrancos	27
III. Estratigrafía	29

3.1 Basamento Local	29
3.2 Sierra de Patlachique	30
3.3 Campo Volcánico Otumba	39
3.3.1 Basaltos	40
3.3.2 Andesitas basálticas	45
3.3.3 Andesitas	60
3.3.4 Dacitas	62
3.3.5 Riolitas	65
3.3.6 Obsidianas	66
3.4 Complejo Tláloc-Telapón y Pómez Tláloc	70
3.5 Tectónica	72
IV. Petrografía	76
4.1 Basaltos	76
4.2 Andesitas basálticas	81
4.3 Andesitas	82
4.4 Dacitas	84
4.5 Riolitas	89
4.5.1 Obsidianas	89
V. Cronología	93
5.1 Fechamientos por el método de Radiocarbono (¹⁴ C)	93
5.1.1 Complejo Volcánico Cerro Cuello	93
5.1.2 “Pómez Tláloc”	96
5.2 Historia eruptiva	101
VI. Yacimientos de obsidianas	102
6.1 Antecedentes	102
6.1.1 Obsidianas de Otumba	102
6.1.2 Obsidiana Cerro Ixtepec	105
6.1.3 Obsidiana Malpaís	107
6.1.4 Obsidiana Tepayo	107
6.2 Metodología	109
6.3 Geología y emplazamiento de las obsidianas	109
6.4 Geoquímica y color de las obsidiana	109
6.5 Minas de obsidiana	111

5.2 Obsidiana de Otumba y periodos prehispánicos	111
VII. Conclusiones	114
VIII. Bibliografía	116

Resumen

La obsidiana fue utilizada como materia prima para la elaboración de herramientas y objetos ornamentales por lo cual tuvo gran importancia económica para las culturas prehispánicas de México. Uno de los principales yacimientos de este vidrio volcánico se localiza a 9 km al E de Otumba en el Estado de México. Debido a su proximidad con Teotihuacan las minas de este yacimiento han recibido la atención de arqueólogos. Aún así prácticamente no existen trabajos sobre su formación geológica. El presente estudio tiene la finalidad de conocer las relaciones estratigráficas, la edad y características geomorfológicas de las unidades litológicas que conforman el entorno geológico de este yacimiento. Para ello se elaboró un mapa geológico basado en el levantamiento de la estratigrafía detallada de la región. El trabajo de campo permitió distinguir cuatro yacimientos principales de explotación de obsidiana: Buenavista, Malpaís, Cerro Ixtepec y Tepayo. La obsidiana de la región es generalmente de color gris oscuro con textura fluidal. Subordinadamente también existen las variedades “plateada” y “meca”. Bajo el microscopio se observan microlitos de biotita, hornblenda, apatito y sulfuros. El origen de la obsidiana se relaciona a una actividad riolítica efusiva que culminó hace 1.5 Ma y formó domos y flujos de lava de alta viscosidad. Conos de escoria alineados en dirección NW-SE y flujos de lava de composición basáltica a andesíticas se formaron durante el Pleistoceno. La última actividad volcánica dentro del Campo Volcánico Otumba ocurrió entre 30,915 y 9,645 yr BP (Pleistoceno Tardío-Holoceno) construyendo los cuatro conos de escoria andesíticos-basálticos que conforman al Cerro Cuello y sus flujos de lava andesíticos que cubren un área de 76 km². Hace 34,320 y 30,460 yr BP la zona fue afectada por una erupción pliniana del volcán Tláloc que formó la “Pómez Tláloc”, la cual representa un excelente marcador estratigráfico en esta región. La actividad volcánica se asocia directamente con un sistema de fallas con dirección NE-SW y SW-NE.

I. Introducción

En el presente trabajo se da a conocer la evolución geológica y geomorfológica de los yacimientos de obsidiana que se han explotado en la región de Otumba. La gran cantidad y diversidad de estructuras volcánicas y la existencia de importantes vestigios arqueológicos, como Teotihuacan, convierten a esta región en una zona de interés especial para diversas disciplinas.

La zona de estudio se encuentra al N de la Sierra Nevada (Popocatepetl-Iztaccíhuatl-Telapón-Tlalóc). En la Sierra Nevada existen regiones donde no se cuenta con un estudio detallado del entorno geológico (incluyendo el conocimiento sobre la génesis de sus rocas y su distribución). La falta de una cartografía detallada en estas regiones ha dado lugar a interpretaciones parciales o incompletas.

Para conocer en detalle la sierra es necesario estudiar la evolución particular de los diferentes volcanes que la rodean. Con este fin es necesario evaluar la cartografía existente a la luz de nuevas aportaciones científicas (procesos y depósitos volcánicos) y contar progresivamente con una buena estratigrafía geológica. Algunos trabajos realizados en esta región se han enfocado al estudio del volcán Popocatepetl (Siebe et al., 1995; 1996; 1997; Schaaf et al., 2005) y otros al estudio del volcán Iztaccíhuatl (Nixon, 1989; Vázquez-Selem, 1985). En contraste, son pocos los trabajos sobre los volcanes Tlalóc y Telapón (Mooser, 1975; Von Erffa et al, 1977; Heine, 1973; Weyl, 1974) y la parte N de la Sierra Nevada. El presente estudio pretende aportar nuevos conocimientos sobre la geología volcánica de esta región.

1.1 Localización

El área de estudio cubre una superficie aproximada de 660 km², se localiza a menos de 50 km al NE de la Ciudad de México entre las coordenadas 19° 35' y 19° 45' de latitud N y 98° 31' y 98° 48' de longitud W. Comprende la parte oriental de la hoja Texcoco (E14B21), la parte occidental de la hoja Apan (E14B22) y una pequeña área al S de las hojas Tizayuca (E14B11) y Ciudad Sahagún (E14B12). Todas estas hojas forman parte de la cartografía topográfica oficial (escala 1:50 000) publicada por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI; Fig. 1.1).

La mayor parte de la zona se encuentra en la región oriental del Estado de México, otra parte se sitúa al S del estado de Hidalgo y un pequeño sector corresponde al estado de Tlaxcala.

Desde el punto de vista geológico, la zona se encuentra en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). El CVTM es una provincia volcánica que atraviesa la parte central del país y se extiende en dirección W-E desde las costas de Nayarit en el Pacífico hasta el Golfo de México. Su origen está asociado a los procesos de subducción, donde la Placa de Cocos subduce por debajo de la Placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Demant, 1978; Fig. 1.1).

La zona de trabajo pertenece al extremo nororiental de la Cuenca de México y forma el límite entre las Cuencas de México y de Puebla-Tlaxcala. Además, la zona pertenece al sector más septentrional de la Sierra Nevada. Esta sierra representa uno de los principales alineamientos topográficos con dirección N-S del CVTM y está formada de S a N por los volcanes Popocatepetl (5,452), Iztaccíhuatl (5,223), Telapón (4,060) y Tlalóc (4,120). Sin embargo, esta sierra continúa su división en una serie de serranías más pequeñas hacia el N (Fig. 1.2).

Concretamente, la zona está constituida por dos sierras volcánicas que se bifurcan al N sobre una planicie, con dirección NW-SE y NE-SW. La primera se denomina Sierra de Patlachique (Ordóñez, 1922), mientras que la segunda es la Sierra de Soltepec (Mooser, 1968).

Las principales vías de comunicación son las carreteras de cuota 132 (México-Pirámides-Tulancingo), 116 (Ciudad Sahagún-Apan) y actualmente se encuentra en construcción una nueva carretera que comunicará las ciudades de Querétaro y Puebla. Las carreteras libres son la 136 (Texcoco-Calpulalpan-Apizaco) y la 7 (Otumba-Ciudad Sahagún). Sin embargo existen numerosos caminos de terracería que parten de estas carreteras y cruzan toda la zona entre las principales localidades. Además, atraviesan la zona de E a W las vías del Ferrocarril Interoceánico (México-Veracruz), que en la actualidad no presta servicio de pasajeros sino sólo transporte de carga (Fig. 1.3).

1.2 Características Físicas

1.2.1 Clima

De acuerdo con García (1968) el mes más frío es enero y el más caliente es junio; la temperatura máxima oscila entre los 30° y los 40° C; la temperatura mínima extrema se

encuentra entre los -6° y los -10° C. La precipitación pluvial anual varía entre los 400 y los 900 mm, la temporada de mayor precipitación comprende los meses de mayo a octubre, donde el mes más lluvioso es julio, con un promedio de entre 100 y 150 mm de precipitación.

Los climas que predominan en el área son los de tipo templado subhúmedo con lluvias en verano y el semiseco templado. El clima templado se subdivide en el área en dos tipos (según la clasificación de Köppen adaptada a las condiciones de la República Mexicana por E. García, 1964): el primero, $C(w_0)(w)b(i)$, es el más seco de los climas templados subhúmedos y representa una transición a los semisecos BS_1 . Este clima se distribuye entre los 2400 y los 2600 m de altitud y corresponde a la transición entre laderas de montañas y planicie. El segundo subtipo es el $C(w_1)(w)b(i)$, el cual se distribuye entre los 2600 y los 2800 m de altitud y corresponde a las partes altas del valle. Los dos subtipos de climas tienen temperaturas medias anuales entre 12° y 18° C, con verano caliente menor de 22° C y poca oscilación anual de las temperaturas medias mensuales entre 5° y 7° C.

El clima semiseco templado $BS_1kw(w)(i)$ se distribuye en las planicies y partes bajas del valle con altitud menor a los 2400 metros de altitud. El clima tiene una temperatura media anual entre 12° y 18° C. El mes más frío tiene una temperatura que oscila entre -3° y 18° C, con verano cálido-fresco y régimen de lluvias en verano.

1.2.2 Vegetación y Fauna

La flora original del Valle de Teotihuacan comprendía dos regiones botánicas bien definidas (Conzatti, 1922): la del valle propiamente dicha y la alpina. En la primera predomina la flora cultivada con especies de gramíneas como cebada, trigo, maíz y leguminosas como garbanzo, alfalfa, frijol y haba. También existen algunas especies silvestres como amarilídeas, el henequén blanco y el maguey de pulque, algunas cactáceas como la tuna y el xoconoxtle. En la parte alpina sobresale la flora de tipo silvestre, como los helechos Cola de Zorra, árboles de la familia de las anacardiáceas como el Árbol del Perú, castanáceas como los encinos y urticáceas como la higuera. También existen una variedad de especies compuestas (con flor y fruto) como la escobilla, la gobernadora, el girasol, la alcachofa, la hierbabuena, el chivatillo, la jarilla y el tomillo.

Sin embargo, en la actualidad la mayor parte de la vegetación es considerada como secundaria, consistente de matorrales bajos y cactáceas cuyos componentes principales son *Opuntia streptacatha*, *Zaluzania augusta*, *Mimosa biuncifera* y *Yucca filifera*, con acompañamientos de *agave* y *Schinus molle* (Rzedowski, 1978).

En cuanto a la fauna, en el valle habitan especies de mamíferos como murciélagos, tuzas, ardillas, liebres, conejos, zorrillos, tlacuaches y en menor proporción o casi extintos, armadillos, coyotes, mapaches, cacomixtles y hurones. Las aves más numerosas son el ceniztonle, gorrión, el cardenal y la calandria; en menor proporción, el carpintero, tecolote, lechuza, gavilán, halcón y zopilote.

Los reptiles están representados por diversas variedades de camaleones, víboras de cascabel (hasta de 2 m), chirrioneras, cincuates y algunas culebras de agua. Los batracios son en su mayoría ranas y sapos.

1.3 Objetivo

El objetivo del presente trabajo consiste en conocer las características geológicas y geomorfológicas del área de estudio. Esto incluye establecer una estratigrafía asociada con la edad, composición mineralógica y geoquímica de los diferentes depósitos volcánicos, así como su extensión y magnitud de los eventos eruptivos que les dieron origen.

1.4 Metodología

Para cumplir con los objetivos del presente estudio, inicialmente se investigó y recopiló la información bibliográfica y cartográfica de la región. Posteriormente, se interpretaron fotografías aéreas a escala 1:50,000 y 1:25,000 e imágenes de satélite LANDSAT. Esto permitió elaborar un mapa geológico y geomorfológico preliminar.

Posteriormente se realizó trabajo geológico de campo, donde se describieron las diferentes texturas y estructuras de los depósitos y se elaboraron secciones estratigráficas detalladas. Esto permitió conocer el origen y distribución de los diferentes depósitos identificados.

Se colectaron más de 120 muestras de roca de diferentes unidades, de las cuales se elaboraron 80 secciones delgadas y pulidas en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM, para su posterior análisis petrográfico con el microscopio de luz polarizada. En estas muestras se determinó la composición mineralógica y la textura de las rocas.

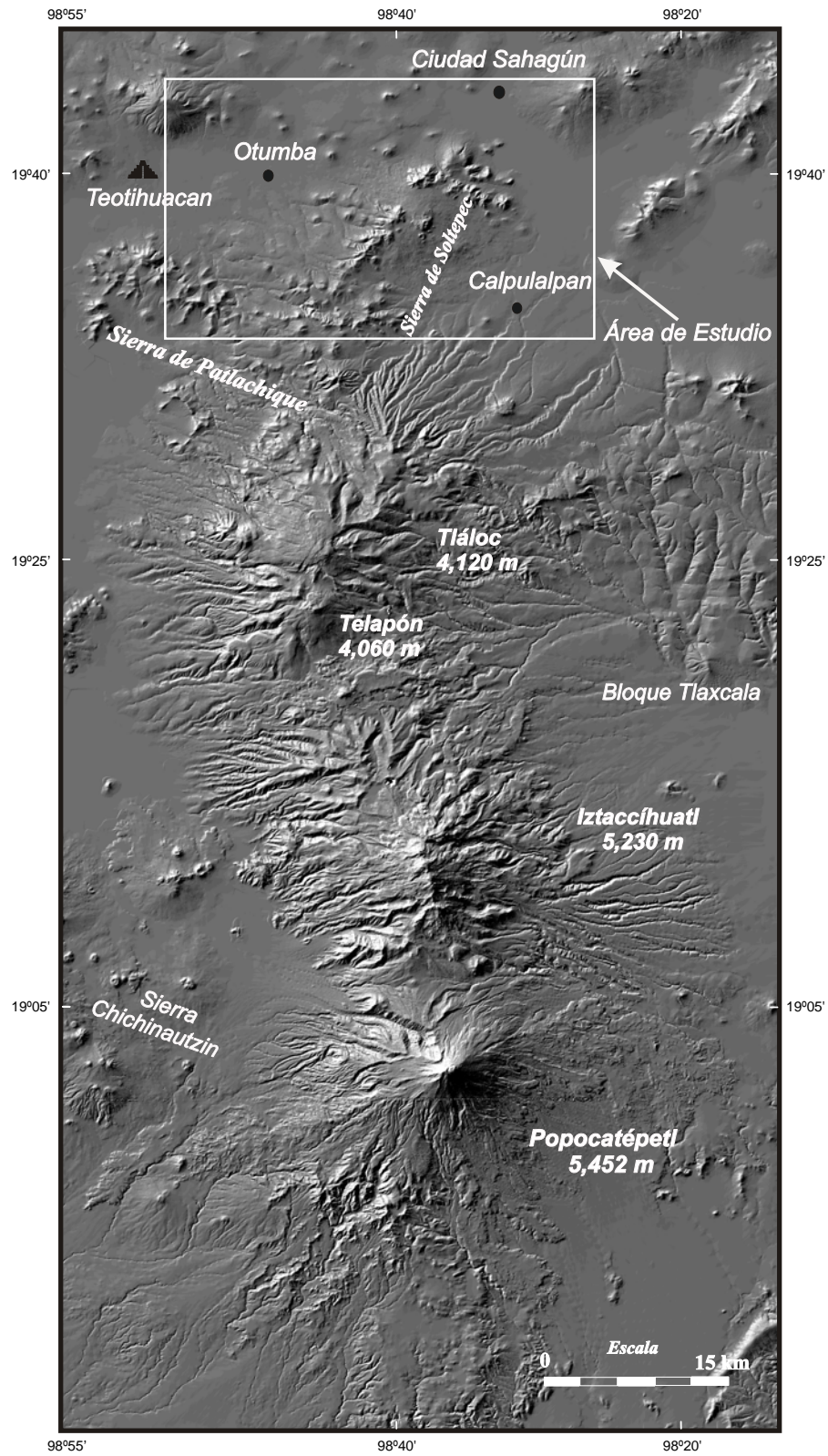


Figura 1.2. Modelo de Elevación Digital (MED) Sombreado. En esta imagen se pueden observar las principales estructuras volcánicas que componen la Sierra Nevada. En el N se observa el área de estudio y las principales formas que la constituyen.

Además, 70 muestras de roca se enviaron a Activation Laboratories en Ancaster, Canadá, donde se realizaron análisis químicos de roca total, determinándose los contenidos de elementos mayores, trazas y tierras raras. Estos análisis sirvieron para conocer la caracterización geoquímica de las rocas (en el futuro cercano se realizarán investigaciones sobre la génesis de los magmas que dieron origen al vulcanismo en la zona).

Para la obtención de edades absolutas se recurrió a los métodos de radiocarbono, K-Ar y Ar-Ar. El método por radiocarbono se aplicó en muestras de material orgánico obtenidas de los depósitos volcánicos y paleosuelos. Los fechamientos por radiocarbono se realizaron en el laboratorio de geoquímica isotópica de la Universidad de Arizona, en Tucson por el Dr. Chris Eastoe.

Los fechamientos por K-Ar también se realizaron en Tucson, donde estuvieron a cargo del Dr. Shafiqulah y los fechamientos por Ar-Ar se determinaron en GEOMAR, Universidad de Kiel, Alemania por el Dr. Paul van den Bogaart. Con los fechamientos obtenidos y estudios estratigráficos y tefracronológicos fue posible correlacionar diversos depósitos y determinar edades relativas.

Algunas muestras de pómez se analizaron bajo el microscopio electrónico de barrido (SEM) en el Instituto de Geología de la UNAM, para determinar (por medio de rayos X) las características físicas y la composición química de los minerales. Así mismo, se utilizó la microsonda electrónica (EPMA) para el análisis de microlitos minerales en muestras de obsidiana.

1.5 Trabajos Previos

Los primeros estudios geológicos en el área se iniciaron a principios del siglo XX, como parte del proyecto “Población del Valle de Teotihuacan” dirigido por Manuel Gamio (1922).

Ordóñez (1922) realiza como aportación a este proyecto el primer mapa geológico del Valle de Teotihuacan. En éste propone los límites del valle y menciona algunas características petrográficas de las rocas que conforman los principales cerros que lo rodean. De acuerdo con Ordóñez, el valle está limitado al N por el Cerro Gordo y el Cerro de Malinalco, al S por el Cerro de Patlachique, al E por lo que consideró como el “Cerro de Cuauhtlatzinco” (geológicamente es parte de un frente de lava del flujo Santa Gertrudis) y al W se une con el resto del Valle de México.

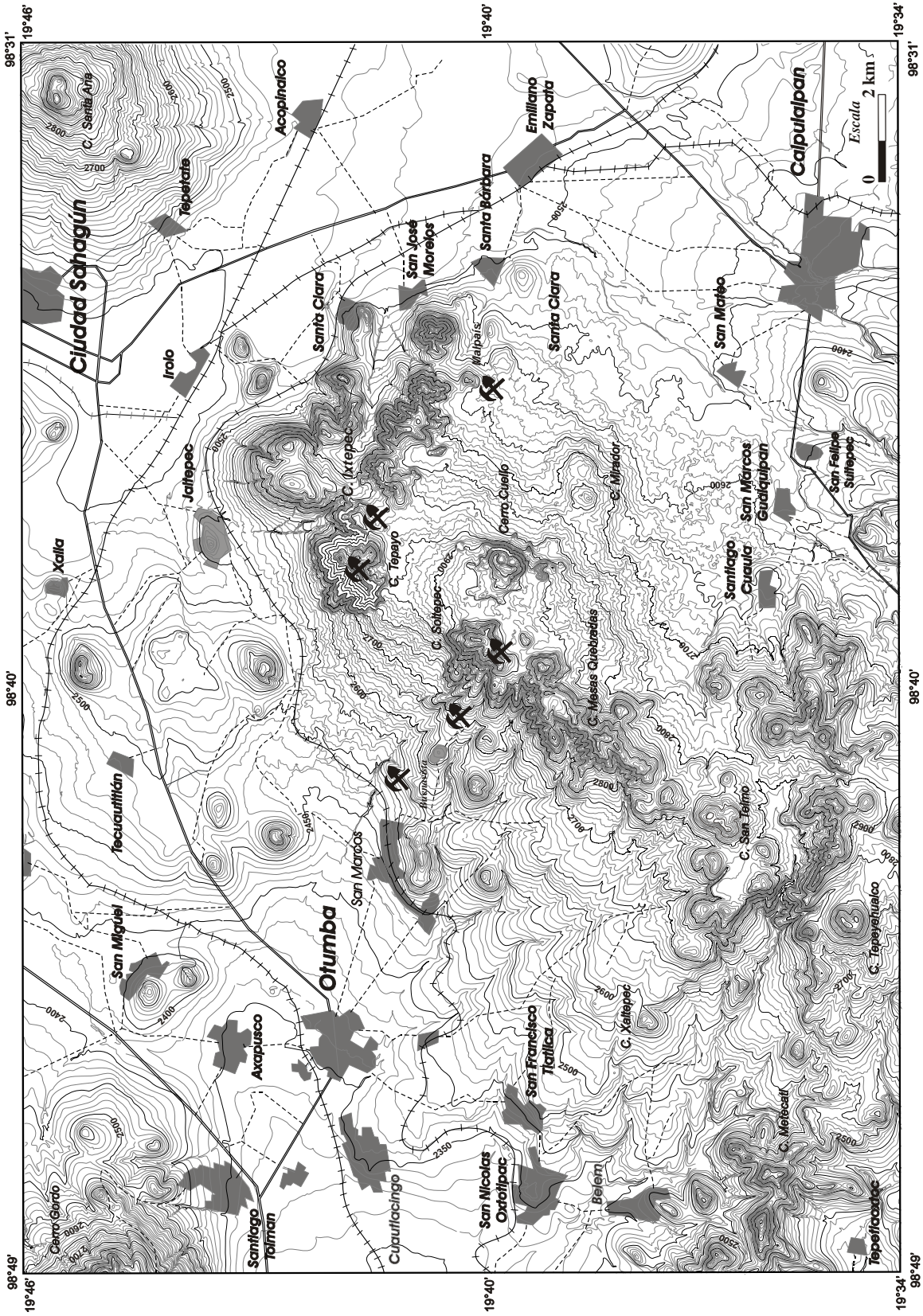


Figura 1.3. Mapa del área de estudio donde se señala las zonas principales de minas prehispánicas de obsidiana (X).

Ordóñez reporta al Cerro de Patlachique como el volcán más antiguo del valle y lo clasifica como una andesita augítica de hornblenda y mica. Al Cerro de Malinalco lo considera de composición similar al Cerro de Patlachique, aunque más joven en edad. El Cerro Gordo lo clasifica como un gran macizo basáltico y el más joven del valle y cuyas rocas contienen feldespatos de primera generación en una matriz que incluye óxido de hierro.

Díaz Lozano (1922) realiza un inventario de los diferentes tipos de roca que existen en la región y discute su utilidad como materia prima para la construcción y manufactura ornamental. Para ello realiza una descripción petrográfica y mineralógica detallada de las rocas presentes en el valle. Considera como traquitas a los cerros y domos que están al SE del valle, principalmente a los Cerros Tepayo y Cuello. Clasifica a las rocas del Cerro Belem y Chiconquiaco como dacitas de una misma formación geológica. Al Cerro Gordo y los cerros de su alrededor los clasifica como basaltos, algunos como compactos, lajeados y escoriáceos con fenocristales de augita y olivino en diversas proporciones. Así mismo realiza detalladamente el análisis petrográfico de los domos de obsidiana y clasifica al Cerro Tepayo como una traquita con escasos fenocristales de oligoclasa y algunos ferromagnesianos como principales constituyentes. Al Cerro Soltepec lo clasifica como una roca de transición entre traquita y la obsidiana pura. Es importante destacar que por primera vez reporta un análisis químico realizado en el laboratorio de química del Instituto Geológico de México. Este consistió en la determinación de contenido de sílice en muestras del Cerro Tepayo y del Cerro Soltepec con resultados de 70.80% y 70.60% respectivamente. En un análisis de una obsidiana roja reporta granos de magnetita y hematita diseminados en la masa vítrea, así como pequeños cristales de apatito.

Mooser (1975), durante las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, escribe sobre el origen geológico de la Cuenca de México. Coloca cronológicamente en una quinta fase al vulcanismo que formó las sierras mayores que delimitan la cuenca al poniente y al oriente y que corresponde a las Sierras de Las Cruces y Nevada. Esta fase domina en el Terciario Tardío y perdura hasta el Cuaternario. Durante la sexta fase se forman en el N los Cerros Chiconautla y Gordo. Además, ocurre la gran multitud de erupciones fenobasálticas y andesíticas que formaron los conos de escoria entre Tizayuca y Apan.

En relación a la tectónica, Mooser (1968) menciona dos sistemas de fracturas que afectaron el área, cuyas direcciones son WNW-ESE y SSW-NNE. El primero lo asocia al sistema de fracturamiento Chapala-Acambay que domina en los límites N y S del valle,

caracterizados por las fracturas del Patlachique y la del Cerro Gordo. El segundo es casi perpendicular al primero y sobresalen las fracturas denominadas Soltepec y Coronillas.

Mooser (1968) analiza la evolución geológica del Valle de Teotihuacan, asigna edades, determina la distribución y contexto tectónico de las diferentes unidades y describe las características de la vegetación e hidrología durante los inicios, expansión, auge y caída de la ciudad de Teotihuacan. Menciona que el Cerro de Malinalco y las elevaciones al E de Xometla son aparatos volcánicos muy erosionados y por lo tanto los más antiguos del área.

Al Cerro Gordo lo considera estratovolcán andesítico-basáltico, compuesto de lavas y escorias estratificadas cuya actividad inicia en el Plioceno Tardío. De acuerdo con Mooser (1968) el Cerro de Patlachique es un domo de lavas ácidas, latíticas de edad pliocénica. Al Cerro de Soltepec lo considera un estratovolcán pliocénico, formado en parte por obsidias que dieron lugar a la primera industria de explotación de obsidiana en Teotihuacan. La gran cantidad de conos de escoria localizada al N, la considera del Cuaternario y las lavas donde están construidas las pirámides, así como el flujo de lava (malpaís) al oriente de Otumba son considerados como las unidades más jóvenes.

Sotomayor-Castañeda (1968) realiza un mapa geológico basado en las características petrográficas de las distintas rocas del valle. Considera al Cerro Patlachique como constituido por latitas de biotita y andesitas de hornblenda de edad terciaria, específicamente del Mioceno Temprano, lo mismo que el Cerro de Malinalco, constituido de basalto de hornblenda. Las rocas sedimentarias aluviales que se localizan al pie de los volcanes son del Mioceno Tardío. Al resto de los conos cineríticos los clasifica como basaltos de olivino, riolitas, tobas y obsidias de edad cuaternaria. Clasifica al Cerro Gordo y los cerros al oriente de éste como basaltos de olivino, igual que a los cerros del N y S de Otumba. Hace una excursión al fondo de la Barranca de los Estetes y toma muestras que clasifica como obsidias y basaltos de olivino, así como tobas basálticas y cantos de riolita.

Ledezma-Guerrero (1987) realiza la cartografía geológica de la hoja Calpulalpan (1:100,000), que cubre la zona oriente de la presente área de estudio. En este trabajo la mayoría de las unidades son agrupadas dentro del Terciario (no diferenciado) y constituyen un conjunto de afloramientos rocosos de origen volcánico de composición variable y cuyo análisis petrográfico incluye andesitas, latitas, riolitas y tobas riolíticas. Dentro de las unidades del Cuaternario incluye al derrame de lava del volcán Cuello, clasificado como basalto de olivino

con estructuras cordadas y amigdaloides. Al N, este flujo está emplazado sobre rocas del Terciario y en el S se encuentra debajo de sedimentos lacustres. Pertenecientes a esta misma unidad clasifica al grupo de volcanes de Santa Ana.

A los depósitos que se encuentran en los alrededores de Calpulalpan los denominó Formación Calpulalpan. La edad de esta formación la correlaciona con la unidad Tarango, es decir, del final del Plioceno y principios del Pleistoceno. En cuanto a la tectónica, menciona dos sistemas de fracturas: uno que incluye la formación de fosas y pilares con dirección NE-SW y el segundo con alineamientos volcánicos con dirección NW-SE.

García-Palomo et al. (2002) realizan un bosquejo de la estratigrafía volcánica y evolución geológica de la región de Apan, que cubre toda la zona del presente estudio. A la mayoría de los conos de escoria, domos y flujos de lava los agrupan dentro del Campo Volcánico Apan-Tezontepec. Los depósitos cercanos a la ciudad de Calpulalpan los denominan como Secuencia Piroclástica Tláloc, constituidos por flujos de bloques y cenizas, flujos de pómez, “surges”, lahares y depósitos de caída, con espesores de hasta 50 m. La edad de estos depósitos corresponde al Pleistoceno.

El resto de las unidades las agrupan dentro de la Andesita Apan, denominada anteriormente como “rocas volcánicas no diferenciadas” del Terciario por Ledezma-Guerrero (1987). Esta Andesita Apan consiste de flujos de lava intercalados con brechas compactas con espesores entre 850 y 1000 m en los alrededores de Apan y le asignan una edad del Mioceno. Además refieren que el vulcanismo en el área está controlado por un sistema de fallas normales con dirección NE-SW que forman estructuras de fosas y pilares asociados. Asimismo, reportan análisis químicos de roca total de afinidad calco-alcalina, compatible con procesos volcánicos asociados a la zona de subducción.

II.- Geomorfología volcánica

2.1 Introducción

La zona de estudio tiene una superficie de 660 km² y geomorfológicamente está constituida por las estribaciones volcánicas pertenecientes a la Sierra Nevada y unidades volcánicas relacionadas con un campo monogenético (Apan-Tezontepec, García-Palomo, 2002). Las principales estructuras se bifurcan hacia el N en dos sierras volcánicas rodeadas de planicies (Fig. 2.1). La primera sierra se denomina Patlachique (Ordóñez, 1922) y está constituida principalmente por domos y conos de escoria muy erosionados. Esta sierra presenta una dirección NW. La segunda es la Sierra de Soltepec (Mooser, 1968) y está constituida por conos de escoria, flujos de lava y domos de obsidiana, la mayoría emplazados sobre un sistema de fallas con dirección NE-SW. Esta sierra separa a dos planicies aluviales. Una está situada al W y pertenece al Valle de Teotihuacan. Los ríos de Los Estetes, El Muerto, El Soldado y Piedras Negras drenan esta planicie y forman el Río de San Juan, mismo que atraviesa la zona arqueológica de Teotihuacan. La otra planicie se ubica al E y corresponde fisiográficamente a los Llanos de Apan. Su drenaje alimenta al Lago de Atochac, localizado al E, fuera del área de estudio.

Al SE se encuentra un abanico aluvial con formas suaves, que se extiende hasta la planicie de los Llanos de Apan. Esta morfología corresponde al piedemonte piroclástico del complejo de estratovolcanes Tláloc-Telapón, constituidos principalmente por depósitos de pómez y flujos piroclásticos así como “surges” y lahares.

En la parte NW del área se encuentra un complejo de domos y conos de escoria pertenecientes al Cerro Gordo. Al NE existe el complejo volcánico denominado Santa Ana, constituido por dos conos de escoria emplazados sobre un escudo de lava intercalado con depósitos de caída de ceniza y lahares.

Estos conos forman el inicio de la sierra del mismo nombre que se extiende hacia el NE con dirección hacia el Lago de Tecocomulco (ambos fuera del área de estudio). Asimismo, dentro del área existen algunos conos de escoria y flujos de lava dispersos en la parte centro-norte.

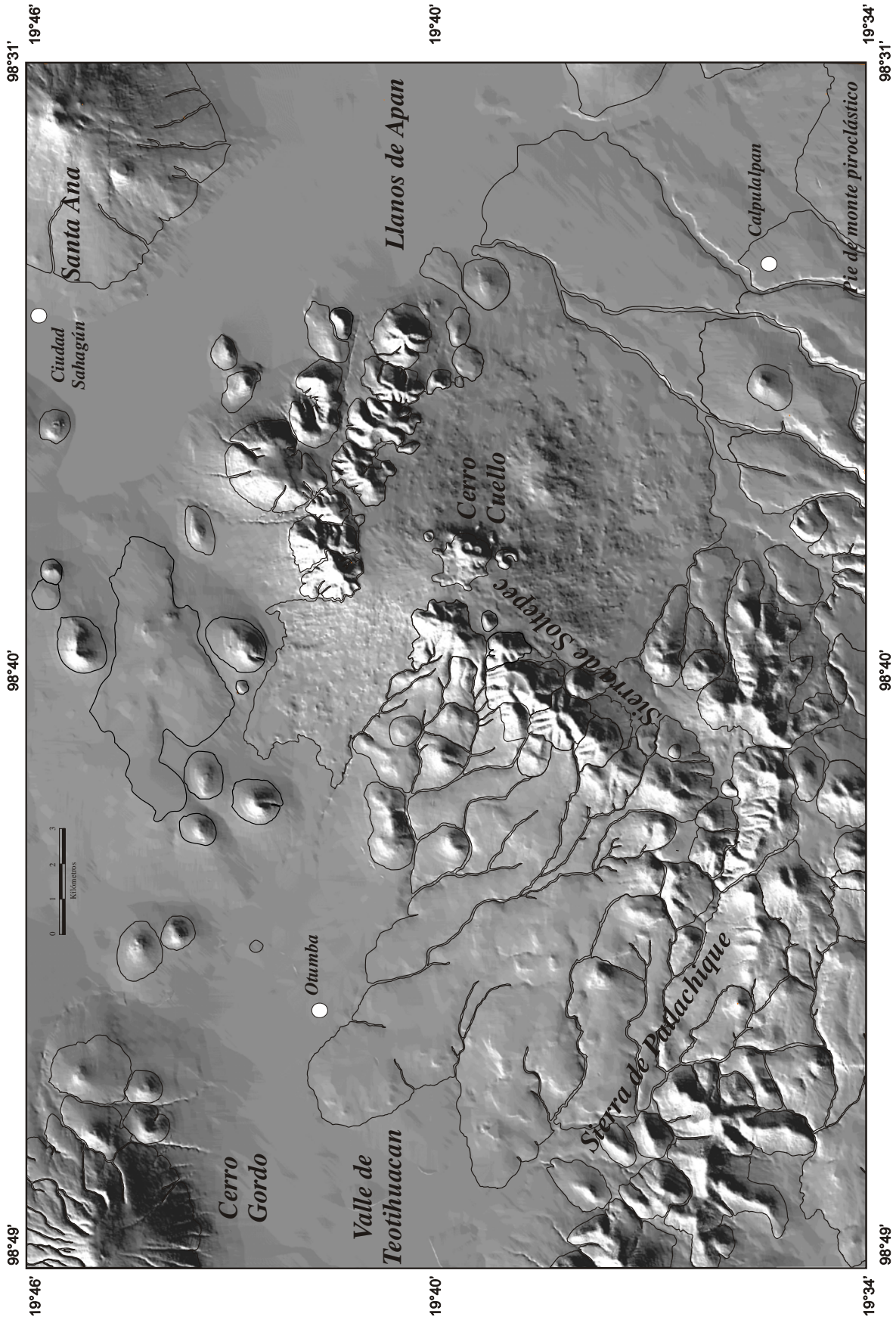


Figura 2.1. Principales rasgos morfológicos dentro área de estudio.

2.2 Análisis altimétrico

En cuanto a la altimetría, el Cerro Cuello representa la parte más alta y alcanza los 3080 msnm. El punto más bajo se encuentra al W de la planicie del Valle de Teotihuacan con 2290 msnm, lo que indica una diferencia de casi 800 m de desnivel entre estos dos puntos (Fig. 2.2). Las zonas más elevadas se localizan en la Sierra de Soltepec y en los complejos volcánicos del Cerro Gordo y Santa Ana con altitudes entre los 2790 m y hasta los 3080 msnm. Este tipo de estructuras corresponde a formas volcánicas jóvenes originadas durante el Cuaternario y cuyas morfologías están aún bien conservadas. La mayor parte de los edificios volcánicos de la Sierra de Soltepec se encuentran principalmente al E del sistema de fallas normales NE-SW, lo cual indica que están emplazadas sobre el bloque de piso de la falla. La zona media corresponde a la zona transicional entre las laderas y la base de los edificios volcánicos, cuya altitud varía entre los 2590 m y los 2690 msnm. Esta zona está constituida principalmente por flujos de lava y depósitos piroclásticos, así como por flujos de lava asociados a conos cineríticos y domos. El tercer nivel altitudinal es el que mayor área cubre y corresponde a las zonas más bajas, entre los 2490 m hasta los 2290 msnm y corresponde a flujos de lava del piedemonte y a las planicies aluviales (Valle de Teotihuacan y Llanos de Apan).

2.3 Relieve volcánico acumulativo

2.3.1 Conos de escoria

Los conos de escoria son uno de los tipos más comunes de morfología que existen en el área. Hay más de 73 conos cuya composición varía de basalto hasta andesita y están distribuidos en un área de 660 km², lo que corresponde a una densidad de 0.11 conos por km². Los conos tienen un rango de altura (Hco) que varía entre los 30 m y los 220 m, el diámetro de los cráteres (Wcr) varía entre 40 m y 180 m y el diámetro de la base de los conos (Wco) entre 100 y 450 m.

Aunque los conos de escoria se distribuyen en toda el área, existe una mayor concentración en la parte centro-sur. La mayoría de estos conos están alineados y emplazados a lo largo de un sistema de fallas normales con dirección NE-SW. Existe una segunda alineación que se observa bien al NW y cuya dirección es NW-SE (Fig. 2.3).

Las características morfológicas que presentan estos conos están relacionadas a las condiciones que predominaban en el momento de la erupción (volumen y contenido de gases del magma; tamaño, velocidad y ángulo de los materiales arrojados; ángulo de la pendiente,

dirección del viento, geometría de la fisura, presencia de agua, etc.). Sin embargo, en la actualidad la mayoría de los conos son afectados por diversos factores exógenos que actúan en la región (precipitación pluvial, tasa de erosión, patrones de drenaje, etc.). También existen volcanes afectados por la actividad tectónica. Por ello, la mayoría de estos volcanes tiene forma cónica asimétrica y sin cráter en la cima. Su morfología se caracteriza por presentar cráteres abiertos y escarpes de colapso en los edificios.

La mayoría de los depósitos de estos volcanes se produjo por erupciones estrombolianas y vulcanianas (secuencia de estratos de caída de ceniza, lapilli de escoria y bombas). Más de la mitad de estos conos produjo también flujos de lava, lo que indica una transición de una actividad explosiva (rica en gases) hacia una actividad efusiva.

Un inventario de los principales rasgos geomorfológicos de los conos del área indica que la mayoría (55 conos) presenta una morfología muy regular, 18 presentan escarpes de colapso parcial o total del edificio y sólo 4 tienen una morfología muy irregular.

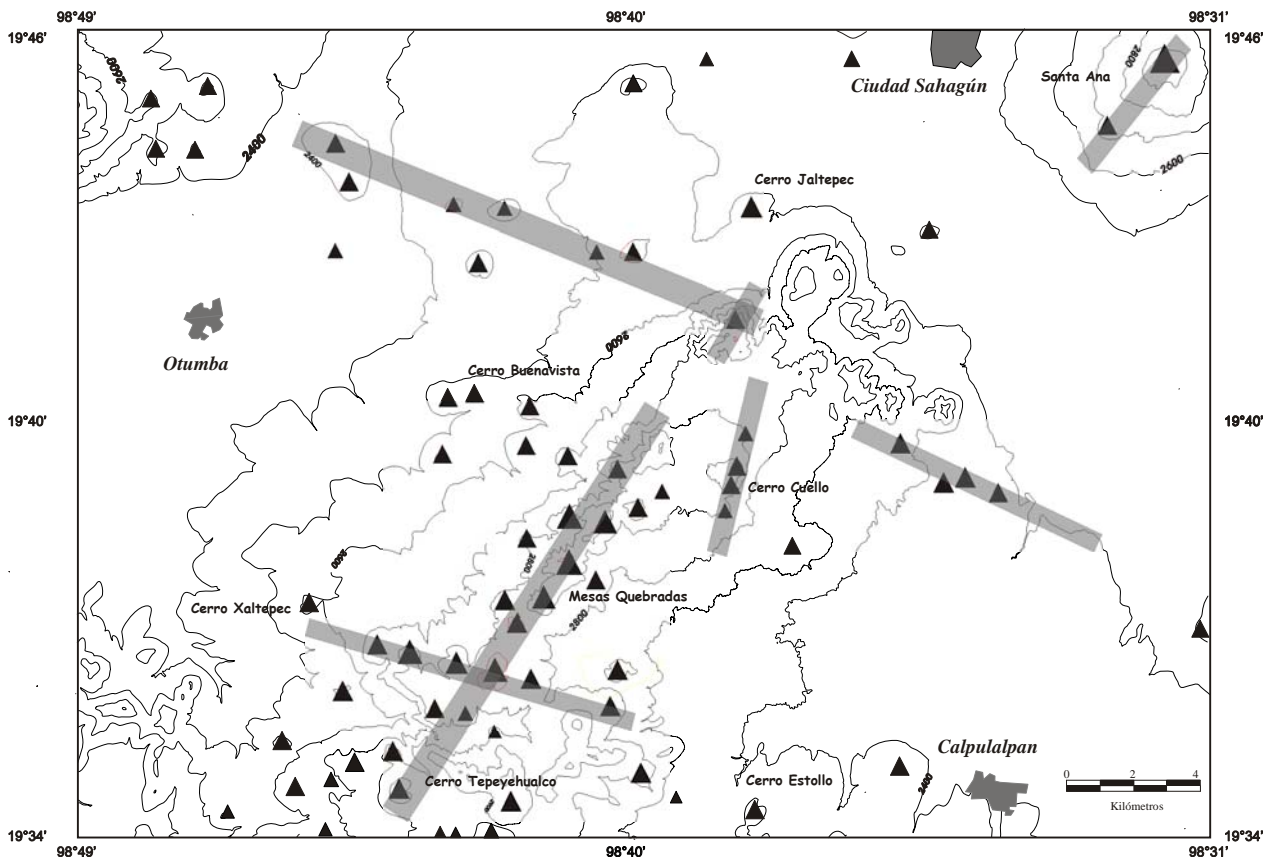


Figura 2.4. La distribución de los conos de escoria sugiere una asociación directa con los lineamientos tectónicos del área.

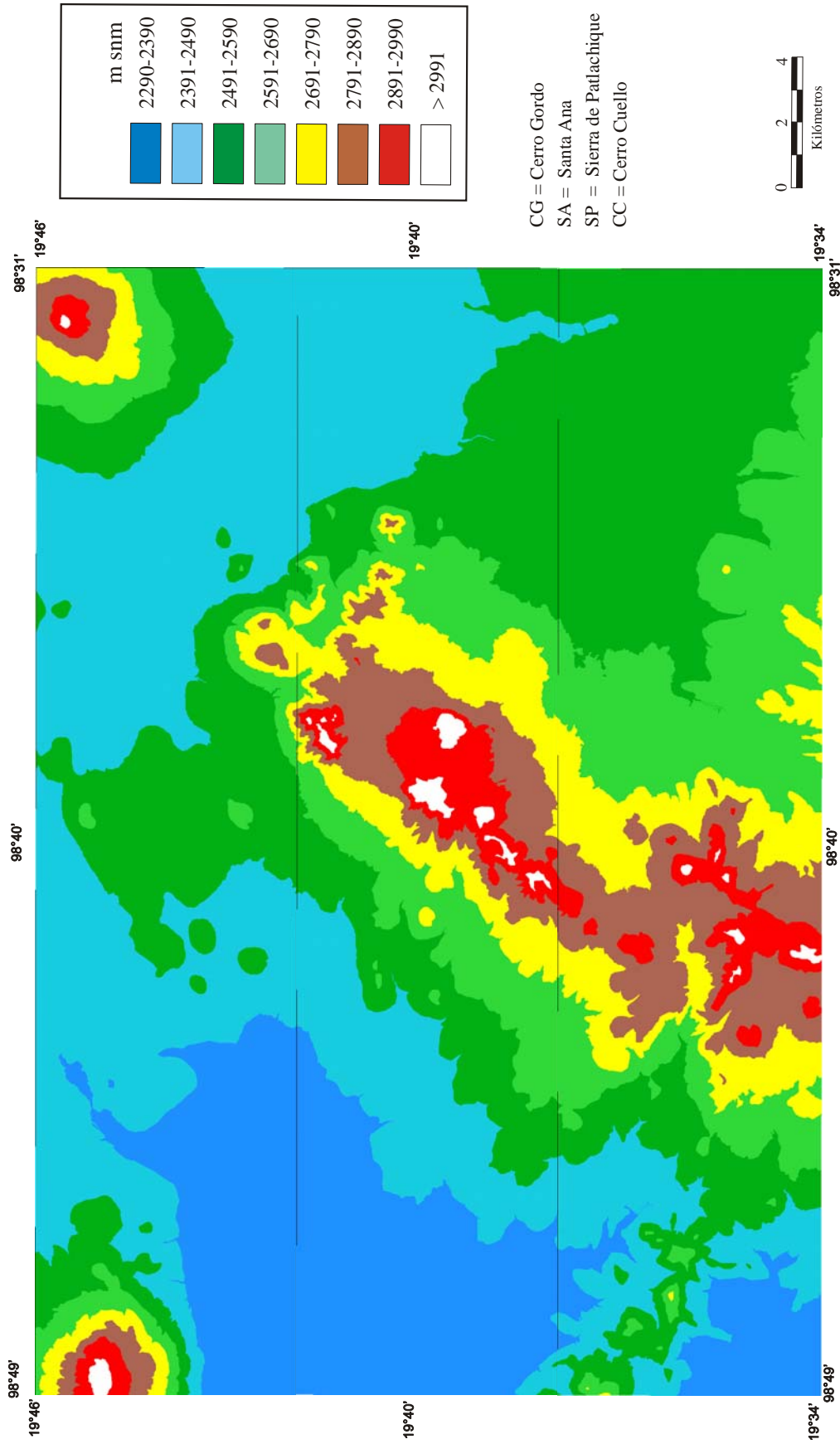


Figura 2.2. Mapa altimétrico de la zona de estudio.

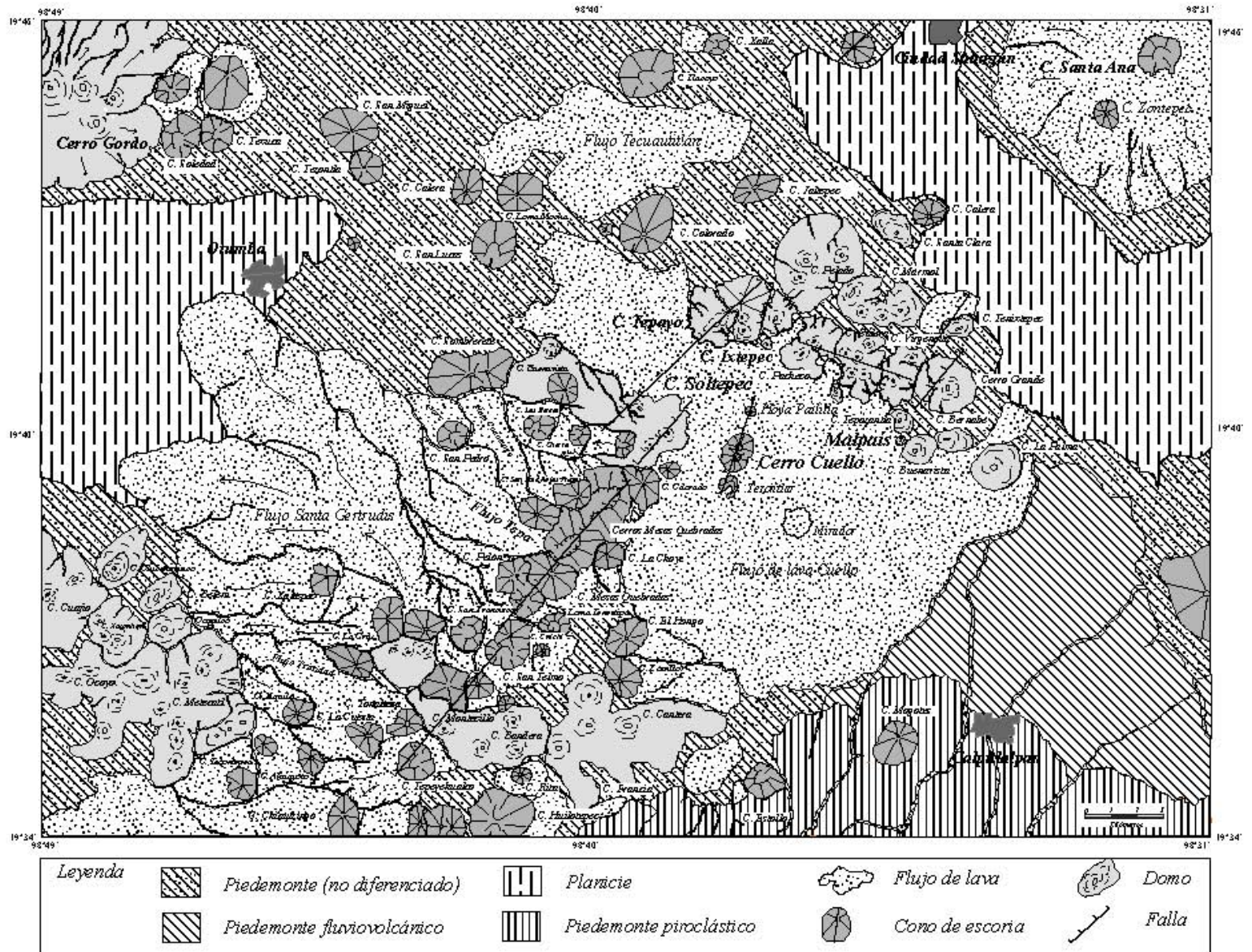


Figura 2.3. Mapa geomorfológico del área de estudio.

2.3.2 Conos de escoria con edificios parcialmente colapsados

Ejemplos de este tipo de estructuras se localizan en la Sierra de Soltepec en la parte centro-sur del área. Estos conos de escoria están emplazados sobre un sistema de fallas con dirección NE-SW (Fig. 2.4). Durante la erupción, el edificio de estos volcanes presentó colapsos cuya dirección estuvo condicionada por la geometría de la tectónica local. Diez volcanes de esta sierra están emplazados sobre la traza principal de falla (Fig. 2.5). De éstos, cinco presentan aberturas en la orilla del cráter, pero sólo los dos que conforman el complejo de las Mesas Quebradas reflejan de manera notable el colapso parcial del edificio.

La misma traza de falla continúa en dirección SW, como lo muestra la alineación de los Cerros Pelón, Cuichi, San Telmo y Tepeyehualco. El cráter del Pelón presenta un colapso parcial hacia el S. Los cráteres de los Cerros Cuichi y San Telmo están colapsados hacia el N y S del edificio. El Cerro Tepeyehualco refleja la traza de falla con un colapso hacia el SW.

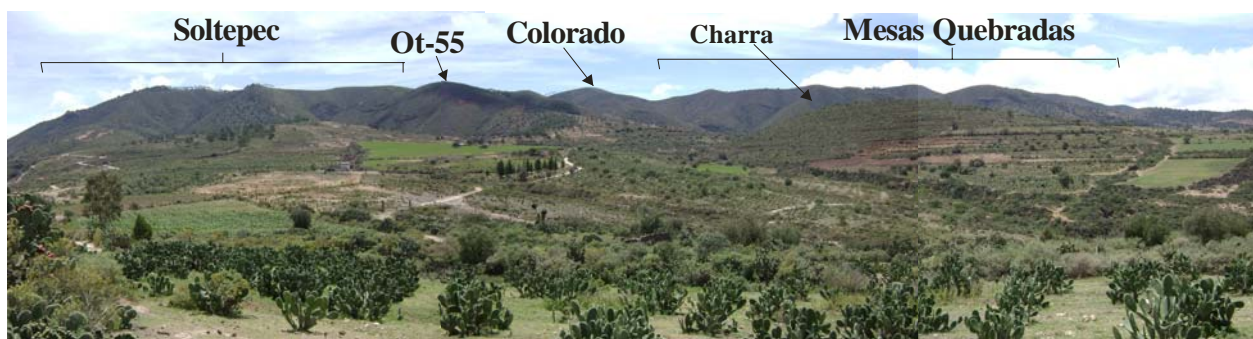


Figura 2.5. Vista panorámica desde el SW del grupo de domos y conos de escoria emplazados a lo largo de la falla Soltepec. En primer plano se observa el complejo de obsidiana Soltepec, hacia la derecha conos de escoria asociados a flujos de lava y en la parte final de la falla se encuentran las estructuras de las Mesas Quebradas.

Con características muy similares se encuentra un segundo grupo de cuatro conos alineados en dirección E-W en la parte central del área (al SW del complejo Soltepec). El cono más oriental no tiene nombre. Es un volcán con un cráter abierto hacia el W que produjo lavas que fluyeron hasta chocar con el Cerro La Charra. El Cerro La Charra presenta un cráter abierto hacia el W y lavas que sepultaron parcialmente al Cerro Bateas. Este último tiene su cráter abierto hacia el S y tiene 120 m de altura.

El tercer grupo de conos con características similares se encuentra al N del área e incluye de W a E los conos Soledad y Texuca (en la base del Cerro Gordo), los volcanes San Lucas y

Tlacoyo (en la parte central) y el volcán de Santa Ana (en la parte oriental). El volcán Santa Ana tiene 170 m de altura y presenta una abertura del cráter hacia el SE. Está emplazado sobre un escudo de lava que rodea parcialmente a otro cono adyacente (Cerro Zontepec).

En la parte S del área se encuentran los volcanes Huilotepec y El Estollo. Al N los volcanes San Lucas, Colorado y Tlacoyo.

2.3.3 Conos de escoria asociados a flujos de lava

La mayor parte de los conos de escoria en la zona produjeron flujos de lava y se localizan en el S. Algunos flujos fueron emplazados cuando la actividad explosiva que formó el cono ya había cesado, pero otros precedieron al propio edificio. En otros casos los flujos de lava fueron emitidos a partir de fisuras en la base de los conos. Los volcanes cuyos flujos de lava tienen las mayores extensiones son aquellos que provienen de la región atravesada por la falla Soltepec (Fig.2.5). El análisis altimétrico permite observar que a partir de esta zona de falla, el bloque occidental presenta una pendiente con mayor inclinación producto del salto de la falla, lo cual fue aprovechado por estos flujos que llegaron a grandes distancias. Más de 6 flujos de lava presentan longitud entre 7 y 10 km.

Los flujos de lava del complejo Cuello cubren una mayor superficie. Uno de estos se emplazó hacia el W donde atravesó un segmento de la falla Soltepec y llegó a 15.5 km a partir de la fuente de emisión (Fig. 2.7).

2.4 Flujos de lava

Más del 25% del área total de estudio está cubierta por flujos de lava cuya morfología son principalmente de tipo aa. La composición química varían entre basalto y andesita principalmente, con espesor promedio entre 10 y 20 m y la longitud máxima del flujo entre 1.8 y 15.5 km (Tabla 2.1).

Las lavas más recientes, principalmente andesitas, cubren un área mayor y son más gruesas que las de más edad. Las jóvenes son relativamente ricas en cristales de olivino.

Existen más de 25 flujos de lava en la zona, de los cuales la mitad son de dimensiones medianas. Todos estos flujos están asociados a conos de escoria a excepción de los flujos Tecuautitlán, San José de las Presas, Cuautengo y Tepa que se emplazaron sobre un sistema de

fallas. El flujo Santa Gertrudis es el segundo mayor de la región y pertenece al cono de escoria del mismo nombre.



Figura 2.6. Volcán andesítico San Lucas (2590 msnm) visto desde el S. obsérvese su cráter abierto hacia el S continuando en una barranca. Sobre el edificio se encuentran talleres prehispánicos de obsidiana.

Otros flujos importantes dentro del área pero de menores dimensiones son Xaltepec, Trinidad, Chiautzingo, La Cruz, Xiquilo y Tepeyhualco. Todos ellos se sitúan al SW del área. Las lavas holocénicas de mayor extensión que ocurren en la zona son las que pertenecen al Complejo Volcánico Cuello.

2.5 Domos

Dentro del área de estudio existen más de 30 domos volcánicos de composición dacítica y riolítica. Se concentran formando tres grupos principales. El primero se localiza al NE del área y consta de al menos 12 domos, la mayoría riolíticos. El segundo grupo se sitúa al SW, su composición es principalmente dacítica y consta de 10 domos que forman un complejo coherente, así como 5 domos que ocurren de forma aislada. El tercer grupo está localizado al S del área y está conformado por 6 domos con morfología de flujos de lava de tipo “coulée”.

El primer grupo situado al NE, está constituido por los domos Soltepec, Tepayo, Ixtepec, Pelado, Pacheco, Mármol, Calera, Santa Clara, Tenixtepec, la Virgencita, Cerro Grande, Tepozantla y Malpaís (Fig. 2.8).



Figura 2.7. Flujo NW de lava andesítica del Cerro Cuello. En los márgenes se observan los domos riolíticos Soltepec y Tepayo, en medio la traza de falla Soltepec cubierta por el flujo de lava. El flujo descende paulatinamente sobre el bloque caído y cubre parcialmente ambos domos.

Entre los domos de mayores dimensiones de este grupo se encuentran El Pelado, El Mármol y el Cerro Grande. El de mayor altura es el Cerro Grande con 310 m y el de menor altura es El Mármol con 230 m. El Pelado está constituido por un aglomerado de al menos 4 domos que forman una “torta” de grandes dimensiones. Al W junto con el domo Ixtepec presenta barrancos que se unen más al N en un arroyo que desemboca en la planicie.

Dentro de este grupo existen domos de dimensiones que no sobrepasan los 120 m de altura. El primero se encuentra al sur del domo Ixtepec, el segundo al S del domo Calera. El domo Buenavista tiene 70 m de altura y está cubierto parcialmente por flujos de lava del Cerro Cuello. El domo San Bernabé tiene una altura de 50 m. Los domos Los Venados son dos estructuras situadas al margen del Cerro Grande. El Cerro de la Palma se encuentra más hacia el SE y no sobrepasa los 40 m de altura. Existe un domo de muy pequeñas dimensiones

denominado Malpaís que es un domo de obsidiana parcialmente sepultado por flujos de lava provenientes del Cerro Cuello.

Tabla 2.1. Datos morfológicos de flujos de lava.

Flujo	Longitud (km)	Espesores (m)	Área (km²)	Volumen (km³)	Composición
Tecuautilán	9.2	15-20	9.5	0.14-0.19	Andesita basáltica
Cuello	15.5	20-30	80.3	0.8-1.6	Andesita
Cuautengo	3.2	15-20	3.29	0.04-0.09	Andesita basáltica
Tepa	8.3	20	14.4	0.21	Basalto
Gertrudis	10.5	10	32.3	0.3	Basalto
Xaltepec	3.6	15-20	7.5	0.11-0.15	Andesita basáltica
Trinidad	4.2	20-30	6.5	0.13-0.19	Andesita basáltica
Chiautzingo	4.2	10	6.1	0.06	Andesita basáltica
La Cruz	5.0	20-30	6.7	0.13-0.20	Andesita
Xiquilo	1.8	30	2.1	0.06	Andesita
Tepeyehualco	2.5	2-20	5.1	0.01-0.10	Basalto

El segundo grupo (propriadamente pertenece a la Sierra de Patlachique) se localiza al SW del área e incluye a más de siete elementos cuya composición es principalmente dacítica. Cuatro de estos domos produjeron flujos de lava. Los de dimensiones menores son Chiconquiaco, Belem, Coapilco, Xoxouhqui, Cuajío y una estructura compuesta de por lo menos 4 domos llamada Metécatl.

El tercer grupo de domos se localiza al S del área y está constituido por dos grandes estructuras. El primer complejo llamado Montecillo está constituido por tres domos dacíticos principales orientados NW-SE. La segunda estructura se localiza al S y la constituyen los domos Bandera y Picacho cuya orientación es N-S. Al E de las anteriores se encuentra un grupo de domos erosionados encabezados por el Cerro Cantera.

El Cerro Gordo es un complejo dómico de grandes dimensiones (3060 msnm) que domina por su gran altura la zona NW del área de estudio. En su base existen varios conos de escoria

con flujos de lava. Este cerro presenta un gran número de barrancas que drenan de forma radial al edificio (Fig. 2.9).



Figura 2.8. Vista panorámica desde el S del grupo de domos riolíticos situados al NE del área. En primer plano se observa el flujo de lava Cuello rodeando a los domos. Al fondo se observa el volcán escudo de Santa Ana y el complejo de domos Jihuingo.

2.6 Volcanes escudo

El volcán Santa Ana está situado al NE del área de estudio y representa el inicio de la sierra del mismo nombre (Fig. 2.10). Esta sierra está alineada en dirección NE-SW y está constituida por una cadena de más de 7 volcanes que termina en las orillas del lago de Tecocomulco. La cima principal del Santa Ana está compuesta por un cono de escoria de 180 m de altura que no tiene un cráter propiamente. Sin embargo, se observa un escarpe abierto hacia el S. Las laderas del cono tienen una morfología muy regular y no presentan barrancas.

El cono de Santa Ana tiene como base un escudo de lavas andesíticas, de forma regular y convexa, con pendiente suave y un diámetro promedio de 10 km. Sus flujos de lava se emplazaron en forma radial alrededor del centro de emisión y presentan frentes bien delineados.

Hacia el SW los flujos tienen longitud de hasta 5 km. Las lavas cubren parcialmente al cono monogenético Zontepec situado al SW, el cual tiene una altura de 100 m y carece de cráter en la cima. Sus laderas son muy suaves. El área total que cubre el escudo de lava del Santa Ana es de 46 km², aunque sólo una parte de esta área se encuentra dentro de la zona de estudio (Fig. 2.3). El escudo está compuesto por lavas de tipo pahoehoe y aa.

2.7 Relieve exógeno volcánico

2.7.1 Abanicos de piedemonte volcánico

La mayoría de estos depósitos está formado por productos vulcanoclásticos y material sedimentario de origen fluvial de edad plioceno-cuaternaria. Existen tres grandes abanicos de piedemonte volcánico en el área. El primero es el principal, constituido por zonas de transición de los depósitos de ladera de las estructuras volcánicas y la planicie. El segundo abanico está situado al SE del área, se ha denominado como piedemonte piroclástico y está constituido por depósitos de caída de pómez, flujos piroclásticos y lahares provenientes de los estratovolcanes Tlalóc y Telapón. El tercer piedemonte está constituido principalmente por material piroclástico removilizado. Estos depósitos se emplazaron en torno a la pendiente general hasta la transición progresiva hacia la planicie.

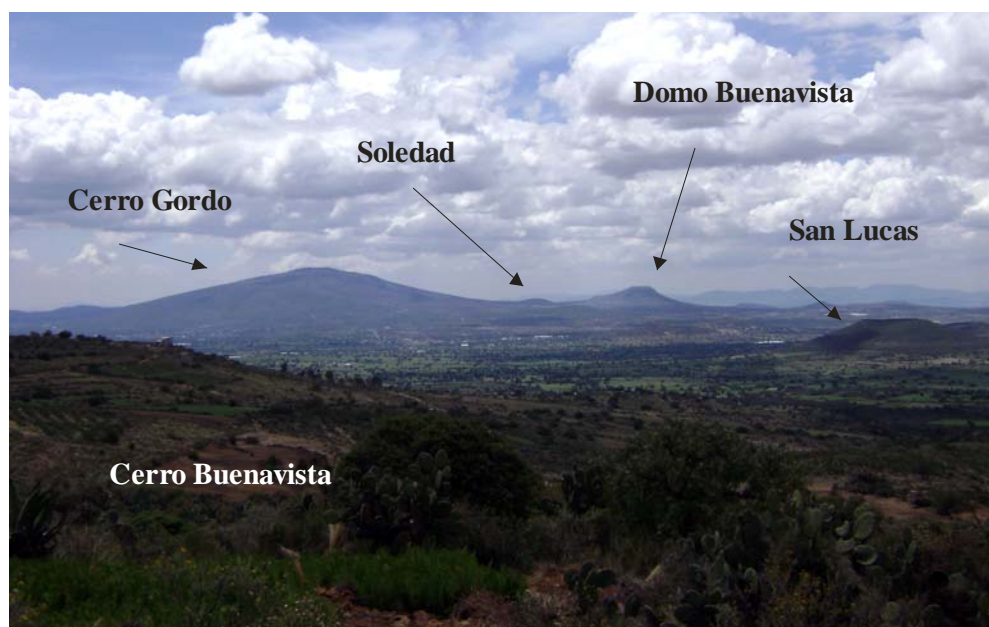


Figura 2.9. Vista panorámica desde el S del complejo de domos del Cerro Gordo. En primer plano se encuentra el volcán andesítico-basáltico de Buenavista (emplazado sobre el complejo riolítico Soltepec). En segundo plano el volcán andesítico San Lucas. Al fondo el complejo andesítico-basáltico del Cerro Gordo junto con los volcanes emplazados sobre sus laderas como el volcán Soledad.

2.7.2 Abanicos de piedemonte (no diferenciados)

Este tipo de morfología está constituida por depósitos emplazados en la base de las laderas, cuya pendiente representa la zona de transición consiste en depósitos volcánicos

acarreados por la acción fluvial que han sido incorporados paulatinamente a las zonas más bajas del área, propiamente en la planicie. Representan un porcentaje importante del área de estudio y alcanzan mayor extensión hacia el N del área, donde su altitud máxima varía entre 2350 m y 2500 msnm. Al margen del Cerro Santa Ana existe una franja que rodea la base de este volcán escudo que está constituida por depósitos de acarreo de la ladera cuya pendiente varía entre 20° y 30°. Esta zona de transición involucra a los depósitos de una de las planicies al E del área. La parte más oriental contiene un aumento en cuanto al área de acumulación y los depósitos que la constituyen son principalmente el producto de la removilización de cenizas y bloques de lava sueltos acarreados por el escurrimiento fluvial.



Figura 2.10. Volcán andesítico tipo escudo Santa Ana y cono de escoria Zontepec. Al pie del complejo se encuentra la zona industrial de Ciudad Sahagún, Hgo.

En el SW del área de estudio hay una franja de piedemonte que está constituida por depósitos provenientes de los domos y flujos de lava de la zona. En las laderas orientadas al N se localiza otra franja de piedemonte limitada por flujos de lava y la planicie W del área.

Al S del área hay superficie de piedemonte que se interdigitan con la laderas de domos, conos de escoria y flujos de lava, además de los depósitos de piedemonte propios del complejo volcánico Tlálloc-Telapón. Así mismo, al frente de estos depósitos se presenta una zona de transición entre los depósitos de piedemonte fluviovolcánico y una planicie alargada. Esta zona de transición representa el piedemonte que drena hacia el E hasta descender a la planicie ocupada en su centro por el Lago de Atochac.

La zona de mayor extensión de estos depósitos se ubica al N del área y se caracteriza por morfologías irregulares entre los lomeríos y la planicie. Está formada por depósitos de flujo de lodo, lavas cubiertas por tefra y depósitos eólicos. Esta morfología se puede observar en el W a partir de la base del Cerro Gordo y se extiende hacia los volcanes monogenéticos en la parte centro y en la zona constituida por domos en el E, morfología muy irregular, posee una gran extensión y se sitúa en las partes bajas de las laderas hasta desvanecerse prácticamente en la planicie general.

2.7.3 Abanico de piedemonte piroclástico del Volcán Tláloc

Estos depósitos piroclásticos se sitúan al SE del área, tienen una extensión de 16 km² y constituyen una morfología característica de lóbulos separados por barrancos y pequeñas planicies. Estos depósitos (secuencia de depósitos de caída, lahares, flujos piroclásticos y flujos de lava) provenientes del Volcán Tláloc alcanzaron más de 15 km a partir de su fuente de origen. Los lóbulos de dimensiones mayores terminan en escarpes de 40 m de altura. El abanico está disectado por barrancos de más de 80 m de profundidad. Estos barrancos tienen morfología asimétrica, con pared del barranco casi vertical y la otra con un declive mayor a 45°, lo cual refleja posiblemente la actividad tectónica asociada a procesos secundarios y el tipo de material del que están constituidos (Fig. 2.11).

Uno de los lóbulos del abanico está constituido por depósitos de flujo piroclástico que chocó contra el cono de escoria Estollo. El lóbulo de mayores dimensiones se encuentra al centro de los demás y cubre un área de 8 km² y al final se bifurca por la presencia del cono de escoria Los Mogotes que está sepultado casi en su totalidad.

2.7.4 Abanico de piedemonte fluvio-volcánico

Este tipo de relieve es producto de los procesos de removilización de los depósitos anteriores y existen 4 grandes unidades situadas al E de la zona de estudio. Las del centro son de gran extensión. La morfología de estos depósitos consiste principalmente en pequeñas planicies alargadas al NE, donde descienden paulatinamente hasta 100 m en dirección hacia la planicie principal. Son abanicos surcados por barrancas cuya profundidad varía entre 50 y 70 m con longitud de 3 y a 7.5 km. Los abanicos cubren superficies de 2 a más de 5 km².

2.7.5 Planicie aluvial y lacustre

Dentro del área de estudio existen dos grandes planicies. La primera se sitúa al W y ocupa una franja altitudinal entre los 2290 hasta los 2390 msnm. Es la zona más baja de la región y a donde drenan los arroyos.

La segunda planicie se sitúa al E del área, tiene una forma alargada y una altitud entre 2450 y 2500 msnm. Está situada al pie del volcán escudo Santa Ana y al W la limita el complejo dómico Tenixtepec. Contrario a la planicie anterior, en ésta desembocan arroyos que fluyen al S de ella. Esta unidad consta de un bloque que incluye lavas y ceniza de caída re trabajadas, así como depósitos eólicos. Las corrientes de agua que cruzan esta zona desembocan hacia la Laguna de Tochac. La planicie es alargada y cubre un área de 27 km².

2.7.6 Valles intermontanos

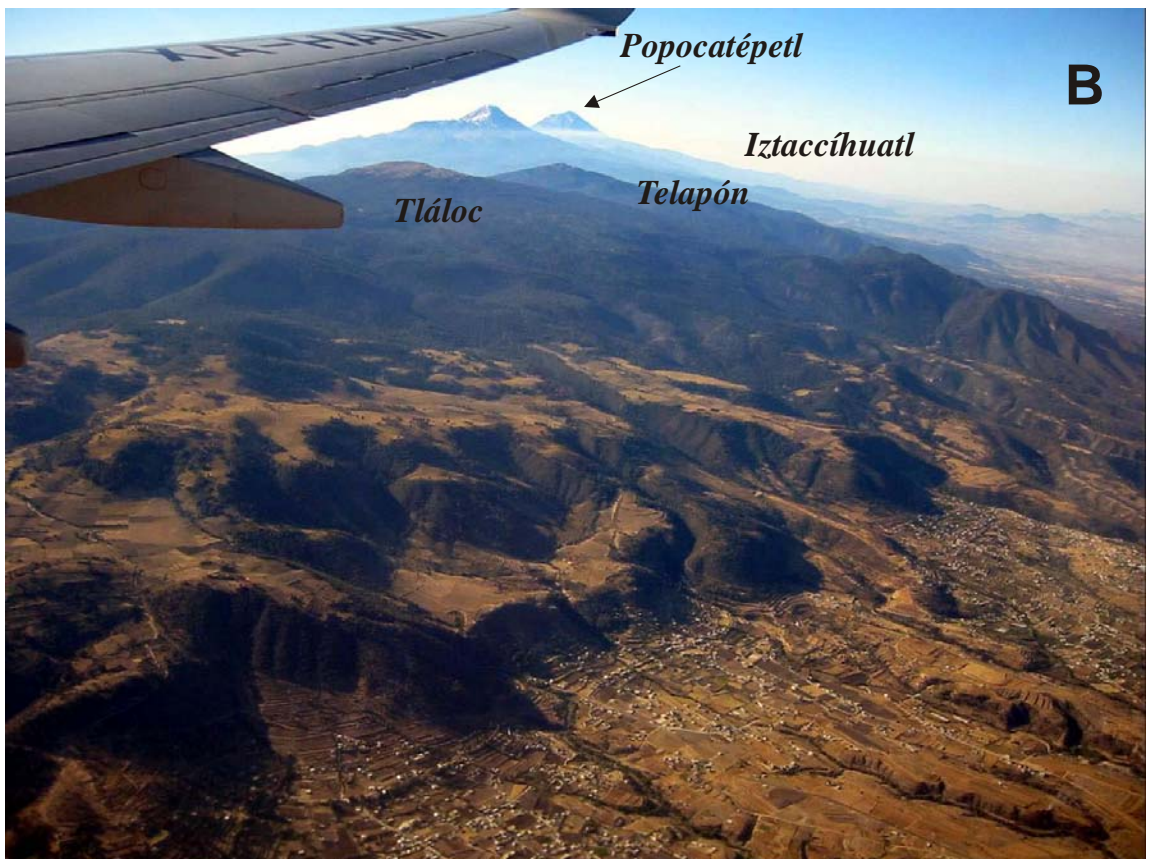
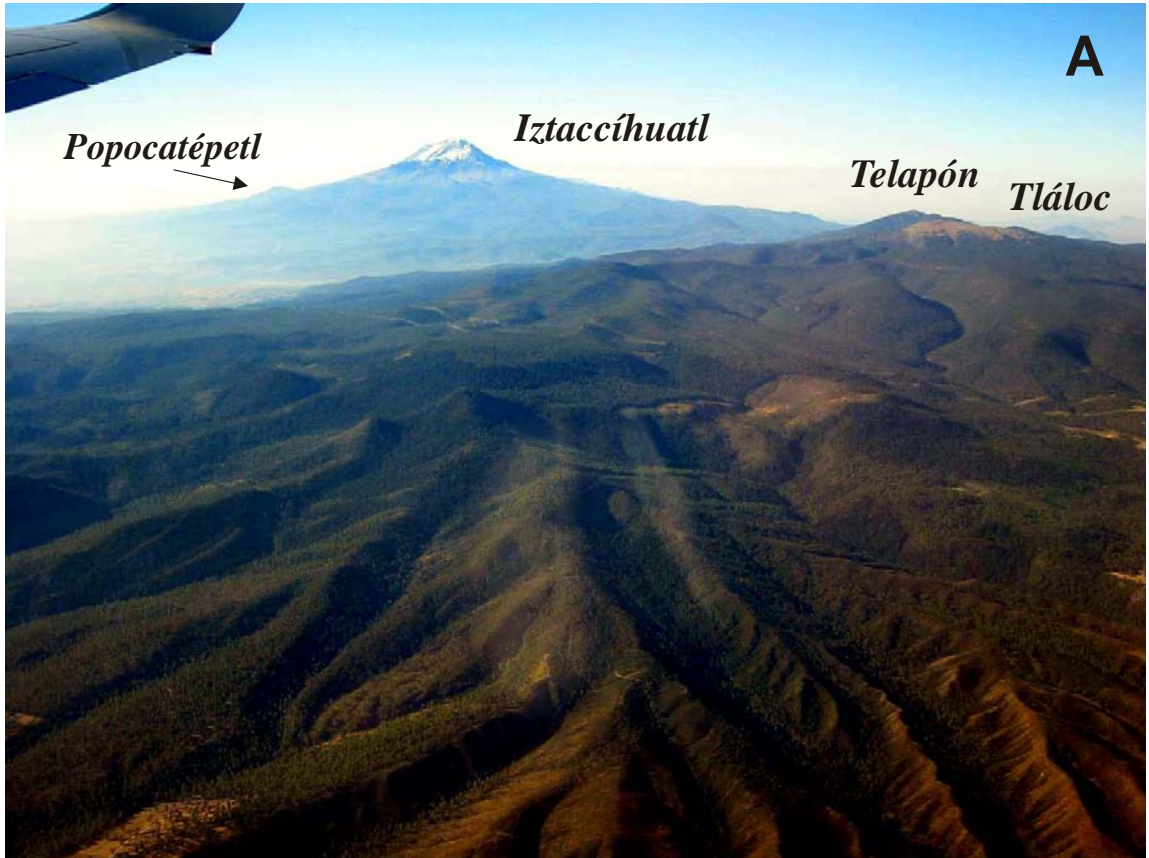
Existe una cantidad considerable de valles intermontanos en el área de estudio. Son relieves planos de forma irregular situados en los márgenes de las estructuras volcánicas, constituidos por depósitos removilizados. La mayor parte de estos valles se sitúan en la parte S y E del área, entre las sierras constituidas por conos de escoria y por complejos dómicos.

2.7.7 Disección de barrancos

Existe en el área un gran número de barrancos profundos con extensión considerable, así como otros de poca longitud y profundidad. Los más extensos se sitúan al E del área y surcan los abanicos del piedemonte. Algunos presentan longitud de más de 11 km y siguen dirección de la pendiente general. La morfología asimétrica es característica de estos barrancos.

La segunda gran concentración de estos barrancos se encuentra al W del área, donde se sitúan en los márgenes de los flujos de lava. Por ello son buenos indicadores de contactos geológicos. La tercera zona de barrancos es aquella que comprende las grandes estructuras volcánicas como el volcán escudo Santa Ana y el domo Cerro Gordo, entre otros.

Figura 2.11. A) y B) Morfologías del piedemonte piroclástico del volcán Tláloc. Los depósitos que lo constituyen son producto de flujos piroclásticos, caída de cenizas y pómez, así como flujos de lava. Nótese la cantidad de barrancos y escarpes, producto de la erosión de dichos depósitos (fotografías aéreas tomadas hacia el S por Lorenzo Vázquez Selem en marzo de 2005).



III. Estratigrafía.

3.1 Basamento Local

El basamento sobre el cual comenzó a edificarse el vulcanismo en la región no es bien conocido, ya que muchos de los depósitos actuales cubren cualquier tipo de vestigio dentro del área. Sin embargo existen rocas sedimentarias marinas del Cretácico encontradas por la perforación del pozo exploratorio de PEMEX Texcoco I (Oviedo de León, 1970; Mooser, 1970) así como en las inmediaciones de los Llanos de Apan (Ledezma-Guerrero, 1987) y Tula en el estado de Hidalgo. Estas rocas marinas probablemente subyacen a las rocas volcánicas presentes dentro de la región de estudio.

De Cserna et al. (1988) reportan que los diversos sondeos en el subsuelo de la Cuenca de México permiten afirmar que las rocas más antiguas son anhidritas que subyacen a calizas marinas del Cretácico Inferior, que a su vez están cubiertas por calizas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior.

Las rocas calizas más cercanas al área de estudio se encuentran a 25 km al SW del límite del área, por la perforación del pozo Texcoco 1, cuya profundidad es poco mayor a los 2000 m. Esta perforación atravesó el paquete vulcanoclástico y lacustre de la Cuenca de México, alcanzó las capas de anhidrita hasta llegar a un conglomerado calcáreo denominado Conglomerado Texcoco (Oviedo de León, 1970).

El Conglomerado Texcoco pertenece a las dos últimas unidades litológicas alcanzadas durante la perforación del pozo. La parte superior (profundidad de 1965 a 2060 m) contiene capas de anhidrita epigenética y líticos redondos de caliza. La parte inferior (>2060 m) presenta guijarros calcáreos redondeados con pedernal, fragmentos calcedonizados y líticos de rocas basálticas holocristalinas. No existe un fechamiento directo del Conglomerado Texcoco, sin embargo, microfósiles del Cretácico Tardío encontrados en las rocas calizas permiten suponer una formación postcretácica (Oviedo de León, 1970).

La edad superior del Conglomerado queda limitada por medio de un fechamiento de K-Ar en una andesita (a una profundidad de 1590 m), que arrojó una edad de 30–31.4 millones de años. Es decir, la formación del Conglomerado Texcoco queda comprendido entre el Cretácico Tardío y el Oligoceno Tardío (Oviedo de León, 1970). Asimismo, en este trabajo se reportan otras rocas calizas y margas lagunares a una profundidad de 330-489 m, cuya edad y correlación no está bien definida.

Esta misma secuencia de rocas del conglomerado fue descrita por Mooser (1970), quién las clasificó como parte del grupo del basamento volcánico de la Cuenca de México. La parte superior de este grupo (profundidad entre 1438-1965 m) está constituida por lavas, aglomerados y tobas, cuya edad correlacionó también con ayuda del fechamiento de la misma andesita en 30 a 31 millones de años (Mooser, 1970) y que corresponde al Oligoceno Tardío. La parte inferior (1965-2065 m) está constituida por depósitos volcánicos, yeso transformado en anhidrita por presión y conglomerados calcáreos, cuya edad la estableció como del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano. Esta secuencia la relaciona Mooser (1970) con la Formación El Morro (definida por Segerstrom en 1961), que aflora al N de la cuenca en el estado de Hidalgo.

Rocas calizas afloran 20 km al N cerca de las localidades de Tula, Actopan, Zimapán y Apaxco. En estos lugares existen varios afloramientos de caliza de color rojo y gris oscuro con una matriz constituida por arena de cuarzo, feldspatos y granos de mica pertenecientes al Conglomerado El Morro (Simones y Mapes, 1957) cuya edad comprende entre el Eoceno y principios del Oligoceno.

Sin embargo, Ledezma-Guerrero (1987) reporta rocas calizas hacia el SE del área (15 km al sureste de Calpulalpan). Estas rocas presentan textura sacaroide y se encuentran estratificadas subyaciendo discordantemente a un conglomerado de 12 m de espesor cementado por material calcáreo. Son consideradas por el autor de edad cretácica temprana y correlacionables con las Formaciones El Doctor y Morelos definidas anteriormente por Fries (1962).

Huízar-Álvarez et al. (1997) realizan estudios geofísicos en las Cuencas de Apan y Tochac, al E de Ciudad Sahagún, donde reportan un relleno vulcano-sedimentario de aproximadamente 600 m de espesor y asumen que las rocas marinas terciarias y cretácicas cubren un basamento de rocas metamórficas de posible edad paleozoica. Sin embargo, estas rocas metamórficas no afloran en la región.

3.2 Sierra de Patlachique

La Sierra de Patlachique se localiza al SW del área y está constituida por domos erosionados que se encuentran alineados en dirección NW-SE. Las lavas de los domos son por lo general de composición dacítica. Estos domos tienen una variada morfología, el diámetro varía de decenas de metros hasta poco más de un kilómetro y su geometría muestra formas circulares, elipsoidales e irregulares. Algunos se presentan en forma individual (Coapilco, Belem) o formando grandes cadenas o complejos (Metécatl, Cantera). Algunos de

los domos presentan morfología de flujo de lava tipo “coulée”. La mayoría de los domos se observan erosionados pero aún conservan parte de su forma original. Estas estructuras están cubiertas por ceniza de volcanes adyacentes, y ha favorecido la formación del suelo.

Aunque el domo principal (el que le da el nombre a la sierra) se encuentra fuera del área, hacia el E, este domo presenta una composición dacítica con minerales de hornblenda, mica y augita (Ordoñez, 1922; Sotomayor-Castañeda, 1968). Así los volcanes que integran esta sierra son Chiconquiaco, Belem, Coapilco, Xoxouhqui, Metécatl, Bateas, Colorado, Bandera y Cantera.

El volcán Chiconquiaco (2430 msnm; Ot-100) es un domo de 70 m de altura de composición dacítica que se ubica al N de la Sierra de Patlachique y produjo un flujo de lava que cubre un área de 1.5 km². La estructura del domo está alargada en dirección NE-SW y presenta una morfología suave.

La base del edificio está constituida por flujos de lava y depósitos de ceniza en la superficie. Los depósitos de este domo son principalmente brechas de bloques de lava del mismo, con estructuras de flujo y ceniza retrabajada. El flujo de lava contiene hornblendas alteradas y escasos cuarzos corroídos en una matriz de vidrio recristalizado. Además, presenta minerales secundarios de hematita, magnetita y limonita.

El Cerro Belem (2470 msnm; Ot-92) denominado así por la localidad del mismo nombre, es un domo de 100 m de altura de composición dacítica, asociado a un flujo de lava. Ambos cubren un área de 2 km². El flujo de lava de esta estructura se emplazó hacia el N y presenta una morfología suave. En la base del domo se observa una serie de depósitos de lahar que se encañonaron por las barrancas hasta chocar con el domo Chiconquiaco. La roca presenta textura de flujo y vidrio recristalizado en la matriz, con esferulitas. Contiene también cristales de cuarzo (redondos y fracturados), anfíbol, biotita y óxidos de hematita.

El Cerro Coapilco (2550 msnm; Ot-94) es un domo dacítico de dimensiones medianas (200 m de altura) que cubre un área de 1 km². Sus rocas presentan un alto grado de intemperismo, cuya matriz muestra manchas rojas producidas por óxidos.

El Cerro Xoxouhqui (2650 msnm; Ot-93) es una estructura dacítica de 250 m de altura, constituida por el amalgamamiento de dos domos. El edificio principal se encuentra al S, donde emplazó lavas tipo “coulée” que se extienden hasta los domos Huitépetl y Tlacos (Fig. 3.3). En el N la morfología es más suave, producto de flujos de escombros que se extienden a una distancia de 600 m. Al SW se encuentra un domo aislado que pertenece a la misma estructura y tiene forma alargada hacia el NE-SW. La roca presenta una matriz vítrea con microlitos de plagioclasa y óxidos de color rojo.

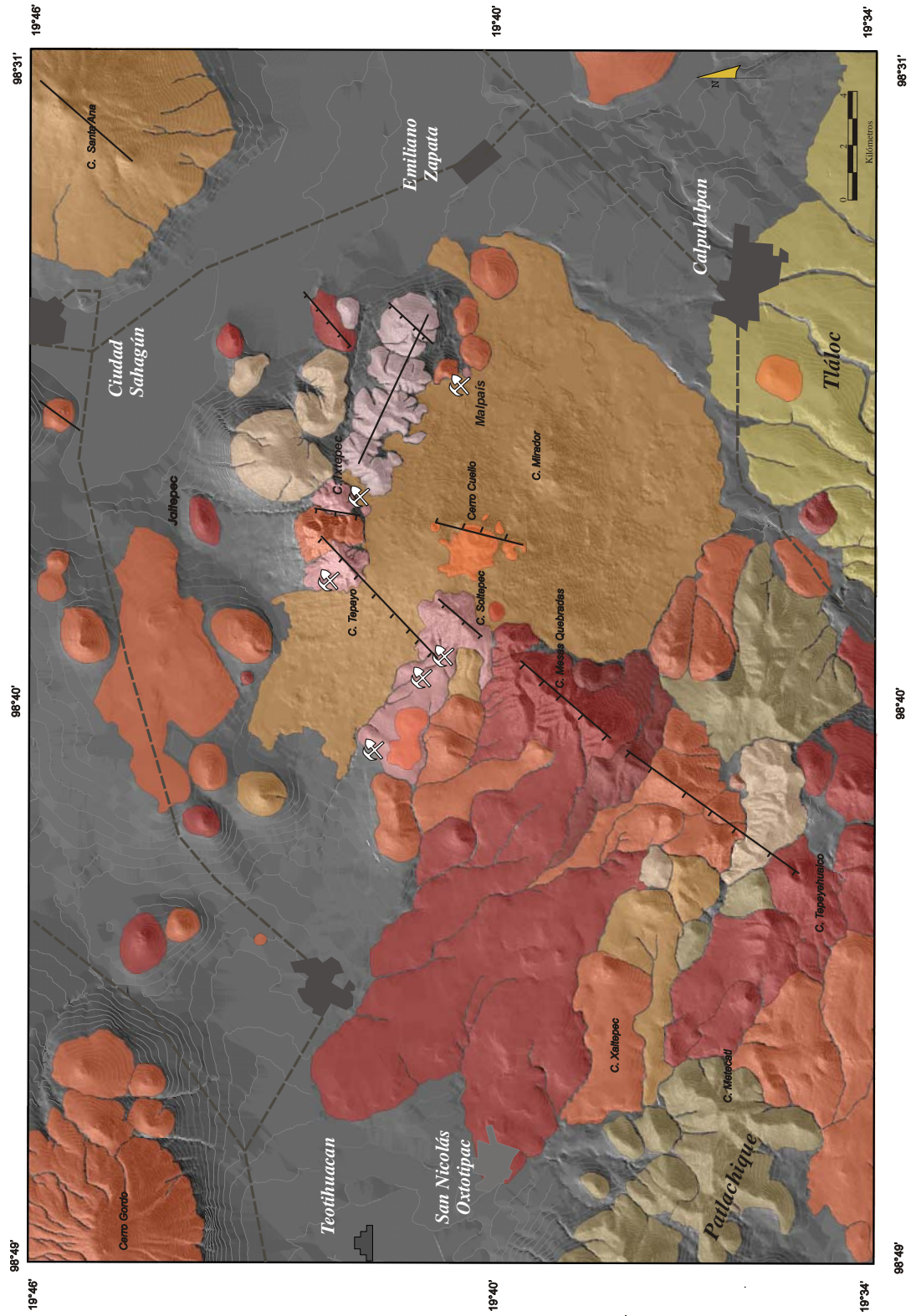


Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio y localización de minas de obsidiana.

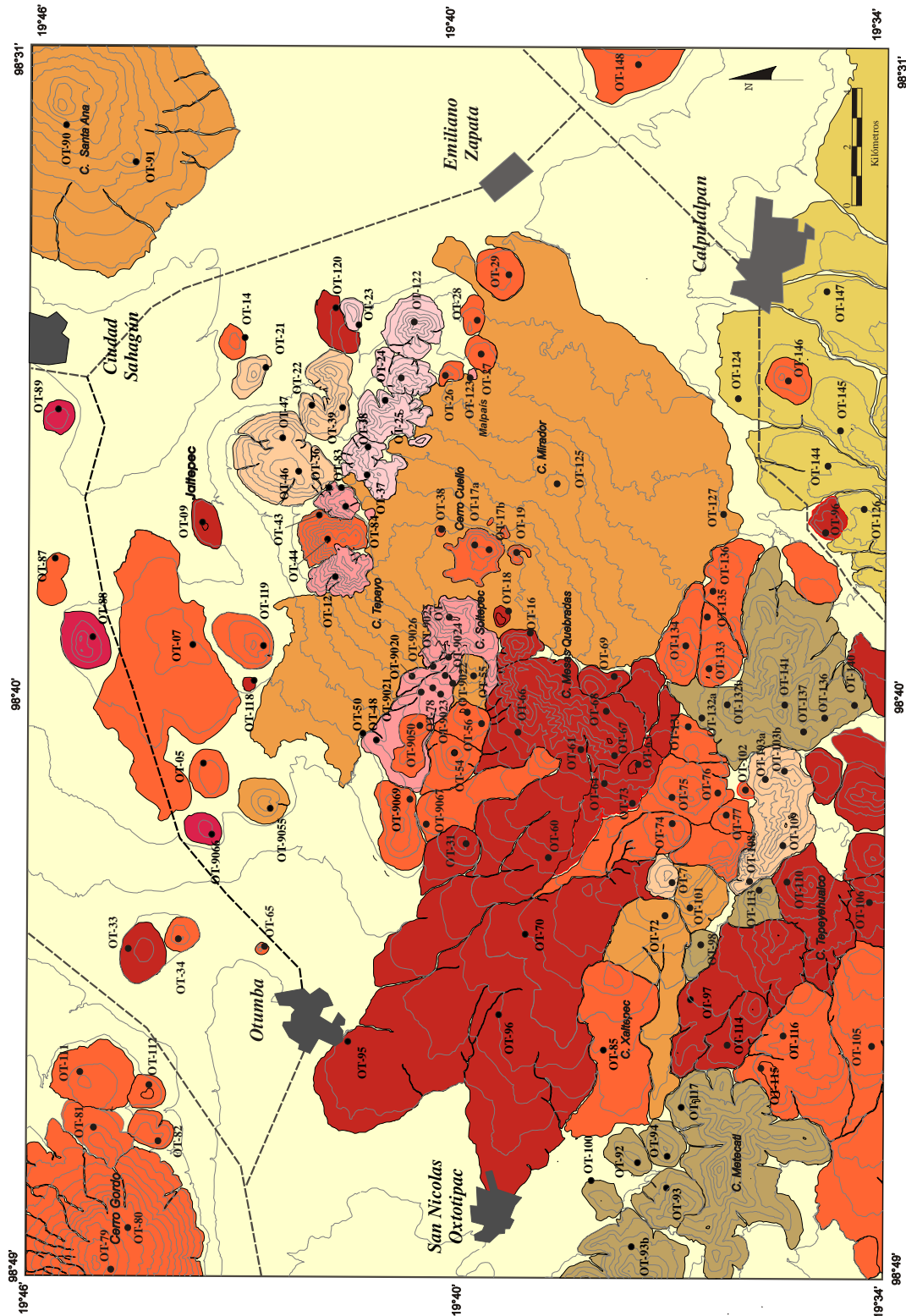


Figura 3.1.1 Mapa geológico y puntos de muestreo del área de estudio.

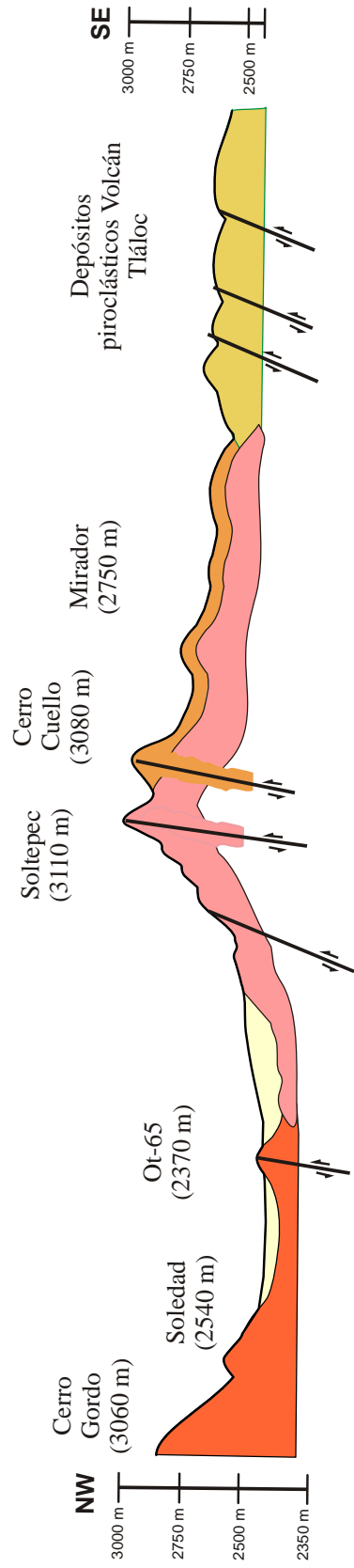


Figura 3.1.2 Perfil geológico esquemático del área de estudio.

Cretácico		Paleoceno		54.8
		Eoceno	33.7	
Terciario		Oligoceno		23.8
		Mioceno		5.3
		Plioceno		1.8
Cuaternario		Pleistoceno		0.1
		Holoceno		

Campo Volcánico Otumba
 9,645 ±283/-275 Complejo Volcánico Cuello
 30, 915+1335/-1143

Obsidianas de Otumba, Ixtepec, Malpais y Tepayo
 1.5 Ma

Sierra de Patlachique
 Mooser (1968)
 13.4-18.1 Ma
 Mooser (1970)
 20-21 Ma
 Cserna et al. (1988)

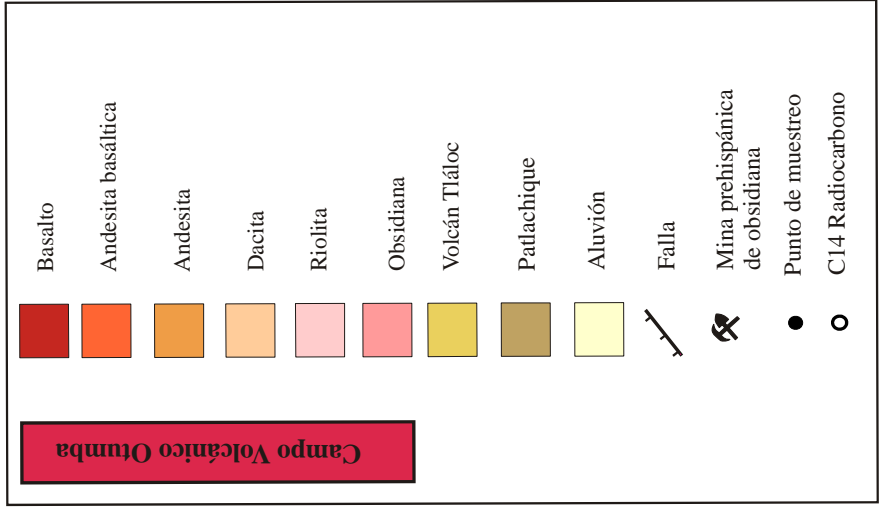
Grupo Basamento Superior
Mooser (1970)
 Grupo Basamento Inferior

Conglomerado Texcoco Oriedo de León (1970)
 30-31.4 Ma

Formación el Morro Eoceno-Oligoceno Sagerstrom (1961)

Calizas Cretácicas Ledeza-Guerrero (1987)

Complejo Tláloc-Telapón
 30, 460 +/- 390
 34, 320 +/- 640



Al S de esta unidad se encuentra una estructura compleja constituida de al menos cuatro domos principales que presentan una alineación N-S. El más boreal se llama Xiquilo, el de la parte central Metécatl y los domos al S se denominan Telpayo, Xochihuacan y Cazagatos. Al W hay un domo grande que pertenece a la misma estructura denominado Ocoyo. En su totalidad la estructura comprende un área de 11 km² y su composición principal es dacítica. Las laderas están suavizadas y se intercomunican a través de puertos entre las cimas debido a la existencia de depósitos de caída que recubren la superficie y permitieron el desarrollo de horizontes de suelo. Las estructuras del S forman sierras alargadas y abruptas (Xochihuacan y Teltepayo) con pendientes fuertes. Los domos del centro tienen volúmenes grandes y presentan barrancas de dimensiones mayores. La roca en general presenta una textura porfirítica de color rosa con fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y la variedad oxidada del anfíbol (oxihornblenda). Contiene también algunos minerales máficos que se observan totalmente alterados con textura de fantasma.

El volcán Las Bateas (2710 msnm, Ot-93b) es un domo erosionado que presenta un flujo de lava tipo “coulée” que conforma el Cerro de la Cruz. La roca es rosa, de textura porfirítica con minerales de anfíbol, cuarzo y plagioclasa. Al W de este domo se encuentra el Cerro Cuajío, constituido por un edificio principal con una altura de 200 m y laderas empinadas constituidas de lava y escoria, cuya composición es andesita basáltica.

El Cerro Colorado (2630 msnm; Ot-98) se localiza entre los flujos de lava La Cruz y Trinidad. Es un domo cuya roca presenta un alto grado de intemperismo y es de color rosa con textura porfirítica. En muestra de mano se pueden reconocer todavía algunos minerales de plagioclasa y anfíbol. Bajo el microscopio se observa una matriz vítrea con abundantes manchas de óxido. Los fenocristales de plagioclasa de forma tabular se encuentran zoneados con golfos de disolución y bordes de corrosión. Sobre sus laderas de ceniza yace más de un metro de espesor y bombas de volcanes monogenéticos adyacentes.

El Volcán Tonalteca (2860 msnm; Ot-113) se encuentra en medio de los volcanes Tepeyehualco y La Cuesta. Es un domo aislado de composición dacítica cuya roca es de color rosa con textura porfirítica. Contiene minerales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, embebidos en una matriz vítrea. También presenta algunos minerales opacos muy alterados

Al E de las estructuras anteriores se encuentra un segundo grupo de domos erosionados, que están encabezados por el Cerro Cantera (3010 msnm; Ot-132). Esta gran estructura consta de al menos cuatro domos. El domo más septentrional no tiene un nombre oficial y tiene una altura mayor a 200 m. El más alto de todos se localiza también al N y presenta una forma cónica con escasos barrancos en sus laderas. Hacia el S está conectado a

través de un puerto suavizado con el domo Cantera, cuya estructura está orientada E-W. Es de volumen grande y tiene una altura a partir de la base de 250 m. Su ladera N presenta grandes barrancas mientras que la S desciende paulatinamente hasta encontrarse con la planicie. Al frente de este domo se encuentran otros dos domos, el Cerro Paraíso y el Cerro de Enmedio. El primero tiene una cima alargada con orientación NE-SW, cuyas laderas son muy empinadas. Más al E se encuentra una estructura pequeña de 60 m suavizada por la presencia de flujos de lava. El Cerro de Enmedio es un domo con morfología muy irregular que tiene una altura de 200 m y produjo un flujo de lava en dirección al E y S. El edificio principal está muy erosionado y escarpado con innumerables barrancas. Existe una estructura pequeña de 20 m de altura asociada a un flujo de lava que se emplazó hacia el N siguiendo la pendiente. La parte S de esta estructura está constituida por dos sierras alargadas de domos unidos por puertos. Esta sierra tiene una orientación general hacia el NW. La base de las laderas está constituida por depósitos fluviales. Todas las estructuras están cubiertas por ceniza de espesor de mayor a 20 cm, lo cual da lugar a una morfología suave. Las cenizas están cubiertas por suelo. El tipo de roca por lo general es porfirítica de color gris, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. En algunos domos la roca se observa muy alterada.

En relación con la edad de la Sierra de Patlachique, Ordóñez (1922) fue el primero en considerarla como la más antigua del valle de Teotihuacan. Posteriormente, Mooser (1968) le asigna una edad del Plioceno. Sin embargo, contradictoriamente, el mismo Mooser (1970) con apoyo en la estratigrafía del pozo Texcoco 1 correlaciona a la Sierra de Patlachique con la Sierra de Guadalupe (flujos de lava y aglomerados a una profundidad de 815-920 m) con un fechamiento de K-Ar de una andesita con una edad de 13.4 a 18.1 millones de años, que corresponde al Mioceno Medio y Superior.

De Cserna et al. (1988) resaltan que las serranías que se extienden entre Tepetlaoxtoc y Teotihuacan, así como en la Sierra de Guadalupe (dacitas en forma de derrames de lava y domos) tienen una edad del Plioceno Temprano.

Un dato importante que vale la pena resaltar es que tanto Mooser (1970) como De Cserna et al. (1988) mencionan edades isotópicas de los Cerros Huatepec y Tepetzingo de 20 y 21 millones de años. Por su cercanía al área de estudio, estos volcanes pueden ser contemporáneos con los volcanes de la Sierra de Patlachique.



Figura 3.3. Estructuras volcánicas de la Sierra de Patlachique: A) Flujo de lava dacítico tipo “coulée” del domo Xoxousqui. B) Flujo de escombros localizado en la base del domo Xoxousqui. C) Domo erosionado del Campo Santo en cuyas laderas se observa la acumulación de material reabajado.

Un dato reciente publicado por McClung de Tapia et al. (2003) sobre suelos y paleosuelos fechados en el piedemonte de la Sierra de Patlachique muestran edades de 380 ± 70 yr BP, $2,370\pm 70$ yr BP y $4,790\pm 130$ yr BP. Estas edades reflejan los procesos pedogenéticos recientes.

Considerando los fechamientos anteriores y denotando que las estructuras de la Sierra de Patlachique presentan un alto grado de erosión y alteración en sus rocas con respecto a las demás, la edad considerada en este trabajo para la Sierra de Patlachique es entre el Mioceno Inferior y el Plioceno Inferior (13-18 Ma/ 20-21 Ma).

3.3 Campo Volcánico Otumba

Las rocas que constituyen a esta unidad han sido objeto de diversos trabajos geológicos (Ordóñez, 1922; Díaz Lozano, 1922; Mooser, 1968, 1975; Sotomayor, 1968; Ledezma-Guerrero, 1987; De Cserna et al., 1988; García Palomo, 2002). Sin embargo, De Cserna et al. (1988) fueron los primeros en denominar al área como Campo Volcánico Tezontepec y considerar a la región como el segundo campo monogenético de mayor extensión de edad cuaternaria dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (después de la Sierra Chichinautzin, con la cuál sugieren semejanza en el tipo de rocas). García-Palomo (2002) reinterpreta las rocas de la región y engloba las estructuras volcánicas cuaternarias dentro del Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT) y las de mayor edad las agrupa como Andesita Apan.

Para los fines de este trabajo y como parte del CVAT, la mayoría de las estructuras volcánicas del área las agruparemos dentro de lo que denominamos Campo Volcánico Otumba (CVO).

El CVO está constituido principalmente por conos de escoria, flujos de lava, domos y volcanes tipo escudo. La composición de las rocas varía de basaltos a andesitas hasta dacitas y riolitas. La edad del Campo Volcánico Otumba está delimitada por dataciones de K-Ar, Ar-Ar y radiocarbono (realizadas en este trabajo), que corresponden del Pleistoceno Inferior hasta posiblemente inicios del Holoceno. Por tener la mayor cantidad de estructuras y pocos fechamientos para una clasificación individual de cada unidad, la siguiente clasificación de sus unidades está basada en la consideración de su composición geoquímica.

3.3.1 Basaltos

Existen aproximadamente 15 unidades que constituyen a este grupo de rocas. Sus principales estructuras son conos de escoria y flujos de lava localizados en su mayoría en la parte central del área en asociación con la falla Soltepec (Figura 3.1).

El volcán San Miguel (2490 msnm; Ot-33) es un cono de escoria aislado, localizado en la parte N del área. En sus laderas se encuentra el poblado de San Miguel Atepoxtco. Este cono tiene una altura menor a los 100 m sobre el nivel de la planicie y está constituido principalmente por horizontes de escoria y ceniza, aunque también se observan flujos de lava. Actualmente es un banco de materiales en explotación, por lo cual su morfología ha sido modificada. Dentro de la mina se pueden observar algunas estructuras de asentamiento de los materiales que contienen bombas volcánicas de hasta 2 m de longitud. La muestra de roca tomada de un bloque de lava se observa poco densa con abundantes vesículas y de grano fino. Contiene olivino, plagioclasas tabulares (<3 mm), dos tipos de piroxeno y xenocristales de cuarzo parcialmente reabsorbidos con bordes de reacción compuestos de microlitos de piroxeno.

El volcán San Pedro (2620 msnm; Ot-31) es un cono de escoria que produjo un flujo de lava que se desplazó hacia el NW hasta chocar con el Cerro del Sombrerete. La roca que compone el edificio presenta en su mayoría alteraciones de color rojo (tezontle), mientras que en el flujo de lava se observan texturas de bandeamiento fluidal. Los minerales presentes son olivino, plagioclasa y ortopiroxeno.

El volcán La Calera (2530 msnm, Ot-9066) está ubicado al N de la localidad de San Marcos. Se trata de un cono de escoria que actualmente es una mina de tezontle en explotación. La roca es de color gris aunque alterada presenta un color rojo que contiene minerales de olivino, plagioclasa y ambos tipos de piroxeno.

El volcán Jaltepec (2560 msnm; Ot-09) es un cono de escoria cuyo edificio está constituido por flujos de lava y ceniza. En las inmediaciones de este cerro se estableció la localidad del mismo nombre, lo cual dificulta observar sus características geológicas (Fig. 3.4). La roca del flujo de lava es originalmente de color gris, aunque alterada se observa roja. Presenta abundantes vesículas y contiene fenocristales euhedrales de olivino y plagioclasa en una matriz vítrea de color gris. En asociación con los olivinos se encuentran cristales opacos de óxidos. La palabra Jaltepec se deriva del náhuatl que significa “cerro de arena”. Esto se explica debido a que la mayor parte del cerro está sepultado por la “Pómez Tláloc”, depósito de caída pliniana de color blanco que intemperizado adopta un color amarillo. La “Pómez Tláloc” provino del estratovolcán Tláloc.

Este depósito estratificado tiene un espesor mayor a 1.5 m y está constituido de arena pumítica fina con minerales de cuarzo, biotita y líticos de color gris y rojo. Debajo de esta arena de pómez se encuentra un paleosuelo con 50 cm de espesor de color café, constituido por arcillas y limos (Fig. 3.4). En la parte superior de la columna existe un depósito de flujo de escombros constituido por ceniza fina y clastos de roca. No se conoce la edad de este cerro. Sin embargo, se logró establecer la edad de la pómez en 30,460 \pm 390 y 34,320 \pm 640 yr BP, por consecuencia este volcán es mayor a la edad de la pómez. (la edad y estratigrafía de este depósito de pómez se discute en detalle más adelante).

El volcán Colorado (3080 msnm; Ot-16) es un cono de escoria localizado en la Sierra de Soltepec. Al E se encuentra otro cono de escoria que no tiene un nombre oficial, pero que para este trabajo se denominó informalmente Colorado Chico (2970 msnm; Ot-18). Los edificios están constituidos de intercalaciones de flujos de lava y cenizas. Las rocas de ambos volcanes son de color gris, aunque alteradas se observan de color rojo. La textura es afanítica, pero se alcanzan a observar olivinos (algunos alterados a iddingsita), plagioclasa, dos tipos de piroxeno, así como óxidos y cristales de biotita en disolución. No se conoce la edad de estos volcanes, sin embargo, ambos volcanes se emplazaron al margen del complejo Soltepec y parte de sus laderas se encuentran cubiertas parcialmente por lavas del Cerro Cuello, lo que indica que la edad de estos volcanes se restringe entre la formación del Complejo Soltepec y el Cerro Cuello.

Las Mesas Quebradas (3030 msnm; Ot- 60, 61, 67, 68) es un complejo de cuatro conos de escoria construidos por material fragmentado de cenizas, escoria y bombas volcánicas. Estos conos dieron también origen a extensos flujos de lava (flujos Tepa y San José de las Presas) emplazados en la parte central de la falla de Soltepec. Dos de los volcanes sobrepasan los 3000 m snm y se localizan en la parte alta de la Sierra de Soltepec. El primer cono tiene una altura de 230 m sobre el terreno que lo rodea y presenta un cráter colapsado en forma de herradura hacia el SW con escarpes entre 30 y 40 m de altura.

Aproximadamente 800 m hacia el SW de este cono se sitúa el segundo cono, que tiene una altura de 210 m y presenta un número considerable de cárcavas y barrancas. Su cráter elipsoidal está colapsado también hacia el SW. El diámetro del cráter del primer cono alcanza los 700 m de longitud, mientras que el segundo no excede los 400 m. La traza de falla pasa sobre la ladera E de ambos edificios. Existen también flujos de lava asociados a la construcción de los propios edificios. En ambos casos la abertura del cráter da origen a barrancas que drenan hacia el W y desembocan en la planicie del Valle de Teotihuacan. La roca por lo general es de color gris con textura afanítica y vesiculada, contiene minerales de

plagioclasa, olivino (algunos presentan bordes de alteración), piroxenos y minerales de calcita relleno las vesículas. La superficie de los flujos está cubierta por un depósito de ceniza con espesor mayor a 1 m.

El primer flujo situado al S, emanó del volcán San José de las Presas, cuya altura no sobrepasa los 200 m. El flujo se desplazó pendiente abajo con dirección al NW y su composición es basáltica. El flujo Tepa tiene una composición basáltica, está situado en la parte media de la traza de la falla principal y se subdivide en dos grandes flujos principales con dirección hacia el NW. El flujo más extenso tiene una longitud de 8.3 km, mientras que el otro tiene 4.3 km. En la parte media ambos flujos presentan escarpes de 10 m de desnivel (producto del cambio de pendiente en el terreno). Todo el flujo cubre un área de 14.5 km², con un volumen aproximado de 0.2 km³. Durante el desplazamiento del flujo hacia el E, la lava chocó contra el volcán San Pedro, desviando la dirección de los flujos hacia el W. Los tipos de lava son principalmente pahoehoe.

El volcán Pelón (2920 msnm; Ot-63, Ot-64) está constituido por dos conos de escoria emplazados sobre la falla Soltepec. Los conos están constituidos por depósitos de escoria, cenizas y bloques de lava. Uno de ellos produjo un pequeño flujo de lava que se encañonó entre los flujos de las Mesas Quebradas y San Telmo. La roca por lo general está alterada por oxidación y presenta color rojo. Sin embargo, la roca fresca es gris y contiene olivino, plagioclasa y piroxeno, así como textura fluidal y vesículas.

El volcán Santa Gertrudis (2860 msnm; Ot-70-95-96) produjo el segundo flujo de mayor longitud en la región. Este flujo tiene una longitud de 11 km, cubre un área de 32 km² con un espesor promedio de 10 m, lo que representa un volumen mínimo de 0.3 km³. El flujo sufrió un cambio de pendiente importante durante su emplazamiento, lo que aunado a la tasa de emisión, su composición química y su baja viscosidad le permitieron cubrir una amplia área. Las lavas de estos flujos son de tipo pahoehoe y aa. Estos flujos presentan túneles de lava en la parte N. Las localidades de San Nicolás Oxtotipac, San Francisco Tlatilca y Cuatlacingo están edificadas sobre los frentes del flujo. Oxtotipac significa en Náhuatl “lugar de las cavernas” lo que indica la presencia de túneles de lava. Las lavas presentan lóbulos en la parte W, con escarpes entre 20 y 30 m de altura. En la base se encuentran brechas de fricción de los flujos. En la cima de los flujos se presentan espesores de cenizas endurecidas mayores a 2 m, producto de la actividad explosiva del mismo volcán. En la parte terminal el flujo se divide en dos partes principales. Una parte del flujo viajó hacia el E donde presenta un número considerable de lóbulos y la otra hacia el W, donde alcanzó mayor extensión y longitud. La roca es de color gris con textura afanítica, presenta olivino

(algunos alterados a iddingsita), plagioclasa y pocas vesículas, contiene algunos xenocristales de cuarzo y abundantes óxidos de hierro. En el punto Ot-95, el flujo se ubica dentro de una barranca donde las rocas presentan un lustre metálico y encima están cubiertas por un paquete de cenizas estratificado y endurecido de 1.5 m de espesor.



Figura 3.4. A) Vista panorámica del volcán basáltico Jaltepec (2560 m snm). B) Afloramiento Ot-10, localizado en la ladera del Jaltepec. En la base se observa la “Pómez Tláloc” y en la cima material retrabajado producto de la erosión.

El volcán La Choya (2930 msnm; Ot-69) es un cono de escoria menor a 100 m de altura que presenta un pequeño flujo de lava cerca del poblado de Xochihuacan. La roca de este flujo es gris con textura fluidal, contiene piroxeno, glomerocristales de plagioclasa y olivinos alterados a iddingsita con golfos de disolución.

El volcán La Cuesta (2800 msnm; Ot-97) es un cono de escoria localizado al S del área que presenta un flujo de lava denominado Trinidad que se emplazó al NE con frentes de lava de 50 m de altura en las partes más alejadas. El espesor promedio del flujo varía entre 20 y 30 m. La roca es gris con textura afanítica, contiene cristales euhedrales de olivino, plagioclasa y augita, embebidos en una matriz vítrea. Algunos olivinos se encuentran alterados a iddingsita.

El volcán Tepeyehualco (2960 msnm; Ot-110) es un cono de escoria que también se ubica sobre el trazo de la falla Soltepec. Este cono sufrió un colapso del edificio hacia el NE. Durante la erupción se produjeron flujos de lava que se emplazaron de forma radial alrededor del cono. El flujo principal tiene una dirección hacia el SW. El cono tiene un diámetro basal de 600 m, el diámetro del cráter es de 400 m y su altura es de 150 m. La roca es un basalto vesicular con textura afanítica que contiene cristales tabulares de plagioclasa, euhedrales de olivino (algunos alterados) y ambos tipos de piroxeno. Los flujos principales del volcán Tepeyehualco se emplazaron hacia el SW, donde alcanzaron una longitud de 2.5 km y cubren un área de 5 km² con espesores que varían entre 2 y 20 m. La morfología de estos flujos es irregular. Las lavas son de tipo pahoehoe y en ocasiones de tipo aa. Algunas lavas de este cono viajaron hacia el NW donde chocaron con los volcanes La Cuesta y Tonalteca. Otros flujos viajaron hacia el SW donde forman frentes de lava de 20 m de altura. La superficie de todos estos flujos de lava se encuentra suavizada como producto de una cobertura de cenizas con espesores de hasta 40 cm, originada por la actividad estromboliana de volcanes adyacentes, así como por la formación de diversos horizontes de suelo.

Los volcanes Buenavista (2870 msnm; Ot-106) y el Gato (2950 msnm) se localizan al S del volcán Tepeyehualco. Se trata de dos conos de escoria asociados a un flujo de lava que se emplazó al W. La roca es un basalto con textura afanítica. El vidrio en la matriz es escaso y presenta colores iridiscentes. Los minerales que predominan son microlitos de plagioclasa, pero también se encuentran fenocristales de olivino asociados con minerales opacos de color rojo y algunos piroxenos.

El volcán Estollo (2740 msnm; Ot-86) se encuentra a 6 km del volcán Huilotepec y 5 km al W de Calpulalpan. Es un cono basáltico de 130 m de altura. Presenta una abertura hacia el NE que termina en un escarpe de más de 50 m de altura y está constituido por

cenizas, escoria, bombas y bloques de lava. Presenta un flujo pequeño de lava al W. El flujo de lava y la parte S del edificio están cubiertos por depósitos de caída de pómez provenientes del estratovolcán Tláloc. Las rocas del cono contienen muchas vesículas y presentan fenocristales euhedrales de olivino (>1 cm), plagioclasa y pocos piroxenos. Los fenocristales de olivino contienen abundantes cristales opacos. En las paredes del volcán se recolectó un xenolito de roca que presenta una textura porfirítica con feldespatos sódicos zonados y embebidos en una matriz vítrea alterada de color rojo (Fig. 3.5). Pocos kilómetros del edificio (Ot-126) se localiza la pared de una barranca que está constituida por intercalaciones de ceniza proveniente de este volcán. Esta ceniza se encuentra traslapada con depósitos de pómez, flujos de ceniza y lahares del volcán Tláloc. No existe un fechamiento absoluto para este volcán, pero estratigráficamente se puede correlacionar con la edad de los últimos depósitos del volcán Tláloc (discutidos en detalle más adelante).

El volcán Xiquilo (2650 msnm; Ot-114) es un cono de escoria de forma irregular con una altura menor a 110 m, está asociado a un flujo de lava que se emplazó pendiente abajo con una dirección hacia el NW alcanzando una distancia mayor a los 2 km. Este flujo cubre un área de 2 km². La roca presenta una textura afanítica con índice de color melanocrático con olivinos alterados (iddingsita) y plagioclasas (algunas zoneadas). La matriz está constituida de microlitos alargados de plagioclasa y vidrio. La parte superior del flujo está cubierta por horizontes de ceniza retrabajada.

El volcán Colorado Chico (2530 msnm; Ot-118) es un cono de escoria que se localiza cerca de la hacienda de Campero en la parte N del área. Tiene una altura de 50 m y está constituido de escoria, ceniza y bombas volcánicas. Actualmente es un banco de materiales en explotación lo que ha modificado su morfología. La roca es de color rojo con abundantes vesículas y presenta cristales euhedrales de olivino así como tabulares de plagioclasa.

3.3.2 Andesitas basálticas

El Cerro Gordo (3060 msnm; Ot-79, 80) es un complejo dómico de grandes dimensiones localizado al NW del área de estudio (Fig. 3.1). Este complejo es el inicio de una cadena de domos y conos de escoria con dirección hacia el NW que concluye cerca de la localidad de Tizayuca, Hidalgo. En la ladera E del Cerro Gordo se emplazaron cuatro conos de escoria, dos de ellos asociados a flujos de lava. El edificio principal tiene una altura de 3060 msnm, cubre un área de más de 34 km² y sobresale más de 600 m de la planicie que lo rodea, por lo cual representa la estructura más alta del área (Fig. 3.1). La parte superior del edificio se encuentra ocupada por una serie de domos aislados, cuyas laderas están

constituidas por flujos de lava y abanicos aluviales bien desarrollados que descienden radial y paulatinamente hacia la planicie (Fig. 3.6.A). En uno de los domos situado al E se encontraron dos rocas de 2 m de diámetro aproximadamente grabadas con algún tipo deidad prehispánica (Figura 3.6.B).

Contrario a lo reportado en la literatura sobre las rocas del Cerro Gordo consideradas basálticas (Díaz Lozano, 1922; Mooser, 1968; Sotomayor Castañeda, 1968), la que constituye este gran macizo tiene una composición de andesita basáltica y diversas observaciones en la roca en varias partes del edificio permiten la siguiente caracterización: El color en general es gris en varias tonalidades y la textura varía de afanítica a porfirítica. Además contiene minerales euhedrales de olivino, plagioclasa de forma tabular y clinopiroxenos (augita), algunos accesorios como magnetita y secundarios como caolín y limonita. La matriz es vítrea oscura. La roca presenta una moderada alteración con óxidos de hierro diseminados en la matriz y abundantes vesículas. Sobre una de las laderas del domo se encuentran depósitos de caída de ceniza (en ocasiones reabajados) y suelos con diversos grados de maduración. Décadas atrás, al pie de este gran volcán, existían manantiales de aguas termales muy cerca de la localidad de San Juan Teotihuacan (Díaz Lozano, 1922). Aparentemente, la construcción de pozos de extracción de agua ha abatido el nivel freático y derivado en la consiguiente extinción de los manantiales.



Figura 3.5. A) Mina de materiales localizada en la ladera W del volcán Estollo. Obsérvese la pared del edificio constituida de escoria y ceniza de color rojo, encima se encuentran depósitos piroclásticos del volcán Tláloc cubriendo parcialmente el edificio junto con material de retrabajo (producto de la erosión de este mismo material). B) Xenolito porfirítico localizado en la pared del edificio.

Al E del Cerro Gordo se localizan cuatro conos de escoria. El volcán Soledad (2540 msnm, Ot-82) es un cono de escoria que presenta una abertura del cráter hacia el SE. El edificio está constituido de ceniza, escoria y bloques de lava que se observan dentro de una mina en explotación. En su base se encuentra la población de Santiago Tolman. Debajo de este cono y sobre la ladera del Cerro Gordo se observa un paleosuelo color café, limoso y compacto. Por encima se encuentra un paquete de escoria y ceniza laminada perteneciente al volcán Soledad, lo que indica que este volcán es más joven que el Cerro Gordo. La roca del volcán Soledad es de color gris, vesiculada y con fenocristales de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno embebidos en una matriz vítrea de color oscuro.

El segundo volcán situado más al E es el volcán Texuca (2510 msnm, Ot-112). Es muy similar al volcán Soledad, pero de menores dimensiones. Sobre sus laderas se observan cenizas y bombas. La base de este cono está constituida por flujos de lava cubiertos de ceniza retrabajada. La roca tiene una textura afanítica con abundantes vesículas y presenta microlitos de plagioclasa, olivinos y piroxenos embebidos en una matriz vítrea oscura.

Los otros dos volcanes situados al N, no tienen un nombre oficial, así que los denominaremos con el punto de muestreo. Ot-81 (2650 msnm) es un cono de escoria que presenta dos montículos aislados en la cima y que produjo un pequeño flujo de lava que se extiende con dirección al NE. La roca es gris oscura muy vesiculada y presenta minerales de olivino, plagioclasa y escasos piroxenos. El siguiente volcán, Ot-111 (2560 msnm) presenta una roca de textura afanítica con un índice de color melanocrático. Se observan algunos clastos que presentan oxidación termal que le dan una coloración roja. Además, contiene fenocristales de plagioclasa, olivinos alterados a iddingsita, clinopiroxenos y escasos microfenocristales de anfíbol. La matriz es vítrea con abundantes vesículas. Este volcán presenta flujos de lava que descienden suavemente hacia la planicie.

En relación con la edad del Cerro Gordo nosotros coincidimos con Mooser (1968) en que es un volcán activo desde el Pleistoceno y que los conos emplazados en sus faldas son de edad cuaternaria. McClung de Tapia et al. (2003) realizaron fechamientos por radiocarbono en el perfil de suelo en las laderas del Cerro Gordo que arrojaron edades de 5,250 +/-70, 18,740 +/-150 y 22,670 +/-290 yr BP. Recientemente, Lounejeva et al. (2006) publicaron una edad adicional obtenida en el mismo perfil de suelo que arrojó una edad de 13,340 +/-300 yr BP. Estas edades indican que el Cerro Gordo es un volcán extinto ya que los suelos que lo cubren tienen edades de varios miles de años.

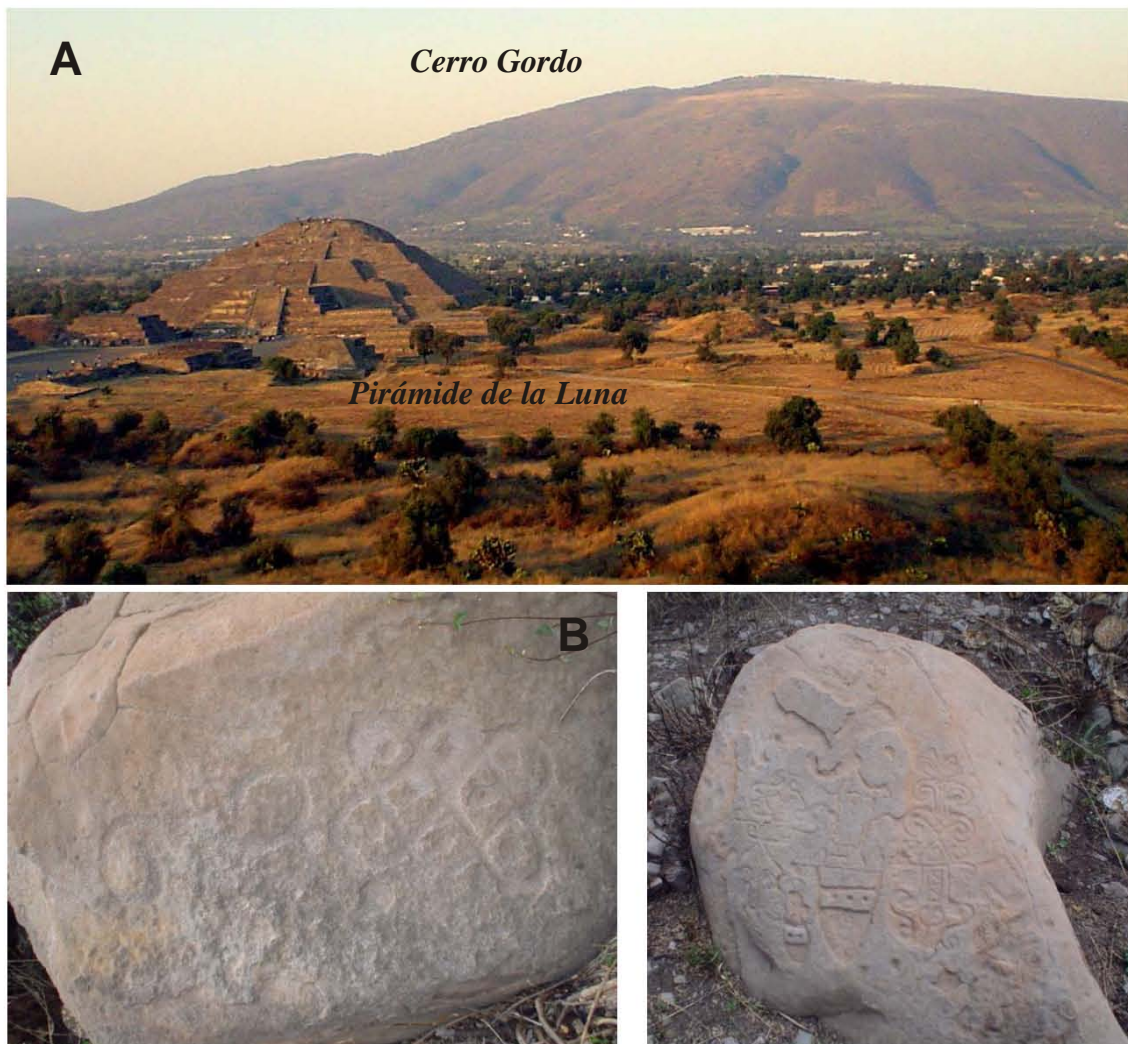


Figura 3.6. A) Vista panorámica del Complejo Cerro Gordo y de la zona arqueológica de Teotihuacan al W del área. B) Rocas con grabados prehispánicos localizadas en la cima de uno de los domos del Cerro Gordo.

Continuando con los volcanes de esta composición, dentro del área se encuentra un pequeño volcán sin nombre situado a menos de dos kilómetros de la localidad de Otumba, cerca de las vías del Ferrocarril Interoceánico. Ot-65 (2370 msnm) es un cono de escoria que tiene una altura aproximada de 40 m sobre la planicie y está constituido de escoria, cenizas, bloques y bombas de lava. La roca presenta un color rojo con abundantes vesículas y escasos minerales visibles de plagioclasa y olivino. La matriz se observa vítrea de color oscuro. Este volcán en un momento fue un banco de materiales en explotación, pero en la actualidad se ha convertido en un basurero a cielo abierto que a la larga producirá daños a la salud por su cercanía a la población.

El volcán Tezontla (2530 msnm; Ot-34) se encuentra muy cerca del volcán San Miguel. En su base se estableció el poblado de Tezoncalli. Es un cono de escoria de aproximadamente 80 m de altura sobre la planicie. Está constituido de escorias, cenizas y bloques de lava. La roca, en su mayoría escoria, tiene un color rojo, es poco densa y presenta microlitos de plagioclasa, olivino y piroxeno embebidos en una matriz oscura. Cerca de la cima, sobre un pequeño banco de materiales, se observa una bomba volcánica mayor a 5 m de diámetro.

El volcán Loma Mocha (2540 msnm, Ot-05) se localiza al N del poblado de San Marcos. Es un cono que se encuentra parcialmente sepultado por ceniza retrabajada y material eólico. La escasa roca que se observa tiene una coloración roja y textura afanítica con abundantes vesículas. Además contiene olivino, plagioclasa y piroxeno.

El flujo de lava Tecuautitlán (Ot-07) se localiza al N del área. La morfología en la parte S presenta escarpes de 15 m, lo que indica que el flujo se emplazó a través de una fisura con dirección NE-SW. Este flujo se localiza entre los dos conos de escoria Los Colorados. Su espesor varía entre 15 y 20 m, alcanza una longitud de 9.2 km y cubre un área total de 9.5 km², lo que representa un volumen de entre 0.14 y 0.19 km³. Su composición es andesita basáltica y la morfología superficial de tipo pahoehoe. Su emplazamiento ocurrió hacia el N siguiendo la pendiente del lugar de manera paralela a la fractura. La mayor parte del flujo está cubierta por depósitos de ceniza fina retrabajada y depósitos eólicos, lo que suavizó su superficie. Sin embargo, los frentes de lava y sus lóbulos en el W y E sobresalen notoriamente de esta planicie donde se observan escarpes de entre 10 y 15 m de altura. En la base del flujo no se observa ningún horizonte de cenizas, lo que indica que su actividad fue primordialmente efusiva. La roca del flujo es de color gris oscuro con textura afanítica. En algunos lugares se observa alterada y poco vesiculada, contiene fenocristales de olivino, plagioclasa y augita y presenta minerales secundarios de calcita. Dentro de un bloque de lava se observó un xenolito acarreado posiblemente del basamento que contiene cuarzo asociado con biotitas reabsorbidas en una matriz vítrea.

El volcán Xalla (2540 msnm; Ot-87) es un cono de escoria localizado en la parte centro-norte del área (Fig. 3.8). Sobre el edificio está establecida la localidad del mismo nombre y también la antigua hacienda de Xalla. Este cono presenta al W un pequeño montículo de lava de muy poca altitud. La roca se observa muy alterada de color rojo con abundantes vesículas. El edificio consta de material piroclástico fragmentado con bandas de intemperismo. Contiene minerales de iddingsita, plagioclasas corroídas y óxidos diseminados en una matriz de vidrio recristalizado. En la roca se observan minerales

secundarios de calcita relleno las vesículas. En ciertos bloques de lava se encontraron xenocristales de cuarzo.

El volcán Tepayo E (3030 msnm; Ot-43) es un complejo de tres conos de escoria alineados N-S y emplazados sobre el complejo de obsidiana del mismo nombre (Fig. 3.13). En la cima se observan flujos de lava y en las laderas existen depósitos de escoria y ceniza. Durante su erupción estos conos emitieron cenizas que cubrieron parte del complejo así como a volcanes contiguos. Al margen de la barranca La Rinconada (Ot-44) se encuentra un depósito de >1.40 m de espesor constituido de horizontes de escoria, ceniza, bloques y bombas volcánicas. En este punto la roca es de color gris con textura afanítica y minerales de plagioclasa, piroxeno y microlitos de olivino alterados. No se conoce la edad de este volcán, sin embargo sus depósitos sobreyacen al complejo de obsidiana.

El volcán Calera (2550 msnm; Ot-14) se localiza al S del poblado de Irolo. Es un cono de escoria cuya roca es de color gris oscuro con textura afanítica y escasas vesículas. Contiene fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino embebidos en una matriz vítrea. La parte superior del edificio está constituida por flujos de lava intercalados con depósitos de escoria (Fig. 3.8). Sobreyaciendo a estos depósitos se encuentra un horizonte de >1 m de espesor que consiste en pómez y cristales de una granulometría de arena fina. Este depósito es masivo, cementado y corresponde al volcán Tláloc.

Al E del área cerca de la localidad de Santa Bárbara se encuentra un grupo de cuatro domos de pequeña altitud: El volcán la Palma (2570 msnm; Ot-29) es un cono de escoria emplazado sobre un pequeño escudo de lava que se encuentra cubierto por espesores de ceniza y material reabajado que suaviza sus laderas. La roca contiene abundantes microlitos de plagioclasa en una matriz vítrea gris, piroxenos y olivinos. Los escasos fenocristales de plagioclasa tienen forma tabular y la mayoría se encuentran fracturados o con bordes de disolución. Algunos olivinos se encuentran como microlitos diseminados en la matriz. También existen minerales de color rojo (hematita) dentro de la matriz.

El volcán San Bernabé (2610 msnm; Ot-28) es un cono de escoria de aproximadamente 100 m de altura, compuesto en su mayoría por flujos de lava con estructura de lajas junto con horizontes de escoria y ceniza (Fig. 3.7). Sobre sus rocas se encuentra el depósito de "Pómez Tláloc" in situ con un espesor de 20 cm. Sobreyaciendo a este depósito se observa un paquete de 1.5 m material reabajado de este depósito. Sobre esta secuencia se encuentra a su vez 1 m de espesor de ceniza y escoria provenientes del volcán Cuello. La roca del volcán Bernabé es gris. Bajo el microscopio se observan fenocristales de ortopiroxeno, escasos olivinos con bordes de alteración y una matriz vítrea

con abundantes microlitos de plagioclasa. La edad de este volcán es evidentemente mayor a la de los depósitos de caída que lo cubren.

La Loma Buenavista (2630 msnm; Ot-27) está parcialmente sepultada por cenizas retrabajadas, brechas de obsidiana y suelo. La roca observable presenta una textura afanítica de color gris. Bajo el microscopio presenta abundantes microlitos de plagioclasa y fenocristales de olivino asociados con cristales rojos de hematita embebidos en una escasa matriz de vidrio.

Las rocas del volcán Tepozantla (2710 msnm; Ot-26) presentan una textura afanítica. Bajo el microscopio se observan olivinos en desequilibrio con bordes corroídos, golfos de disolución y en ocasiones algunos cristales con textura de esqueleto. Además, se observan piroxenos y microlitos de plagioclasa embebidos en una matriz de vidrio gris. Todas estas estructuras están parcialmente sepultadas por el flujo de lava del complejo Cerro Cuello.

El volcán La Charra (2750 msnm; Ot-57) es un cono de 100 m de altura con un cráter abierto hacia el W. Adyacente hacia el S se encuentra un cono más pequeño de sólo 30 m de altura. Ambos conos produjeron flujos de lava que se emplazaron hacia el W cubriendo parcialmente el edificio del volcán Las Bateas. La roca presenta una textura porfirítica con minerales tabulares de plagioclasa, olivino y escasos piroxenos embebidos en una matriz de color gris-café.

El volcán Las Bateas (2750 msnm; Ot-54) es un cono de escoria que presenta una fractura en el cráter en dirección hacia el S y que produjo un flujo de lava que se encañona y cubre parcialmente a el complejo Soltepec. El tipo de roca que presenta se encuentra alterada y contiene minerales de plagioclasa, olivino y ambos tipos de piroxeno.

El volcán Sombreroete (2610 msnm; Ot-9067) es un cono de escoria alargado que presenta en cada extremo dos cimas (Sombreroete y Cueva). Sobre sus laderas se localizan los poblados de San Marcos y Aguatepec. Las paredes del edificio tienen más de 30 m de alto y están constituidas de material fragmentado de ceniza, escoria y grandes bloques de lava.

Dentro de estos depósitos se observan clastos de obsidiana roja fracturada y oxidada que fueron incorporados del complejo Soltepec durante su erupción. Actualmente existe ahí una mina de materiales cuya explotación modifica constantemente la morfología del edificio (Fig. 3.8). La roca es gris con abundantes vesículas y contiene cristales tabulares de plagioclasa, fenocristales de olivino y escasos clinopiroxenos embebidos en una matriz vítrea. En cuanto a su edad es más joven que el complejo Soltepec.

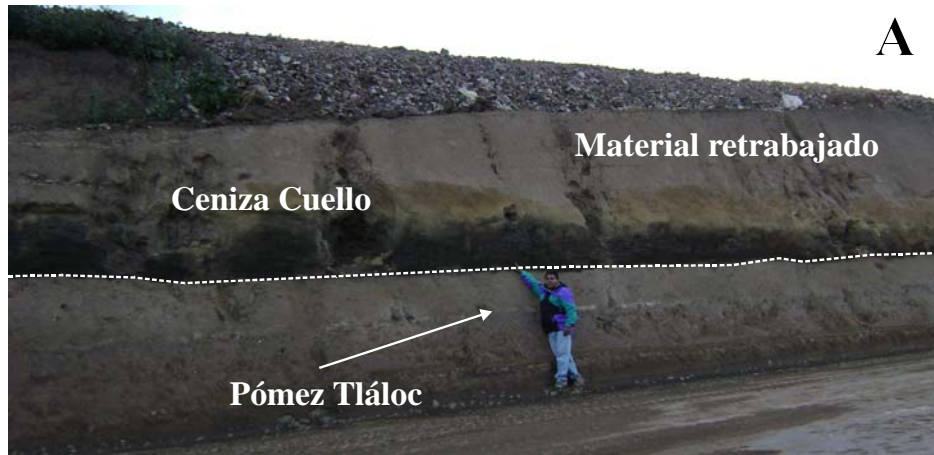


Figura 3.7. A) Corte de carretera donde se observan los depósitos de caída que cubren al volcán San Bernabé. B) Acercamiento del depósito “Pómez Tláloc”. Obsérvese el paleosuelo en su base. C) Flujo de lava en forma de lajas del volcán San Bernabé.

El complejo volcánico Cuello consiste de un grupo de cuatro conos relativamente pequeños (50-270 m de altura) que fueron emplazados a lo largo de una falla con dirección NNE-SSW. Son nombrados (de S a N) como Tezontlar, Cuellos (uno al S y otro al N) y Hoya Paililla. Los 4 conos de escoria consisten principalmente de depósitos intercalados de material piroclástico fragmentado producido por erupciones moderadamente explosivas. El alineamiento NNE-SSW de los conos refleja la existencia de un sistema de fracturas paralelo a la falla Soltepec (NE-SW). Al SE del complejo se localiza el Cerro Mirador (2750 msnm), cuya estructura también pertenece a este complejo pero está constituido principalmente por aglomerados de lava apilados de manera similar a los de un “spatter cone”. El cerro Mirador tiene una elevación menor a 70 m y cubre un área de 0.40 km². Las rocas de este complejo han sido reportadas como basaltos de olivino (Mooser, 1968; Sotomayor Castañeda, 1968).

Sin embargo, los conos del complejo Cuello (3080 msnm; Ot-17 a-b) son de composición andesita basáltica y contrastan con otros conos de la región por tener cráteres bien desarrollados y edificios bien preservados cuyas alturas sobrepasan los 200 m. El edificio principal consta de dos conos que presentan un cráter en la cima y tienen una altura de 270 m sobre el terreno circundante. Sobreyacen a una falla en dirección NNE-SSW. La ladera W es suave y está constituida principalmente por bloques de lava. La ladera E es abrupta con descensos de hasta 200 m y está constituida principalmente por cenizas intercaladas que se erosionan fácilmente como lo muestran las incipientes y numerosas barrancas que disectan la ladera. El cráter presenta una profundidad de 70 m y el área que abarca es de 1.1 km². La roca en general presenta un alto porcentaje de vesículas, tiene textura afanítica y bajo el microscopio presenta cristales tabulares de plagioclasa, fenocristales de olivino y clinopiroxeno asociados con microlitos opacos cuadrados de espinela. La matriz está constituida de vidrio gris-café con abundantes microlitos de plagioclasa. En las rocas del Cuello S se observó un xenolito con cristales de cuarzo asociado con microlitos corroídos de biotita en disolución formando pequeños cristales de augita.

El Tezontlar (2930 msnm; Ot-19) es un cono que no tiene un cráter propiamente y está orientado NE-SW. Presenta un escarpe abierto hacia el SW interpretado como remanente del cono que se formó en la fisura inicial. El cono tiene una altura de 120 m sobre el terreno circundante, cubre un área de 0.29 km² y está parcialmente sepultado por las lavas que le

sucedieron. La roca presenta fenocristales de olivino que contienen inclusiones de espinela, así como cristales de plagioclasa y de augita.

La Hoya Paililla (2930 msnm; Ot-38) es una estructura bien preservada cuyo edificio no sobrepasa los 50 m de altura. El cráter tiene una profundidad de 40 m y sus laderas están constituidas por flujos de lava cubiertos por cenizas. Este cono representa posiblemente la fase final de la actividad de este complejo volcánico (Fig. 3.9). Su roca presenta una textura afanítica con abundantes fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno embebidos en una matriz gris.

El análisis del modelo digital del terreno muestra que el complejo Cuello está emplazado sobre la parte de piso del bloque de la falla, lo cual se refleja en las diferencias de altitud que existen entre las planicies que divide la Sierra de Soltepec. El área total cubierta por estas lavas es de 80 km². Con un promedio de espesor estimado entre 20 y 30 m se puede calcular un volumen total de 0.8-1.6 km³.

Se aplicaron los procedimientos descritos por Porter (1972) y Wood (1980a) para determinar la relación altura/diámetro basal (H_{co}/W_{co}) de los cuatro conos del complejo. La relación es 0.20 para El Tezontlar, 0.28 para El Cuello S, 0.27 para El Cuello N y 0.12 para la Hoya Paililla. Tres de estos valores son más altos que el valor de 0.18 reportado como típico para conos jóvenes por Wood (1980a). En tanto, las relaciones diámetro del cráter/diámetro basal (W_{cr}/W_{co}) para estos conos son 0.41, 0.42, 0.35 y 0.37 respectivamente. El análisis de las fotografías aéreas indica que el foco eruptivo migró repetidamente durante el emplazamiento de estos conos de escoria a lo largo de la fisura. La actividad volcánica inició en El Tezontlar y migró hacia el N formando los conos Cuellos y finalizó en el cono de la Hoya Paililla.

Para establecer la edad del Complejo Volcánico Cuello se realizaron tres fechamientos por radiocarbono. El punto Ot-50 se localiza 2 km al E del poblado de San Marcos, sobre la barranca que drena el río Conejos (también denominada Barranca de los Estetes). Este punto marca el límite entre los flujos de obsidiana del Complejo Soltepec y el flujo de lava NW del complejo Cerro Cuello. La columna estratigráfica está compuesta de base a cima por el flujo de obsidiana gris (Complejo Soltepec), sobreyaciendo se encuentra un paleosuelo (> 1 m) de color beige, compacto de arena fina y limo. Encima de este paleosuelo se encuentra un depósito de ceniza estratificado y un paquete masivo de lava gris del Complejo Cerro Cuello. El fechamiento por radiocarbono proviene de la parte superior del paleosuelo (se muestrearon los últimos 3 cm de suelo) cuya edad es de 9,645 +285/-275 yr BP (muestra A-12982).

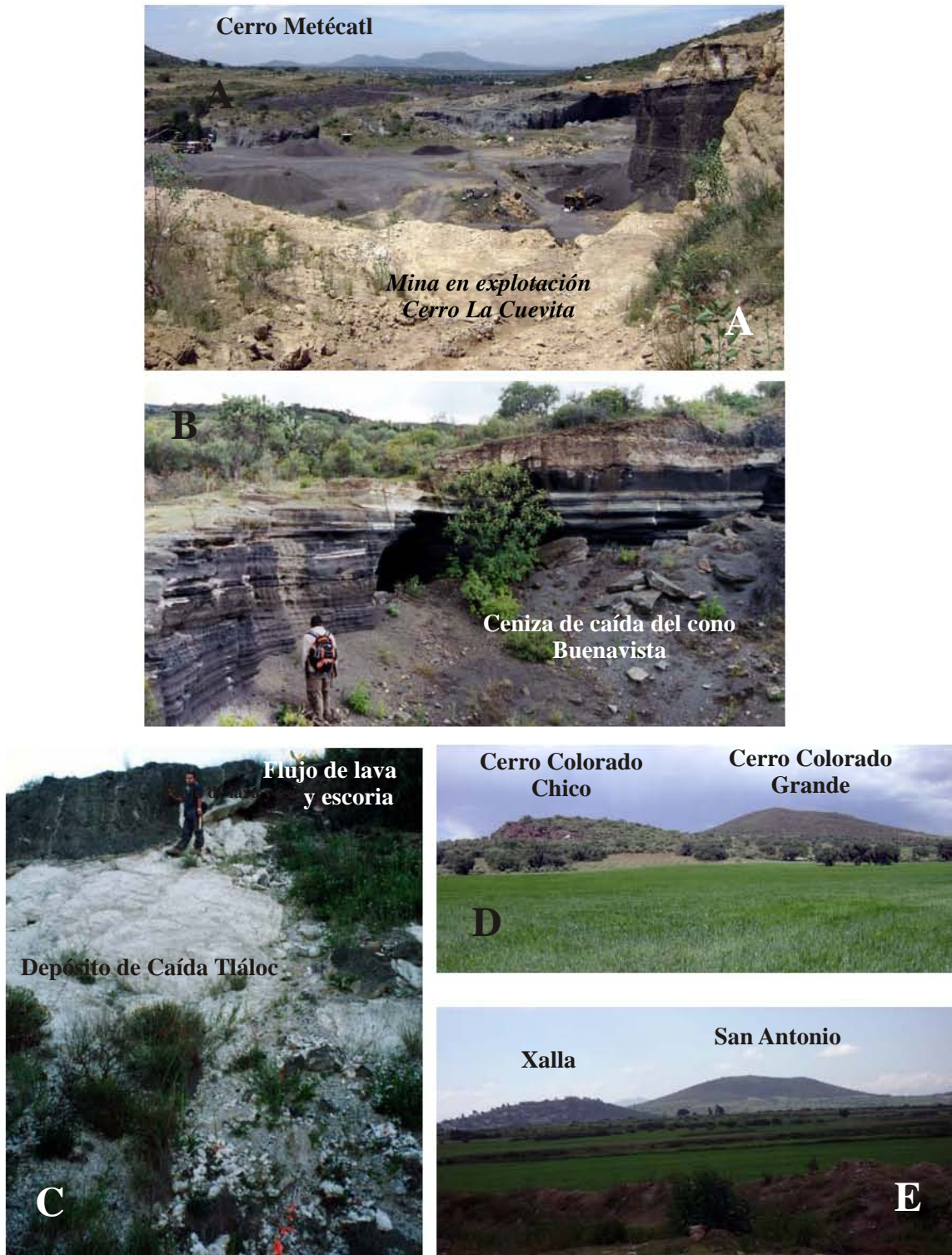


Figura 3.8. A) En primer plano se observa la mina de explotación de material de los volcanes Sombrerete y La Cueva, al fondo la Sierra de Patlachique. B) Depósito de caída “Pómez Tláloc” sobreyaciendo a los depósitos de escoria y lava del volcán Calera. C) Depósitos estratificados de ceniza y escoria del volcán Buenavista. Estos depósitos cubren al complejo Soltepec. D) Fotografía de los dos conos de escoria Los Colorados. A la izquierda el Colorado Chico (Ot-118) donde en la

actualidad se localiza una mina de materiales en explotación. A la derecha el Colorado Grande (Ot-119). E) Vista desde el S de los volcanes Xalla y San Antonio.

El segundo fechamiento por radiocarbono se obtuvo de una muestra de paleosuelo en el punto Ot-78, el cual se localiza a 2 km de distancia del punto anterior sobre los flujos de obsidiana del Complejo Soltepec. En este lugar se dato el paleosuelo debajo de la ceniza gris del Cerro Cuello y se obtuvo una edad de 30,915 +1,335/-1,143 yr BP (muestra A-12983).



Figura 3.9. A) Vista panorámica del complejo volcánico Cuello. Se observan las cuatro estructuras volcánicas que lo integran así como sus flujos de lava. Al fondo se observan los domos de obsidiana del Cerro Soltepec y Tepayo. B) Fotografía de la Hoya Paililla desde el W, al fondo se observa la cadena de domos riolíticos.

El tercer fechamiento por radiocarbono se obtuvo de una muestra de carbón encontrada debajo del flujo SE, en una barranca cerca de la localidad de San Marcos Gualquilpan. El punto Ot-127 marca el contacto entre el flujo de lava Cuello y los depósitos piroclásticos asociados a la “Pómez Tlálóc”. La columna estratigráfica está compuesta en la base por un

paleosuelo café masivo de >1 m de espesor. En la parte media se presentan costras de intemperismo con óxidos y en la parte superior es muy limoso. Encima se encuentra la ceniza gris (5 cm de espesor) que está sobreyacida por el flujo de lava del Cerro Cuello (8 m de espesor). Sobreyaciendo se encuentran 4 metros de espesor de depósitos piroclásticos (secuencias pseudoestratificadas de pómez con granulometría fina compuestos de lapilli y ceniza que se depositaron en un lago) provenientes del volcán Tláloc. Encima de esta secuencia se encuentran 3 m de material retrabajado compuesto de grava y lentes de clastos subredondeados. A partir de la parte superior de este depósito se ha formado gradualmente el suelo actual. El fechamiento se obtuvo analizando carbones contenidos en la parte superior del paleosuelo (<10 cm) cuyo análisis arrojó una edad de >37,480 yr BP (edad aparente de 43,205 yr BP; muestra A-13282).

No se logró obtener un fechamiento directo del Complejo Cuello (materia orgánica carbonizada dentro de la ceniza). Sin embargo, los fechamientos de 37,480 yr BP (obtenido de carbones dentro del paleosuelo) y 30,915 \pm 1,335/-1,143 yr BP indican un límite inferior para la edad de la erupción. La edad de 9,645 \pm 284/-275 yr BP indica la edad superior.

El Volcán Buenavista (2680 msnm; Ot-9050) es un cono de escoria emplazado sobre las obsidianas del complejo Soltepec. En las faldas de este volcán se estableció la localidad del mismo nombre. La estructura volcánica está compuesta por flujos de lava cuya secuencia no sobrepasa los 50 m de espesor. La lava es gris, densa con textura afanítica y en muestra de mano se observan escasos olivinos y plagioclasas. En los alrededores se depositaron espesores grandes de ceniza y escoria estratificada con abundantes xenolitos de obsidiana oscura y café (denominada Meca; Fig. 3.8). Esta obsidiana fue arrastrada del basamento constituido en parte por el Complejo Soltepec. La edad de este cono, es por lo tanto más joven que el complejo de obsidiana.

El volcán Colorado Grande (2660 msnm; Ot-119) se localiza en la parte N del área cerca de la hacienda de Campero (Fig. 3.8). Es un cono de escoria de composición intermedia con una base en forma elipsoidal. Está constituido de ceniza, escoria, bloques y flujos de lava. Su roca es gris de textura afanítica con plagioclasa, olivino y escasos piroxenos.

Tabla 3.1. Datos morfométricos de los conos de escoria que conforman el Complejo Cuello.

Nombre	Tezontlar	Cuello Sur	Cuello Norte	Paililla
Composición	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica	Andesita basáltica
Edad de Radiocarbono (yr .BP)	30,915 - 9,645	30,915 - 9,645	30,915 - 9,645	30,915 - 9,645
Altitud sobre el nivel del mar (m)	2980	3080	3080	2920
(Hco) Altura del cono (m)	120	270	270	50
(Wco) Diámetro basal (m)	600	950	1000	400
(Wcr) Diámetro del cráter (m)	250	400	350	150
Profundidad del cráter (m)	-	70	60	30
Hco/Wco	0.20	0.28	0.27	0.12
Wcr/Wco	0.41	0.42	0.35	0.37
Dirección del flujo mayor	NE	NE	NE	NE
Longitud del flujo mayor (Km)	15.5	15.5	15.5	15.5
Aspect ratio	620	620	620	
Área cubierta por lava (Km ²)	80.3	80.3	80.3	80.3
Espesor de la lava (m)	20-30	20-30	20-30	20-30
Volumen del cono $1/3 Hco (Wco /2)^2$ Km ³	0.011	0.063	0.070	0.002
Volumen total (Km ³) Max. /Min.	1.60-2.40 1.61-2.41	1.60-2.40 1.66-2.46	1.60-2.40 1.67-2.47	1.60-2.40 1.60-2.40

El flujo Cuautengo (Ot- 9068) está asociado a un cono de escoria localizado en la base del complejo de la Mesas Quebradas. El flujo tiene una longitud de 3.2 km desde la base del cono. Su composición es andesita basáltica y cubre un área de 3.2 km². Este flujo se emplazó hacia el NW, pendiente abajo hasta chocar con el volcán Sombrerete y pasar en medio de los volcanes San Pedro y Las Bateas. Además, presenta frentes con escarpes que varían entre 15 y 20 m de altura en el N. La morfología de este flujo está suavizada por horizontes de ceniza que cubren su superficie y que provienen de volcanes adyacentes. La roca presenta una textura afanítica de color gris, vítrea con plagioclasas, olivinos y piroxenos.

El volcán Xaltepec (“Cerro de Arena” en Náhuatl; 2690 msnm; Ot-85) es un cono de escoria de aproximadamente 100 m de altitud, que presenta un flujo de lava que se emplazó 3.2 km hacia el W hasta chocar con el domo Belem. Las rocas del Xaltepec son de color gris con abundantes vesículas. Bajo el microscopio se observan abundantes plagioclasas de forma tabular, escasos clino y ortopiroxenos y olivinos. La matriz es poco vítrea.

El volcán Picachito (2850 msnm; Ot-102) es un cono de escoria adherido al complejo de domos Picacho-Bandera, que está sepultado por ceniza y pómez retrabajada. La roca por lo general se encuentra alterada y presenta colores rojos. Bajo el microscopio se observan fenocristales de plagioclasa (tabulares), olivino (con bordes de reacción y fracturados) y dos tipos de piroxeno. La matriz es vítrea de color rojo. En muestra de mano se observan precipitados de carbonato de calcio dentro de las vesículas.

El volcán La Misión (2870 msnm; Ot-77) es un cono de escoria de 100 m de altura, localizado cerca del poblado de San Telmo. Su roca tiene una textura afanítica, cuya matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y escasos piroxenos. También se observan cristales opacos en la sección, así como áreas amorfas de color café. Este volcán está cubierto por el depósito de “Pómez Tláloc” lo que indica que es más antiguo que dicho depósito.



Figura 3.10. Fotografía que muestra el punto Ot-127. En la base se encuentra el flujo de lava Cerro Cuello, encima depósitos piroclásticos retrabajados del Complejo Tláloc-Telapón.

El volcán Cuichi (2950 msnm; Ot-75) se localiza al N del volcán La Misión. En su base se encuentra el poblado de San Telmo. Se trata de un cono de escoria cuya estructura presenta dos cráteres colapsados hacia el N y S del edificio, así como diversos flujos de lava. La muestra obtenida de un bloque de lava se observa de color gris, con textura porfirítica y

alteraciones verdosas. Bajo el microscopio se observan fenocristales tabulares de plagioclasa, clinopiroxeno y escasos olivinos, todos embebidos en una matriz vítrea de color gris.

El flujo de lava El Hongo (2860 msnm; Ot-134) tiene una morfología joven e irregular. Se emplazó a más de 2 km al E en dirección del poblado de Santiago Cualula. Este flujo limita al N con el flujo de lava Cuello y al S con el del volcán Zorrillo. La roca tiene una textura afanítica con olivinos, plagioclasas y piroxenos, embebidos en una matriz vítrea de color gris.

El flujo Chiautzingo (Ot- 105) debe su nombre al poblado de San Pedro Chiautzingo. Este flujo se generó a partir de una fisura, desde donde se emplazó hacia el W y alcanzó una longitud de 7 km. Tiene forma irregular y su cima está cubierta por ceniza. La roca presenta una textura afanítica de color gris. Bajo el microscopio la matriz es vítrea de color gris, con fenocristales tabulares de plagioclasa (algunos corroídos con bordes de reacción), clinopiroxeno, ortopiroxeno y microfenocristales de olivino (algunos con bordes de reacción).

3.3.3 Andesitas

El volcán San Lucas (2590 msnm; Ot-9055) localizado al NE del poblado de Otumba, es un cono de escoria que sobresale más de 150 m de la planicie que lo rodea. Su base tiene forma circular, mientras que en la cima se observa un cráter parcialmente colapsado hacia el S. La roca originalmente gris está alterada y presenta color rojo con abundantes vesículas. Contiene plagioclasa, ortopiroxeno y olivino. La matriz es vítrea de color oscuro con escasos microfenocristales.

El complejo volcánico Santa Ana (3030 msnm, Ot-90) situado al NE del área de estudio, está compuesto por dos conos de escoria emplazados sobre un escudo de lava. El primer volcán es el volcán Santa Ana propiamente. Se trata de un cono de escoria con un escarpe en la cima abierto hacia el S. El segundo volcán denominado Zontepec (2760 msnm, Ot-91), es también un cono de escoria con una altura de 100 m que carece de cráter en la cima y se localiza al SW. El escudo está compuesto por lavas de tipo pahoehoe y aa que se emplazaron de forma radial alrededor del centro de emisión. Además produjo depósitos de ceniza y flujos de lodo que se observan en las barrancas del mismo edificio. Este complejo tiene numerosas barrancas de poca profundidad que son producto de la erosión entre los contactos laterales de los flujos de lava. La roca tiene matriz vítrea con fenocristales de

plagioclasa, piroxeno y escaso olivino. En cuanto a la edad, coincidimos con Ledezma-Guerrero en considerarlo un volcán con actividad reciente, posiblemente Cuaternario.

El volcán La Cruz (2760 msnm; Ot-72) se localiza al SW del área y está constituido principalmente por dos flujos de lava que se emplazaron hacia el W y emanaron del cono de escoria del mismo nombre. El flujo principal se encañonó entre las paredes formadas por los márgenes de los flujos de lava de los volcanes Xaltepec y Trinidad, hasta alcanzar más de 5 km de longitud. Los espesores de los frentes de lava varían entre 20 y 30 m. El cono de escoria tiene una altura de 100 m. La roca es muy vítrea con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y escasos microfenocristales de olivino.

El volcán Campo Santo (2870 msnm; Ot-101) es un domo muy erosionado, localizado al S del área, tiene dos grandes escarpes asociados a dos abanicos aluviales constituidos de ceniza retrabajada y material eólico. La roca se encuentra muy alterada pero se puede observar una textura porfirítica con matriz color rosa. Bajo el microscopio se observan fenocristales de hornblenda muy alterados de color rojo (oxihornblenda). La biotita se encuentra intercreciendo con cristales de plagioclasa acicular. La plagioclasa presenta bordes redondeados y corroídos.

Un volcán localizado al SE del Complejo Soltepec, cuyo punto de muestreo es Ot-55. Se trata de un cono de escoria que no tiene nombre y que se emplazó en la parte superior de la cadena de volcanes formada por La Charra y Las Bateas. Tiene una forma irregular y sus escasas lavas se emplazaron hacia el W sepultando parcialmente al volcán La Charra. Su cima presenta un escarpe abierto en la misma dirección en la que se emplazaron sus flujos. Sus laderas son abruptas y presentan espesores de >60 cm de ceniza que contiene bombas volcánicas. La roca es gris, vítrea, alterada con colores rojos y contiene escasos fenocristales de plagioclasa y olivino. No se encuentra sepultado por la “Pómez Tláloc” y se emplazo encima del complejo Soltepec, por lo cual posiblemente tenga una edad joven.

Los flujos de lava del Complejo Volcánico Cuello constantemente son reportados como basaltos de olivino (Díaz Lozano, 1922; Mooser, 1968; Sotomayor Castañeda, 1968). Sin embargo estos flujos tiene una composición andesítica (Ot-9062; Ot-9053) y son las lavas de mayor extensión que ocurren en la zona. Cubren un área de 80 km² con espesores que varían entre 20 y 30 m y alcanza una longitud de hasta de 15.5 km. Con base en estos datos se calculó un volumen promedio de 1.6-2.4 km³. Sin embargo, debajo de estos flujos de lava se encuentra un horizonte de ceniza estratificada de <20 cm de espesor, que indica una fase inicial explosiva previa al emplazamiento de los flujos.

Las lavas que se desplazaron hacia el NW cruzan un desnivel de 200 m que es producto de la falla que atraviesa la zona y alcanzan una longitud de 7.5 km. El ancho de los flujos varía entre 3 y 5 km y las lavas son de tipo aa principalmente, con espesor al frente de 20 m. La mayoría de los flujos se traslapó continuamente formando paquetes compuestos. Hacia el SE la topografía permitió que se formara una extensa planicie de más de 7 km de ancho. Al S las lavas cubren parcialmente a las riolitas del domo Soltepec, mientras que al N bordean las laderas del domo Tepayo. Las lavas que se emplazaron hacia el SE cubren una extensa planicie. El ancho de estos flujos sobrepasa los 8 km en esta zona donde las lavas cubren depósitos piroclásticos retrabajados fluvialmente, provenientes del complejo volcánico Tlalóc. Estos depósitos cubren el borde S de la lava del complejo Cuello. Durante su emplazamiento, las lavas del Cuello represaron el drenaje fluvial formando un pequeño lago (cerca de la localidad de San Marcos Gualquilpan y donde se fecho el paleosuelo situado en la base Ot-127). El rompimiento de esta represa dio lugar a la formación de una nueva barranca a lo largo del margen SE del flujo de lava erosionando los depósitos fluviales preexistentes y los lacustres que se habían formado posteriormente al flujo (Fig. 3.11).

El frente de lava del SE cubrió parcialmente a domos y conos y fluyó a lo largo de pequeños valles intermontanos. Las características de una morfología joven indica que estos flujos asociados a los conos de escoria representan uno de los últimos episodios volcánicos ocurridos en esta zona. La superficie de estos flujos está cubierta por una capa delgada de depósitos eólicos y en el S está cubierta además por depósitos plinianos de ceniza y pómez retrabajados y depositados en parte, como materiales lacustres provenientes del complejo volcánico Tlalóc-Telapón (Fig. 3.11).

La roca de estos flujos es muy similar a la de los conos de escoria. Sin embargo, los análisis químicos arrojaron un mayor contenido en sílice para estos flujos, que caen en el campo de las andesitas. La roca es gris con vesículas, y de textura afanítica. Bajo el microscopio presenta fenocristales de olivino que contienen microlitos de espinela. Además contiene fenocristales de piroxeno en una matriz vítrea con microlitos de plagioclasa.

3.3.4 Dacitas

El domo El Montecillo (3000 msnm; Ot-108, Ot-109) está constituido en realidad por tres domos principales, orientados en dirección NW-SE. El domo principal tiene una altura de 180 m a partir de la planicie que lo rodea, su morfología es muy irregular, debido a la presencia de depósitos de ceniza que han sido erosionados con facilidad. La ladera N presenta un número considerable de barrancas desarrolladas a lo largo de los márgenes de los

flujos de lava que ahí se emplazaron, mientras que la ladera S es más suave y se desvanece en la planicie. Más al W descendió un flujo de lava que se emplazó en medio de los depósitos de los volcanes Tonalteca y La Misión. Actualmente hay una mina de materiales para la construcción que ha modificado la morfología. La roca es porfirítica de color rosa, contiene plagioclasa (fenocristales corroídos), anfíbol (fenocristales euhedrales <1.25 mm), biotitas (de forma tabular y algunas con golfos de disolución e intercreciendo con plagioclasa) y escasos piroxenos (microfenocristales de clinopiroxeno). La matriz vítrea es de color café.

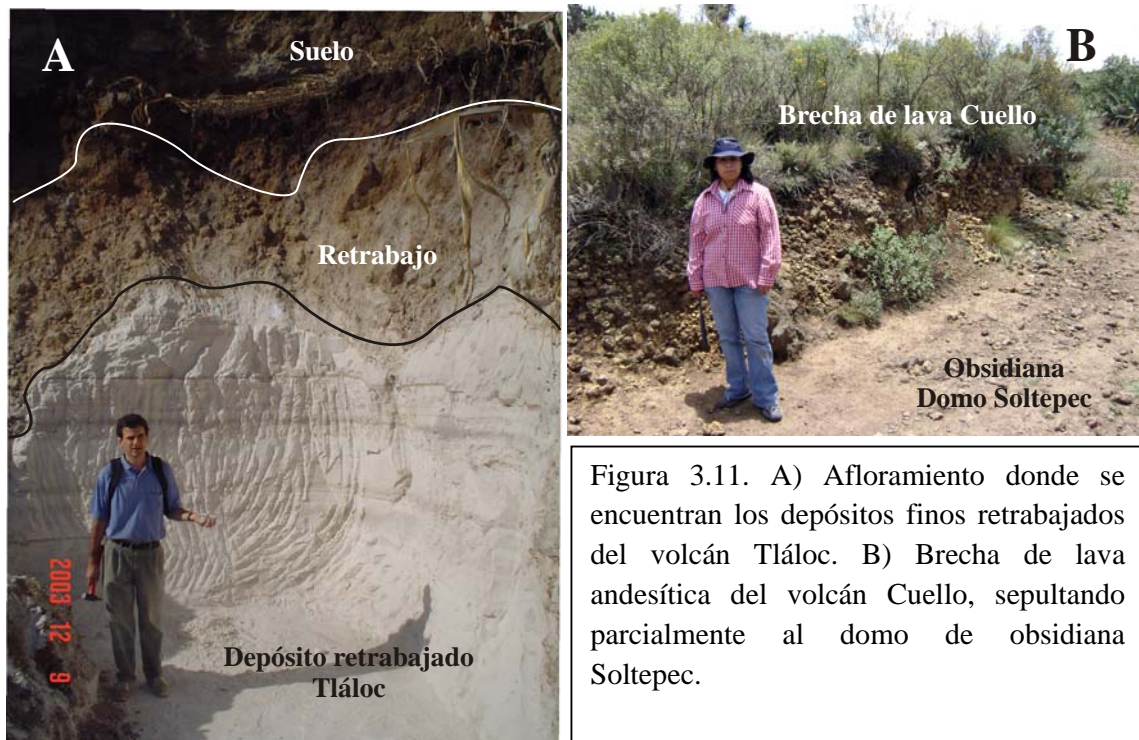


Figura 3.11. A) Afloramiento donde se encuentran los depósitos finos retrabajados del volcán Tláloc. B) Brecha de lava andesítica del volcán Cuello, sepultando parcialmente al domo de obsidiana Soltepec.

El volcán Santa Gertrudis (2850 msnm; Ot-71) es un cono de escoria localizado al SW del área, que dio origen a un extenso flujo de lava de composición basáltica (comprobado química y petrográficamente). El cono tiene una altura aproximada de 150 m, se observa muy erosionado y está constituido de bloques de lava, escoria y bombas volcánicas. La muestra obtenida de una bomba volcánica se observa con una textura afanítica con escasos fenocristales. Bajo el microscopio la roca se observa constituida en su mayoría por vidrio gris con abundantes microlitos de biotita. La plagioclasa se observa con escasos fenocristales tabulares y carcomidos con bordes de disolución. Los microfenocristales de clinopiroxeno están fracturados y ocurren frecuentemente en glomerocristales. Los ortopiroxenos son

escasos, están fracturados y tienen bordes redondeados. También ocurren algunos cristales de cuarzo con bordes de reacción. En las laderas del edificio se observa la “Pómez Tláloc” de manera retrabajada, lo que indica una edad mayor a este depósito.

El complejo dómico Pelado (2840 msnm; Ot-46, 47) está constituido por un aglutinamiento de al menos 4 domos que forman una “torta” de grandes dimensiones. El domo principal localizado al W se denomina Pelado, mientras que el segundo (al E) se llama San Martín. La altura de este complejo sobrepasa los 800 m de desnivel sobre la planicie que lo rodea. Las laderas del edificio están constituidas por flujos de lava cubiertos por ceniza retrabajada que descienden paulatinamente hasta perderse en la planicie. La roca se encuentra alterada pero en muestras sanas se observa gris y de textura afanítica. Bajo el microscopio se observa una matriz vítrea de color gris claro con microlitos de plagioclasa (aciculares y de textura seriada), microfenocristales de biotita (aciculares bien conservados) y anfíbol (el más característico es la oxihornblenda).

El domo Santa Clara (2610 msnm; Ot-21) se localiza en la parte centro-norte del área al S del poblado de Irolo. Es un domo de aproximadamente 120 m de altura, cuya base tiene forma elipsoidal. Las laderas están constituidas de flujos de lava. La roca se observa alterada, pero en general es gris con textura porfirítica con minerales de plagioclasa y anfíbol. En la parte media del depósito se observan depósitos lacustres. Bajo el microscopio presenta una matriz vítrea de color gris-café con microlitos de plagioclasa (presentan textura seriada) y fenocristales de anfíbol (muy alterados con el tipo de oxihornblenda), orto y clinopiroxenos y escasas biotitas aciculares (alteradas y carcomidas). También se encontraron cúmulos de plagioclasa tabulares asociados con cristales aciculares de clinopiroxeno, oxihornblenda y opacos.

Al N del área se encuentran dos domos importantes, encabezados por los cerros Bandera (3040 msnm; Ot-103 b) y Picacho (2960 msnm; Ot-103) cuya orientación es N-S. El primero es el domo principal, con una altura de 180 m y produjo flujos de lava que se emplazaron en sus laderas E y W. Los flujos del E alcanzaron mayor longitud. Al N de este domo se encuentra el Picacho, de 180 m de altura a partir de la planicie que lo rodea. El Picacho tiene una estructura con base circular y sus laderas están constituidas por flujos de lava. Al N se emplazó un cono de escoria de dimensiones pequeñas. Estas últimas estructuras cubren un área de 5 km². La superficie de estos domos está cubierta por depósitos de ceniza y pómez con espesor de 2 m; afloran en superficies planas y erosionadas, en las laderas del edificio. Sobre estos depósitos se han desarrollado suelos. La roca es de color

rosa con cristales de plagioclasa (con bordes de reacción), anfíboles (tabulares-alterados), cuarzo, biotita y vidrio.

El domo Mármol (2760 msnm; Ot-22, Ot-39) es un complejo constituido por al menos 3 domos alineados y en forma de herradura. Los domos del E se denominan Las Damas y Mármol. El primero tiene 250 m de altura y está alargado en dirección N-S. El segundo tiene una estructura alineada en dirección E-W con una altura de 150 m. El tercer domo al W no presenta nombre. El Mármol y Damas se encuentran muy erosionados y a lo largo de sus laderas los flujos de lava presentan transiciones de una roca con una matriz criptocrystalina a un vidrio volcánico (obsidiana). El domo del W tiene una forma más regular y su roca es gris afanítica con una matriz vítrea. Bajo el microscopio se observan fenocristales zonados de plagioclasa (>1.5 mm) con bordes redondeados, cristales corroídos de clinopiroxeno y manchas de óxido.

3.3.5 Riolitas

El domo Tenixtepec (2640 msnm; Ot-23) es una estructura riolítica aislada, localizada al E, tiene 130 m de altura, laderas escarpadas y una morfología irregular hacia el E (Fig. 3.12). En el flanco W la morfología es más suave y se traslapa con un flujo de lava. Actualmente su morfología está siendo afectada por la extracción de material de construcción al SW del domo. La roca es muy vítrea, de color gris claro, tiene abundantes manchas de óxido (en muestra de mano se observan óxidos con textura dendrítica), microlitos de plagioclasa y escasos anfíboles.

El Cerro Grande (2840 msnm; Ot-122) es un domo de más de 310 m de altura que cubre un área de 2 km². En la ladera S presenta dos grandes barrancas con más de 50 m de profundidad. En la ladera N existe sólo una barranca con esa misma profundidad. Las barrancas son producto de la actividad tectónica, reflejada por trazas de falla con dirección NE-SW (Fig.3.12). Al SW presenta un flujo de lava que chocó contra el Cerro la Virgencita. En la base SE se encuentran un par de domos de dimensiones pequeñas, denominados Los Venados. La roca es gris clara con textura afanítica. Bajo el microscopio se observa una matriz vítrea de textura fluidal, de color claro, con abundantes manchas de óxidos y escasos microlitos de plagioclasa.

Los domos La Virgencita, Calera y Pacheco son un grupo de composición riolítica. No sobrepasan los 270 m de altura. La Virgencita (2840 msnm, Ot-24, también conocido como Cerro Iglesia Vieja) es una estructura alargada con dirección N-S, de laderas abruptas y erosionadas, con un flujo de lava que se emplazó 1 km hacia el NE. El domo Calera (2890

msnm, Ot-25) tiene 3 cimas, la más amplia, situada al S, tiene laderas alargadas y abruptas con desniveles de más de 50 m. La segunda cima, situada al N, es un peñasco cuyas barrancas son amplias y de gran profundidad. Entre estos dos domos existen dos barrancas importantes.

La primera se llama La Música y la segunda El Gallo. En estas barrancas hay varias minas a cielo abierto de material para construcción, cuya actividad afecta la morfología. El Cerro Pacheco (2900 msnm, Ot-37) es una estructura irregular, cuya ladera situada al SW presenta 6 barrancas de más de 10 m de profundidad. De este domo emanó un pequeño flujo de lava que recorrió una distancia de 300 m. En la ladera SE también existe un flujo de lava que se extiende por más de 400 m y termina en un frente con 30 m de altura.

La roca de estos domos es muy similar y se observa una matriz vítrea con abundantes microlitos de plagioclasa y óxidos embebidos en una matriz de color gris claro a café claro. Así mismo, en las laderas se observan transiciones de riolita microcristalina a obsidiana.

3.3.6 Obsidianas

El Tepayo (3050 msnm, Ot-12) es un complejo de domos de obsidiana de grandes dimensiones, que cubre un área de por lo menos 4 km² y está constituido por una serie de domos cuyas cimas están orientadas en dirección NE- SW. El domo principal tiene laderas escarpadas, se sitúa hacia el W y sus flujos de lava riolítica son de corta longitud. En ellos se observan grandes flujos de obsidiana traslapados con riolita microcristalina. Al E se localizan tres conos de escoria pertenecientes también a esta estructura que están alineados en dirección N-S (de composición andesita basáltica). Díaz Lozano (1922) clasificó a este domo como una traquita con escasos fenocristales de oligoclasa y ferromagnesianos. Sin embargo, la roca tiene una matriz muy vítrea. Bajo el microscopio presenta una matriz de vidrio color café claro con escasos microlitos de plagioclasa de forma tabular, así como microlitos aciculares de biotita y anfíbol. La obsidiana presenta una textura fluidal muy marcada en la cual se distinguen microlitos aciculares de hornblenda y biotita y se reconocen microlitos cuadrados de magnetita y hematita. También presenta algunas plagioclasas de albita y andesina.

El domo Ixtepec (2860 msnm; Ot-84) se encuentra al E del Tepayo. Se trata de un domo de obsidiana que tiene una altura de 200 m y cubre un área menor a 0.8 km². Sus laderas son más suaves. Sin embargo, las laderas E y W están más disecadas y terminan en barrancas profundas afectadas por fallas presentes en la zona. Al S del domo principal se encuentra un montículo de 20 m de altura, también de obsidiana.



Figura 3.11. Vista panorámica tomada desde el N del grupo de domos localizados al NE del área. Pelado, Mármol y Santa Clara son de composición dacítica, el resto es de composición riolítica.

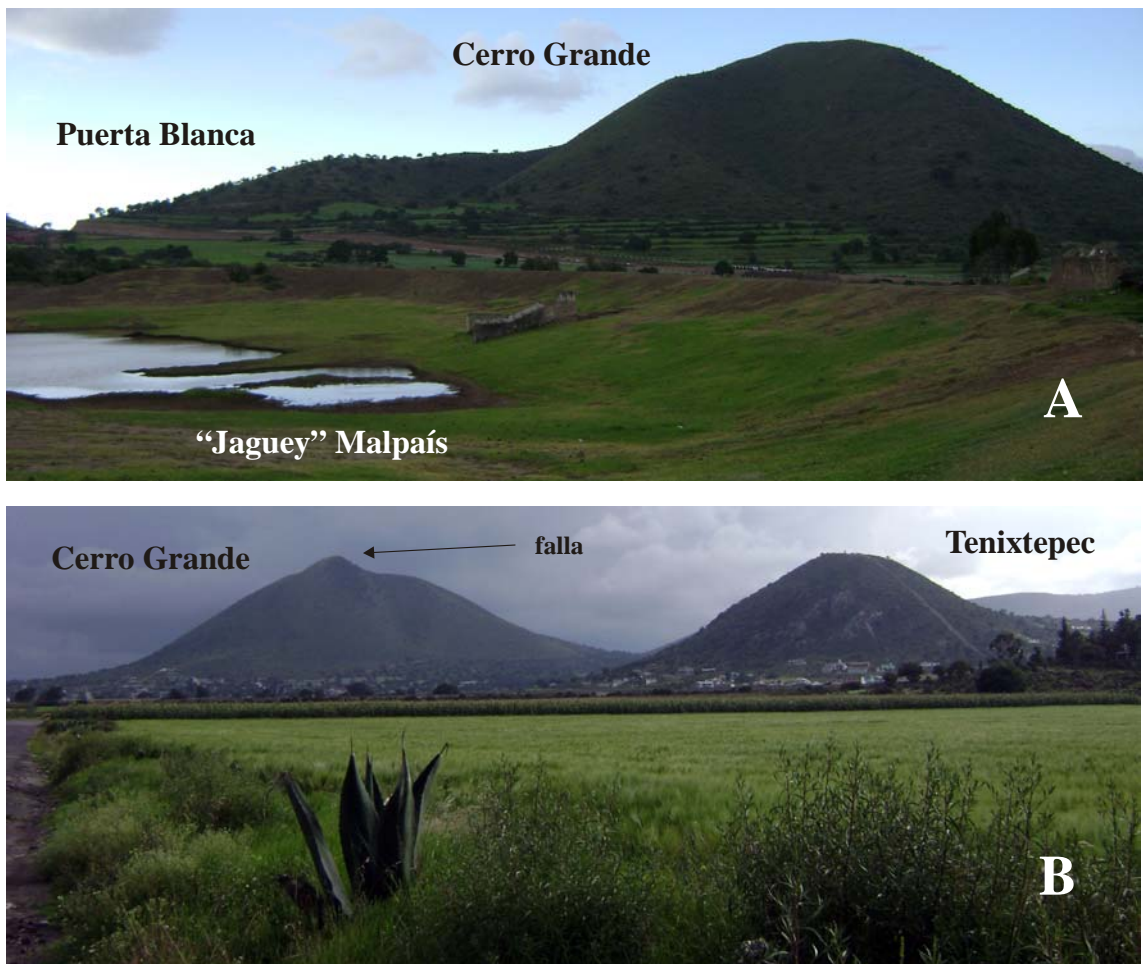


Figura 3.12. A) Fotografía del complejo riolítico Cerro Grande, tomada en el S desde la hacienda de Malpaís. B) Domos riolíticos Tenixtepec y Cerro Grande. Obsérvese el escarpe producto de la falla que pasa por la parte superior del Cerro Grande.

Sobre las laderas de este domo se observan flujos de obsidiana intercalados con riolita microlítica sepultados en ciertos lugares por la Pómez Tláloc y la ceniza andesítica Cerro Cuello. También se observan flujos de obsidiana roja (“meca”). El nombre Ixtepec significa “cerro de las obsidianas” en náhuatl. En muestra de mano, así como bajo el microscopio, presenta una textura fluidal con microlitos de biotita, anfíbol, plagioclasa, así como óxidos opacos de forma cuadrada.

El domo Malpaís (Ot-123) es de dimensiones pequeñas y está localizado al E del área de estudio, cerca de la hacienda del mismo nombre. Este domo de obsidiana se encuentra parcialmente sepultado por el flujo de lava del Cerro Cuello y cenizas retrabajadas. Se observan escasas minas de explotación de la obsidiana. Bajo el microscopio se observa una

textura fluidal con escasos microlitos de plagioclasa y fenocristales de biotita y anfíbol. También contiene esferulitas.



Figura 3.13. Vista panorámica del complejo volcánico Tepayo.

El complejo Soltepec (3110 msnm; Ot-48, 9023, 9024, 9025, 9026) se localiza al E del complejo Cuello y consiste de una serie de domos y flujos de obsidiana que se emplazaron hacia el NW, cubriendo un área de 7 km² y donde alcanzaron distancias mayores a 4 km. El edificio principal tiene una altura mayor a los 200 m y su cima tiene forma alargada en dirección NE-SW. Se infiere que le subyace una falla con la misma dirección. Al NW se emplazó el cono de escoria Buenavista y las laderas N y E están cubiertas parcialmente por el flujo de lava Cuello. La mayor parte del complejo y sus flujos de obsidiana han sido explotados como minas prehispánicas y modernas. Las laderas del domo y sus flujos se encuentran parcialmente sepultados por cenizas de volcanes monogenéticos cercanos (incluye las cenizas del complejo Cuello y Buenavista). Este complejo fue clasificado por Díaz Lozano (1922) como transición entre traquita y obsidiana pura. Sin embargo, la obsidiana vista bajo el microscopio tiene una textura fluidal con escasos fenocristales de biotita y microlitos de plagioclasa, hornblenda y óxidos. En una muestra de obsidiana roja se observa pómez fibrosa asociada con microlitos de plagioclasa, sin embargo también se reportan granos de magnetita y hematita diseminados en la masa vítrea con pequeños cristales de apatito (Díaz Lozano, 1922).

Aunque diversos autores consideran al Complejo Soltepec formado en el Terciario (Mooser, 1968; Ledezma-Guerrero, 1987; García Palomo et al. 2002), la edad obtenida por

el método de K-Ar en una muestra de flujo de obsidiana, perteneciente al Complejo Soltepec es de 1.5 Ma, lo cual corresponde al Pleistoceno Temprano.

En esta misma edad podemos agrupar a los domos de obsidiana Tepayo, Malpaís e Ixttepec, así como a los complejos riolíticos Tenixtepec, Cerro Grande, Virgencita, Calera y Pichacho.

3.4 Complejo Tláloc-Telapón y Pómez Tláloc

El complejo volcánico Tláloc (4,120 msnm) – Telapón (4,060 msnm) se localiza al NE de la Ciudad de México y a 20 km al SE del área de estudio. Ambos volcanes pertenecen a la parte más septentrional de la Sierra Nevada. Estudios previos han considerado a estos volcanes con una edad entre 0.6 y 0.7 Ma (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), otros trabajos los consideran junto con sus productos como parte de las Formaciones: Tarango (Mooser, 1975, con una edad perteneciente al Plioceno), Calpulalpan (Ledezma-Guerrero, 1987; de finales del Plioceno y principios del Pleistoceno) y recientemente son designados como Secuencia Piroclástica Tláloc (García Palomo et al. 2002).

Sin embargo, Von Erffa et al. (1977), Cornwall (1971) y Malde e Irwin-Williams (1967) identifican diferentes depósitos pertenecientes a este complejo. El primero identifica dos depósitos volcánicos en la parte sur del complejo y les asigna una edad entre 44, 000 y 22,335±2055/-1565 yr BP. El segundo autor, describe un depósito de pómez fina como producto de una nube ardiente cerca de Río Frío, asignándole una edad de 35, 000 yr BP, mientras que Malde & Irwin-Williams (1967) le asignan una edad de 40,000 yr BP a un depósito al W del complejo.

Recientemente, Huddart y González (2004) reportan tres fechamientos obtenidos de material carbonizado dentro de depósitos de flujos piroclásticos cerca de la localidad de La Joya (al E del complejo cerca de Texcoco). Estos fechamientos arrojaron edades muy similares: 37,220±890 yr BP; 34,380±500 yr BP y 34,000±340 yr BP.

En cambio, los depósitos que se encuentran dentro del área de estudio se localizan al SE cerca de la localidad de Calpulalpan y se trata de una secuencia de flujos de bloques y ceniza, flujos de pómez, “surges”, lahares y depósitos de caída con espesores totales que alcanzan hasta los 50 m. Estos depósitos cubren parcialmente a los volcanes Estollo y Los Mogotes. También dentro de estos depósitos se encuentran intercalados flujos de lava y conos de escoria.

La mayor parte del área se encuentra cubierta por depósitos plinianos de caída de pómez con espesores y granulometría variable. Sin embargo, el depósito más característico

está constituido principalmente por pómez con minerales de biotita, cuarzo, feldespato potásico, óxidos y líticos alterados de color rojo. A este depósito pliniano lo denominaremos informalmente “Pómez Tláloc”.

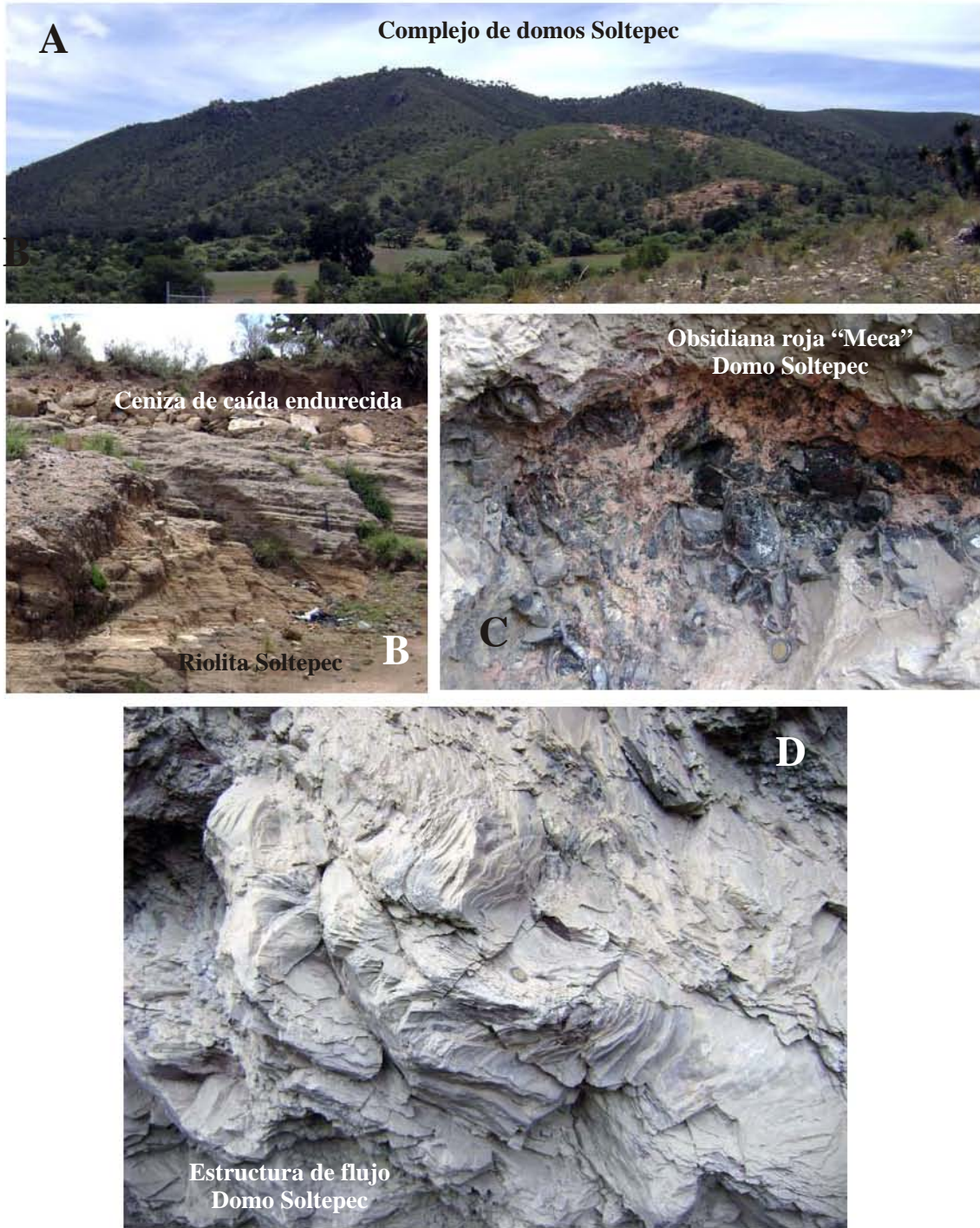


Figura 3.14. A) Vista del complejo de domos riolíticos Soltepec (3110 msnm) visto desde el W. B) Horizontes de ceniza que cubren las lavas del domo Soltepec provenientes de los conos Buenavista, Cuello y otros. C) Obsidiana roja “Meca” dentro de la pared de lava en el Salto de las Peñas en el

domo Soltepec. D) Estructuras de flujo localizadas en las lavas del complejo Soltepec, en el Salto de las Peñas.

En el punto Ot-36 localizado en las faldas del domo Ixtepec, se encontró este depósito con una granulometría fina. En la base presenta un paleosuelo color café con clastos de obsidiana. El fechamiento de este paleosuelo dio una edad de 30,460±390 yr BP (muestra A-12981). En un segundo afloramiento (Ot-83) se identificó el mismo depósito, sin embargo encima de la pómez se encuentra un depósito de lahar masivo constituido de pómez y líticos redondeados de obsidiana. En este depósito se halló material carbonizado que dio una edad de 34,320±640 yr BP (muestra A-12984). Con estas edades se pudo determinar que la denominada “Pómez Tláloc” tiene una edad entre 30 y 35 yr BP, que coincide con algunas edades reportadas anteriormente. Sin embargo, la diversidad de fechamientos y la disparidad en las características de los depósitos en el área permiten concluir que este depósito posiblemente sea parte de una fase eruptiva del complejo que dio origen a diversos eventos.

Este depósito de caída se originó por una erupción pliniana de gran magnitud que esparció pómez y ceniza por áreas amplias alrededor del volcán Tláloc (llegaron hasta el lago de Tecocomulco; Caballero et al., 1999). Su fácil identificación en el campo lo convierte en un excelente marcador estratigráfico en esta región.

3.5. Tectónica

Los estudios tectónicos previos ubican a la zona de estudio dentro de la Zona de Cizallamiento Tenochtitlán que abarca desde el surponiente de la Cuenca de México hasta la región costera de Zihuatanejo-Petatlán en el estado de Guerrero (De Cserna et al., 1988), pero también incluyen al área bajo la influencia del sistema de fracturamiento Chapala-Acambay (Mooser, 1968).

Sin embargo, la región de estudio está afectada por dos principales sistemas de fractura: uno con alineamientos volcánicos con dirección NW-SE y el segundo que incluye la formación de fosas y pilares con dirección NE-SW (Mooser, 1968; Ledezma-Guerrero, 1987; Huizar-Álvarez, 1997, García-Palomo, 2002).

Al primer sistema de fracturamiento NW-SE, Mooser (1968) lo asocia al sistema de fracturamiento Chapala-Acambay que ocurre en la zona de estudio en los límites N y S del área. En el N está representado por un conjunto de domos riolíticos y conos de escoria alineados hasta el complejo Cerro Gordo (esta alineación continua hasta Tizayuca, Hidalgo y es denominada por García-Palomo (2002) como pilar tectónico Cerro Gordo-Las Navajas).

En el S se caracteriza por el alineamiento de domos erosionados de composición dacítica pertenecientes a la Sierra de Patlachique.

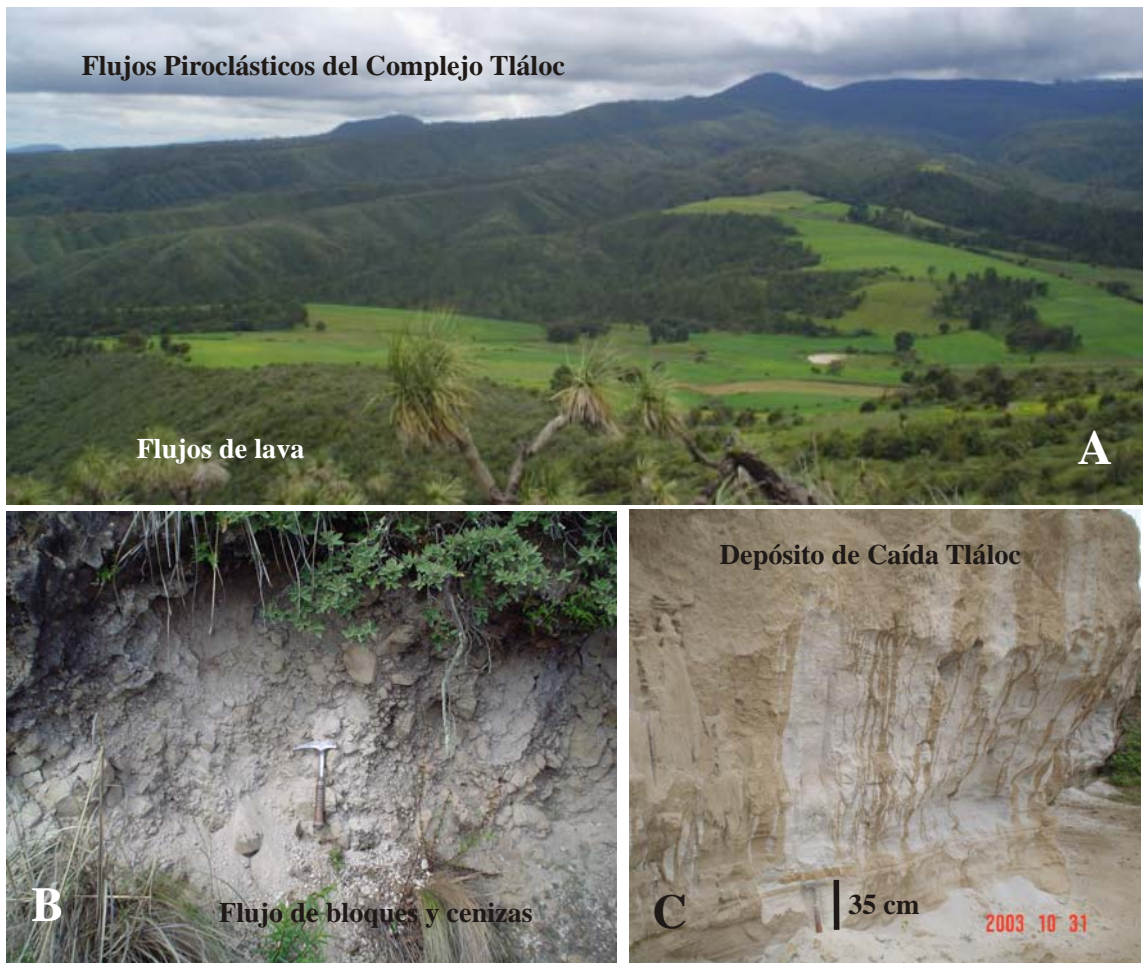


Figura 3.15. A) Vista panorámica desde el S de los depósitos de flujo piroclástico intercalados con flujos de lava, ambos pertenecientes al complejo Tlálloc. B) Flujo de bloques y cenizas cerca de Calpulalpan. C) Fotografía del depósito de caída “Pómez Tlálloc” en las inmediaciones del domo Ixtepec.

Al segundo sistema de fallas NE-SW, Mooser (1968) lo denomina como zona de fracturamiento Soltepec y la estructura principal consiste en un sistema de fallas normales con dirección NE-SW donde se emplazaron conos de escoria, flujos de lava y domos de obsidiana en la parte central del área (Sierra de Soltepec). La expresión en el relieve de este sistema de fallas se denota porque la mayor parte de los edificios volcánicos de la sierra se emplazaron sobre el bloque de piso de la falla. El espejo de falla se observa por un desnivel altitudinal de más de 200 m que se encuentra cubierto por las lavas andesíticas del Cerro Cuello. En los domos Tepayo y Soltepec se refleja por la orientación de sus cimas. Además,

en el domo Soltepec se observa un escarpe de más de 50 m que formó la barranca del Salto de las Peñas. En los volcanes Las Mesas Quebradas esta falla se ve reflejada por el colapso de sus estructuras que forman cráteres abiertos en ambos volcanes. En los demás volcanes sólo se refleja en la morfología de sus edificios (cráter abierto, escarpes o cimas orientadas).

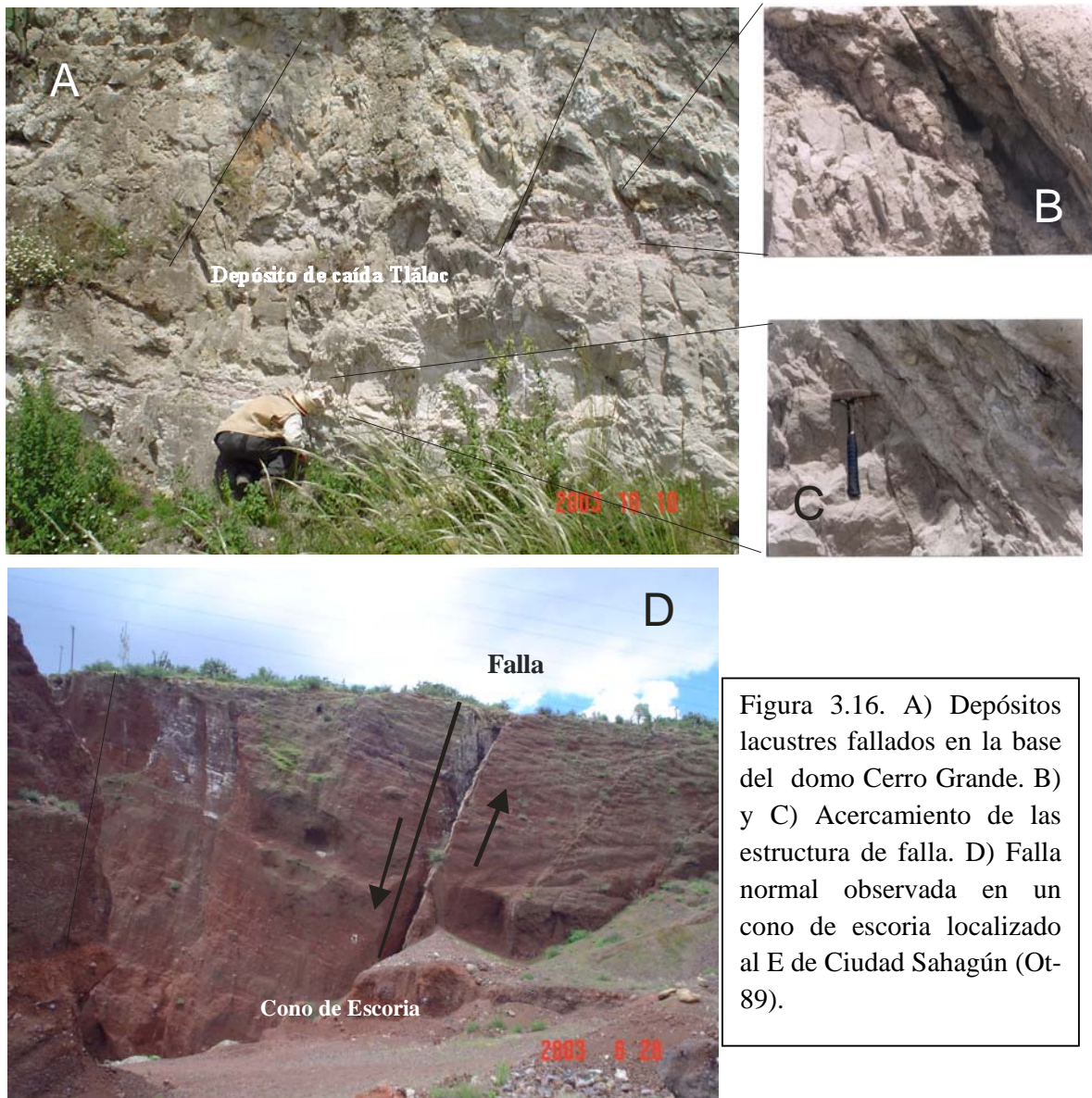


Figura 3.16. A) Depósitos lacustres fallados en la base del domo Cerro Grande. B) y C) Acercamiento de las estructura de falla. D) Falla normal observada en un cono de escoria localizado al E de Ciudad Sahagún (Ot-89).

Al E este sistema de fallas es evidente en la dirección del emplazamiento de los volcanes del complejo Cuello. Hacia el S continúa sobre la ladera W del domo Ixtepec y se interna en la barranca de la Rinconada.

El segundo sistema de fallas con la misma dirección se observa sobre los depósitos piroclásticos del volcán Tláloc, localizados al SE del área, formando barrancos con

morfología asimétrica. En las estructuras volcánicas se refleja con un escarpe en la cima del domo Cerro Grande y en la alineación de los conos de escoria Zontepec y Santa Ana. Este sistema de fractura es denominado Tláloc-Apan (Ledezma-Guerrero, 1987; Mooser y Ramírez, 1987; Huízar-Álvarez, 1999).

IV. Petrografía

Las características petrográficas de las obsidianas del área de Otumba y el complejo de estratovolcanes Tláloc y Telapón han sido descritas en trabajos previos (Díaz Lozano; 1922, Sotomayor Castañeda, 1968; Weyl, 1974).

Durante el trabajo de campo se colectaron más de 120 muestras de roca de diferentes unidades con el objetivo de tratar de obtener al menos un ejemplar de cada volcán (Tabla 4.1). En 80 de estas muestras se practicaron análisis petrográficos en secciones delgadas y pulidas mediante el microscopio petrográfico para determinar la textura y la mineralogía. Asimismo, se hicieron análisis modales en 30 secciones, con un conteo de 800 puntos por cada muestra en cada grupo de rocas para conocer su composición mineralógica con mayor exactitud.

La clasificación de algunas muestras se complementó con análisis químicos y en casos específicos se requirió el análisis bajo el microscopio electrónico de barrido (Scanning Electron Microscope = SEM). Este último se aplicó en el caso de dos muestras de caída de pómez y la microsonda electrónica (Electron Micro-Probe Analysis = EPMA) se utilizó para confirmar microlitos minerales en obsidianas.

4.1. Basaltos

De este tipo de roca se observaron 16 secciones bajo el microscopio petrográfico, pero sólo se analizaron 5 modalmente. Las muestras provienen principalmente de conos de escoria y flujos de lava localizados en el centro del área. La textura de las rocas varía en general de afanítica a porfirítica; el grado de cristalinidad entre las muestras observadas es progresivo de holohialina a holocristalina. Los cristales presentes en los basaltos son: plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, magnetita, espinela de cromo, hematita (como accesorio), así como cuarzo y biotita (como xenocristales). Todos estos minerales están embebidos en una matriz compuesta por vidrio de color gris con microlitos.

La fase mineral que más abunda en los basaltos es la plagioclasa, su presencia varía entre 33.2 y 69.5 Vol. % con el mayor porcentaje en microfenocristales. Este mineral ocurre en dos poblaciones diferentes. La primera consiste en fenocristales subhedrales (<5 mm), algunos intensamente corroídos (Fig. 4.1.A) con maclas polisintéticas, zoneamiento oscilatorio y texturas de tamiz.

Muestra	Fnc OI	Mfc OI	Fnc Opx	Mfc Opx	Fnc Cpx	Mfc Cpx	Fnc Plg	Mfc Plg	Fnc Anf	Mfc Anf	Fnc Bt	Mfn Bt	Fnc Q	Mfc Q	Óxidos	Matriz	Total	Vesículas
Ot- 16	5.0	7.1	0.2	0.4	0.4	0.8	1.7	31.5	-	-	-	0.4	-	-	2.3	50.1	100.0	4.2
Ot- 18	1.7	8.3	-	-	0.2	0.6	6.6	34.0	-	-	-	-	-	-	0.1	48.4	100.0	1.3
Ot- 60	2.3	11.2	-	-	-	0.2	9.3	45.7	-	-	-	-	-	-	0.4	30.8	100.0	5.6
Ot- 96	6.7	18.1	-	0.2	-	3.4	4.0	65.5	-	-	-	-	-	-	0.4	1.6	100.0	5.6
Ot -110	6.6	11.0	-	-	0.7	1.7	14.0	20.0	-	-	-	-	-	-	1.4	44.5	100.0	11.6
Ot -7	2.0	0.5	-	0.8	-	1.7	0.3	17.9	-	-	-	0.7	-	1.4	-	74.7	100.0	13.1
Ot- 17	6.2	1.8	-	0.6	-	1.4	5.5	22.9	-	-	-	-	-	3.4	3.4	54.8	100.0	27.6
Ot- 17(2)	4.7	3.1	-	0.5	-	1.1	0.3	31.8	-	-	-	-	-	-	1.4	57.0	100.0	4.1
Ot- 19	7.1	4.0	-	0.4	0.6	0.8	1.6	17.5	-	-	-	-	-	-	1.2	66.8	100.0	6.8
Ot- 43	6.8	7.1	1.3	1.4	0.9	1.7	3.3	14.2	-	-	-	-	-	-	1.3	62.1	100.0	7.8
Ot -65	2.1	5.3	-	-	0.3	-	14.2	9.8	-	-	-	-	-	-	0.4	67.9	100.0	1.3
Ot- 79	1.6	3.2	0.2	1.1	0.1	4.2	20.7	37.0	-	-	-	-	-	-	0.3	31.7	100.0	1.3
Ot- 85	0.9	2.7	1.3	0.1	1.1	0.1	10.1	27.8	-	-	-	-	-	-	0.1	55.6	100.0	25.6
Ot- 101	-	-	-	0.5	0.4	0.9	10.9	16.0	2.5	9.2	0.9	1.7	-	-	0.6	56.4	100.0	21.3
Ot- 21	-	-	-	0.5	-	1.1	3.6	10.3	0.3	6.0	-	2.0	-	-	0.9	75.1	100.0	11.7
Ot- 22	-	-	-	0.2	-	2.0	4.0	13.2	0.8	4.5	-	-	-	-	0.2	75.0	100.0	11.2
Ot- 71	-	-	-	0.2	1.8	2.8	4.3	29.0	-	1.0	-	-	0.2	-	0.2	60.5	100.0	-
Ot- 108	-	-	-	0.1	0.7	0.8	12.5	8.0	3.8	4.7	0.2	1.5	-	-	0.1	67.5	100.0	15.0
Ot- 117	-	-	-	-	0.2	0.5	8.0	13.5	2.3	3.4	1.9	1.8	-	4.0	0.8	63.6	100.0	3.2
Ot- 12	-	-	-	-	-	0.6	0.6	11.8	0.4	6.3	0.2	1.5	-	-	0.6	77.9	100.0	1.2
Ot- 24	-	-	-	-	-	-	-	5.9	-	-	-	-	-	-	-	94.1	100.0	3.5
Ot- 39	-	-	-	-	-	-	0.5	2.3	-	0.3	-	0.4	-	-	-	96.5	100.0	0.8
Ot- 48	-	-	-	-	-	-	-	17.6	-	-	-	0.8	-	-	0.3	81.3	100.0	0.4
Ot- 12	-	-	-	-	-	-	0.5	6.1	0.1	2.8	-	1.0	0.1	-	0.9	88.5	100.0	0.9
Ot- 24	-	-	-	-	-	-	0.1	5.2	-	0.5	-	-	-	-	-	94.2	100.0	6.8
Ot-48	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-	-	35.2	64.4	100.0	0.2
Ot- 84	-	-	-	-	-	-	-	2.0	-	1.7	-	1.5	-	-	-	94.8	100.0	0.0
Ot- 122	-	-	-	-	-	-	-	2.7	-	-	-	-	-	-	-	97.3	100.0	4.6
Ot- 123	-	-	-	-	-	-	-	0.3	-	1.0	-	2.3	-	-	0.7	95.7	100.0	0.0
Ot- Roja	-	-	-	-	-	-	-	1.6	-	0.2	0.5	1.2	-	0.2	0.5	95.8	100.0	0.3

Tabla 4.2. Análisis modales de las rocas analizadas en la región de Otumba (en % del volumen total. Se contaron 800 puntos de cada una de las secciones delgadas. El tipo y procedencia se pueden ver en la Tabla 4.1

Muestra	Localidad	Latitud	Longitud	Composición	Procedencia
Ot- 16	Colorado Grande	19° 39' 03''	98° 39' 49''	Basalto	Bloque de lava recolectado en la ladera del edificio
Ot- 18	Colorado Chico	19° 39' 18''	98° 39' 34''	Basalto	Bloque de lava en la cima del edificio
Ot- 60	Coamilpa	19° 38' 35''	98° 43' 20''	Basalto	Bloque recolectado en el flujo de lava situado al NW
Ot- 96	Santa Gertrudis	19° 39' 52''	98° 46' 23''	Basalto	Muestra recolectada en el flujo de lava N
Ot -110	Tepeyehualco	19° 00' 00''	98° 00' 00''	Basalto	Bloque recolectado en la ladera del edificio
Ot -7	Tecuitlan	19° 44' 14''	98° 39' 37''	AB	Bloque de lava situado al centro del flujo de lava
Ot- 17	Cuello Norte	19° 39' 42''	98° 38' 31''	AB	Clasto de lava recolectado dentro del cráter
Ot- 17(2)	Cuello Sur	19° 39' 03''	98° 30' 31''	AB	Bloque de lava recolectado en la ladera del edificio
Ot- 19	Tezontlar	19° 39' 04''	98° 38' 41''	AB	Bloque de lava recolectado en la cima del edificio
Ot- 43	Tepayo Este	19° 42' 13''	98° 38' 13''	AB	Clasto de lava recolectado en la cima del edificio E del complejo
Ot -65	Otumba	19° 42' 51''	98° 44' 36''	AB	Bloque de lava recolectado dentro del edificio
Ot- 79	Cerro Gordo	19° 44' 47''	98° 49' 00''	AB	Muestra de lava de la ladera del complejo de domos
Ot- 85	Xaltepec	19° 37' 52''	98° 45' 55''	AB	Bloque de lava recolectado en la base del edificio
Ot- 101	Campo Santo	19° 36' 38''	98° 44' 03''	Andesita	Bloque de lava recolectado en la cima del domo
Ot- 21	Santa Clara	19° 42' 46''	98° 35' 35''	Dacita	Muestra recolectada en la ladera del domo
Ot- 22	Mármol	19° 42' 14''	98° 36' 09''	Dacita	Bloque de lava recolectado dentro de la mina de explotación
Ot- 71	Santa Gertrudis	19° 36' 58''	98° 43' 42''	Dacita	Bomba volcánica recolectada en la cima dentro del cráter
Ot- 108	Montecillo	19° 00' 00''	98° 00' 00''	Dacita	Bloque de lava en la ladera del edificio
Ot- 117	Métecatl	19° 36' 59''	98° 47' 04''	Dacita	Bloque de lava recolectado en la cima del complejo de domos
Ot- 12	Tepayo	19° 42' 07''	98° 38' 57''	Riolita	Bloque de lava recolectado en la cima del domo E
Ot- 24	Virgencita	19° 40' 59''	98° 36' 02''	Riolita	Bloque de lava recolectado de la pared de la mina de explotación
Ot- 122	Cerro Grande	19° 00' 00''	98° 00' 00''	Riolita	Bloque de lava recolectado en la cima del domo
Ot- 48	Buenavista	19° 41' 06''	98° 41' 31''	Riolita	Bloque lava recolectado en la pared del domo sobre una barranca
Ot- 24	Virgencita	19° 40' 59''	98° 36' 02''	Obsidiana	Bloque de lava recolectado dentro de una mina de explotación
Ot- 12	Tepayo	19° 42' 07''	98° 38' 57''	Obsidiana	Bloque de obsidiana recolectado en la ladera del edificio
Ot-48	Papas	19° 41' 06''	98° 41' 31''	Obsidiana	Bloque de obsidiana recolectado en el flujo de obsidiana
Ot- 84	Ixtepec	19° 41' 45''	98° 37' 26''	Obsidiana	Bloque de obsidiana recolectado en la cima del domo
Ot- 123	Malpaís	19° 00' 00''	98° 00' 00''	Obsidiana	Bloque de obsidiana recolectado en la cima del domo
Ot- Roja	Buenavista	19° 42' 07''	98° 38' 57''	Obsidiana	Bloque de obsidiana roja recolectado en la pared de la mina

Tabla 4.1. Muestras de roca de la región de Otumba analizadas geoquímica y petrográficamente.

La segunda población está limitada a la matriz, donde ocurre en forma de microlitos en asociación con microlitos de olivino y clinopiroxeno. Algunas plagioclasas se encuentran asociadas con cristales de biotita en los Cerros Colorado (Ot-16) y Colorado Chico (Ot-18).

La segunda fase mineral que ocurre con mayor abundancia es el olivino. Sus proporciones varían entre el 10.0 y el 24.8 Vol. %. Predominan los microfenocristales, aunque en algunas muestras existen fenocristales con >5 mm de diámetro. Los cristales de olivino son euhedrales a subhedrales, presentan fractura concoidea, coronas de reacción y golfos de disolución (Fig. 4.1.B). En algunas muestras los cristales presentan bordes y núcleos de alteración que varía de incipiente a moderada y en otras rocas se observan los olivinos sustituidos totalmente por iddingsita. En la matriz se presentan como microlitos intercreciendo con microlitos de plagioclasa. Algunos fenocristales de olivino contienen inclusiones de minerales opacos como espinela de cromo y magnetita. En ciertas secciones se presentan minerales secundarios de hematita y calcita relleno de las vesículas (Fig. 4.1.C).

Los clinopiroxenos son más abundantes que los ortopiroxenos. Los clinopiroxenos tienen una proporción de 0.2 a 3.4 Vol. %, exhiben bajo pleocroismo de color verde pálido, extinción de 45°, crucero en una y dos direcciones y relieve alto (Fig. 4.1.D). Los ortopiroxenos (0.2 a 0.6 Vol. %) presentan extinción recta, relieve alto, clivaje, así como colores de interferencia de primer orden.

El clinopiroxeno más abundante es la augita (determinado por su ángulo de extinción) con tamaños de hasta 2.6 mm de longitud. Esporádicamente se encuentran cristales zoneados, corroídos con golfos de disolución e intercreciendo con microlitos de ortopiroxeno y plagioclasa como parte de la matriz. En ciertas muestras los fenocristales contienen inclusiones de minerales opacos de magnetita.

El ortopiroxeno más común es la hiperstena. Este piroxeno se encuentra como fenocristales subhedrales de hasta 1 mm de longitud. En ciertas muestras se presentan cristales corroídos e intercreciendo con minerales de plagioclasa y olivino disseminados en una matriz vítrea (Fig. 4.1.E).

Las espinelas como la cromita y la magnetita se encuentran dentro de los cristales de olivino y augita, lo que indica que fueron los primeros en cristalizar. Otros minerales opacos como la hematita y la magnetita se encuentran en la matriz y cristalizaron más tardíamente.

Los xenocristales que existen dentro de los basaltos son los minerales de cuarzo y biotita.

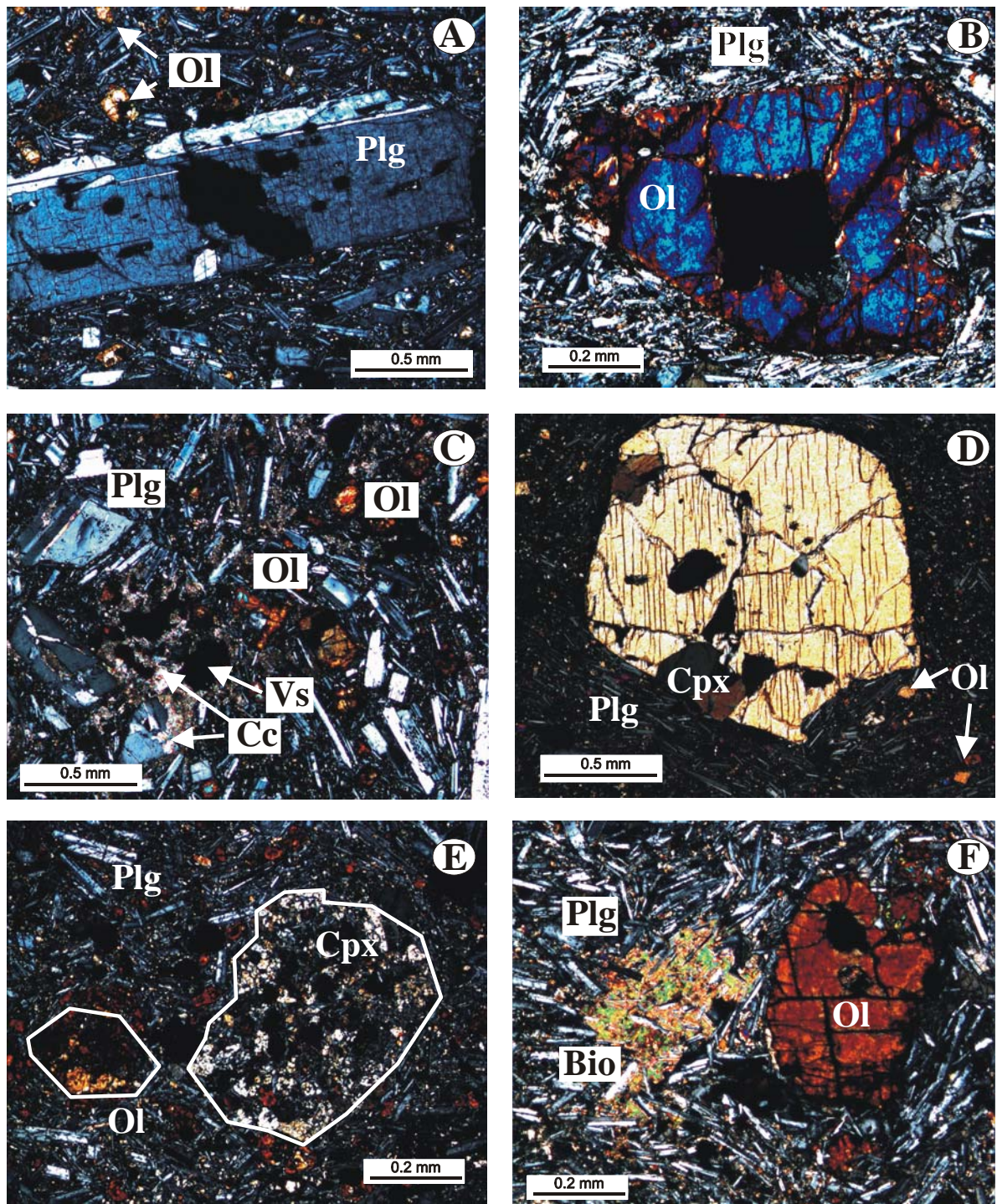


Figura 4.1. Fotomicrografías con nícoles cruzados que muestran algunas características petrográficas de basaltos en el área de estudio. A) Muestra Ot-60: Plagioclasa (Plg) tabular corroída y con cristales de olivino (Ol). B) Muestra Ot-16: Fenocristal de olivino corroído en los bordes y centro, rodeado de microlitos de plagioclasa embebidos en una matriz vítrea. C) Muestra Ot-60: Fenocristales de plagioclasa (Plg) y olivino (Ol) embebidos en una matriz vítrea; dentro de las vesículas se observan minerales secundarios de calcita (Cc). D) Muestra Ot-31: Fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) con bordes corroídos, rodeado de microlitos de olivino y plagioclasa en una matriz vítrea. E) Muestra Ot-

110: Textura esquelética de fenocristales de clinopiroxeno y olivino rodeados de plagioclasas y olivinos alterados a iddingsita. F) Muestra Ot-18: Fenocristal de olivino (Ol) rodeado de microlitos de plagioclasa (Plg) embebidos en una matriz vítrea, asociado con xenocristal en disolución de biotita (Bio).

En la muestra Ot-33 los cristales de cuarzo se encuentran parcialmente reabsorbidos y presentan agregados granulares con extinción ondulatoria. Estos cristales tienen bordes de reacción compuestos por microlitos de piroxeno.

Las rocas de los Cerros Colorado (Ot-16) y Colorado Chico (Ot-18) se encuentran xenocristales anhedrales y corroídos de biotita de 0.8 mm de longitud (Fig. 4.1.F). Estos minerales exhiben clivaje en una sola dirección, pleocroísmo de color verde de moderado a fuerte y en algunos casos coexisten con microlitos de plagioclasa y ortopiroxeno.

4.1. Andesitas basálticas

Este tipo de roca es la más abundante dentro del área de estudio. Se observaron 28 muestras bajo el microscopio y sólo 10 se contaron modalmente. Las muestras provienen de conos de escoria, flujos de lava y domos. La textura que predomina es la afanítica, pero también se encuentran texturas porfiríticas. El grado de cristalinidad varía de holohialina a hipocristalina. Los minerales más abundantes son plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno como fenocristales y espinela de cromo, magnetita y hematita como accesorios. Todos estos minerales están embebidos en una matriz vítrea de color gris-café.

Las plagioclasas varían de labradorita (ángulo de extinción $>27^\circ$) a andesina (ángulo de extinción entre 13° y 27°) con una proporción de 18.2 a 57.7 Vol. %. Los fenocristales son euhedrales a subhedrales (< 4 mm), siendo los de mayor cantidad los microfenocristales. Ciertos cristales presentan algún tipo de zoneamiento y maclas polisintéticas de Albita y Carlsbad (Fig. 4.2.A). Algunas plagioclasas se encuentran corroídas y/o presentan golfos de disolución. Dentro de la matriz, las plagioclasas se presentan en forma de microlitos y conformando glomeropórfidos.

Los olivinos tienen una proporción de 2.5 a 13.9 Vol. %. Los fenocristales son euhedrales a subhedrales y llegan a medir en algunas muestras hasta 4 mm de longitud. Sin embargo, los que más predominan en la mayoría de las rocas son los microfenocristales. Los olivinos se presentan en su mayoría de forma sana, pero existen algunos que presentan alteración de moderada a intensa formando iddingsita. Ciertos cristales exhiben texturas esqueléticas y fracturas concoidales. La muestra del Cuello Norte (Ot-17) presenta cristales

de olivino con inclusiones de cristales cuadrados de espinela de cromo y halos de microlitos de plagioclasa (Fig. 4.2.B).

Los clinopiroxenos son en su mayoría euhedrales a subhedrales con tamaño entre 0.5 y 1.25 mm. La augita es el clinopiroxeno más abundante. Los cristales presentan fracturas, maclas y estructuras de esqueleto. Algunos cristales de augita se presentan como glomeropórfidos. La muestra del Cuello N (Ot-17) tiene cristales de clinopiroxeno con fracturas en el centro y cristales rojos similares a espinelas. Existen también como cristales aciculares embebidos en la matriz (Fig. 4.2.C). Su volumen varía de 0.3 a 4.3 %.

Los minerales de ortopiroxeno son una fase poco común (0.4 a 2.7 Vol. %), pero se pueden observar en algunas muestras como fenocristales anhedrales de 0.6 mm de longitud asociados a microlitos de plagioclasa.

El vidrio presente en la matriz en su mayoría es de color gris a café pardo y conforma la pasta junto con microlitos de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Existen minerales opacos de hematita y magnetita también diseminados en la matriz.

Algunas de estas rocas presentan un porcentaje de vesículas elevado (1.3 a 27.6 Vol. %), que alcanzan diámetros de 0.5 a 1.25 mm de longitud y son de forma irregular.

Dentro de la muestra del flujo de lava Tecuitlán (Ot-7) existen xenocristales de cuarzo en disolución (Fig. 4.2.D). Este cristal presenta un halo de vidrio y alrededor microlitos aciculares de augita. Este xenocristal posiblemente proviene de una metaarenisca arrancada del basamento. También existen cristales anhedrales en disolución de biotita (se observa nítido su crucero en una sola dirección y pleocroismo café; Fig. 4.2.E). También en esta roca se observa calcita como mineral secundario rellenando las vesículas (Fig. 4.2.F).

En la muestra Ot-17 (Cuello Norte) también existen cristales de cuarzo con bordes de absorción y xenocristales de biotita con bordes de disolución formados por cristales de clinopiroxeno. Posiblemente existen metaareniscas en el basamento con cristales de cuarzo y mica que al interactuar con el magma reaccionan y los cristales de mica se disuelven formando vidrio y cristales de clinopiroxeno.

4.3 Andesitas

Este tipo de roca es la menos común en el área de estudio. Se observaron 7 secciones delgadas bajo el microscopio, pero sólo se contó una modalmente. Las muestras de roca proceden de lavas de volcanes tipo escudo (Santa Ana), flujos de lava (lavas del complejo Cuello) y domos (La Cruz y Campo Santo). La textura de las rocas es esencialmente afanítica, pero existen algunas con textura porfirítica.

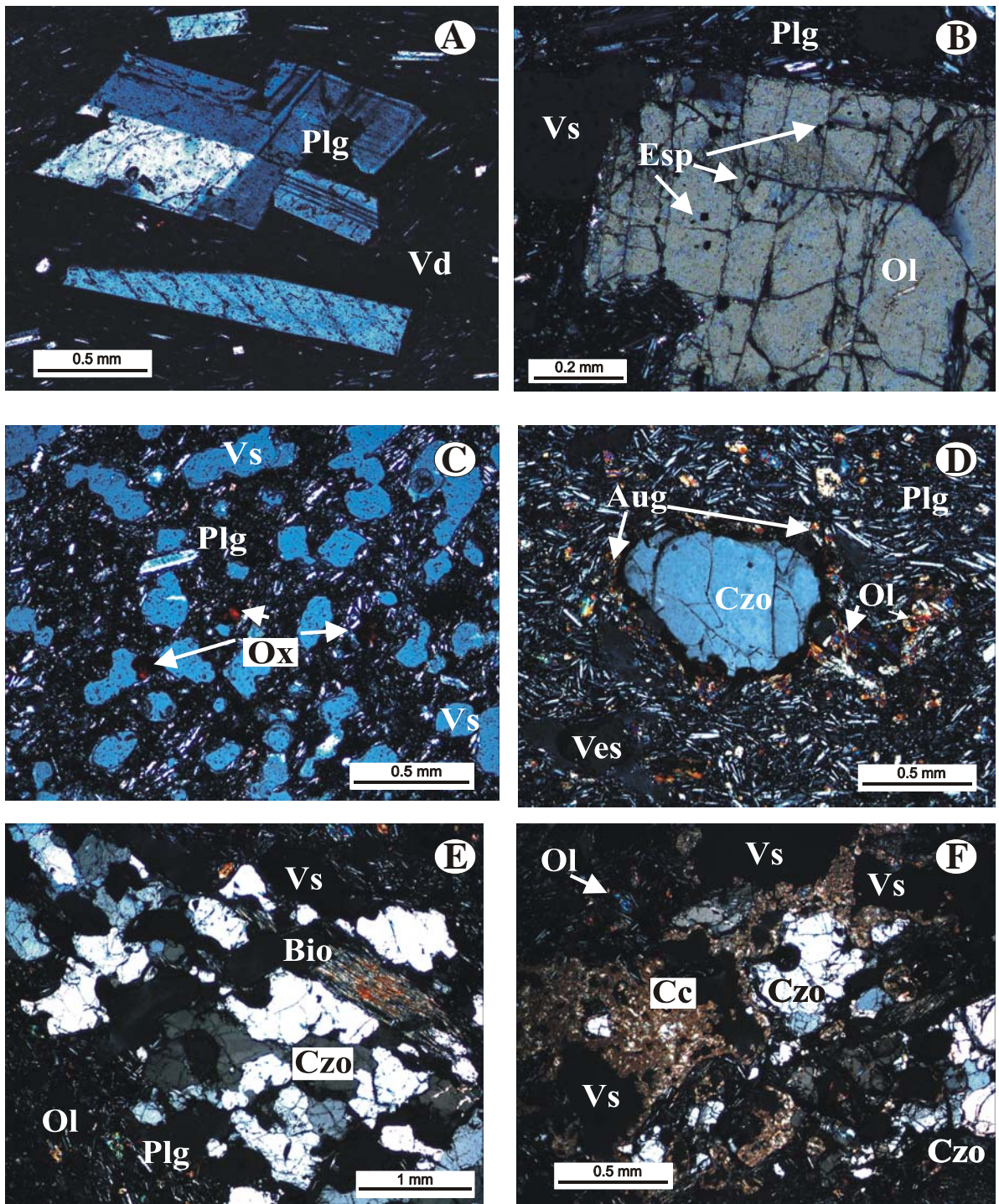


Figura 4.2. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de las andesitas basálticas. A) Muestra Ot-43: Fenocristal maclado de plagioclasa (Plg) embebido en una matriz oscura de vidrio (Vd). B) Muestra Ot-17: Fenocristal de olivino (Ol) con inclusiones de espinela (Esp), asociado con cristales de plagioclasa (Plg) y vesículas (Vs). C) Muestra Ot-14: Cristales amorfos de óxidos (Ox) en una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa con abundantes vesículas. D) Muestra Ot-7: Xenocristal de cuarzo en disolución rodeado por vidrio y microlitos de augita (Aug). E) Muestra Ot-7: Xenolito con cristales de cuarzo (Czo) y biotita (Bio). El cuarzo presenta textura de ajedrez con bordes de disolución. La biotita se observa corroída. Ambos están embebidos

en una matriz vítrea. F) Muestra Ot-7: Xenocristal de cuarzo (Czo) con bordes de disolución embebido en una matriz vítrea con microlitos de olivino (Ol). Las vesículas están rellenas con minerales secundarios de calcita (Cc).

El grado de cristalinidad varía de holohialina a hipocristalina. Los minerales presentes son plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino, biotita y hornblenda, así como magnetita y hematita como accesorios.

Los olivinos se encuentran prácticamente ausentes en la mayoría de las muestras, con excepción de las muestras Ot-9062 y Ot-9053 (lavas Cuello), donde los cristales son subhedrales a anhedrales con tamaños que alcanzan como máximo 1.5 mm de longitud. Los cristales se encuentran fracturados y con golfos de disolución. Algunos de estos cristales presentan bordes de iddingsita.

La fase mineral que más abunda en estas rocas es la plagioclasa, con una proporción de 10.9 a 16.0 Vol. %. Los fenocristales tienen forma tabular y presentan maclas de Carlsbad. Su tamaño es de hasta 4 mm de longitud (Fig. 4.3.A). Algunos de estos cristales tienen estructura esquelética, bordes de corrosión y se presentan como glomero-cristales (Fig. 4.3.B y C). Sin embargo, la mayoría de las secciones muestran microlitos de plagioclasa embebidos en una matriz vítrea con microlitos de biotita (Fig. 4.3.D).

El clinopiroxeno presente en estas secciones es la augita con una proporción mayor a 0.9 Vol. %. Los fenocristales son subhedrales con tamaños variables de hasta 2 mm de longitud, algunos intercreciendo con cristales de plagioclasa.

La presencia de ortopiroxenos es menor (0.5 Vol. %), dispuestos en microfenocristales subhedrales y con escasos fenocristales de 1 mm de tamaño. El vidrio es abundante en la matriz (56.4 Vol. %), de color gris a café pardo y contiene minerales opacos de hematita y magnetita.

En estas secciones hay presencia de cristales tabulares de biotita (2.6 Vol. %) asociados con fenocristales de plagioclasa y algunos con pequeños cristales de iddingsita (Fig. 4.3.E y F). Los anfíboles se presentan en proporciones de hasta 11.7 Vol. %, se encuentran parcialmente alterados (algunos de color rojo) y corroídos en la parte central.

4.4 Dacitas

De este tipo de rocas se observaron 14 bajo el microscopio pero se contaron sólo 5 modalmente. Todas las secciones analizadas provienen de domos. La textura de las rocas es invariablemente porfirítica con una matriz que varía de hipocristalina a holohialina. Los

minerales presentes son biotita, anfíbol, cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno embebidos en una matriz compuesta por vidrio gris-café y microlitos.

También dentro de este grupo de rocas se analizaron dos muestras pertenecientes al complejo Tláloc-Telapón. La muestra proviene de un depósito de caída que se observó bajo el microscopio binocular y bajo el microscopio electrónico de barrido (SEM). En estas muestras se observan solamente fenocristales de biotita y cuarzo asociado con vidrio y líticos dacíticos alterados (de color rojo y gris).

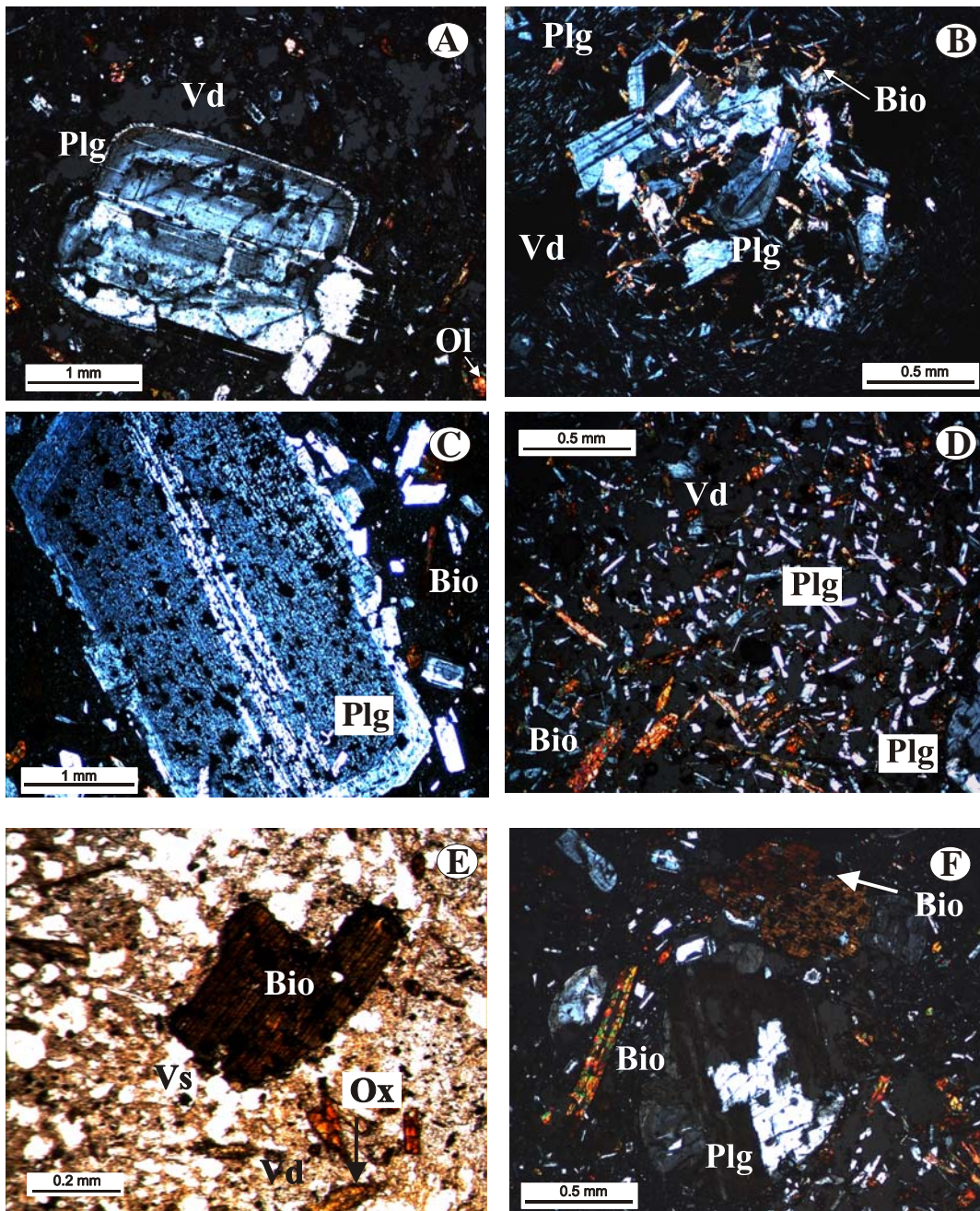


Figura 4.3. Fotomicrografías que muestran características petrográficas de andesitas. A) Muestra Ot-9055: Fenocristal zoneado y con borde de recristalización de plagioclasa (Plg) embebido en una matriz vítrea (Vd). B) Muestra Ot- 101: Xenolito constituido de cristales zoneados de plagioclasa (Plg) y microlitos tabulares de biotita (Bio) rodeados de vidrio (Vd). C) Muestra Ot-72: Fenocristal de plagioclasa (Plg) corroído rodeado de cristales de biotita (Bio) y vidrio (Vd). D) Muestra Ot-90: Fotografía de una parte de un xenolito constituido de microlitos de plagioclasa (Plg) y biotita (Bio) embebidos en una matriz vítrea. E) Muestra Ot-101 Fenocristal de biotita (Bio) corroído en el centro y con bordes de cristales rojos de óxidos. La matriz presenta abundantes vesículas (Vs; sin núcleos cruzados). F) Muestra Ot-55: Fenocristal de plagioclasa (Plg) con bordes redondeados y corroídos en el centro con cristales tabulares de biotita corroídos embebidos en una matriz vítrea.

Los fenocristales de biotita en las rocas (<2 mm, 1.7 a 3.7 Vol. %) en su mayoría se encuentran bien desarrollados, pero en algunas muestras se encuentran parcialmente reabsorbidos. Generalmente, estos minerales presentan algún grado de alteración (de moderado a completo) que consiste en la transformación a una fase opaca de óxidos. En todas las muestras hay cristales de biotita de forma acicular (Fig. 4.4. A y B).

El mineral más característico del grupo del anfíbol es la variedad oxidada (oxihornblenda), con colores café y verde (pleocroísmo café-rojizo). Existen fenocristales (<1.25 mm) euhedrales a subhedrales con tenues bordes de reacción formados por opacita. Los cristales de hornblenda se encuentran intercrecidos con ortopiroxeno y algunos se encuentran corroídos en la parte central (Fig. 4.4.C). Los anfíboles presentan de 1.0 a 8.5 Vol. % en estas rocas.

Los minerales de plagioclasa varían de labradorita a oligoclasa (13.9 a 33.3 Vol. %). Se encuentran principalmente como microfenocristales pero también se observan como microlitos disseminados en la matriz. Los fenocristales de plagioclasa (<5 mm) presentan formas subhedrales con maclado polisintético. En algunas muestras la plagioclasa se identificó formando glomrocristales con clinopiroxeno y biotita. En ocasiones los cristales están corroídos e invadidos por la matriz vítrea (Fig. 4.4.D). En la muestra Ot-108 este mineral se presenta en forma de microlitos de textura fluidal y los fenocristales con bordes de disolución. En ciertas secciones se observan los cristales de plagioclasa intercreciendo con cristales cuadrados opacos.

En menor proporción existen piroxenos. Los más abundantes son los clinopiroxenos con proporciones de 1.1 a 4.6 Vol. %. La mayoría se presentan como microfenocristales, sin embargo los pocos fenocristales alcanzan hasta 1.5 mm de longitud con forma subhedral y generalmente corroídos y fracturados. Los ortopiroxenos (0.5 Vol. %) se observan como microlitos intercreciendo con cristales de plagioclasa y biotita.

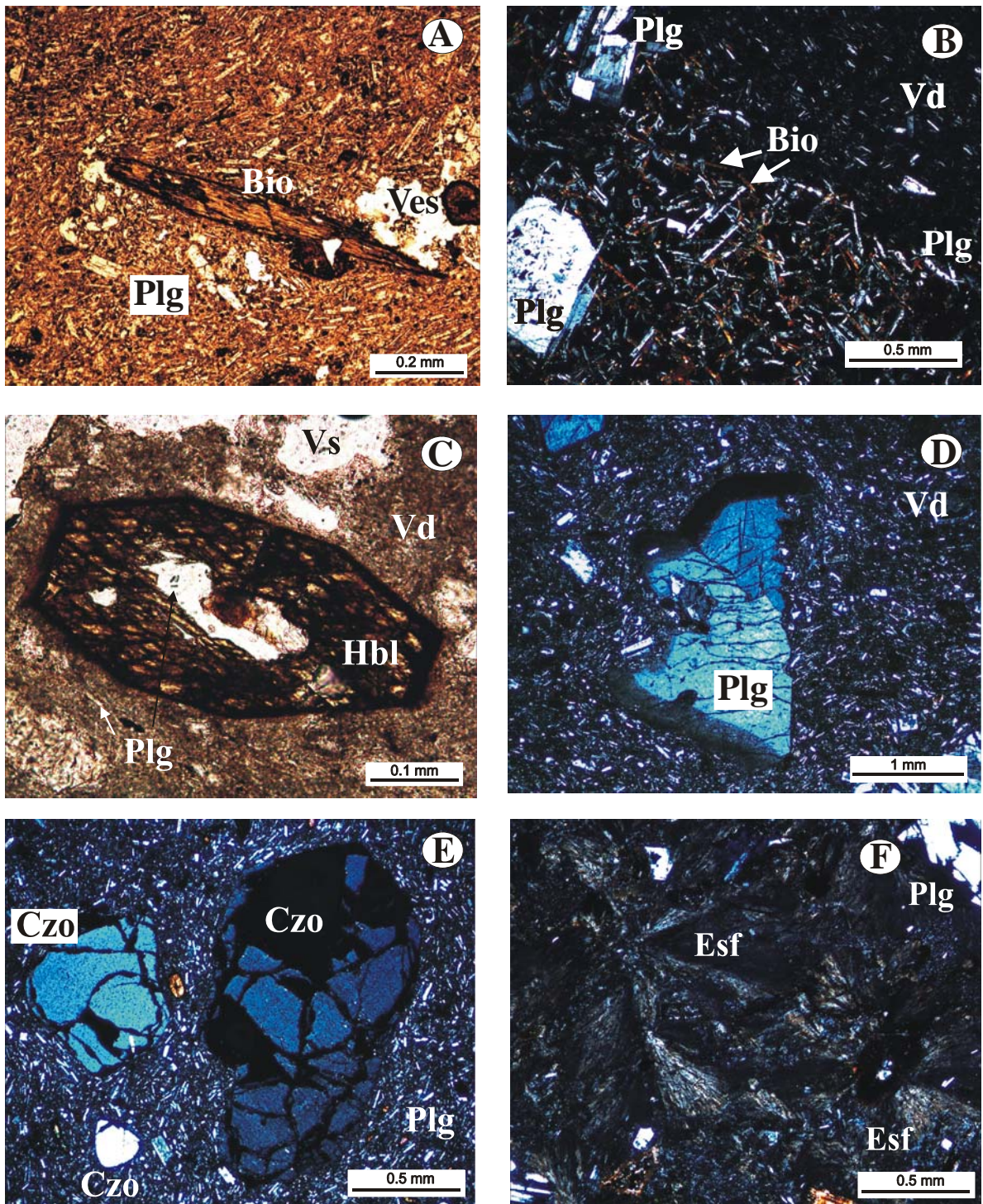


Figura 4.4. Fotomicrografías que muestran características petrográficas de dacitas. A) Muestra Ot-46: Fenocristal tabular corroído de biotita (Bio) embebido en una matriz de vidrio (Vd) y plagioclasa (Plg). B) Muestra Ot-21: Cristales aciculares de plagioclasa (Plg) y biotita (Bio) con fenocristales de plagioclasa embebidos en un vidrio de color oscuro. C) Muestra Ot-108: Fenocristal corroído y oxidado de hornblenda (Hbl) en una matriz de vidrio café y abundantes vesículas (Vs). D) Muestra Ot-93: Fenocristal zoneado de plagioclasa. E) Muestra Ot-121: Fenocristales de cuarzo (Czo) con bordes redondeados embebidos en una matriz de microlitos de plagioclasa (Plg) y vidrio (Vd). F) Muestra Ot-100: Textura de esferulitas (Esf) con cristales de cuarzo y feldespato.

Los escasos cristales de cuarzo (<2.5 mm) presentan fracturas concoideas y bordes redondeados con golfos de disolución. Algunos cristales presentan halos de vidrio. La textura que presentan es de tipo tablero de ajedrez (Fig. 4.4.E).

La matriz en la mayoría de las muestras (60.0 a 75.1 Vol. %), está constituida por vidrio recristalizado con presencia abundante de esferulitas (Fig. 4.4.F). También presenta cristales diseminados de hematita. En la muestra Ot-115 se observan cristales máficos en completo desequilibrio. En algunas muestras existen microlitos de plagioclasa, óxidos de color rojo y biotita como parte de la misma matriz.

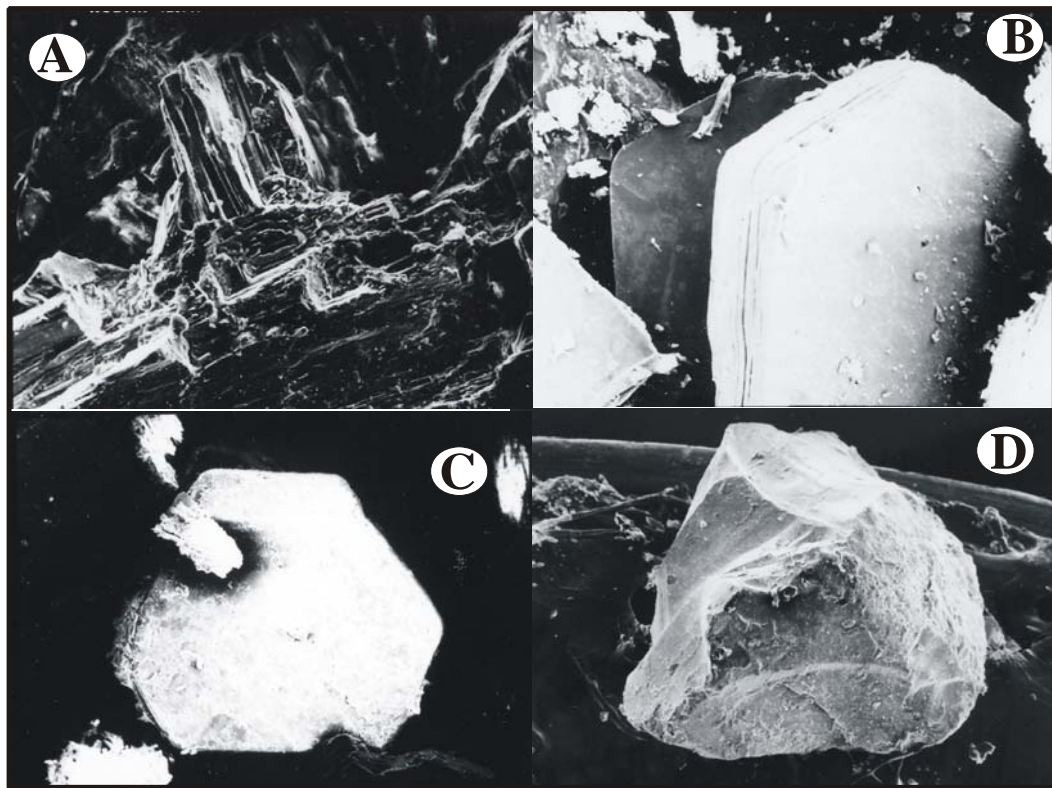


Figura 4.5. Fotografías tomadas con el microscopio electrónico de barrido (SEM). A) Textura fibrosa de pómez. B) Fenocristal de biotita. C) Fenocristal de biotita con fragmentos de pómez adheridos. D) Cristal de cuarzo con fracturas concoideas.

La muestra Ot-21 contiene un xenolito con cristales tabulares de plagioclasa, cristales aciculares de augita, oxihornblenda y pequeñas cantidades de minerales opacos.

El depósito del complejo Tláloc-Telapón es una secuencia de pómez de caída asociada con minerales de biotita y líticos. Bajo el microscopio electrónico de barrido la textura de la pómez es fibrosa y está compuesta de vidrio (Fig. 4.5). Presenta fenocristales hexagonales de

biotita de forma euhedral bien conservados. Dentro de la muestra se encuentran áreas amorfas compuestas principalmente de sílice.

4.5 Riolitas

Se observaron más de 10 muestras de este tipo de roca, de las cuales sólo se contaron 4 modalmente. Las muestras provienen en su mayoría de un conjunto de domos y flujos de lava localizados al NE del área. Algunos de estos domos presentan transiciones de riolita microcristalina a franca obsidiana. La textura de la roca es en general criptocristalina, afanítica y fluidal o completamente vítrea con escasos minerales visibles a simple vista (Fig. 4.6.A). Presentan una matriz vítrea con microlitos de biotita, hornblenda, plagioclasa y óxidos. El vidrio en la mayoría de las rocas es de color café. En varias de las muestras se observan manchas de color oscuro diseminadas en toda la roca (Fig. 4.6.B), las cuales pueden corresponder a óxidos (en riolitas la alteración generalmente inicia en la matriz y se extiende hacia los fenocristales). También dentro de la matriz se observan cristales cuadrados oscuros de titanomagnetita y magnetita. Además se observó apatito. Algunas muestras contienen fenocristales de plagioclasa aislados de hasta 1 mm.

Los minerales de biotita (0.4 a 2.7 Vol. %) se observan como microlitos aciculares y hexagonales diseminados en toda la matriz (Fig. 4.6.C y D). Dentro de las vesículas se observan áreas amorfas de sílice. En algunas muestras el vidrio se observa desvitrificado y con esferulitas con hábito radial, en otras presenta textura perlítica (Fig. 4.6.E). Las plagioclasas presentes (2.8 a 17.6 Vol. %) varían en composición de andesina a oligoclasa (Fig. 4.6.F). Los fenocristales de cuarzo son escasos y se encuentran corroídos con golfos de disolución.

4.5.1 Obsidianas

Se observaron más de 15 muestras de obsidiana, se contaron 7 modalmente y algunas se analizaron mediante la microsonda electrónica (EMPA). La textura que presentan es invariablemente vítrea y fluidal, con algunas transiciones a roca microcristalina. Las muestras provienen de complejos de domos de obsidiana y flujos de lava asociados.

Este vidrio volcánico se observa en algunas muestras hidratado y con esferulitas. La textura fluidal se observa marcada con cristales aciculares de biotita y anfíbol. Dentro de algunas muestras se observan cristales hexagonales de biotita y microlitos de plagioclasa (Fig. 4.7.A y B). Existen minerales cuadrados rojos de hematita y titanomagnetita, así como minerales de apatito. El vidrio en todas las muestras principalmente es café con textura

fluidal. En una muestra de obsidiana roja, se observan fibras de pómez alargadas con textura fluidal (Fig. 4. 7. C y D).

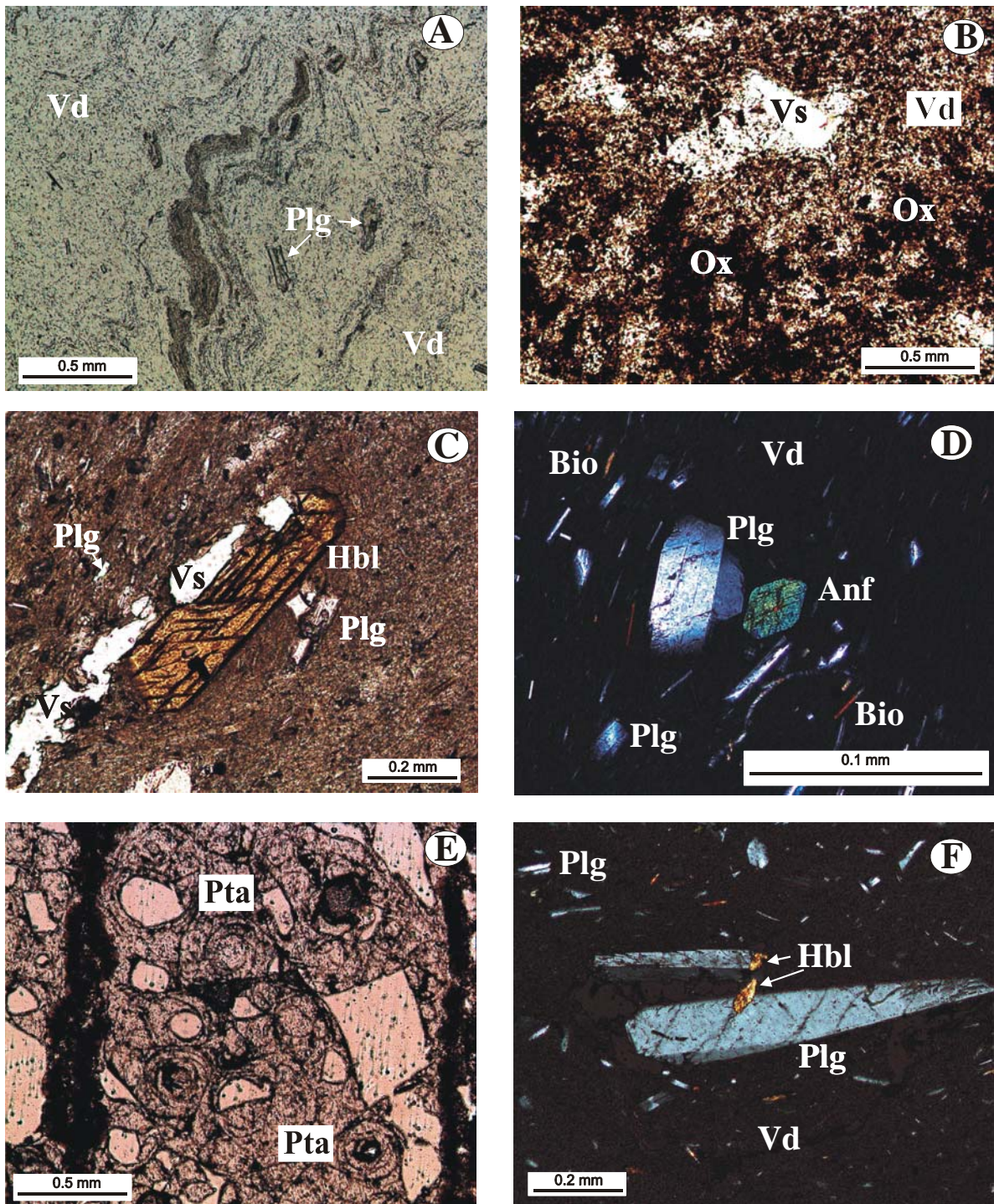


Figura 4. 6. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de las riolitas. A) Muestra Ot-84: Textura fluidal con microlitos de plagioclasa. B) Muestra Ot-23: Textura afanítica de riolita con vidrio desvitrificado y manchas oscuras de óxidos. C) Muestra Ot-12: Microfenocristal de biotita con inclusiones de minerales opacos y rodeados de vesículas embebidos en un vidrio café

claro. D) Muestra Ot- 12: Microlitos de anfíbol, plagioclasa y biotita embebidos en vidrio. E) Muestra Ot-123: Textura perlítica de obsidiana. F) Muestra Ot-12: Microlitos de plagioclasa y anfíbol embebidos en una matriz vítrea.

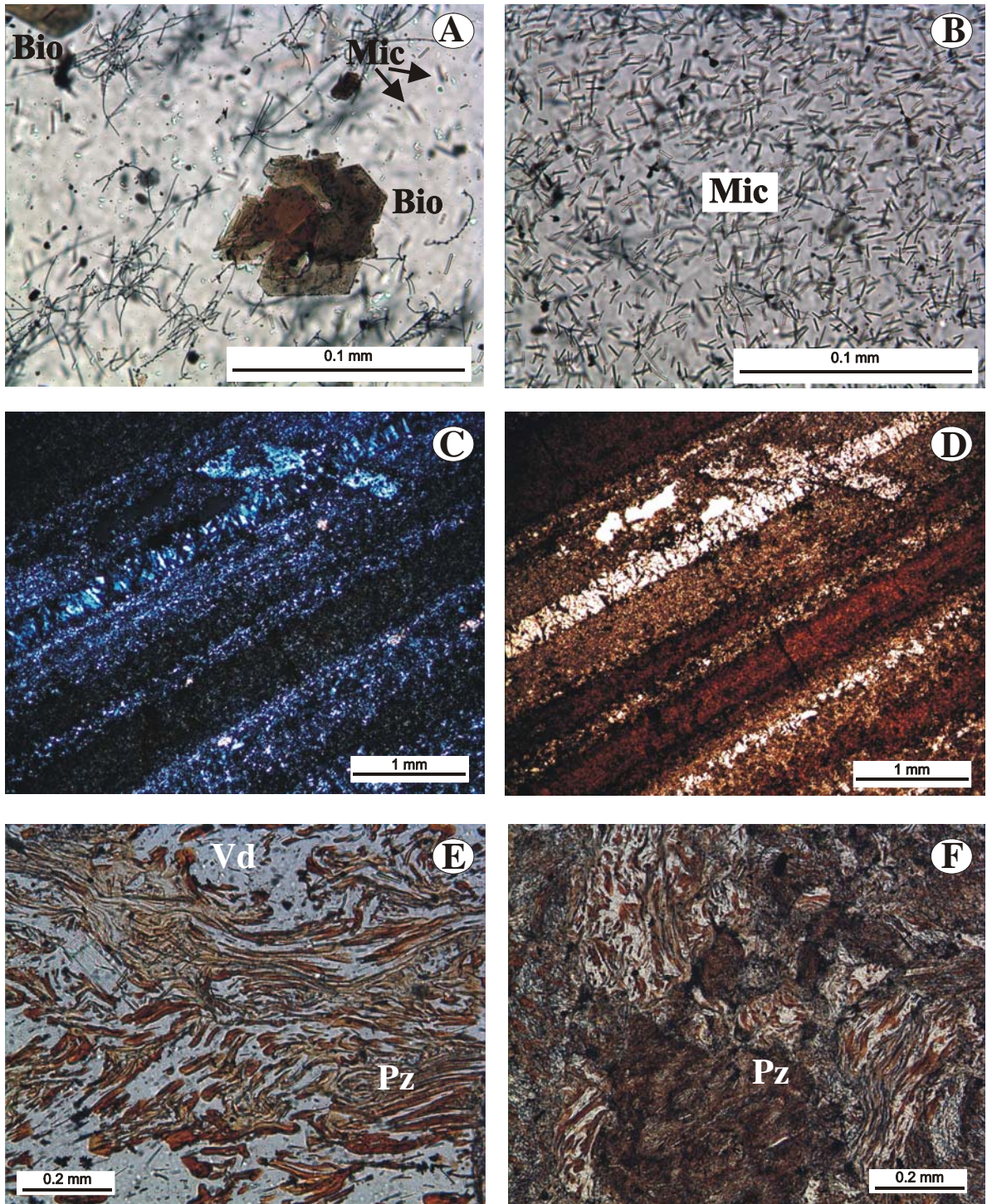


Figura 4.7. Fotomicrografías de vidrios volcánicos. A) Muestra Ot-123: Microfenocristales hexagonales de biotita embebidos en un vidrio café y microlitos. B) Muestra Ot-123: Microlitos de

plagioclasa y biotita embebidos en una matriz vítrea. C) y D) Muestra Ot-48: Textura fluidal de obsidianas con intercalaciones de vidrio café y oscuro (la primera con nícoles y la segunda sin nícoles cruzados). E) y F) Muestra Ot-48: Obsidianas rojas (obsidiana meca) con bandeamiento fluidal en el que alternan vidrio color café y translúcido. Además se observa un área vesiculada con textura de pómez.

El bandeamiento fluidal en estas obsidianas es muy notorio y en algunas se acentúa con bandas oxidadas rojas y pardas formadas por el flujo de gases a través de pequeñas grietas de tensión laminar (Stevenson et al., 1996; Fig. 4.7. E y F).

Entre las obsidianas analizadas con la microsonda electrónica destaca la muestra Ot-12 donde se observa un microfenocristal de hornblenda con inclusiones de apatito y minerales de sulfuro de hierro como piritita o pirrotita (Fig. 4.6).

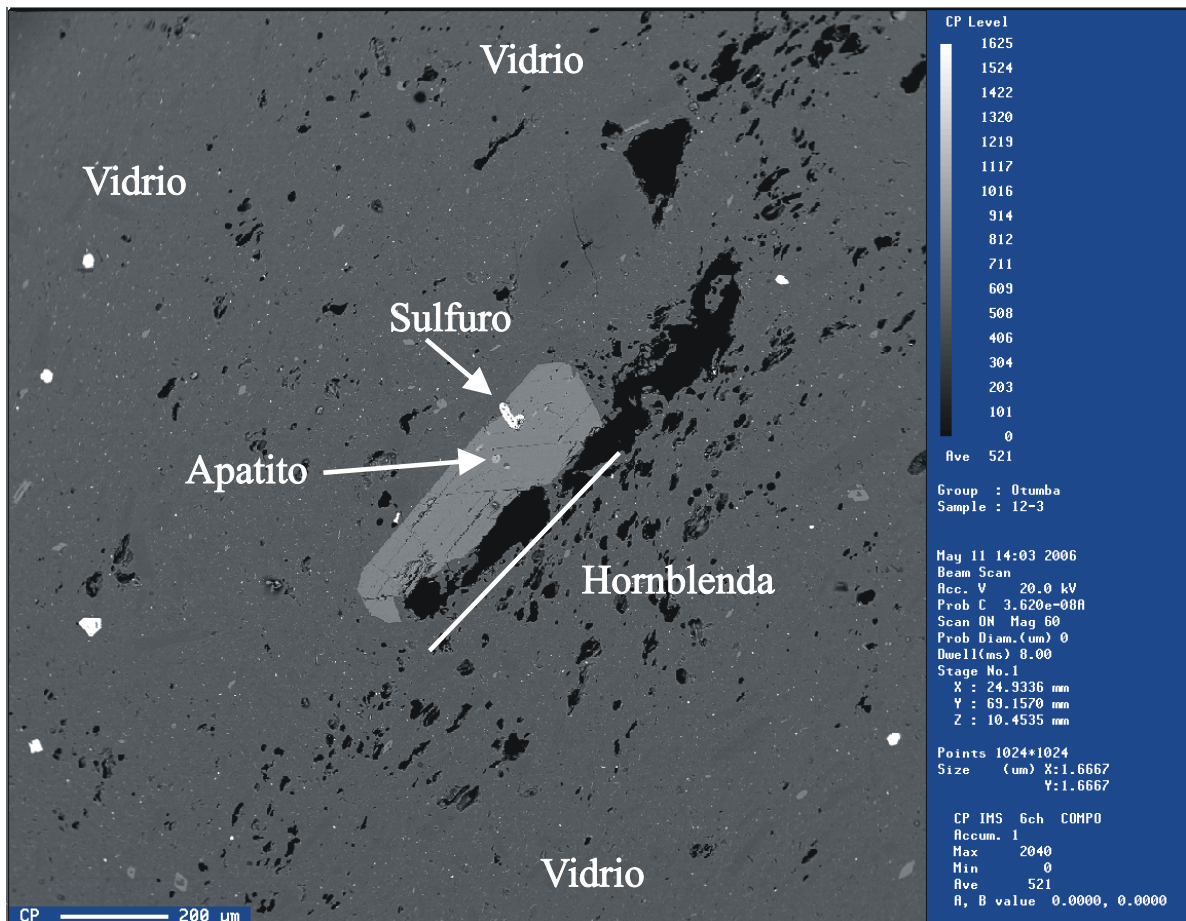


Figura 4.8. Imagen obtenida con el microscopio electrónico de barrido de la microsonda electrónica. Ot-12: Microfenocristal de biotita con inclusiones de apatito y sulfuros como piritita embebidos en una matriz vítrea de color gris. Los diferentes colores indican diferencias en densidad.

V. Cronología

5.1 Fechamientos por el método de Radiocarbono (^{14}C)

5.1.1 Complejo Volcánico Cerro Cuello

Durante el desarrollo de la investigación se realizaron fechamientos de radiocarbono (Tabla 5.1) en depósitos jóvenes. Con los datos obtenidos (y algunos publicados) aunado a los estudios estratigráficos se logró establecer una cronología de eventos volcánicos dentro de la región. Como el Cerro Cuello presenta los rasgos morfológicos más jóvenes de todos los volcanes que se encuentran en el área de estudio, se hizo el intento de fecharlo con mayor precisión.

Tres diferentes paleosuelos se fecharon debajo de los depósitos del complejo Cerro Cuello. El fechamiento más antiguo se obtuvo analizando material orgánico carbonizado dentro de un paleosuelo que se encuentra debajo de las lavas del complejo (Fig. 5.1.D). Este afloramiento corresponde al punto Ot-127, localizado en la Barranca Tizar cerca de San Marcos Gualquilpan y exhibe el contacto entre los depósitos del Cerro Cuello y los depósitos del volcán Tláloc. La edad obtenida en el paleosuelo que separa estos depósitos es de 37,480 yr BP (con una edad aparente de 43,205 yr BP).

El segundo fechamiento se obtuvo en un paleosuelo que aflora en el punto Ot-78, localizado sobre la ladera del volcán Soltepec cerca de Buenavista, 10 km al NW del punto anterior (Fig. 5.1.A). Corresponde a un paleosuelo que se encuentra directamente debajo de la ceniza del Cerro Cuello. La edad obtenida analizando los 3 cm del paleosuelo adyacentes al contacto superior con las cenizas del Cuello es de 30,915+1335/-1143 yr BP.

El fechamiento más joven corresponde a un paleosuelo que aflora en el punto Ot-50, localizado en la Barranca de los Estetes a poco menos de 2 km al NE del punto anterior. Este paleosuelo se intercala entre los flujos de obsidiana del complejo Soltepec y el flujo NW de lava del Cerro Cuello. La edad obtenida al analizar la parte superior del paleosuelo (últimos 3 cm) es de 9,645+285/-275 yr BP.

El paleosuelo que contiene la muestra de carbón fechada en 37,480 yr BP tiene más de 1m de espesor de la base hasta el contacto inferior del depósito de ceniza. Es limoso y está

endurecido con costras de oxidación en la parte media. La edad corresponde al límite inferior de las erupciones del Cerro Cuello y la “Pómez Tláloc”.

Los paleosuelos fechados en la parte NW del área subyacen directamente a la ceniza del Cerro Cuello. Sin embargo, el paleosuelo de $30,915 \pm 1,335 / -1,143$ yr BP aflora en la ladera NW del Cerro Soltepec donde se desarrolló encima del material de retrabajo del mismo cerro antes de haber sido cubierto por la ceniza del Cuello. El espesor total del suelo constituido de limo-arcilla café con bandas de precipitación es menor a 30 cm. La edad corresponde a la edad de la formación del suelo formado lentamente previo al súbito depósito de la ceniza del Cerro Cuello.

Tomando en cuenta la posición de los depósitos y la inclinación de la ladera del cerro existe la posibilidad de que este paleosuelo fuera afectado por procesos erosivos que removieron la parte superior y más joven del suelo antes de ser cubierto por la ceniza, lo que explicaría agregarle más años a la edad obtenida (Fig. 5.3).

El fechamiento de menor edad (A-12982) y con mejores condiciones estratigráficas es el paleosuelo datado en $9,645 \pm 284 - 275$ yr BP localizado 2 km al NW, en la pared E de la Barranca de los Estetes. Este paleosuelo marca el contacto entre el flujo de obsidiana del Domo Soltepec y los depósitos del Cerro Cuello. En la base se encuentra el flujo de obsidiana Soltepec constituido por vidrio volcánico con transiciones a riolita microlítica. Sobre el flujo de obsidiana se desarrolló un paleosuelo compacto, constituido de arena y limo con clastos de obsidiana redondeados con un espesor de más de 1 m. Sobreyaciendo al paleosuelo se encuentra un depósito de 20 cm de espesor de ceniza rojiza alterada proveniente del Cerro Cuello. Directamente sobre la ceniza se encuentra el flujo de lava andesítico del Cerro Cuello que en su base se encuentra brechado y en la parte superior es denso con fenocristales de olivino y plagioclasa. La edad obtenida proviene de una muestra de la parte superior del paleosuelo formada previo a ser sepultada por los depósitos volcánicos del Cerro Cuello. Sin embargo, este dato obtenido presenta una diferencia amplia con relación a los otros fechamientos, lo que permite tomar en consideración tal vez algún tipo de contaminación de la materia orgánica en el paleosuelo.

Tabla 5.1. Fechamientos por radiocarbono de los depósitos volcánicos del Cerro Cuello y Tláloc.

Volcán	Autor	Edad (Años A. P.)	¹³ C	No. Laboratorio	Muestra	Localidad	Latitud N	Longitud W	Altitud (msnm)	Material datado y/o Depósito
Cerro Cuello	Este estudio	> 37,480	-23	A-13282	Ot-127	Barranca Tizar	19° 36' 02''	98° 41' 55''	2564	Material carbonizado dentro de paleosuelo
		30,915 +1335/-1145	-19	A-12983	Ot-78	Buenvista	19° 40' 20''	98° 40' 56''	2684	Paleosuelo debajo de la ceniza Cuello
		9,645 +285/-275	-21	A-12982	Ot-50	Barranca Estetes	19° 41' 16''	98° 41' 16''	2524	Paleosuelo debajo de la ceniza Cuello
Pómez Tláloc	Este estudio	30,460 +/-390	-21	AA-57123	Ot-36	Cerro Ixtepec	19° 41' 44''	98° 37' 27''	2750	Paleosuelo debajo de la Pómez Tláloc
		34,320 +/-640	-24	AA-56626	Ot-83	Cerro Ixtepec	19° 42' 04''	98° 37' 53''	2654	Material carbonizado dentro de lahar
	Cornwall (1970)	35,000	---	GXO645	---	Río Frío	---	---	---	Tronco de árbol in situ en depósitos de nuée ardente
	Malde & Irwin-William (1967)	40,000	---	---	---	---	---	---	---	---
	Huddart & González (2004)	37,220 +/-890	---	AA-43490	---	La Joya 108	---	---	---	Material carbonizado dentro de flujo piroclástico
		34,380 +/-500	---	Beta 165980	---	La Joya-J	---	---	---	Material carbonizado en depósito de ceniza y secuencias lacustres
		34,000 +/-340	---	AA-43489	---	San Vicente Chicoloapan	---	---	---	Material carbonizado en sedimentos lacustres y lahar
	Rueda et al. (2006)	31,490 +1995/-1595	-25	A-14283	TLA-51	---	---	---	---	Troncos de árbol carbonizado

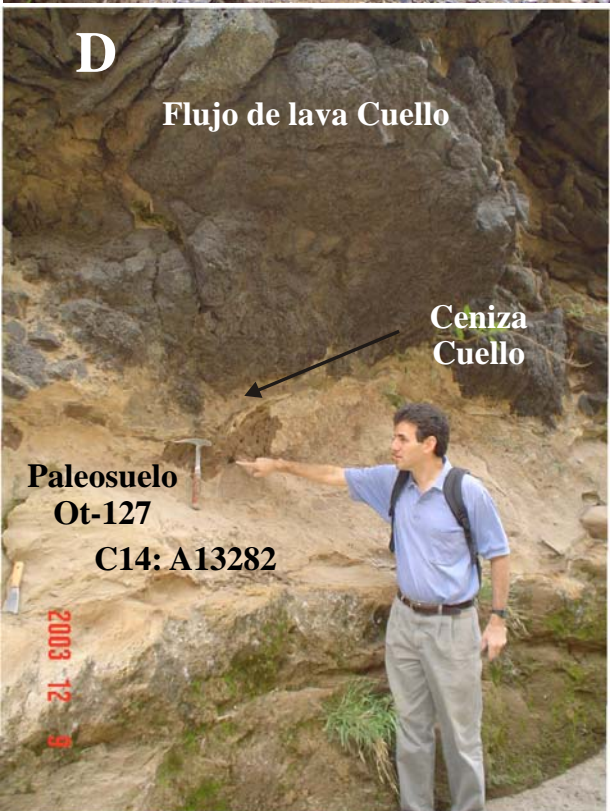
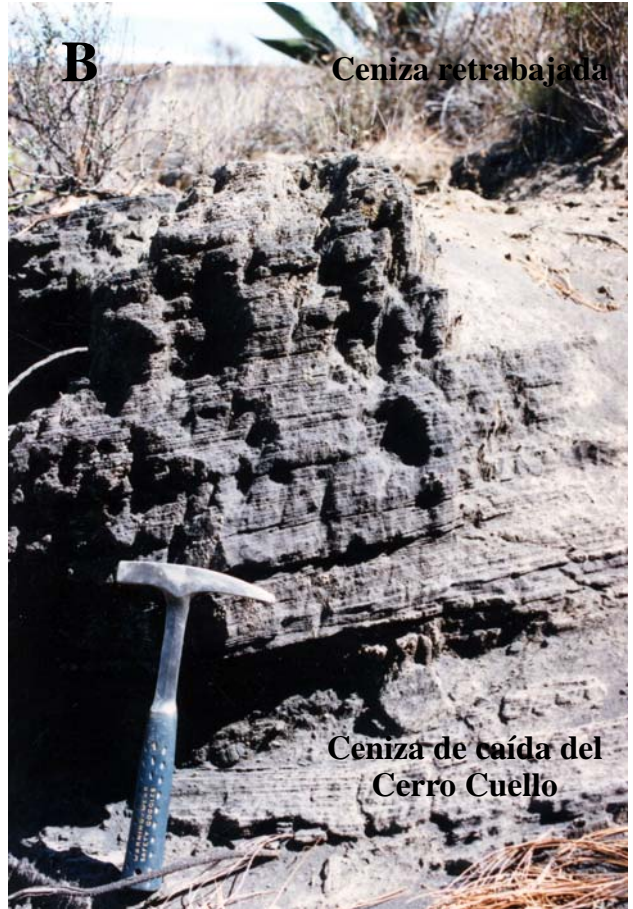
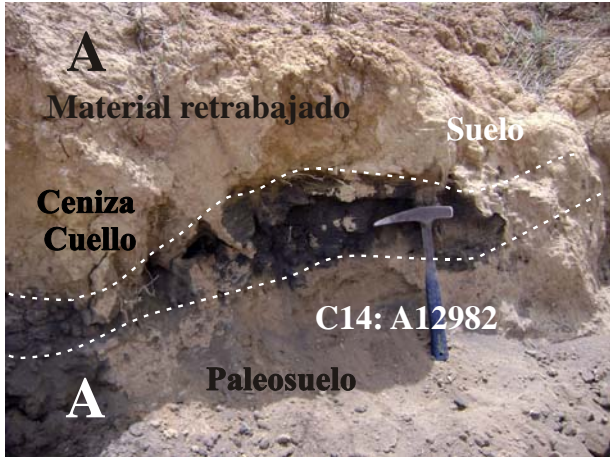


Figura 5.1. A) Columna estratigráfica del punto Ot-78 donde se obtuvo la muestra de paleosuelo A-12983 (30,915+1,335-1,143 yr BP) situado debajo de la Ceniza Cuello. B) Depósito de ceniza estratificada del Cerro Cuello. C) Depósitos retrabajados con clastos de obsidiana localizados en la ladera del domo Soltepec. D) Afloramiento Ot-127 localizado en la Barranca Tizar. El fechamiento A-13282 (37,480 yr BP) proviene de material orgánico carbonizado encontrado dentro del paleosuelo. Obsérvese los depósitos de ceniza del Cerro Cuello. E) Los depósitos del domo Soltepec cubiertos por la ceniza del Cerro Cuello.

El complejo volcánico Cerro Cuello nunca ha sido datado anteriormente, aunque Mooser (1968) y Ledezma-Guerrero (1987) lo consideraron como el volcán más joven en las inmediaciones del Valle de Teotihuacan. La morfología del Complejo Cuello presentan algunas diferencias con volcanes de la misma edad pertenecientes al Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (Siebe et al., 2004). Sin embargo, las edades obtenidas durante esta investigación permiten concluir que el volcán Cuello es la estructura volcánica más joven del área con una edad de entre 30,915 yr BP y 9,645 yr BP que corresponde al Pleistoceno Tardío principios del Holoceno.

5.1.2 “Pómez Tlálloc”

La mayor parte del área se encuentra cubierta por un depósito pliniano de caída constituido por pómez con biotita, cuarzo, feldespatos y líticos alterados de color rojo. Su espesor y granulometría varían dependiendo del lugar donde se encuentre. En ciertos puntos se observan espesores de más de 2 m con clastos de pómez de hasta 2 cm. En la parte N se observan espesores menores a 10 cm con una granulometría de arena fina que va disminuyendo hacia el NE. Este depósito se denominó informalmente “Pómez Tlálloc”, porque se observó que su espesor aumenta en dirección hacia este estratovolcán cuyos depósitos piroclásticos tienen una composición similar.

Como se trata de un excelente marcador estratigráfico se intentó fecharlo con mayor precisión. Para ello se realizaron dos fechamientos de radiocarbono (AA-56626 y AA57123), uno en un paleosuelo en las laderas del domo de obsidiana Ixtepec y el otro dentro de un depósito de lahar. El primer paleosuelo fechado aflora en el sitio Ot-36 y arrojó una edad de 30,460+/-390 yr BP. Este paleosuelo limo-arcilloso tiene un espesor promedio de 50 cm, es de color café, está endurecido y contiene clastos de riolita y obsidiana. Le sobreyace directamente el depósito de caída Tlálloc compuesto por una secuencia de hasta 8 capas de pómez con un espesor total de 80

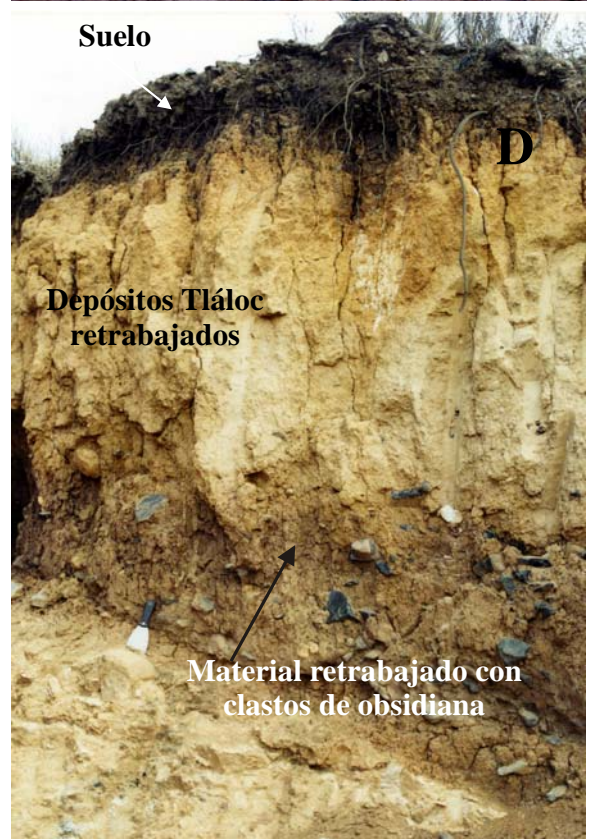
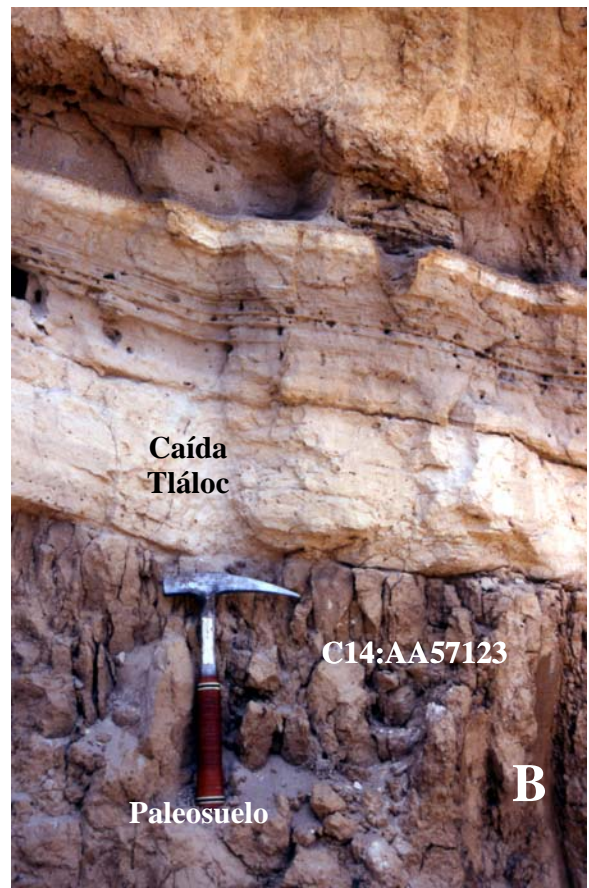
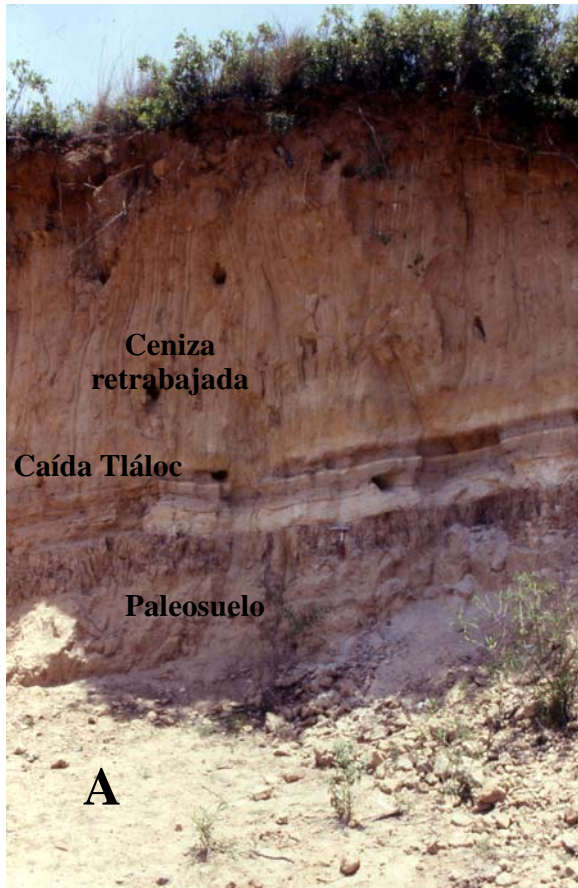
cm. Encima de estos depósitos de caída se encuentra un depósito de ceniza retrabajada de más de 1.5 m de espesor (Fig. 5.2. A y B).

El segundo fechamiento se obtuvo en el afloramiento Ot-83, localizado a 100 m de distancia del sitio anterior. Ahí un depósito de lahar sobreyace a la “Pómez Tláloc” (Fig. 5.2.C). Este depósito está constituido de pómez con líticos redondeados de riolita y obsidiana con un espesor mayor a 1.5 m. En este depósito se encontraron fragmentos de madera carbonizada que arrojaron una edad de 34,320±640 yr BP.

La primera edad obtenida (30,460±390 yr BP) proviene de la parte superior del paleosuelo y refleja el límite inferior de edad para la erupción pliniana del Tláloc. La segunda edad (34,320±640 yr BP) indica la edad de formación del depósito de lahar que posiblemente fue emplazado a raíz de la misma erupción. El problema de estas edades es que se encuentran invertidas. Con estos fechamientos se puede concluir que la “Pómez Tláloc” tiene una edad probable de entre 30 y 35,000 yr BP, lo que corresponde al Pleistoceno Tardío (Fig. 5.4).

Las edades obtenidas en esta investigación son correlacionables con otras edades obtenidas para el Complejo Tláloc-Telapón por Cornwall (1970) en 35,000 yr BP, Malde y Irwin-Williams (1967) en 40,000 yr BP y Huddart y González (2004) entre 37 y 34,000 yr BP y más recientemente por Rueda et al. (2006) en 31,460 yr BP (ver también Tabla 5.1).

Figura 5.2. A) Afloramiento Ot-36 que muestra la columna estratigráfica en la ladera del domo Soltepec. B) Acercamiento del paleosuelo A-12981 fechado en 34,320 ±640 yr BP. Obsérvese el contacto con el depósito de pómez pliniana Tláloc. C) Afloramiento Ot-83. En este punto se fechó material carbonizado encontrado dentro del depósito de lahar. D) Depósitos del cerro Soltepec. Obsérvese el material retrabajado constituido de clastos de obsidiana.



San Marcos
OT-127
 Lat. 19° 36' 02"
 Long. 98° 41' 55"
 Altitud: 2684 m

Flujo W Cerro Cuello
OT02-50
 Lat. 19° 41' 16"
 Long. 98° 41' 16"
 Altitud: 2524 m

Buenavista
OT02-78
 Lat. 19° 40' 20"
 Long. 98° 40' 56"
 Altitud: 2684 m

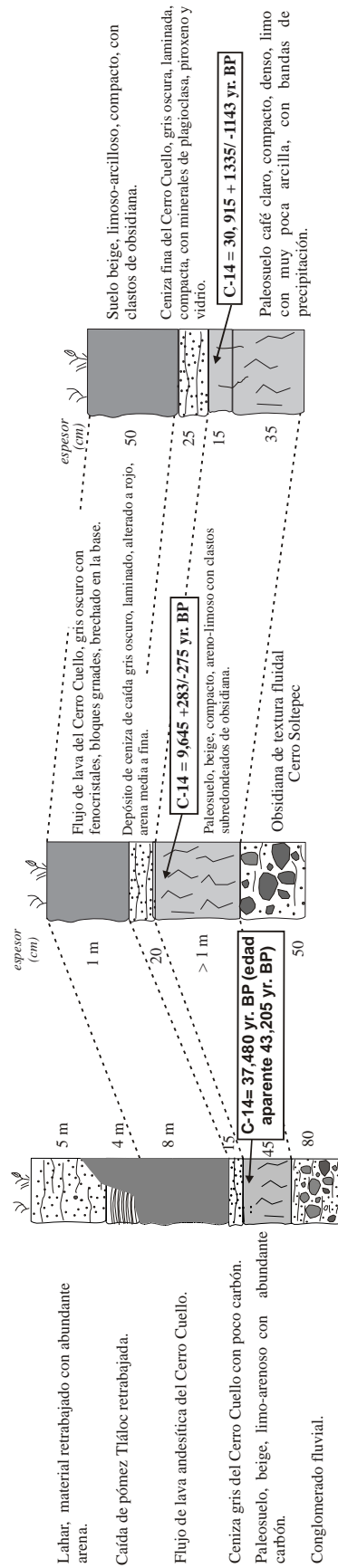


Figura 5.3. Correlación estratigráfica de los afloramientos de los depósitos del Cerro Cuello.

Cerro Ixtepec

OT-36

Lat. 19° 41' 44"
 Long. 98° 37' 27"
 Altitud: 2750 m

Cerro Ixtepec

OT-83

Lat. 19° 42' 04"
 Long. 98° 37' 53"
 Altitud: 2654 m

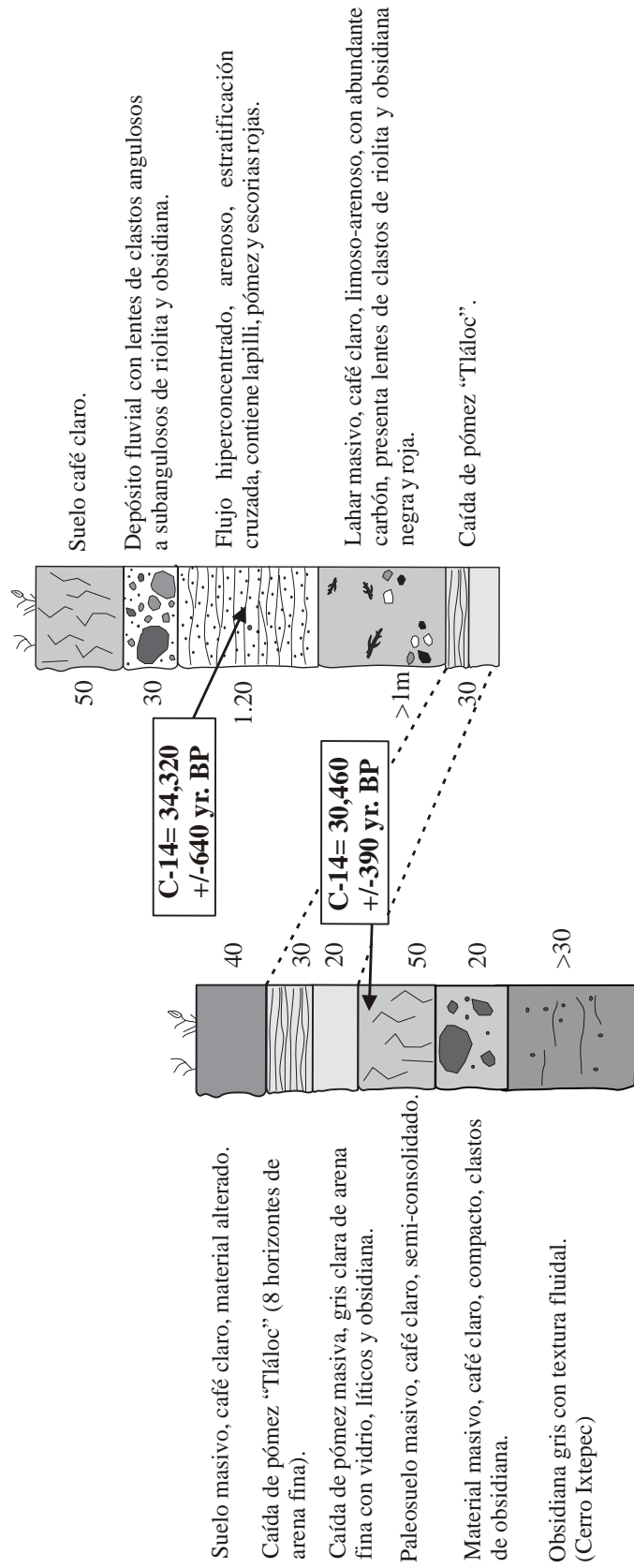


Figura 5.4. Columnas estratigráficas donde se obtuvieron muestras para el fechamiento de la "Pómez Tlálóc".

5.2 Historia Eruptiva

La historia eruptiva en el área determinada con base en la estratigrafía (Cap. 3) y los fechamientos realizados se puede sintetizar de la siguiente manera:

El basamento está probablemente constituido por rocas marinas plegadas cuya edad comprende entre el Jurásico Superior y el Cretácico Superior. Le sobreyace las rocas del Conglomerado Texcoco.

Las rocas volcánicas más antiguas forman la Sierra de Patlachique constituida por domos de composición dacítica cuya edad posiblemente comprenda el periodo de tiempo transcurrido entre el Mioceno Temprano y el Plioceno Temprano.

La formación del Campo Volcánico Otumba (CVO) inició en el Pleistoceno Temprano y ha continuado hasta principios del Holoceno. Este campo volcánico está constituido de conos de escoria, flujos de lava, domos y volcanes escudo con una composición química que varía desde basaltos hasta riolitas y obsidianas.

Dentro del CVO las rocas de mayor edad son las que constituyen a los complejos de domos de riolita y obsidiana Soltepec, Tepayo, Ixtepec y Malpaís, así como a la cadena de domos riolíticos situados al NE del área cerca de Buenavista cuya edad es de aproximadamente 1.5 Ma.

Posterior a esta actividad riolítica en el CVO continúa la actividad volcánica con la formación de conos de escoria y flujos de lava entre los que destacan: Buenavista, Sombrerete, la Cuevita, Colorados y Las Mesas Quebradas que se emplazaron sobre las rocas del Complejo Cuello.

Durante la actividad del CVO, inicia una fase eruptiva del complejo volcánico Tláloc-Telapón con la emisión de flujos piroclásticos y erupciones plinianas que más recientemente dan origen a la “Pómez Tláloc” hace 30,460 y 34,320 yr BP. Esta erupción cubre la parte NE del área y su edad corresponde al Pleistoceno Tardío.

La actividad volcánica más reciente dentro del área está representada por la erupción del Complejo Volcánico Cerro Cuello con la formación de cuatro conos de escoria que emitieron ceniza y flujos de lava que cubren la parte central del área. Dos fechamientos permiten agrupar a esta erupción en el Pleistoceno Tardío, pero el tercer fechamiento lo coloca a principios del Holoceno.

VI. Yacimientos de obsidiana.

6.1 Antecedentes

Durante la época prehispánica la obsidiana fue explotada como materia prima fundamental para la elaboración de instrumentos de trabajo y objetos suntuarios. Su papel en las sociedades prehispánicas, desde su obtención hasta su utilización, se relaciona directamente con los sectores productivos de la población así como con el comercio entre las culturas mesoamericanas durante miles de años.

La obsidiana de Otumba ha sido descrita y existen catálogos de los artefactos y sus diferentes características (Cobean, 2002; Nichols et al., 2000; Neff et al., 2000). Aun así, prácticamente no existen trabajos sobre su formación geológica. El presente estudio tiene la finalidad de conocer las relaciones estratigráficas, la edad y características físicas de las unidades geológicas de cada yacimiento en la región de Otumba.

Las minas de obsidiana de Otumba localizadas en la región central de la Cuenca de México al oriente del Valle de Teotihuacan fueron por su situación geográfica y cercanía con la cultura teotihuacana unas de las más importantes (Gamio, 1922; Díaz Lozano, 1922 y Mooser, 1968; Fig. 6.1).

Este complejo de obsidianas incluye a otros yacimientos de obsidianas cercanos, también reportados en la literatura arqueológica. Tal es el caso de la obsidiana de Malpaís (Cobean, 2000; Mora, 1981). Sin embargo, existen otros yacimientos importantes que han sido sólo mencionadas ocasionalmente en trabajos previos (Díaz Lozano, 1922; Granados et al., 1991; Spence y Parson, 1967), pero no reportadas como yacimientos propiamente. Tal es el caso de los domos Tepayo e Ixtepec.

6.1.1 Obsidianas de Otumba.

El yacimiento de obsidiana de Otumba se localiza en la parte central del área de estudio, entre las localidades de San José Buenavista y San Marcos Ahuatepec. Es el yacimiento más próximo a la ciudad de Teotihuacan y junto con los de la Sierra de las Navajas, Paredón y Zacualtipán, constituye un grupo de yacimientos directamente relacionados con los sistemas de

distribución local, regional y de larga distancia que existían entre los “estados mesoamericanos” (Granados et al., 1991).

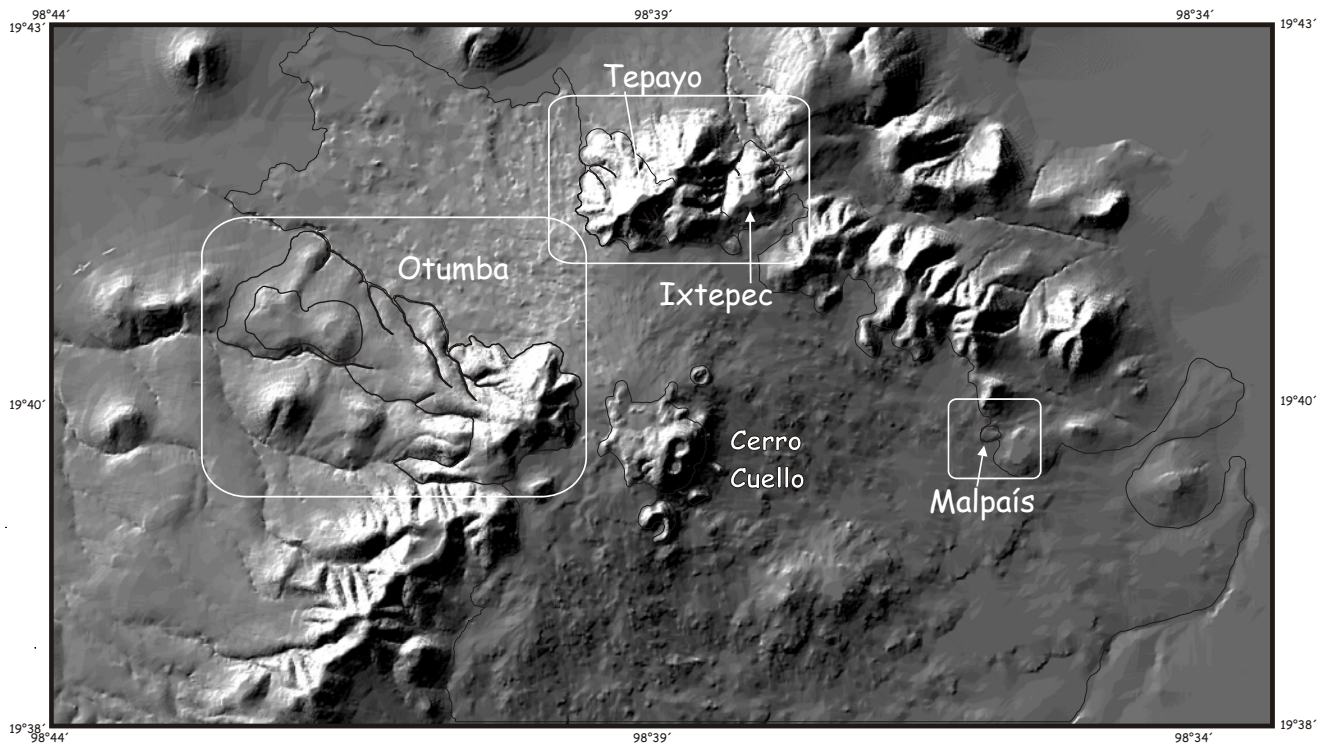


Figura 6.1. Yacimientos de obsidiana en el área de estudio.

Los yacimientos de obsidiana de Otumba han sido reportados en la literatura arqueológica con distintos nombres: Obsidiana de Otumba, Obsidiana de Buenavista, Obsidiana de Teotihuacan, Barranca de los Estetes (Spence y Parsons, 1967; Charlton, 1969; Clark, 1977; Glascock, 2002). Al Cerro Soltepec también se le conoce como Cerro del Campanario y Cerro Papas (Díaz Lozano, 1922; Granados et al., 1991). Sin embargo, las principales minas de obsidiana se encuentran distribuidas a lo largo de todo el domo Soltepec, colindando con los volcanes Cuello (3080 m snm) y el domo Tepayo (3100 m snm).

Las primeras descripciones de los yacimientos de obsidiana en la región de Otumba aparecieron hace más de un siglo (Ordoñez, 1892; Gamio, 1922; Díaz Lozano, 1922). Sin embargo, los primeros trabajos geológicos más formales fueron publicados más tarde por Mooser y Sotomayor (1968) y las investigaciones arqueológicas más importantes fueron realizadas por Spence (1967), Spence y Parson (1967) y Charlton (1969). Clark (1977) realiza un trabajo arqueológico más específico en las minas. Langenscheidt (1985) presenta un plano con cortes de

una mina del yacimiento y Granados et al. (1991) presentan el bosquejo de un proyecto geoarqueológico de las minas de obsidiana de Otumba. Además, este mismo grupo de trabajo reporta el control del yacimiento por el Estado Azteca y realizan investigaciones que incluyen el contexto histórico, político y artesanal (talleres de lapidaria). En otros trabajos se incluyen consideraciones sobre el paleoclima y la producción de maíz y cerámica entre otros (Charlton et al., 1990; Otis-Charlton, 1990; Glascock et al., 1994; Berres, 2000; Neff et al., 2000; Charlton et al., 2000; Nichols et al., 2000; Garraty, 2000; Biskowski, 2000; McClung de Tapia, 2001; Evans, 2001; Parry, 2001; Genotte, 2001).

El Cerro Soltepec es una estructura volcánica compuesta por una serie de domos que conforman el edificio principal y una secuencia de flujos de obsidiana emplazados al NW. Su composición química es riolítica. Por su dinámica eruptiva (emplazamiento rápido y enfriamiento súbito de un magma sobrecalentado) la mayor parte de esta estructura está compuesta por vidrio volcánico y riolita microcristalina. Este tipo de material fue la causa de que las sociedades que ahí se establecieron desarrollaran una actividad minera a lo largo del complejo volcánico. Las minas prehispánicas se encuentran en las laderas del edificio en lugares con menor pendiente y están distribuidas a lo largo de cada una de sus unidades geomorfológicas, donde se extienden por un área mayor a 7 km² de superficie. El mayor afloramiento natural donde se puede observar la estructura del flujo de obsidiana es Salto de las Peñas.

El Salto de las Peñas es un escarpe de 20 m de alto aproximadamente (Fig. 3.1), se formó debido al constante socavamiento del agua de un arroyo sobre la pared, misma acción que en su base formó una barranca poco profunda que lleva el mismo nombre. En esta pared del domo se observan vetas de obsidiana intercaladas con roca microlítica con una textura fluidal. La obsidiana se observa brechada de color gris opaco con bandas de color rojo y negro moteado. En ciertas regiones de la pared se encuentran bloques de obsidiana roja (obsidiana “meca”).

En la actualidad en el Salto de las Peñas es difícil reconocer algún tipo de mina prehispánica debido a que la gente del lugar lo ha transformado en un santuario religioso (dedicado a la Virgen María). Sin embargo, encima del escarpe y a la periferia se encuentran minas prehispánicas con túneles poco profundos y zonas de talleres donde se observa pedacería de obsidiana, que es arrastrada constantemente por las lluvias y consecuentes corrientes de agua al fondo de la barranca.

La segunda concentración de minas prehispánicas dentro del complejo se encuentra sobre los flujos de obsidiana emplazados hacia el NW y en las barrancas que también ahí se formaron. Estos flujos están constituidos en su mayoría de obsidiana intercalada con roca microcristalina, pero en la parte más superficial del flujo se formó un carapacho constituido de roca brechada. Estos flujos se encuentran sepultados por distintos horizontes de ceniza y por el flujo de lava andesítica del complejo Cuello.

La Barranca de los Estetes (también denominada Ixtetes) se localiza sobre el margen NE de los flujos de obsidiana con un recorrido de 3 km aproximadamente. En esta barranca pueden observarse grandes bloques de obsidiana intercalados con riolita microcristalina. También se encuentra un complejo minero prehispánico (observable en algunos lugares como grandes grutas o túneles, Fig. 3.2). Dentro de la barranca se puede observar que la pared W se encuentra cubierta por un paquete masivo de ceniza retrabajada y la pared E por un espesor de ceniza (20 cm) con bloques de lava del Cerro Cuello. En el lecho de la barranca se presentan cantos rodados de obsidiana y basalto, que junto con la corriente de agua han sido transportados hacia la planicie en dirección al Valle de Teotihuacan. Existen otras dos barrancas que drenan los bordes del flujo de obsidiana. Estas son las barrancas de El Muerto y Las Navajas.

6.1.2 Obsidiana Cerro Ixtepec

Los yacimientos de Obsidiana de Ixtepec se localizan 3 km al NE de los yacimientos principales de Otumba. Las localidades más cercanas son Jaltepec y la hacienda de Campero que se encuentran entre los límites de los Estados de México e Hidalgo.

Este yacimiento está constituido por dos domos de obsidiana denominados Ixtepec (“cerro de las obsidianas”). El primer domo tiene una altura de 200 m y cubre un área menor a 1 km². El segundo domo se encuentra al S y se trata de una estructura de 20 m de altitud constituida también de obsidiana y que en la superficie está cubierta por deshecho de talla del mismo material. El domo principal presenta ambas laderas (E y W) disecadas por actividad tectónica lo que ha producido barrancas de gran profundidad. En estas barrancas se observan los afloramientos de flujo de obsidiana gris, la cual se encuentra intercalada con zonas de riolita microlítica y obsidiana roja (“meca”). Las barrancas se denominan La Rinconada y Los Ocotes y en ellas se encuentran las minas de explotación prehispánica.



Figura 6.2. A) Salto de las Peñas es un escarpe producido por la erosión de un arroyo. En el centro se observa el santuario de la Virgen de Guadalupe. La pared está constituida por obsidiana y riolita microlítica. B) Fondo de una mina actual explotada por los pobladores en el domo Soltepec. C)

Depósitos volcánicos que cubren las minas de obsidiana de Otumba. D) y E) Minas de explotación actual de obsidiana.

Cobean (2002) menciona que estos yacimientos fueron descubiertos por Mora (1981) durante un recorrido en el sureste de Hidalgo. Así mismo, el autor menciona el yacimiento de Totolapa muy cercano al cerro Ixtepec. El yacimiento de Totolapa, lo describe como un afloramiento de obsidiana de un metro de espesor expuesto a lo largo de 150 m en el interior de una barranca.

6.1.3 Obsidiana Malpaís

Este yacimiento se relaciona con un domo de obsidiana de dimensiones pequeñas (Fig.3.3). Se encuentra parcialmente sepultado por lavas andesíticas del Cerro Cuello y por ceniza transportada de manera eólica. La estructura volcánica está constituida por intercalaciones de flujos de obsidiana y riolita microlítica. La obsidiana es gris de textura fluidal con esferulitas. Sobre la superficie y al costado de una barranca se observan abundantes deshechos de talla. En la ladera N se encuentra una pequeña mina circular con un diámetro aproximado de 2 m y una profundidad similar que en su interior exhibe brechas de obsidiana.

Cobean (2002) menciona que los primeros en describir los yacimientos de Malpaís fueron Cortéz de Brasdefer (1978), Mora (1981) y Charlton y Spence (1982), quienes mencionan que los yacimientos son de gran extensión (2 km²) y albergan a las únicas minas y talleres prehispánicos de la región.

6.1.4 Obsidiana Tepayo

La obsidiana Tepayo se localiza 5 km al N del yacimiento de Otumba, cerca del domo Ixtepec y a un costado de la hacienda de Campero. La obsidiana forma parte de la ladera NW del domo principal Tepayo, la cual abarca menos de 2 km² de superficie. Esta ladera está constituida por una riolita microcristalina con abundantes brechas de obsidiana de color gris opaco y rojo (Fig. 3.2).

No existen trabajos arqueológicos de esta región y tampoco se pudo documentar en campo algún tipo de minas.

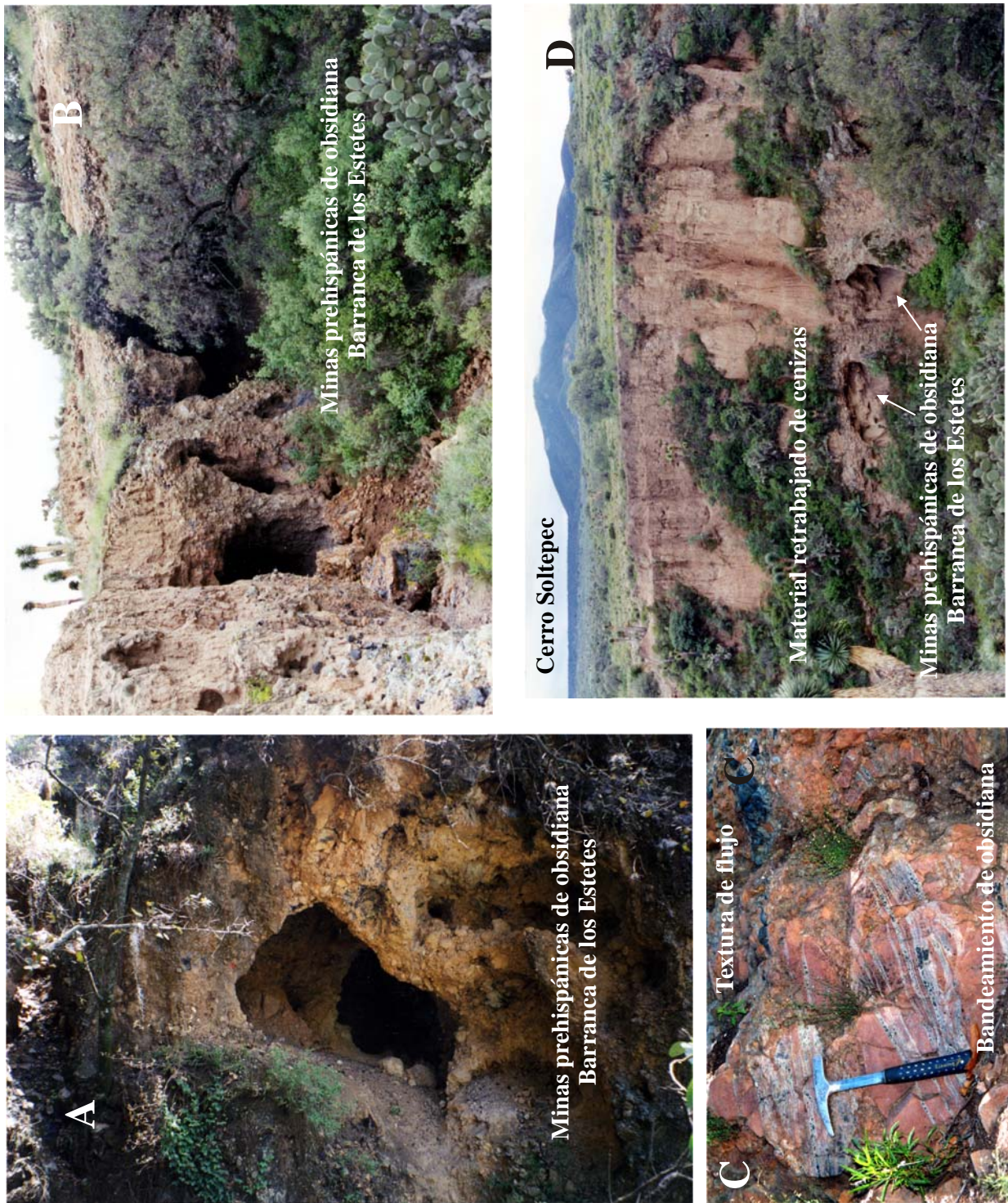


Figura 6.3. A) y B) Minas prehispánicas a lo largo de la barranca N que drena hacia la Barranca de los Estetes. C) Bloque de obsidiana con textura de flujo del domo Tepayo. D) Minas prehispánicas en la pared E de la Barranca de los Estetes. Obsérvese el espesor de ceniza retrabajada que las cubre.

6.2 Metodología

Para cumplir los objetivos de este trabajo se revisó una extensa literatura sobre los diferentes yacimientos de obsidiana en la región. Se realizaron diversos reconocimientos geológicos a partir del año 2002 y se virtió la información en un mapa geológico detallado. Se colectaron muestras de obsidiana de todos los yacimientos. Más de 15 muestras de obsidiana se enviaron a Activation Laboratories en Ancaster, Canadá donde se realizaron análisis químicos de roca total para determinar elementos mayores, menores y trazas. Cinco muestras de secciones pulidas se observaron bajo la microsonda electrónica para obtener la composición de minerales, microlitos y matriz en cada muestra. Además, se realizaron fechamientos absolutos por el método de K/Ar en Tucson a cargo del Dr. Shafiqulah y también por Ar/Ar en GEOMAR, Universidad de Kiel, Alemania por el Dr. Paul van den Bogaart. Los resultados específicos serán presentados posteriormente en mi tesis de maestría. Aquí sólo se hará alusión a conclusiones preliminares de índole general.

6.3 Geología y emplazamiento de las obsidianas.

El sistema de yacimientos de obsidiana de Otumba es un centro volcánico calco-alkalino riolítico localizado en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y al oriente del Valle de Teotihuacan en los límites entre los Estados de México, Hidalgo y Tlaxcala. Los yacimientos cubren un área aproximada de 13 km² y consisten principalmente de flujos de lava de obsidiana con carapachos vítreos asociados a domos. La formación de estos centros eruptivos se localiza a lo largo de la Sierra de Soltepec y está relacionada al emplazamiento del conjunto de domos cuya dirección es NW-SE. Estas estructuras presentan asociaciones de vidrio volcánico intercalado con riolita microlítica.

6.4 Geoquímica y color de las obsidianas

Las características de las obsidianas son producto de la combinación de composición química y factores físicos como temperatura y contenido de gas de los fundidos. Todas las obsidianas de la región de Otumba presentan una composición riolítica con variaciones en el contenido de sílice entre el 72 y 76 %.



Figura 6.4. Domo de obsidiana Malpaís. Al fondo se encuentra el Cerro Cuello y el Tezontlar. Este domo de obsidiana está parcialmente sepultado por lavas del Cerro Cuello. B) Mina prehispánica en la ladera N del domo Malpaís. La entrada de la mina mide aproximadamente 2 m. C) Casco de la hacienda de Malpaís. En segundo plano se observa el volcán Santa Clara y al fondo los Llanos de Apan.

El color de las obsidianas depende de diversos factores físicos, lo que abarca diversas tonalidades de gris hasta el rojo y café con una textura fluidal. Algunas tonalidades de grises se deben en ocasiones a la presencia de vesículas y zonas microcristalina, mientras que el rojo o café se asocia al estado de oxidación del hierro. La obsidiana más representativa es la gris, que se ubica en las faldas del Cerro Soltepec, seguida de la “plateada” y la obsidiana roja ó “meca”.

6.5 Minas de obsidianas

Las primeras investigaciones de los afloramientos y canteras de obsidiana en la región de Otumba fueron publicadas por Spence y Parson (1972), López y Nieto (1990), Charlton y Spence (1982), Nieto y López (1990) y Granados et al., (1991).

Clark (1977) reporta la existencia de preformas bifaciales y puntas de proyectil en la región. Además, asocia la explotación de este yacimiento con las primeras fases de Teotihuacan (Spence y Parsons, 1967; Clark, 1977).

Sin embargo, observando las minas prehispánicas a lo largo de la Barranca de los Estetes se entiende que los depósitos en bloques (producidos por autobrechamiento) a lo largo de la barranca permitió que su explotación fuera más fácil y de mayor profundidad excavando túneles. La explotación se facilitó debido a que los bloques de obsidiana dentro del carapacho del flujo (este se origina durante su emplazamiento y enfriamiento), se encuentran embebidos en una matriz deleznable.

6.6 Obsidiana de Otumba y periodos prehispánicos

Cobean (2002) realiza una síntesis de la historia de la explotación de obsidiana en periodos prehispánicos. Menciona que los primeros en reconocer la importancia de los yacimientos de obsidiana para la ciudad de Teotihuacan durante el periodo Clásico fueron Gamio (1922) y Díaz-Lozano (1922). Tiempo después, Spence (1981) demostró que los yacimientos de Otumba fueron los principales proveedores de materia prima para los talleres de obsidiana de Teotihuacan durante el primer siglo de expansión de la ciudad.

También menciona que Charlton et al. (1978) realizan análisis de elementos traza que indican que la obsidiana de Otumba fue comercializada por toda Mesoamérica desde el Formativo Temprano. Se han identificado herramientas de obsidiana procedentes de Otumba en Veracruz, Oaxaca, Chiapas, Guatemala, Puebla, Morelos y varios sitios dentro de la Cuenca de México. Así mismo, Spence (1996) menciona que la presencia de obsidianas de Otumba en la zona Maya durante el Clásico Temprano fue el resultado de contactos entre Mayas y el estado Teotihuacano.



Figura 6.5. Zona arqueológica de Teotihuacan, en primer plano La Pirámide de la Luna, seguida por La Calzada de los Muertos y La Pirámide del Sol. Al fondo se observa La Sierra de Patlachique.

Langenscheidt (1985) menciona que durante el periodo preolmeca y olmeca se explotaron minas de obsidiana en la Barranca de los Estetes.

En las culturas prehispánicas el uso de la obsidiana se dio de manera muy amplia. Como instrumento se utilizó en casi todas las actividades tanto económicas como religiosas. En las

diferentes investigaciones arqueológicas que se han realizado se han encontrado infinidad de puntas de proyectil, cuchillos, raspadores, navajas prismáticas, tajadores, perforadores, cuchillos ceremoniales, hachas, bezotes, figurillas pulidas y talladas, orejeras, espejos, vasijas, etc. Todo esto muestra claramente la preferencia hacia este material, que por su dureza se ha preservado a lo largo de los siglos.

Durante el periodo colonial, el uso de la obsidiana se redujo considerablemente, al ser sustituida por parte de los españoles por metales. En la actualidad, el uso de la obsidiana se limita casi exclusivamente a la elaboración de artesanía.

VII. Conclusiones

La geomorfología del área está condicionada por estructuras volcánicas orientadas NW-SE (domos riolíticos y dacíticos) y NE-SW (domos, conos de escoria y flujos de lava). Las morfologías más abruptas están constituidas por las estructuras que conforman la Sierra de Soltepec y el Complejo Cuello, localizadas en la parte central del área. Por el contrario, las morfologías más suaves se localizan al S del área y comprenden las estructuras erosionadas de la Sierra de Patlachique. Todas estas estructuras volcánicas fueron controladas por sistemas de fallas con orientaciones NW-SE y NE-SW. El primer sistema estuvo activo desde el Mioceno hasta el Pleistoceno, mientras que el segundo estuvo activo desde el Pleistoceno hasta el Holoceno. Además, en el SE del área se encuentra el piedemonte de origen piroclástico del volcán Tláloc.

En el área de estudio no afloran rocas sedimentarias, por lo que las rocas más antiguas son de origen ígneo. La actividad volcánica comenzó en el Mioceno Temprano formando la Sierra de Patlachique con una orientación NW-SE, constituida por domos dacíticos de hornblenda y biotita. La actividad continuó en el Pleistoceno Temprano con la formación de domos riolíticos alineados NW-SE, seguidos por una constante actividad monogenética que concluyó con la formación del Complejo Volcánico Cerro Cuello a principios del Holoceno. Los primeros derrames de éste son de composición andesítica, mientras que los últimos productos (conos de escoria) son andesitas basálticas. Las cenizas de este complejo constituyen un excelente marcador estratigráfico en la región.

Las andesitas basálticas son las rocas más abundantes en el área, seguidos de los basaltos y los estilos eruptivos predominantes fueron el estromboliano y el vulcaniano. La composición petrográfica de los basaltos y las andesitas basálticas es muy similar. Sin embargo, los basaltos contienen xenocristales de cuarzo y biotita. Las andesitas y dacitas se caracterizan por contener minerales de hornblenda, biotita y escaso piroxeno. Las riolitas se caracterizan por su transición

de riolita microcristalina a franca obsidiana, observándose en general desvitrificadas con esferulitas y micro-cristales.

Los yacimientos de obsidiana de la región de Otumba se encuentran asociados a los domos riolíticos del Pleistoceno, alineados principalmente en la dirección NW-SE. Uno de estos domos, el Soltepec, fue fechado en 1.5 Ma. Estos yacimientos fueron explotados por las culturas prehispánicas principalmente durante el periodo que duró la Cultura Teotihuacana.

VIII. Bibliografía

- Bach, H., Neuroth, N. (Ed.), 1995. *The Properties of Optical Glass*. Springer-Verlag. 410 p.
- Berres, T. E., 2000. Climatic change and lacustrine resources at the period of initial Aztec development. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 11: 27-38.
- Biskowski, M., 2000. Maize preparation and the Aztec subsistence economy. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 11: 293-306.
- Blake, S., 1990. Viscoplastic models of lava domes. En Fink, H., 1990. *Lava Flows and Domes. Emplacement Mechanism and Hazard Implications*. Springer-Verlag. 249 p.
- Boksenbaum, W. M., Tolstoy, P., Harbottle, G., Kimberlin, J., Neivens, M., 1987. Obsidian industries and cultural evolution in the basin of Mexico before 500 B. C. *Journal of Field Archaeology*. Vol. 14: 65-75.
- Bullock, W., 1824. *Six months, residence and travels in Mexico. State of New Spain, its natural productions, state of society, manufactures, trade, agriculture and antiques*. London: John Murray, Albemarle-Street. 532 p.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macías, J.L., 1999. Environment characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*. Vol. 22: 399-411.
- Campos-Enríquez, J.O., Alatríste-Vilchis, D.R., Huizar-Álvarez, R., Marines-Campos, R., Alatorre-Zamora, M.A., 2003. Subsurface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional*. Vol. 42, No. 1: 3-24.
- Cantagrel, J., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 5: 99-114.
- Carrasco, M. V., 1992. *Otumba, apuntes y recuerdo de mi tierra*. Ed. Instituto Mexiquense de Cultura, 2^{da} Edición, 113 p.
- Cas, R. A. C., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Londres, Unwin Hyman, 528 p.

- Castro Govea, R. 1999. Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche. Tesis de Maestría. Posgrado en Geofísica. Instituto de Geofísica. UNAM. 130 p.
- Charlton, T. H., 1969. On the identification of prehispanic obsidian mines in southern Hidalgo. *American Antiquity*. Vol. 34. No. 2: 176-177.
- Charlton, T. H., 1978. Teotihuacan, Tepeapulco, and obsidian exploitation. *Science*. Vol. 200: 1227-1236.
- Charlton, T. H., Nichols, D. L., Otis-Charlton, C. L., 1990. Los procesos de desarrollo de los estados tempranos: el caso del Estado Azteca de Otumba (1989-1990, gabinete). *Boletín del Consejo de Arqueología*. Vol.1: 70-73.
- Charlton, T. H., Nichols, D. L., Otis-Charlton, C. L., 2000. Otumba and its neighbors. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 11: 247-265.
- Charlton, T. H., Spence, W. S., 1982. Obsidian exploitation and civilization in the Basin of Mexico. En Weigand, P., Gwynne, G. (eds) *Mining and Mining Techniques in Ancient Mesoamerica*, Anthropology 6, State University of New York: 7-86.
- Clark, J. E., 1977. A macrocore in the regional museum in Tuxtla Gutierrez, Chiapas, México. *Lithic Technology*. Vol. 6: 30-32.
- Clark, J. E., 1979. A specialized obsidian quarry at Otumba, Mexico: Implications for the study of Mesoamerican obsidian technology and trade. *Lithic Technology*. Vol. 8: 46-49.
- Cobean, R. H., 2002. Un mundo de obsidiana: Minería y comercio de un vidrio volcánico en el México antiguo. Instituto Nacional de Antropología e Historia-Universidad de Pittsburg. 298 p.
- Cobean, R. H., Coe, M. D. Edward, A., Perry, Jr., 1971. Obsidian trade at San Lorenzo Tenochtitlan, Mexico. *Science*, Vol. 174: 666-670.
- Conzatti, 1922. Flora y fauna del Valle de Teotihuacan. En *La Población del Valle de Teotihuacan*. Dirección de Antropología. México Talleres Gráficos: 23-46.
- Córdova, E.C., 1997. Geoarchaeology of an Aztec dispersed village on the Texcoco piedmont of Central Mexico. *Geoarchaeology*. Vol. 12, No. 3: 177-210.
- Cornwall, I.W., 1971. Outline of a stratigraphical bridge between the Mexico and Puebla Basins, Part II: *Bulletin Institute of Archaeology*, University of London. Vol. 8 (1969): 1-54.

- Cortes de Brasdefer, F., 1978. Asentamientos humanos: un análisis del patrón en el área de Calpulalpan, Tlaxcala. Tesis de la Escuela Nacional de Antropología e Historia, México. 140 p.
- Cruz, A. R., 1994. Análisis arqueológico del yacimiento de obsidiana de Sierra de las Navajas, Hidalgo. Instituto Nacional de Antropología e Historia, 1^{ra} edición. 458 p.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimetría y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. Boletín 104. Instituto de Geología. UNAM: 71 p.
- De la Cruz Martínez, V., Castillo Hernández, D., 1986. Geología de la zona geotérmica de la Caldera de Acozulco, Puebla. Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía. Vol. 2 No. 3: 245-254.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Instituto de Geología, Revista. Vol. 2-2: 172-187.
- Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. Revista de Geología. Vol. 5. No. 2: 217-222.
- Díaz Lozano, E., 1922. Rocas y minerales del Valle de Teotihuacan. En La Población del Valle de Teotihuacan. Dirección de Antropología. México Talleres Gráficos: 30-66.
- Evans, S.T., 2001. Aztec-period political organization in the Teotihuacan Valley. Ancient Mesoamerica. Vol. 12: 89-100.
- Fink, H. J. 1990. Lava Flows and Domes. Emplacement Mechanism and Hazard Implications. Springer-Verlag: 249 p.
- Fink, H. J., 1987. The Emplacement of Silic Domes and Lava Flows. Special Paper 212. The Geological Society of America: 145 p.
- Fisher, R. V and Schmincke, H. U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin/New York. 350 p.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Boletín 60, Instituto de Geología, UNAM: 236 p.
- Gamio, M., 1922. La Población del Valle de Teotihuacan. Dirección de Antropología. México Talleres Gráficos. 12 p.
- García, E., 1964. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Offset Larios. México. D.F. 71 p.

- García, E., 1968. Clima actual de Teotihuacan. En José L. Lorenzo (Ed.). *Materiales para la Arqueología de Teotihuacan*. Editado por. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México: 9-28.
- García-Palomo, A., 2002. *Vulcanismo y geología estructural de la región de Apan, estados de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México*. Tesis de Doctorado. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. 181 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol 41, No. 2: 133-150.
- Garraty, Ch. P., 2000. Ceramic indices of Aztec eliteness. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 11: 323-340.
- Gaxiola, M., Clark, J. (ed). 1989., *La Obsidiana en Mesoamérica*. Colección Científica. INAH. 505 p.
- Genotte, J-F., 2001. The Mapa de Otumba. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 12: 127-147.
- Glascok, D. M., 2002. Obsidian provenance research in the Americas. *Accounts of Chemical Research*. Vol. 35: 611-617.
- Glascok, D. M., Neff, H., García-Bárcena J. 1994. La obsidiana “meca” del centro de México, análisis químico y petrográfico. *Trace Arqueología*. Centro de Estudios Mexicanos y Centroamericanos. Vol. 25: 66-72.
- Granados, V. D., Pastrana, C. A., Sánchez, H. R., Martínez I. R., 1991. Datos geoarqueológicos del yacimiento de obsidiana de Otumba, México. *Expresión Antropológica*. Año 2. No. 9: 31-39.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1985a. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 25: 105-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *Journal of Petrology*. Vol. 28: 241-269.
- Heine, K., Heide-Weise, H., 1973. Secuencias de erupciones en el volcán de La Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40,000 años. *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 7, FAIC: 7-8.

- Hernández-Javier, I., Siebe, C., 2004. Geology and geochemistry of the Otumba Pre-Hispanic obsidian mines, Central Mexico-Preliminary results. En Aguirre-Díaz, G.J., Macías-Vázquez, J.L., and Siebe, C. 2004. Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism—Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, Mexico. p. 33.
- Huddart, D., González, S., 2004. Pyroclastic flows and associated sediments, Tláloc-Telapón, piedmont fringe of the eastern basin of Mexico. En Aguirre-Díaz, G.J., Macías-Vázquez, J.L., and Siebe, C. 2004. Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism—Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, Mexico. p. 35.
- Huízar-Álvarez, R., 1999. Hidrogeología de la subcuenca de Apán-Tóchac, Estados de Hidalgo y Tlaxcala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 16. No. 2: 217-229.
- Huízar-Álvarez, R., Campos E. O., Mitre-Salazar, L. M., Alatríste- Vilchis D., Méndez-García, T., Juárez- Sánchez, F., 2001. Evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco, estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 8. No. 1: 55-73.
- Huízar-Álvarez, R., Campos-Enríquez, O., Lermo-Samaniego, J., Delgado-Rodríguez, O., Huidobro-González, A. 1997. Geophysical and hydrological characterization of the sub-basin of Apan and Tochac (Mexico basin). *Geofísica Internacional*. Vol. 36. No. 4: 217-233.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI)., 1984. Carta Topográfica Apan E14B22, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI)., 1995. Carta Topográfica Ciudad Sahagún E14B12, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI)., 1998. Carta Topográfica Tizayuca E14B11, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI)., 2003. Carta Topográfica Texcoco E14B21, Escala 1:50 000.
- Jones, D. M., 1995. The importance of the Hacienda in 19th century Otumba and Apan basin, Mexico. *Historical Archaeology*. Vol.15. No. 2: 87-107.
- Konta, J. (ed)., 1987. 2nd Internacional Conference on Natural Glasses. Prague, September 21-25.
- Langenscheidt, A., 1985. Bosquejo de la minería prehispánica de México. *Quipu*. Vol. 2. No. 1: 37-57.

- Ledezma-Guerrero, O., 1987. Resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Tlaxcala, Puebla e Hidalgo. Carta geológica de México, serie 1:100, 000, Hoja Calpulalpan 14 Q-h (3). Editada por el Instituto de Geología, UNAM.
- Lighthart, P., A., 2004. The Pachuca Obsidian Source, Hidalgo, Mexico: A Geoarchaeological Perspective. *Geoarchaeology*. Vol. 19. No. 1: 71-91.
- López, F., Nieto, R., 1990. Yacimientos, talleres y minas de obsidiana en La Sierra de las Navajas, Otumba y el Paredón. En Gaxiola, M. (ed) Yacimientos y talleres Prehispánicos de obsidiana en el estado de Hidalgo. México. Cuaderno de trabajo No. 1: 39-64.
- Lorenzo, J. L. (Editor)., 1968. Materiales para la Arqueología de Teotihuacán XVIII. Instituto Nacional de Antropología e Historia. 90 p.
- Lounejeva-Baturina, E., Morales Puente, P., Cabadas Baéz, H.V., Cienfuegos Alvarado, E., Sedov, S., Vallejo Gómez, E., Solleiro Rebolledo, E., 2006. Late Pleistocene to Holocene environment changes from ^{13}C determinations in soils at Teotihuacan, Mexico. *Geofísica Internacional*. Vol. 45. No. 2: 85-98.
- Malde, H., Irwin-Williams, C., 1967. "Preliminary reports on radio-carbon dates from the Valsequillo area Puebla, Mexico", cyclostyled communication, Peabody Museum of Archaeology and Etnology, Havard. University.
- Mandujano, C., Elizalde, S., Cassiano, G., Soto, D., Tenorio, D., Jiménez-Reyes M., 2002. Provenance and use wears of Pre-hispanic obsidian scrapers from Metztitlan, Hidalgo, Mexico. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. Vol. 252. No. 1: 81-88.
- Manzanilla, L., 1997. The impact of climatic change on past civilizations. A revisionist agenda for further investigation. *Quaternary International*. Vol. 43-44: 153-159.
- McBirney, R. A., 1984. Rheological properties of magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 12: 337-357.
- McClung de Tapia, E., Aguilar-Hernández, B. A., 2001. Vegetation and plant use in postclassic Otumba. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 12: 113-125.
- McClung de Tapia, E., Solleiro-Rebolledo, E., Gama-Castro, J., Villalpando, J.L., Sedov, S., 2003. Paleosols in the Teotihuacan valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 20, No. 3: 270-282.

- Mooser, F., 1968. Geología, naturaleza y desarrollo del Valle de Teotihuacán. En José L. Lorenzo (Ed.). *Materiales para la Arqueología de Teotihuacan*. Editado por. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México: 29-37.
- Mooser, F., 1970. Condiciones geológicas acerca del pozo Texcoco PP1. V Reunión Nacional de Mecánica de Suelos. Sesión 4, tomo II: 143-161.
- Mooser, F., 1975. Historia geológica de la Cuenca de México: Memorias de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, Departamento del Distrito Federal, Tomo I: 7-38.
- Mooser, F., Ramirez, M.T., 1987. Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura, tectónica y vulcano-tectónica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XLVIII: 75-80.
- Mora, R., 1981. Yacimientos y talleres de obsidiana en el Sureste del estado de Hidalgo. En Gaxiola, M. (ed) *Yacimientos y talleres prehispánicos de obsidiana del estado de Hidalgo*, México, INAH: 21-38.
- Neff, H., Glascock, D. M., Charlton, T. H., Otis-Charlton, C. L., Nichols, D. L., 2000. Provenance investigation of ceramics and obsidian from Otumba. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 11: 307-321.
- Nichols, D. L., McLaughlin, M. J., Benton, M., 2000. Production intensification and regional specialization. *Ancient Mesoamerica*, Vol 11: 267-291.
- Nieto, R., López, F., 1990. Los contextos arqueológicos en yacimientos de obsidiana. En Soto (Ed) *Nuevos enfoques en el estudio de la lítica*. UNAM: 177-214.
- Nixon, G. T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America*, Special Paper 219: 58 p.
- Ordóñez, E., 1892. Algunas obsidianas de México. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate (1892-1893)* T.VI, 5: 33-45.
- Ordóñez, E., 1922. Geología del Valle de Teotihuacan. En *La Población del Valle de Teotihuacan*. Dirección de Antropología. México Talleres Gráficos: 5-18.
- Ortíz, P. M., 1987. Los cambios de nivel base como mecanismo morfogenético de la asimetría de Valles. *Boletín del Instituto de Geografía*. No. 17: 9-42.
- Otis-Charlton, C. L., 1990. Los procesos de desarrollo de los estados tempranos: el caso del Estado azteca de Otumba. Excavación de un taller de lapidaria. *Boletín del Consejo de Arqueología*. Vol: 74-77.
- Otis-Charlton, C. L., 1993. Obsidian as jewelry. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 4: 231-243.

- Oviedo de León, A., 1970. El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. Vol. 2: 5-20.
- Parry, W. J., 2001. Production and Exchange of obsidian tools in late Aztec city-states. *Ancient Mesoamerica*. Vol. 11: 101-111.
- Parsons J. R., 1968. Teotihuacan, Mexico, and its impact on regional demography. *Science*. Vol. 162: 872-877.
- Porter, C. S., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 83: 3607-3612.
- Rózsa, P., Elekes, Z., Szoor, Gy., Simon, A., Simulák, J., Unzonyi, I., Kiss, A.Z., 2003. Phenocrysts in obsidian glasses. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. Vol. 256, No. 2: 234-245.
- Rueda, H., Arce, J., Macías, J., García-Palomo, A., 2006. A 31 ka Plinian-subplinian eruption at Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Mexico. Abstract, American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, USA. p.231.
- Rust, A.C., Cashman, K.V. Multiple origins of obsidian pyroclasts and implications for changes in the dynamics of the 1300 B.P. eruption of Newberry Volcano, USA. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 69 (8): 825-845.
- Ruvalcaba-Sil J.L., Ontalba Salamanca M. A., Manzanilla, L., Miranda, J., Cañetas Ortega, J., López, C., 1999. Characterization of pre-Hispanic pottery from Teotihuacan, México, by a combined PIXE-RBS and XRD analysis. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. Vol. 150: 591-596.
- Rzedowski, J., 1978. *Vegetación de México*. Limusa. Mexico, D.F. 432 p.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rock from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*. Vol. 46. No. 6: 1243-1282.
- Scholze, H., 1990. *Glass. Nature, Structure and Properties*. Springer-Verlag. 454 p.
- Segerstrom, K., 1961. Geología del sureste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Petroleros*, Vol. 13:147-168.
- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*. Vol. 279: 1089-1107.

- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. En Comité Científico Asesor Universidad Nacional Autónoma de México – Centro Nacional de Prevención y Desastres: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante las crisis de 1994-1995: Edición Especial, Secretaría de Gobernación: 195-220.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disaster in pre-Hispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: Past key to the future? *Geology*, Vol 24: 399-402.
- Siebe, C., Macías, J.L. Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., 1997. Catastrophic eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdan-Oriental Basin, East-Central Mexico: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. General Assembly, Puerto Vallarta Mexico, Field Trip Guidebook No. 4: 88 p.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., 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*. Vol. 66: 203-225.
- Siebert, L., Carrasco, G., 2002. Late- Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 115: 179-205.
- Simones, E. F., Mapes, V., 1957. Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, Hidalgo. Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Mineros.
- Sotomayor Castañeda, A., 1968. Estudio petrográfico del área de San Juan Teotihuacan, Estado de México. En José L. Lorenzo (Ed.). *Materiales para la Arqueología de Teotihuacan*. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México: 39-50.
- Spence, M. W., 1972. Prehispanic obsidian exploitation in Central Mexico: A preliminary synthesis. En *Miscellaneous Studies in Mexican Prehistory*. Anthropological Papers 45, Museum of Anthropology. Michigan: 1-43.
- Spence, M. W., 1981. Obsidian production and state in Teotihuacan. *American Antiquity*. Vol. 46: 769-788.
- Spence, M. W., 1996. Commodity or gift: Teotihuacan obsidian in the Maya region. *Latin American Antiquity*. Vol. 7(1): 21-40.

- Spence, M. W., Parsons, J., 1967. Prehispanic obsidian mines in southern Hidalgo. *American Antiquity*. Vol. 32. No. 4: 542-543.
- Stevenson, R.J., Dingwell, D. B., Webb, S. L., 1996. Viscosity of microlite-bearing rhyolitic obsidians: an experimental study. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 58: 298-309.
- Tenorio, D., Cabral, A., Bosch, P., Jiménez-Reyes, M., Bulbulian, S., 1998. Difference in coloured obsidians from Sierra de Pachuca, Mexico. *Journal of Archaeological Science*. Vol. 25: 229-234.
- Thouret, J.C., 1999. Volcanic geomorphology—an overview. *Earth Science Reviews*. Vol. 47: 95-131.
- Tibaldi A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 100. No. B12: 24,521-24,535.
- Vázquez Selem, L., 1985. Estudio Geomorfológico del Noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 182 p.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, L. R., 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*. Vol. 28(2): 133-190.
- Vespermann D., Schmincke H. U. 2000. Scoria Cones and Tuff Rings. En Sigurdsson, H. (Ed), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press: 683-694.
- Vogel, W., 1994. *Glass Chemistry*. Springer-Verlag. 463 p.
- Von-Erffa, A. Hilger, W., Knoblich, K., Weyl, R., 1977. *Geologie des Hochbeckens von Puebla-Tlaxcala und seiner Umgebung (Erläuterung zu einer geologischen Karte)*. Franz Steiner Verlag GMBH, Wiesbaden. 135 p.
- Walker, G. P. L., 1973. Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. Vol. 274 : 107-118.
- Weyl, R. 1974. Determinación y clasificación de las rocas volcánicas en la región de Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones*, Vol. 10: 69-71.
- Williams, H., McBirney, A., 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper and Company, San Francisco. 397 p.
- Wood, C. A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 7: 387-413.
- Wood, C. A., 1980b. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 8: 137-160.