



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Estratigrafía, geocronología y evolución del centro volcánico  
Paleógeno de la Sierra de las Paredes, en la región de  
Sultepec-Texcaltitlán-San Simón de Guerrero, Estado de  
México

## T E S I S

Que para obtener el grado de:  
Maestro en Ciencias de la Tierra  
(Geoquímica y Petrología)

P r e s e n t a

Erick Yautzin Ramírez Pérez Amaya

Director: Dr. Dante Jaime Morán Zenteno





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

## **Agradecimientos**

Al Dr. Dante Morán por brindarme la confianza y abrirme las puertas a su grupo de trabajo, por todos sus esfuerzos y enseñanzas que fueron un apoyo fundamental para lograr este trabajo. Por compartirme con paciencia y esmero parte de sus conocimientos.

Al M. en C. Enrique González Torres, por los consejos académicos y su participación ávida durante el proceso de mi formación en el instituto de Geología.

Agradezco también a la Dra. Barbara Martiny por el entusiasmo que mostró siempre que requerí de su ayuda, por compartirme su experiencia de manera incondicional.

A los doctores miembros de mi comité de evaluación, Elena Centeno, Gerardo Carrasco, Hugo Delgado, Dante Morán y Raymundo Martínez. Les doy las gracias por el interés mostrado en las correcciones y por sus sabios consejos para mejorar esta tesis.

A los miembros de mi comité de examen intermedio anual, les agradezco la evaluación y observaciones realizadas en esta etapa. Dr. Peter Schaaf y Dr. Hugo Delgado.

Al financiamiento otorgado por el CONACYT para el desarrollo del proyecto dentro del que se desarrollo este trabajo.

Además, a la beca para desarrollo de tesis de maestría otorgada por el COMECYT.

También a Rufino Lozano por los rápidos resultados en los análisis de elementos mayores. A Selene Lino del Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) por el apoyo en los análisis isotópicos.

En especial a la Dra. Elena Centeno por la dedicación con la que nos mostró la Geología de Campo.

A mi gran amiga Valerie Pompa por el entusiasmo que demostró en la salida al campo, pero sobre todo por hacerse cargo de los trámites de titulación. Mil gracias Val.

A toda la gente que camino conmigo la Sierra de las Paredes. A mi papa Jesús Ramírez, mi sobrino Tzai Pérez Amaya, Valerie Pompa, Ahiram Monter, Barbara Martiny y Dante Morán.

A Laura Luna por su invaluable apoyo para generar el mapa geológico en un sistema de información geográfica.

A mis amigos y compañeros que hicieron más agradable mi estancia en el instituto de Geología; Valerie Pompa, Ahiram Monter, Norma Paredes, Alejandro Rodríguez, Pilar Aliaga, Mario Ramos, Gonzalo Galaz, Maria Chapela, Brenda Ocampo, Dimitri Herrera, Fernando Núñez, Laura Mori y Michelangelo Martini.

Dedico este trabajo a:

Ángela Amaya

Ángela, Erick y Lorena Galarza

Jesús Ramírez y Rosalinda Pérez Amaya

Patricia, Graciela y Humberto Pérez Amaya

Jesús Tonatiuh Ramírez, Mariana y Tonacacihuatl Pérez

## RESUMEN

La Sierra de las Paredes corresponde a un centro volcánico parcialmente exhumado, que junto a los de Huautla, Taxco, Tilzapotla, La Goleta, La Muñeca, Valle de Bravo y Nanchititla conforman una franja de centros de volcanismo silíceo que se emplazaron durante el Paleógeno y se ubican en la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur. Esta franja se ubica entre los límites actuales de los estados de México y Michoacán, al Oeste, y entre los estados de Morelos y Puebla, al oriente.

El Centro Volcánico de las Paredes (CVLP), se edificó sobre un basamento metamórfico del Mesozoico que corresponde al Grupo Arcelia-Palmar Chico y secuencias sedimentarias de origen continental del Cenozoico, que se pueden relacionar con el Grupo Balsas. En eventos previos al CVLP, se identificaron en el área una serie de diques ultramáficos, máficos e intermedios que cortan al basamento. La estratigrafía del CVLP, indica episodios eruptivos con emisión de volúmenes considerables de flujos piroclásticos asociados a un vulcanismo explosivo de tipo pliniano. En la zona existe vulcanismo Cuaternario propio de la FVTM, representado por derrames de lava andesítico-basálticos y 2 conos cineríticos. Como resultado de profundos procesos erosivos, en el CVLP, existen depósitos de flujos de escombros que cubren a las secuencias anteriores.

La sucesión volcánica del CVLP está constituida por las unidades de ignimbrita Torrecillas, Rancho Viejo, La Lobera (reportada en el Centro Volcánico la Goleta (CVLG) por Díaz-Bravo, 2008), Cerro Alto y Las Paredes; una unidad compuesta por depósitos de caída de ceniza representada por la unidad Ojo de Agua, que se asocia a las columnas plinianas y al menos 2 facies de diques piroclásticos: Diques Torrecillas (DT) y Diques Cerro Alto (DCA), que probablemente sirvieron como fuente de alimentación de las unidades Torrecillas y Cerro Alto (ver evidencias en texto).

La Sierra de las Paredes es una estructura semicircular que tiene un diámetro promedio de 12 km, con un volumen preservado de ignimbritas de  $\sim 70 \text{ km}^3$ . Existen rasgos que permiten asociarla a una caldera de colapso tipo *Downsag*, ya que se caracteriza por presentar buzamiento del basamento y de las unidades pre

colapso hacia el centro de la estructura, además de no ser visible una estructura anular que delimite la caldera.

La edad del CVLP obtenida por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  arrojó un resultado de  $35.59 \pm 0.20$  Ma. -  $36.03 \pm 0.22$  Ma., para la ignimbrita Torrecillas que es considerada la unidad basal de las secuencias piroclásticas. Por el mismo método se obtuvo una edad de  $32.80 \pm 0.19$  Ma. -  $33.05 \pm 0.17$  Ma., para la unidad Cerro Alto que constituye el penúltimo evento en el área. Las edades obtenidas muestran un lapso de emplazamiento en el CVLP de  $\sim 3$  Ma., e indican un vulcanismo contemporáneo al desarrollo de los otros centros silícicos de esta porción de la Sierra Madre del Sur.

El volumen de las unidades piroclásticas y la conexión con la franja de diques piroclásticos permiten inferir la existencia de una cámara magmática somera de tamaño mediano. Además, el incremento en el contenido de cristales entre las unidades de ignimbrita basales respecto a los episodios finales, indican un zoneamiento en la cámara magmática con partes más ricas en cristales que emanaron en las etapas finales del colapso o posteriores al colapso.

## ABSTRACT

Las Paredes range is an exhumated volcanic center. Las Paredes range with Huautla, Taxco, Tilzapotla, La Muñeca, La Goleta, Valle de Bravo and Nanchititla mountain ranges is part of a belt of volcanic silicic centers which were emplaced during the Paleogene time and are located in the central-northern portion of Sierra Madre del Sur. This stripe is located on the borders of the states of México and Michoacán states at the West and between the geographic edge of Morelos and Puebla states at the East.

Volcanic Center of las Paredes (VCLP) was emplaced on metamorphic basement from Mesozoic age that corresponds to Arcelia-Palmar Chico Group (APCG) and continental sedimentary sequences from Cenozoic time connected with the Balsas Group (BG). A series of ultramafic, mafic and intermediate dykes cutting the basement has been identified at VCLP previous to its emplacement. The VCLP stratigraphy indicates emission episodes of large volumes of pyroclastic flows associated to plinian eruptive columns. Trans Mexican Volcanic Belt volcanism exists in the zone represented by andesite to basalt lava flows and two cinder cones. Covering all the ancient sequences there are some debris flows deposits as part of the exhumated sequence of VCLP.

The volcanic succession of VCLP is built up by the Torrecillas, Rancho Viejo, Lobera (it was reported by Díaz-Bravo in Goleta Volcanic Center, 2008), Cerro Alto and Las Paredes ignimbrite units. The Ojo de Agua unit is a fallout deposit from Plinian eruptive columns associate with the collapse process. At least two facies of pyroclastic dykes have been identified related to two of main pyroclastic units; Torrecillas and Cerro Alto ignimbrites.

Las Paredes range is a semi-circular structure with a 12 km average diameter. It consists of a preserved volume of ignimbrites close to 70 km<sup>3</sup>. These and other features allow its association to a *Downsag* collapse caldera process. For instance, the measured dip of the basement and base units of ignimbrites towards the center of the structure, and the absence of a ring fault structure delimiting the caldera walls.

The age of the VCLP was calculated by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar method. For the basal ignimbrite Torrecillas the age resulted in 35.59 ± 0.20 M y. to 36.03 ± 0.22 M y. For

Cerro Alto ignimbrite the age results to be  $32.80 \pm 0.19$  M y. to  $33.05 \pm 0.17$  M y. The Cerro Alto ignimbrite is considered the pre-last episode in this volcanic center. The first age indicates a very short emplacement time for the VCLP close to 3 M y., and the second one; contemporaneous volcanism with other silicic centers in the the northern-central portion of the Sierra Madre del Sur.

The large volume of pyroclastic units and their connection with a wide stripe of pyroclastic dikes allow presuming the existence of a shallow, middle size magma chamber. Besides, the increase of crystal content in the ignimbritic basal units at the final episodes indicates a magma chamber with some crystal rich parts. The crystal rich ignimbrites were emitted immediately after the collapse or after the final collapse stages.

# INDICE

RESUMEN	I
ABSTRACT	III
I. INTRODUCCION	1
I.1. Planteamiento del problema	2
I.2. Antecedentes	3
I.3. Objetivos y metas	4
I.4. Metodología	5
I.5. Ubicación	6
II. MARCO GEOLOGICO	8
II.1. Cinturón de Plutones de la SMS	10
II.2. Centros de volcanismo silíceo e intermedio de la SMS	12
II.3. Volcanismo silíceo en la parte norte-central de la SMS	13
II.4. Centros de volcanismo silíceo periféricos a las Paredes	14
II.4.1. Centro Volcánico de la Sierra de la Goleta (CVSG)	15
II.4.2. Centro Volcánico de la Sierra de la Muñeca (CVSM)	17
II.4.3. Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla (CVSN)	18
II.4.4. Centro Volcánico de Valle de Bravo (CVVB)	19
II.5. Antecedentes sobre el estudio de las Calderas de colapso	19
II.5.1. Tipos de Calderas	21
II.5.2. Procesos de formación de una caldera	21
II.5.3. Tipos de colapso	21
Tipo Pistón (Plate)	21
Tipo Piecemeal	22
Tipo Chaotic	22
Tipo Funnel	22
Tipo Trapdoor	23
Tipo Downsag	23
II.5.4. Productos asociados	24

III. ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE ESTUDIO	25
III.1. Grupo Arcelia-Palmar Chico	26
III.2. Depósitos continentales prevolcánicos	27
III.3. Diques Máficos-intermedios, Ultramáficos e Intermedios	29
III.3.1. Diques Máficos-intermedios	29
III.3.2. Diques Ultramáficos	31
III.3.3. Diques Intermedios	32
III.4. Análisis Geoquímico de diques previos al CVLP	33
III.5. Unidades de Ignimbrita	34
III.5.1. Ignimbrita Torrecillas	35
III.5.2. Ignimbrita Rancho Viejo	41
III.5.3. Unidad Ojo de Agua	44
III.5.4. Ignimbrita La Lobera	45
III.5.5. Ignimbrita Cerro Alto	47
III.5.6. Ignimbrita Las Paredes	48
III.6. Diques Piroclásticos	50
III.6.1. Facies DT	50
III.6.2. Facies DCA	52
III.7. Conos cineríticos y derrames lávicos	53
III.7.1. Cerro Jesús del Monte	53
III.7.2. Volcán el Molcajete	54
III.7.3. Derrame andesítico Carbajal	54
III.7.4. Derrames basálticos San Gabriel y Las Tablas	54
III.8. Depósitos de flujos de escombros	55
IV. GEOCRONOLOGIA	62
IV.1. Geocronología Ar/Ar	62
IV.1.1. Ignimbrita Torrecillas (LP-03)	63
IV.1.2. Ignimbrita Cerro Alto (LP-24)	64
IV.2. Interpretación	67

V. DISCUSION	69
V.1. Conexión entre diques piroclásticos y unidades de ignimbrita	69
V.2. Estructura volcánica	70
V.3. Evolución volcánica	73
VI. CONCLUSIONES	76
BIBLIOGRAFIA	78

<b>Índice de tablas</b>	VII
-------------------------	-----

Tabla 1. Relaciones petrotectónicas de los centros de volcanismo silíceo periféricos a las Paredes	15
Tabla 2. Tipos de calderas, productos asociados y ambiente tectónico	24
Tabla 3. Resultados del análisis de elementos mayores por FRX de las 4 muestras de diques previos al CVLP	34
Tabla 4. Resumen sobre el análisis petrográfico de las muestras de ignimbrita del CVLP	56
Tabla 5. Muestras seleccionadas para fechamiento isotópico por el método Ar/Ar	62

<b>Índice de figuras</b>	VII
--------------------------	-----

Figura 1. Mapa Geológico del Sur de México	1
Figura 2. Ubicación y vías de acceso	7
Figura 3. Mapa del Sur de México con rocas magmáticas cenozoicas	8
Figura 4. Principales rasgos tectónicos del Sur de México	9
Figura 5. Distribución de rocas magmáticas Eoceno-Oligoceno	11
Figura 6. Esquema margen continental del SE de México	12
Figura 7. Centros volcánicos silíceos del centro-norte de la SMS	13
Figura 8. Colapso tipo Pistón	22
Figura 9. Colapso tipo Piecemeal, Chaotic y Funnel	23
Figura 10. Colapso tipo Trapdoor	23
Figura 11. Colapso tipo Downsag	24
Figura 12. Diques previos al CVLP: Dique Nox-1, dique D-1, dique D-2 y dique D-A	29
Figura 13. Dique Nox-1 en lámina delgada	30
Figura 14. Dique D-1 en lámina delgada	30

Figura 15. Dique D-2 en lámina delgada	31
Figura 16. Dique D-2m en lámina delgada	32
Figura 17. Dique D-A en lámina delgada	32
Figura 18. Dique D-3 en lámina delgada	33
Figura 19. Diagrama TAS (álcalis vs. sílice) de diques previos a CVLP	34
Figura 20. Secuencia en el cerro Torrecillas, al S-SW del área de estudio	35
Figura 21. Subunidad 1 Torrecillas en lámina delgada	36
Figura 22. Subunidad 2 Torrecillas en lámina delgada	37
Figura 23. Subunidad 3 Torrecillas en lámina delgada	38
Figura 24. Subunidad 4 Torrecillas en lámina delgada	40
Figura 25. Subunidad 5 Torrecillas en lámina delgada	41
Figura 26. Subunidad inferior, Rancho Viejo en lámina delgada	42
Figura 27. Ignimbrita Rancho Viejo, facies de sillar	43
Figura 28. Subunidad superior, Rancho Viejo en lámina delgada	44
Figura 29. Unidad Ojo de Agua	45
Figura 30. Unidad Ojo de Agua en lámina delgada	45
Figura 31. Unidad Lobera en lámina delgada	46
Figura 32. Ignimbrita Cerro Alto	47
Figura 33. Unidad Cerro Alto en lámina delgada	48
Figura 34. Ignimbrita Las Paredes	49
Figura 35. Ignimbrita Las Paredes en lámina delgada	49
Figura 36. Diques piroclásticos facies DT	51
Figura 37. Diques piroclásticos facies DT en lámina delgada	51
Figura 38. Diques piroclásticos facies DCA	52
Figura 39. Diques piroclásticos facies DCA en lámina delgada	53
Figura 40. Conos cineríticos al Oeste del CVLP	54
Figura 41. Depósitos de flujos de escombros	55
Figura 42. Mapa Geológico del Centro Volcánico de las Paredes	60
Figura 43. Columna geológica general del Centro Volcánico de las Paredes	61
Figura 44. Sección geológica AA'	61
Figura 45. Sección geológica BB'	61
Figura 46. Espectrómetro de masas y láser utilizados en fechamiento Ar/Ar	63
Figura 47. Análisis Geocronológicos Ar/Ar, para Sanidino muestra LP-03	64

Figura 48. Análisis Geocronológicos Ar/Ar, para Sanidino muestra LP-24	65
Figura 49. Análisis Geocronológicos Ar/Ar, para Biotita muestra LP-24	66
Figura 50. Análisis Geocronológicos Ar/Ar, para Hornblenda muestra LP-24	67
Figura 51. Modelo digital de relieve del CVLP	73
Figura 52. Evolución volcánica del CVLP	74
<b>Apéndice.</b> Datos estructurales y lineamientos estructurales	i

## I. INTRODUCCIÓN

La presente tesis es parte del proyecto de investigación “*Investigaciones sobre la estratigrafía, petrología y evolución de los centros volcánicos silíceos del Paleógeno de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur y sus relaciones cronológicas y genéticas con los yacimientos epitermales*”, financiado por el CONACYT y desarrollado en el Instituto de Geología de la UNAM. El estudio se dirigió a aspectos sobre la estratigrafía, geocronología, petrografía y evolución de la Sierra de las Paredes, que se encuentra dentro de los distritos mineros de Temascaltepec y Sultepec, al suroeste del Estado de México.

Las rocas de los centros volcánicos silíceos con edades entre el Eoceno-Oligoceno que afloran al Norte de la Sierra Madre del Sur (SMS); forman una franja discontinua que abarca desde el Estado de Michoacán hasta el Estado de Oaxaca (figura 1). Dentro de los centros de volcanismo silíceo que conforman esta franja en la SMS; se reconocen los de Nanchititla, San Vicente, La Goleta, Sierra de la Muñeca, Sierra de las Paredes en Sultepec, Valle de Bravo, Taxco, Tilzapotla y Huautla (Morán *et al.*, 2004). Esta franja guarda una posición intermedia entre la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) del Mioceno-Reciente y el Cinturón de Plutones Terciarios (CPT) del Eoceno-Oligoceno que se encuentran emplazados en la margen continental pacífica (figura 1).

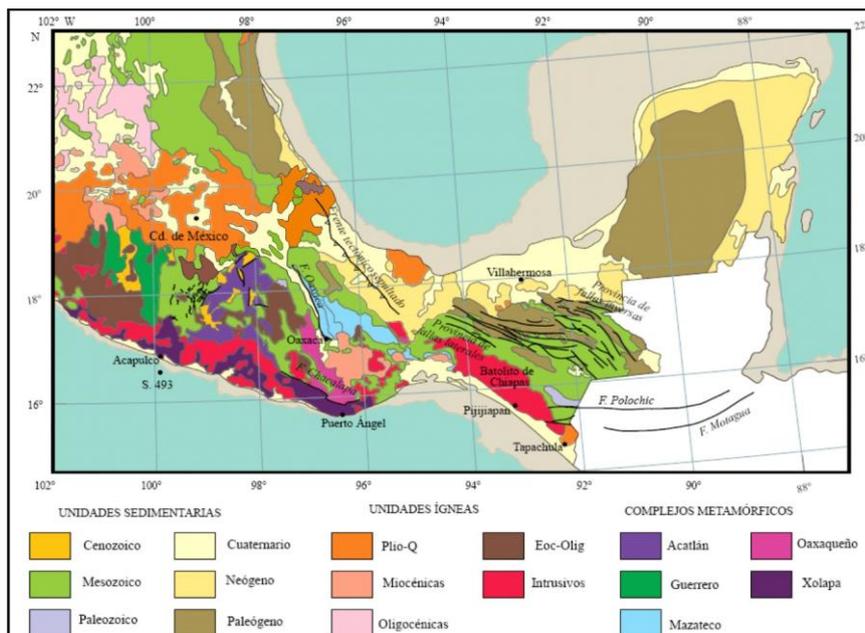


Figura 1. Mapa geológico del sur de México mostrando en café las rocas silíceas del Eoceno-Oligoceno y en rojo la franja de plutones, en conjunto conforman la Sierra Madre del Sur. (Tomado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1991 y Silva-Romo *et al.*, 2009). Modificado de Silva-Romo *et al.*, 2009.

Estos centros volcánicos, están relacionados a un sistema de fallas de orientación preferencial NW-SE. Este tipo de fallas se han documentado en las áreas de Taxco, Tilzapotla y Nanchititla (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002, Morán-Zenteno *et al.*, 2004, 2005 y González-Cervantes, 2007). El fallamiento lateral probablemente favoreció durante el Eoceno-Oligoceno, el desarrollo de los centros de volcanismo silícico mencionados.

### **I.1. Planteamiento del problema**

Las rocas magmáticas silícicas que son parte del intervalo estratigráfico Paleógeno-Mioceno temprano en México, afloran de manera significativa como sucesiones volcánicas en la Sierra Madre Occidental (SMO) así como en amplias zonas de la Península de Baja California y la Mesa Central. Estas rocas también se han identificado en el Sur de México, en la Sierra Madre del Sur (SMS) se reconocen aflorando en dos estilos diferentes: el primero como una franja discontinua de centros volcánicos silícicos que se ubican en la parte norte-central de la SMS (Morán Zenteno *et al.*, 1999, 2000, 2004) y el segundo en la margen continental del Océano Pacífico como batolitos silícicos de edad Paleógena.

En los primeros estudios sobre rocas volcánicas cenozoicas del Sur de México se reportaban sucesiones riolíticas del Eoceno sin asociarlas a centros volcánicos, estilos eruptivos o variaciones verticales de los paquetes volcánicos y su clara relación con los yacimientos minerales. En general se consideraban como cuerpos riolíticos de edad oligocénica (Fries 1960; De Cserna 1982).

En investigaciones recientes, diversos autores (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005; Chávez-González, 2005; González-Cervantes, 2007; Díaz-Bravo, 2008 y Chapela-Lara, 2008) han logrado avances en la interpretación sobre la evolución, estratigrafía y tectónica de estas sucesiones volcánicas para poder elaborar hipótesis que permitan entender el origen, estilo eruptivo y la petrogénesis que generaron el gran volumen de las rocas que conforman el volcanismo silícico en la SMS. En general, se ha inferido que este volcanismo silícico constituye una continuación hacia la parte sur del país de la gran actividad magmática cenozoica de la SMO y la Mesa Central como parte del arco que resultó de la subducción de la placa de Farallón en el occidente de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 1999).

Para comprender los aspectos generales de la evolución y petrogénesis de los centros volcánicos silícicos de la Sierra Madre del Sur se requiere reconocer los rasgos estratigráficos, la estructura volcánica y detalles petrográficos de las sucesiones volcánicas. En este trabajo se aborda el estudio de estos aspectos en el centro volcánico de la Sierra de las Paredes que representa uno de los centros volcánicos con mayor prominencia topográfica y con una sucesión gruesa de unidades silícicas.

## **I.2. Antecedentes**

Fries (1960) hace una descripción generalizada de la estratigrafía de la SMS en algunas partes de los estados de Guerrero, Morelos y México. En ese estudio se utilizó el término de Riolita Tilzapotla para describir sucesiones de rocas piroclásticas que incluyen tobas soldadas de composición riolítica y dacítica con brechas tobáceas y derrames lávicos de riolita que ocupan amplias zonas cercanas al área de Tilzapotla-Tuzantlán-Amacuzac y que se extienden hasta la región de Taxco. A esta unidad se le asignó una edad oligocénica debido a un fechamiento de Pb- $\alpha$  que dio 26 Ma. En la zona de Taxco, De Cserna y Fries (1981) describieron secuencias volcánicas de la Riolita Tilzapotla y fecharon la ignimbrita Acamixtla por el método K-Ar, con el que obtuvieron edades entre 35.5 y 36.9 Ma. Más adelante, De Cserna (1982) reconoció que el volcanismo silícico se extiende más al noroeste en la Goleta, Sierra de las Paredes, San Vicente y Nanchititla.

En estudios más recientes, Morán-Zenteno *et al.*, (1999, 2000, 2004) realizaron estudios petrológicos y geoquímicos de rocas que afloran en la región de Taxco, Tilzapotla y Huautla. En estos estudios se reconoció que la ignimbrita Tilzapotla se formó durante un episodio volcánico mayor, que se relaciona con el colapso de la caldera de Tilzapotla y que es la unidad piroclástica más ampliamente esparcida en la región. Además, por medio de relaciones estratigráficas y fechamientos se ha reconocido una edad Eoceno tardío. En trabajos a detalle (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002) se reconoció que la edad para las unidades silícicas expuestas en Taxco se ubica en el rango de 38 a 32 Ma.

Existen, al menos 10 zonas con volcanismo silícico que por sus características pueden corresponder a calderas exhumadas (Morán *et al.*, 2005). En estas zonas

se han identificado además de las sucesiones de ignimbritas, los vestigios de conductos alimentadores y en algunos casos estructuras de colapso (Morán-Zenteno *et al.*, 2004, Díaz-Bravo, 2008 y Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). En este trabajo se utiliza el término parcialmente exhumado; a partir de las observaciones realizadas en campo en donde se puede apreciar una clara inversión en el relieve. Esta inversión de relieve se infiere de la voluminosa exposición de las unidades de ignimbrita y de los diques que funcionan como alimentadores de estas unidades piroclásticas, a partir de la disección erosiva relativamente profunda de la región. En segundo término, las unidades de ignimbrita se emplazaron originalmente en partes bajas y depresiones formadas en las unidades basales, en la actualidad se puede observar un claro contraste orográfico del basamento con las unidades y diques piroclásticos del CVLP.

Los centros volcánicos silícicos reconocidos hasta ahora, se ubican en la Sierra de Huautla, en los estados de Morelos y Puebla, Taxco, San Vicente y Peña Bramadora, en el Estado de Guerrero; la Goleta-Sultepec, las Paredes-Picacho, Valle de Bravo-Temascaltepec, Nanchititla-Los Naranjos, Cerro Valiente-Ixtapan en el Estado de México y Ciudad Altamirano-Huetamo, en los estados de México y Michoacán (Morán *et al.*, 2004). Estos centros volcánicos se han reconocido por la abundancia y espesor de las sucesiones volcánicas en conexión con la presencia de conductos alimentadores y algunos casos de estructuras de colapso tipo caldera (Morán-Zenteno *et al.*, 2004, Díaz-Bravo, 2008 y Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011).

### **I.3. Objetivos y metas**

Los principales objetivos de este trabajo consistieron en definir la estratigrafía volcánica, la distribución de las unidades y los rasgos petrográficos principales de las rocas ígneas que afloran en el área de la Sierra de las Paredes, así como reconstruir los aspectos generales de su evolución volcánica. Para lograr la ejecución de los objetivos propuestos se definieron las siguientes metas principales:

1. Elaborar un mapa geológico a semi-detalle del área de las Paredes en Sultepec, en escala 1:50,000.

2. Construir una columna estratigráfica de la zona para poder definir la secuencia volcánica de los productos volcánicos de la Sierra de las Paredes.
3. Realizar secciones geológicas en el área de estudio que permitan inferir las relaciones verticales y horizontales que guardan las principales unidades volcánicas y las características de la estructura volcánica.
4. Llevar a cabo fechamientos isotópicos por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para obtener la ubicación geocronológica de los principales eventos volcánicos expuestos.
5. Desarrollar un modelo sobre la evolución volcánica del centro silíceo.

#### **I.4. Metodología**

El trabajo estuvo dividido en 4 etapas principales que son: 1) análisis bibliográfico y de fotointerpretación, 2) trabajo de campo, 3) análisis en laboratorio y 4) procesamiento e interpretación de datos.

Se realizó una búsqueda sobre la bibliografía antecedente en la región. Para generar el mapa se tomó la base topográfica del INEGI de las hojas en las que queda incluida la zona de tesis, éstas son: Hoja Tejupilco de Hidalgo clave E14-A56 y la hoja Ixtapan de la Sal con clave E14-A57; las dos a escala 1:50000.

La parte inicial de este trabajo se hizo a partir de la interpretación fotogeológica de fotografías aéreas con escala 1:37,500, en las cuales se hicieron interpretaciones preliminares acerca de la litología de las principales unidades volcánicas y subvolcánicas y de las posibles relaciones temporales y espaciales entre éstas, se señalaron las principales estructuras presentes en el área, así como los lineamientos estructurales más sobresalientes.

El trabajo de campo consistió en llevar a cabo 6 salidas de campo a la zona para recabar información que permitiera hacer el levantamiento geológico de las unidades que afloran en el área y poder de esta manera completar el mapa geológico de campo. Durante esta etapa se realizaron conteos de componentes en afloramiento y se colectaron muestras para análisis estratigráfico, geocronológico y geoquímico. Asimismo se tomaron datos estructurales que

ayudaron a construir secciones que permitieron entender las relaciones entre las unidades expuestas en el área. También se logró obtener en forma preliminar la columna estratigráfica general de la zona.

En la etapa de laboratorio se realizó el análisis petrográfico de 60 láminas delgadas de las muestras recolectadas en campo; en las láminas delgadas de las muestras de ignimbrita se realizó un conteo de 1000 puntos a cada una para conocer los porcentajes de: cristales en roca entera, cristales contenidos en la pómez y líticos en roca total. Se eligieron 2 muestras de ignimbrita (base y cima) para separar y obtener 4 concentrados de minerales (2 de sandino, 1 de biotita y 1 de hornblenda) para llevar a cabo fechamientos isotópicos por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Se hizo además un análisis de elementos mayores por FRX a 4 muestras de diques que afloran en el área y que son eventos previos al CVLP, los resultados se interpretan en un diagrama TAS (sílice vs. álcalis). Estos resultados se presentan en los capítulos de Estratigrafía y Geocronología respectivamente.

La última etapa consistió en llevar a cabo el procesamiento de la información obtenida, el análisis de los resultados y la elaboración de los modelos sobre el magmatismo y la evolución del centro volcánico silíceo de las Paredes en Sultepec. En esta etapa se trabajó en la digitalización del mapa geológico obtenido en campo en un sistema de información geográfica.

### **I.5. Ubicación**

El centro volcánico de la Sierra de las Paredes (CVLP) en Sultepec, está ubicado en la porción suroccidental del Estado de México cerca del límite con el Estado de Guerrero. Queda comprendida entre las coordenadas geográficas  $18^{\circ} 50' 00''$  -  $19^{\circ} 00' 00''$  de latitud Norte y  $100^{\circ} 06' 00''$  –  $99^{\circ} 55' 00''$  de longitud Oeste. El área de tesis cuenta con una superficie total de  $255 \text{ km}^2$ . Incluye las cabeceras municipales de Sultepec, Texcaltitlán, San Simón de Guerrero y la porción Este de Tejupilco (figura 2).

El CVLP tiene como límites fisiográficos: en la parte Norte la Sierra de Valle de Bravo, al Sur, la Sierra de la Goleta y, al Oeste, la Sierra de la Muñeca y la Sierra de Nanchititla. En la parte Este se puede delimitar por elementos fisiográficos diversos de la zona limitada por los municipios de Texcaltitlán y Almoloya de Alquisiras.

Para llegar desde la ciudad de México se toma la carretera de cuota número 15-D a Toluca. En la ciudad de Toluca se continúa por la carretera federal 134 con dirección a Tejupilco y en el kilómetro 15 se sigue por la carretera estatal número 10 hacia el Nevado de Toluca, hasta llegar a Texcaltitlán y Sultepec.



Figura 2. Ubicación y vías de acceso al área de tesis (Modificado de SCT, 1999).

## II. MARCO GEOLOGICO

En la parte sur-central de México, se localiza la provincia magmática cenozoica de la Sierra Madre del Sur (SMS). Se reconoce como una franja magmática extinta, que aflora en forma discontinua y que se distribuye de manera semiparalela a la presente línea de costa del Océano Pacífico. Actualmente, se extiende desde los límites de los estados de Michoacán, Colima y Jalisco hasta el Istmo de Tehuantepec, en el oriente del Estado de Oaxaca (De Cserna y Fries, 1981; De Cserna, 1982; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992, Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2007). Esta franja presenta dos cinturones paralelos: el primero consiste de una cadena casi continua de rocas plutónicas que se extienden a lo largo de la franja costera y que se ha detectado en zonas submarinas, cercanas a la trinchera de Acapulco. El segundo, conforma una serie discontinua de campos volcánicos silíceos e intermedios continentales que se ubican entre la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) y el cinturón plutónico de la margen pacífica (figura 3).

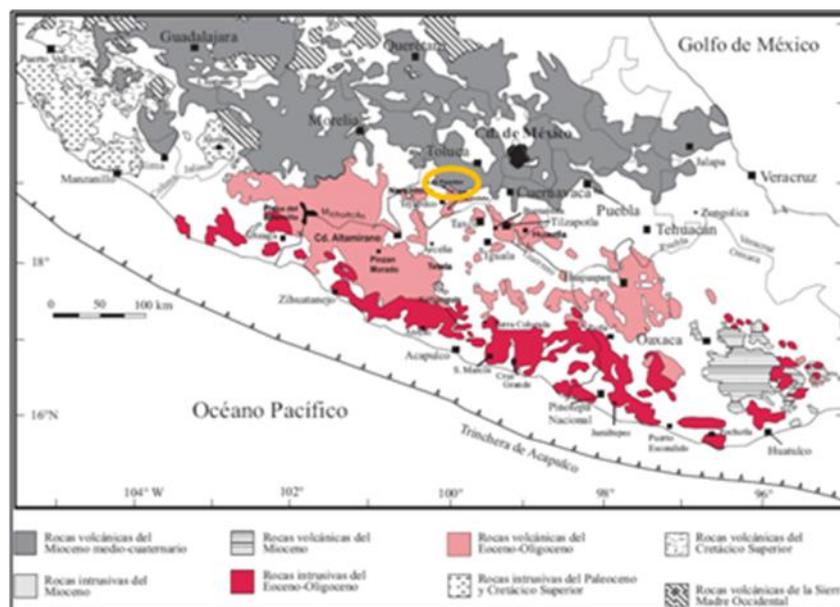


Figura 3. Mapa geológico esquemático del Sur de México muestra distribución de rocas magmáticas cenozoicas (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992 y Morán-Zenteno *et al.*, 2003). En círculo naranja zona de estudio, en rojo; cadena de plutones de la SMS y en rosa; cinturón de rocas silíceas continentales de la SMS.

Existen indicios de que la evolución geológica del Sur de México desde el Mesozoico ha sido compleja. Hay rasgos clave que permiten entender algunos aspectos del entorno geológico de la SMS y de las provincias vecinas. Dentro de

los eventos más significativos que se tienen documentados en esta amplia región, se encuentran: una deformación orogénica a finales del Cretácico, un posterior truncamiento de la margen continental y la extinción gradual de magmatismo de arco en la SMS (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Todos estos sucesos se han desarrollado desde finales del Mesozoico y principalmente durante el Cenozoico, y anteceden en tiempo a la FVTM.

El basamento de la SMS está formado por un mosaico heterogéneo de rocas pre-mesozoicas en el oriente y del Triásico-Jurásico en el occidente. Estos segmentos de basamento presentan diferencias petrotectónicas y geocronológicas que han permitido a diversos autores colocar límites y agrupar en terrenos tectonoestratigráficos al Sur de México (Campa y Coney; 1983, Sedlock *et al.*, 1993 y Keppie, 2004). Esto ha facilitado en gran medida la comprensión de aspectos clave sobre la evolución tectónica y estratigráfica durante el Mesozoico y el Cenozoico. De acuerdo a la clasificación tectonoestratigráfica de Campa y Coney (1983), la SMS se extiende sobre los terrenos Guerrero, Mixteco, Oaxaca y Xolapa (figura 4).

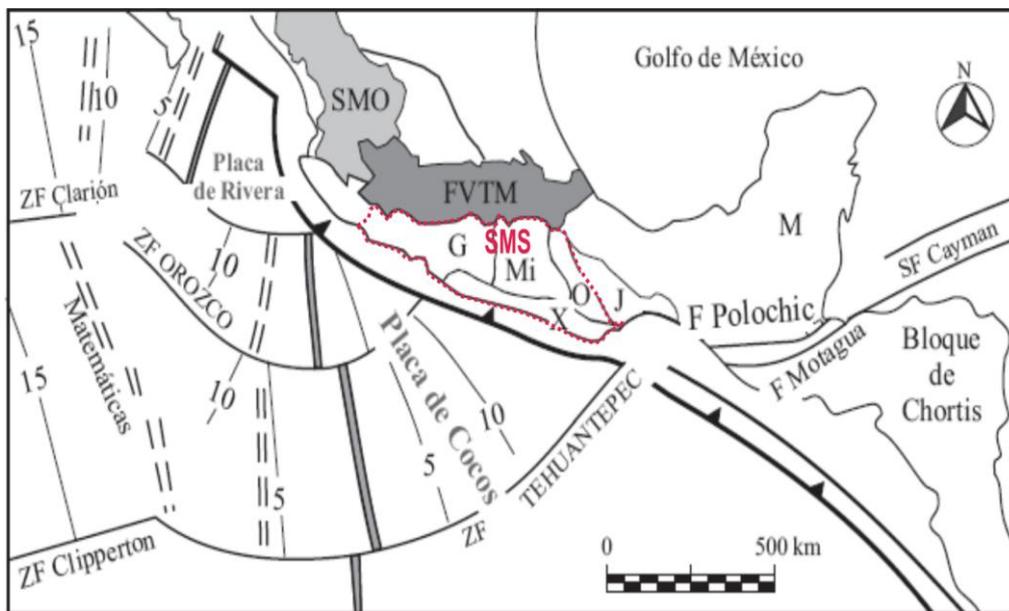


Figura 4. Principales rasgos tectónicos del Sur de México y entorno oceánico. Se muestra la distribución de terrenos tectonoestratigráficos pre-cenozoicos (modificado de Campa y Coney, 1983). SMO, Sierra Madre Occidental; FVTM, Faja Volcánica Transmexicana; SMS, Sierra Madre del Sur; G, terreno Guerrero; Mi, terreno Mixteca; O, terreno Oaxaca; J, terreno Juárez; X, terreno Xolapa; M, terreno Maya; ZF, zona de falla. (Modificado de Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

Estudios recientes sobre geoquímica y geocronología han permitido entender ciertos aspectos generales de la evolución magmática de las rocas que constituyen la SMS. Uno de los problemas recientemente planteados es la posible continuación del magmatismo de la Sierra Madre Occidental (SMO) hacia el Sur, ya que, las sucesiones volcánicas de la SMS presentan similitudes composicionales y estratigráficas con la SMO. A pesar de esto, existen aspectos tectónicos y estructurales, que muestran contrastes significativos, al menos para el lapso comprendido entre el Eoceno-Oligoceno. El origen y evolución de ambas provincias geológicas (SMO y SMS) parece estar ligada al mismo evento de subducción de la placa de Farallón (Demant; 1975, Ratschbacher *et al.*, 1991, Schaaf *et al.*, 1995, Ferrari *et al.*, 1999 y Morán-Zenteno *et al.*, 1999), sin embargo, el tipo de fallamiento con el que se les relaciona es diferente; mientras que en la SMO se asocia fallamiento de extensión, en la SMS se ha identificado un sistema de fallas laterales (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002, Morán-Zenteno *et al.*, 2004 y Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

## **II.1. Cinturón de Plutones de la Sierra Madre del Sur**

Esta cadena semi-continua de cuerpos plutónicos y batolitos, se emplazó predominantemente durante el Cenozoico. Se extiende a lo largo de la costa, sobre la margen continental actual, desde los límites entre Michoacán y Colima hasta el Istmo de Tehuantepec. El ancho calculado es de unos 100 km a partir de los límites con la actual trinchera y sobre la línea de costa. Los afloramientos de estas rocas cubren un área próxima a los 30,000 km<sup>2</sup>. La presencia de estas rocas revela el truncamiento de la margen continental y el avance de la trinchera sobre el continente (Morán *et al.*, 2005).

A partir de estudios actuales y considerando que la composición de los plutones es principalmente silícica y subcalina, además del gran volumen que representan, en conjunto sugiere que el pulso magmático del Eoceno-Oligoceno, entre Acapulco y Huatulco, estuvo asociado a la inyección de magmas máficos provenientes de la cuña del manto, a la maduración térmica y fusión parcial de la corteza inferior (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Los procesos de cristalización fraccionada de los magmas máficos y de la fusión parcial de la corteza continental generaron altas tasas de inyección de magmas silícicos hacia la corteza superior. Los resultados de isótopos de Sr de estas rocas no presentan diferencias notables

respecto a las rocas de la SMO, sin embargo, los datos isotópicos de Pb de las rocas magmáticas de la SMS indican una fuente de contaminación cortical más uniforme con respecto a la que se ha observado en las rocas de la SMO.

Las edades de cristalización reportadas para estas rocas, indican que ha existido una migración del magmatismo en dirección al SSE (Schaaf *et al.*, 1995). Entre Acapulco y Huatulco, se reportan edades que varían entre los 34 y 29 Ma (figura 5). Las edades de enfriamiento que se han obtenido a partir de métodos isotópicos K/Ar y Rb/Sr, corroboran este desplazamiento en la misma dirección y que decrece de NW a SE (Schaaf *et al.*, 1995).

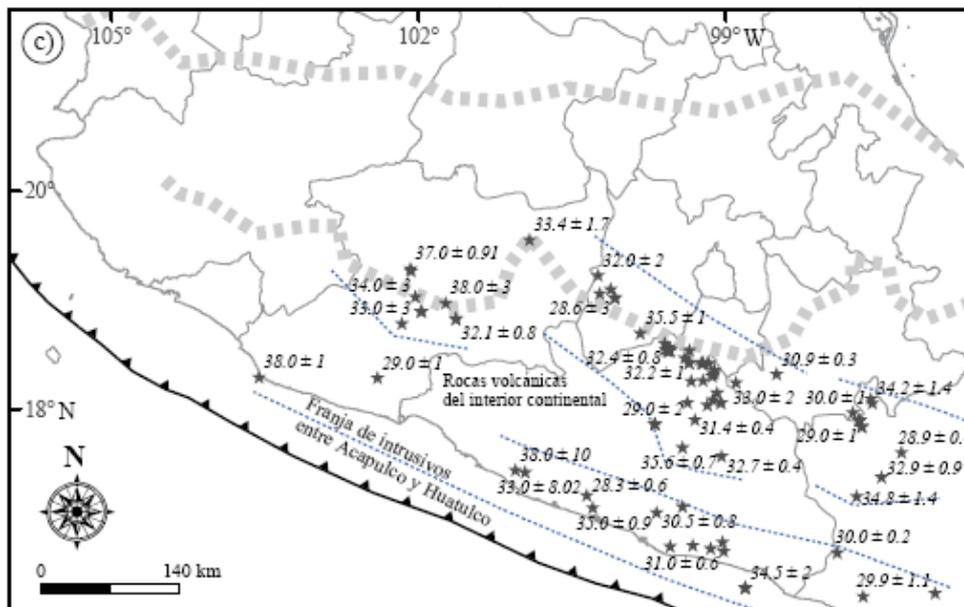


Figura 5. Distribución espacio-temporal de las rocas magmáticas del Eoceno-Oligoceno (38-28 Ma.) del Sur de México. (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Las líneas punteadas delimitan las 2 zonas de magmatismo en la Sierra Madre del Sur.

El segmento comprendido entre Acapulco y Tierra Colorada hasta Huatulco presenta evidencias de una migración muy rápida (100 mm/año) tanto en las rocas plutónicas como en las volcánicas en el interior del continente desde Guerrero hasta Oaxaca; lo que sugiere que la extinción del magmatismo de arco y el truncamiento de la margen continental del sureste de México no están relacionadas con el movimiento del bloque de Chortis (Morán-Zenteno *et al.*, 2009).

En la figura 6 se observa que la variación de edades para rocas plutónicas entre Acapulco y Huatulco va de 30.5 a 29 Ma.

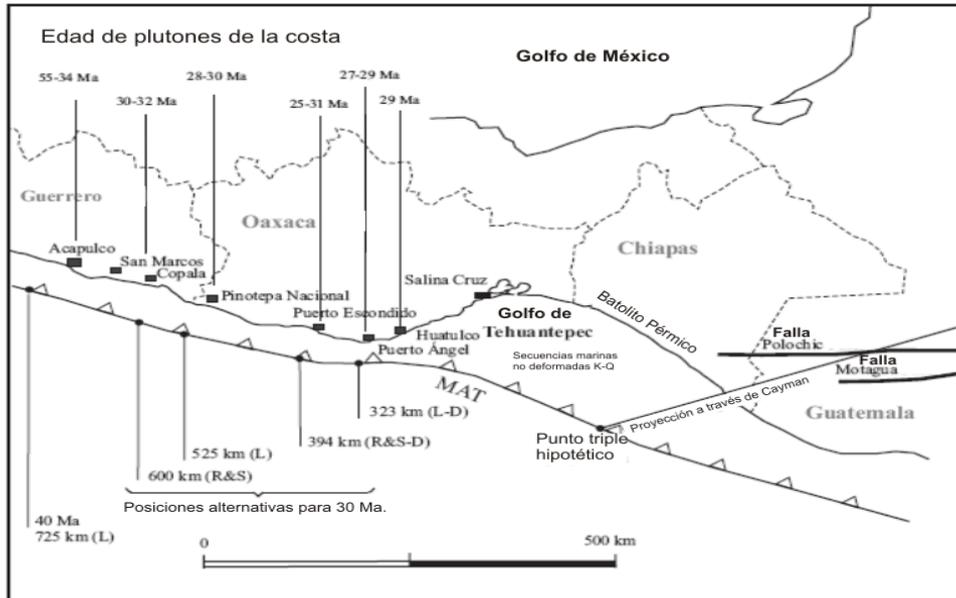


Figura 6. Esquema de la margen continental del sureste de México mostrando las edades de los plutones de la costa y las posiciones alternativas de un punto triple a 30 Ma en la hipótesis del bloque de Chortis adyacente al sureste de México. (Morán-Zenteno *et al.*, 2009).

## II.2. Centros de volcanismo silíceo e intermedio de la Sierra Madre del Sur.

Se considera que la franja de volcanismo silíceo e intermedio en el interior del continente fue contemporánea al magmatismo de plutones existente en la costa. Los centros de magmatismo silíceo se originaron durante el Eoceno para la región de Michoacán y hasta el Mioceno en la zona sureste de Oaxaca. Existen casos aislados en algunos de estos centros volcánicos que no concuerdan con estas edades, como el caso del pulso magmático reportado en la zona que abarca desde los límites de Michoacán y Guerrero hasta la presa del infiernillo, para la que se han reportado edades entre  $61.2 \pm 1.3$  (Pantoja-Alor, 1986) hasta 33 Ma (Frank *et al.*, 1992). En la parte central y sureste de Oaxaca, Martínez-Serrano *et al.* (2008) reconocen un amplio arco magmático que forma parte de la SMS. Las muestras pertenecientes a estas secuencias volcánicas arrojaron edades entre 22 y 15 Ma. A partir de estas observaciones dichos autores proponen que el volcanismo de la SMS en esta región, fue casi simultáneo con las primeras manifestaciones del volcanismo propio de la FVTM.

Existen además, reportes de edades entre 48 y 38 Ma en la parte Norte de Guerrero y Sur del Estado de México. También al Norte de la zona volcánica de Zihuatanejo y Ciudad Altamirano, se han reportado edades entre 34 y 32 Ma.

### II.3. Volcanismo silícico en la parte norte-central de la Sierra Madre del Sur

La parte norte-central de la SMS se restringe al sector comprendido entre Nanchititla y Huautla. En esta zona existen varios cuerpos volcánicos y sub-volcánicos con composición principalmente silícica y en menor grado intermedia. Esta región queda ubicada en los actuales límites entre los estados de Guerrero, México, Morelos y Puebla. Las edades que se han obtenido en este sector van desde los 38 a los 31 Ma. El tipo de volcanismo que se ha asociado a los centros volcánicos de esta región es principalmente, de calderas de colapso y campos de domos riolíticos.

En el suroeste del Estado de México y Norte de Guerrero, se han identificado centros volcánicos silícicos acompañados de cuerpos hipabisales que comparten semejanzas con los reportados en Taxco, Tilzapotla y Huautla (figura 7). Se ubican en las sierras de la Goleta, la Muñeca, Nanchititla, las Paredes, al sureste de Valle de Bravo y San Vicente. A estos centros volcánicos; se les asocia con calderas de colapso con composiciones predominantemente silícicas, presentan una tectónica semejante y edades contemporáneas a las reportadas en la Sierra de Huautla, Taxco y la caldera de Tilzapotla.

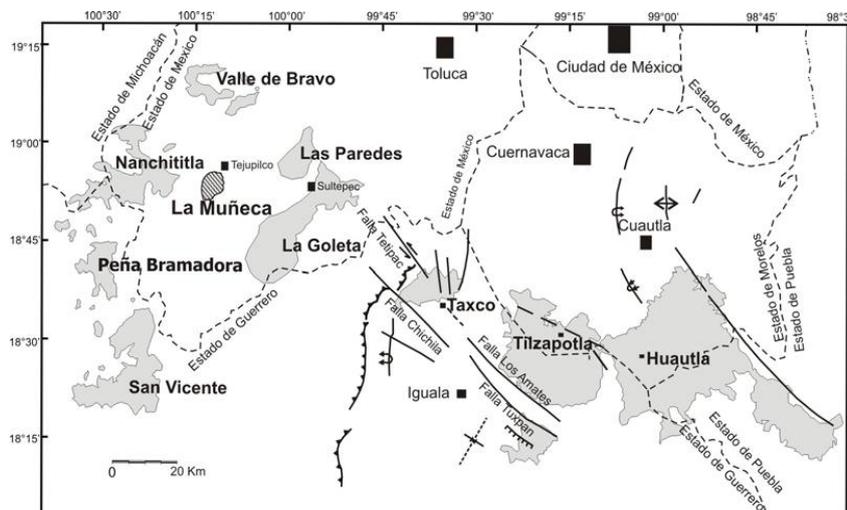


Figura 7. Centros volcánicos silícicos de la parte norte-central de la SMS (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

El emplazamiento de estos centros silícicos, se relaciona de manera directa a fallas de desplazamiento lateral izquierda y orientación principal NW-SE, y han sido documentados en la zona de Taxco (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002), Tilzapotla y Huautla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004), Nanchititla (González-Cervantes, 2007) y la Goleta (Díaz-Bravo, 2008). Para el fallamiento que existe en las regiones de Taxco y Tilzapotla (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002 y Morán-Zenteno *et al.*, 2004) han reportado una edad del Eoceno Superior. Para inicios del Oligoceno Temprano se ha reconocido un cambio en la cinemática que propició reactivación de fallas con orientación NE-SW y desplazamiento en fallas con cinemática lateral derecha, como lo reportan Alaníz-Álvarez *et al.* (2002) para la región de Taxco.

Otro detalle interesante, es la relación en tiempo y espacio que vincula a estos centros volcánicos con la existencia de yacimientos epitermales polimetálicos (oro, plata y metales básicos). Destacan por su importancia económica los distritos mineros de Taxco, Temascaltepec, Sultepec y Huautla. Además de los depósitos de mercurio en la zona de Huitzucó y yacimientos de fluorita en la zona de Taxco (Pi *et al.*, 2005).

En la región, se han reportado fechamientos de algunos minerales asociados a este tipo de volcanismo, lo cual ha permitido establecer un vínculo entre las edades de mineralización y volcanismo (Camprubí *et al.*, 2003, Pi *et al.*, 2006).

#### **II.4. Centros de Volcanismo Silícico periféricos a las Paredes**

Existen en la actualidad, reportes de 4 centros de volcanismo silícico en el entorno geológico del centro volcánico de las paredes (CVLP), estos centros volcánicos han sido descritos a diferentes niveles de detalle por diversos autores (Aguirre-Díaz *et al.*, 2005; González-Cervantes, 2007; Díaz-Bravo, 2008 y Chapela-Lara, 2008). En resumen, presentan rasgos y algunas similitudes petrográficas, que permiten tener avances significativos para entender la evolución magmática de esta parte de la SMS (tabla 1).

A partir de fechamientos isotópicos, se ha reconocido que el magmatismo que originó estas sucesiones, tuvo desarrollo en un lapso entre los 37 y 34 Ma (Blatter *et al.*, 2001; Aguirre-Díaz *et al.*, 2005; González-Cervantes, 2007; Díaz-Bravo, 2008 y Chapela-Lara, 2008).

Los centros volcánicos silícicos identificados en la vecindad de la Sierra de las Paredes son: la Sierra de la Goleta, la Sierra de La Muñeca, Valle de Bravo y la Sierra de Nanchititla (tabla 1).

Tabla 1. Relaciones petrotectónicas de los centros de volcanismo silícico periféricos a las Paredes (Compilado por Ramírez-Pérez Amaya, 2011).

Centro volcánico	Edad (Ma)	Marco estructural	Basamento	Estratigrafía volcánica	Referencias
La Muñeca CVSM	34	Fallamiento lateral izquierdo. Reactivación fallas anteriores NW y N-S reporta falla lateral izquierda con orientación NW-SE	Metamórfico (Tejupilco-Arcelia Palmar Chico)	5 depósitos de flujos ignimbríticos diques piroclásticos y lávicos  depósitos de caída	Chapela Lara, 2008
La Goleta CVSG	35.5	Regional N-S y E-W.	Metamórfico (Tejupilco-Arcelia Palmar Chico)	4 depósitos de flujos ignimbríticos  diques piroclásticos  depósitos de flujos de escombros y depósitos de caída	Díaz Bravo, 2008
Valle de Bravo CVVB	35	Fallamiento normal, con orientación W-E	Metamórfico (Teloloapan-Arcelia Palmar Chico), Granítico	Sucesiones ignimbríticas silícicas (SMS)  Derrames lávicos y conos cineríticos (FVTM)	Aguirre Díaz <i>et al.</i> , 2005
Nanchititla CVSN	37.8-35.6	Fallamiento lateral, con orientación WNW-ESE	Metamórfico (Tejupilco-Arcelia Palmar Chico)	Diques, depósitos de flujos piroclásticos y domos riolíticos	González Cervantes, 2007

#### **II.4.1. Centro Volcánico de la Sierra de la Goleta (CVSG)**

La sierra de la Goleta es el centro volcánico más próximo al de las Paredes, se ubica en la porción noroccidental del Estado de México. De acuerdo a Díaz-Bravo (2008), la estratigrafía presenta dos dominios principales que consisten de diques piroclásticos y sucesiones de depósitos ignimbríticos. La morfología del CVSG se observa en forma semi-elíptica, con ejes que tienen una longitud de 15 x 12 km.

Este centro volcánico, se emplazó sobre un basamento de rocas metamórficas que corresponden al Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 2000 y 2004) y al grupo

Arcelia-Palmar Chico (Elías-Herrera, 2000 y 2004); ambos con edad del Mesozoico. En el marco tectónico del CVSG, Díaz-Bravo (2008) describe 2 episodios de fallamiento lateral izquierdo que se desarrollaron durante el Eoceno y Oligoceno temprano. Al parecer, este fallamiento reactivó a anteriores sistemas de fallas con orientación NW y posteriores N-S.

Las ignimbritas del CVSG reportadas por Díaz-Bravo (2008), se describen de acuerdo al orden estratigráfico que les asignó de la siguiente manera: **Ignimbrita la Goleta**; incluye 4 unidades de depósitos de flujos piroclásticos que se diferencian entre sí por el contenido de líticos, grado de soldamiento y contenido de cristales. En la base reconoce una unidad pumicítica que es cubierta por una unidad rica en cristales moderadamente soldada con fragmentos líticos de hasta 7 cm y pómez de hasta 6 cm. La unidad que sigue hacia la cima, es una ignimbrita soldada con *fiammes* de hasta 10 cm. La unidad que corona a las 3 anteriores, la describe como una unidad pumicítica con fragmentos líticos de las ignimbritas anteriores y de esquisto que disminuyen de manera gradual hacia la cima. **Toba Diego Sánchez**; esta unidad es representada por intercalaciones de depósitos de caída, ignimbritas y depósitos de flujos de escombros, con un espesor máximo calculado de 250 m. **Ignimbrita La Ciénega**; es una unidad pumicítica, sin soldamiento, poco consolidada y con alto contenido de fragmentos líticos de esquisto y de pómez con relación de aspecto 1:1., que presentan oxidación y cloritización. El contenido de cristales en roca total calculado es de 15%. **Ignimbrita La Lobera**; incluye 3 unidades de depósitos de flujos piroclásticos. En la base reconoce una ignimbrita fuertemente soldada, con líticos de esquisto con tamaño máximo de 10 cm y de la ignimbrita la Goleta, presenta pómez de color verde y blanco y algunos *fiammes*. La unidad que le sobreyace, presenta menor grado de soldamiento, cristales de biotita y líticos de granito. La pómez se observa sin compactación. La unidad de la cima, es moderadamente soldada con un incremento en el contenido y tamaño de la pómez (15 cm). Esta unidad no presenta líticos de granito. **Ignimbrita El Potrero**; la asocia a un depósito pumicítico, ubicado en la cima de las sucesiones ignimbríticas. Presenta gradación normal interna en el tamaño de líticos, la pómez es de color verde y tamaño máximo de 1.5 cm. También se observó desvitrificación en la matriz.

Díaz Bravo (2008), identificó a este centro volcánico como una caldera de colapso de tipo *trap door*, y la delimita por un sistema de diques piroclásticos que forman paredes de hasta 700 m de espesor. A partir de fechamientos isotópicos por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , logró determinar la edad para este centro volcánico en  $35.5 \pm 0.4$  Ma.

#### ***II.4.2. Centro Volcánico de la Sierra de la Muñeca (CVSM)***

Se ubica en la parte suroccidental del Estado de México. Consiste de una sucesión de productos volcánicos que se emplazaron sobre un basamento de rocas mesozoicas identificadas como el Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 2000 y 2004) y el grupo Arcelia-Palmar Chico (Elías-Herrera, 2000 y 2004). La evolución de este centro volcánico comprende depósitos de flujos piroclásticos con edad de  $34.0 \pm 0.6$  Ma y derrames lávicos y que se reportan acompañados por numerosos diques de origen piroclástico y lávico (Chapela-Lara, 2008).

La estratigrafía reportada para este centro volcánico, corresponde a productos de rocas silíceas piroclásticas en la base, seguidas de sucesiones de lavas de composición que varía de andesita-basáltica a dacita. De acuerdo a Chapela-Lara (2008), las rocas silíceas de la base corresponden a la unidad que nombra **Toba el Sáuz** y la divide en al menos 5 depósitos de flujos piroclásticos intercalados con depósitos de ceniza de caída y lavas de andesita. En el análisis realizado a esta unidad, reconoce que el grado de soldamiento, la desvitrificación y el contenido de cristales aumentan de manera significativa de la base hacia la cima de la unidad en general. El contenido de líticos de esquisto sin embargo, disminuye en los últimos episodios piroclásticos. Cubriendo a esta unidad, se reporta un depósito de caída de ceniza con espesor máximo de 50 cm, que se distribuye en forma lenticular.

El marco estructural del CVSM, es similar al que se ha reportado en el contexto regional; se presenta con dirección N-S y E-W. Chapela-Lara (2008), reporta una falla lateral con componente izquierda y orientación NW-SE que afecta a la parte basal de las sucesiones piroclásticas, lo que interpreta como una actividad de la falla que es contemporánea a la evolución temprana del CVSM.

La presencia de potentes diques piroclásticos que acompañan a las sucesiones del CVSM y que en conjunto tienen hasta 1 km de grosor (Chapela-Lara, 2008), se

ha interpretado como cuerpos que pueden fungir como conductos alimentadores de los grandes volúmenes de rocas silíceas piroclásticas asociadas a los centros volcánicos silíceos.

#### ***II.4.3. Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla (CVSN)***

Este centro volcánico se localiza en la parte suroccidental del Estado de México, en los límites con Michoacán y Guerrero (González-Cervantes, 2007). Los productos asociados a este centro volcánico, se emplazaron sobre un basamento metavolcanosedimentario Mesozoico que corresponde al Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 2000 y 2004), que a su vez tiene una relación de contacto tectónico con el grupo Arcelia-Palmar Chico (Elías-Herrera, 2000 y 2004).

Las rocas del CVSN, se encuentran afectadas por una fase de deformación de carácter frágil que ocurrió entre el Eoceno medio y el Eoceno tardío. González-Cervantes (2007) lo asocia al desarrollo de una zona de cizalla con orientación WNW-ESE que coincide con la dirección de un sistema regional de fallas transcurrentes de carácter principalmente izquierdo, que se ha reconocido al Norte de la SMS. Esta deformación, la infiere a partir de un marcado alineamiento de estructuras volcánicas observado en el área del CVSN. El proceso magmático en la zona inicio durante el Eoceno medio, con la manifestación de la sucesión de lavas Puerto el Salitre para las que se obtuvo una edad de 43 Ma (González-Cervantes, 2007). Esta edad se asocia con la edad reportada para la formación Tepetlapa que corresponde con el inicio del magmatismo en la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2007). Sin embargo, es durante el Eoceno tardío cuando se da el mayor pulso magmático en el CVSN ( $37.8 \pm 0.2$  a  $35.6 \pm 0.5$  Ma).

En el CVSN existe un gran volumen de material emplazado en un tiempo relativamente corto (2.2 Ma) y con dirección NW-SE, que sugiere la preexistencia de un sistema de fallas que facilitó la propagación de diques, flujos piroclásticos y domos riolíticos con orientación similar (Gonzalez-Cervantes, 2007). Esta orientación se ha vinculado por diversos autores (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) a un lineamiento tectónico regional compuesto de fallas laterales con componentes izquierda durante el Eoceno Superior y derecha para inicio del Oligoceno y que se ha podido reconocer en las áreas de la Goleta, Taxco y Tilzapotla.

#### **II.4.4. Centro Volcánico de Valle de Bravo (CVVB)**

El centro volcánico de Valle de Bravo se localiza en la parte suroccidental del Estado de México, muy cerca del límite geográfico con el Estado de Michoacán. El CVVB comparte el límite entre las provincias geológicas de la SMS y la FVTM. En este centro se han reconocido sucesiones de ignimbritas del Eoceno-Oligoceno que pertenecen a la SMS y que están cubiertas por derrames de lavas y conos cineríticos que forman parte de la FVTM. El basamento en esta zona es conformado por rocas metamórficas mesozoicas que pertenecen al Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 2000 y 2004) y al Grupo Arcelia-Palmar Chico (Elías-Herrera, 2000 y 2004), que es conformado de esquistos, metacalizas, pillow lavas y rocas graníticas del Paleoceno-Eoceno.

Los trabajos realizados sobre las sucesiones de ignimbritas que pertenecen al CVVB son escuetos y no presentan detalle sobre las variaciones texturales y composicionales, ni se ha definido la cantidad de flujos que existen, más bien son estudios dirigidos hacia la geología estructural o el volcanismo de la FVTM. La edad reportada para estas ignimbritas es de 35 Ma, se obtuvo por medio del método isotópico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Blatter and Carmichael, 1998, 2001). Según Aguirre-Díaz *et al.* (2005) los depósitos de los flujos de ignimbritas silíceas se distribuyen en la parte central y sureste del área de Valle de Bravo. Fitz-Díaz (2008) reporta que las rocas volcánicas que pertenecen a los flujos ignimbríticos del CVVB, se encuentran afectadas por un sistema de fallas normales con rumbo general W-E.

#### **II.5. Antecedentes sobre el estudio de las Calderas de colapso**

Las calderas se reconocieron por varios autores desde el primer cuarto del siglo XIX, sin embargo, no se comprendieron ni estudiaron a detalle hasta el siglo XX. En uno de los trabajos iniciales; Von Buch (1820) describe la “Caldera de Palma” (Islas Canarias), en este estudio considera que esta caldera se formó por fuerzas en la corteza que empujaban los estratos hacia arriba, hasta romperlos en forma radial y emitir material volcánico conformando de esta manera un cráter elevado. Hacia la mitad del siglo XIX, varios autores habían discutido sobre las calderas (Prevost, 1843; Lyell, 1858; Scrope, 1859 y Hartung, 1860), sin embargo, estos estudios solo abarcaban escuetas discusiones acerca de la forma o la topografía, sin lograr obtener mayores avances en el tema.

Las primeras etapas de estudios en los cuales se relaciona a las calderas con erupciones ignimbríticas se dieron hacia la primera mitad del siglo XX. Los orígenes de las calderas, es el trabajo clásico de Williams (1941) en donde hace una revisión sobre la formación de las calderas. Smith (1961) desarrolla estudios más avanzados en los que relaciona los procesos de flujos de cenizas a las calderas.

Sin embargo, es a partir de 1970 que los estudios sobre calderas evolucionaron y se diversificaron hasta obtener por ejemplo: trabajos de mapeo a detalle en calderas erosionadas (Lipman, 1984, 1995 y 2000a; Branney & Kokelaar, 1994), o la descripción detallada de calderas modernas (Newhall & Dzurisin, 1988), la relación del tamaño de la caldera con la geometría de la cámara magmática (Lipman, 1997). Existen también algunos modelos análogos sobre los controles estructurales de una caldera (Kennedy *et al.*, 2004) o los estudios sobre las estructuras asociadas a calderas (Cole *et al.*, 2005).

Todos estos trabajos sin duda, han permitido tener ideas más exactas sobre la evolución, la forma y su relación con los procesos y productos que se involucran en la vulcanología física y estructuras de las calderas. A pesar de estos avances, existen aspectos como son los procesos de formación de calderas o la geometría de subsidencia que aún no se han comprendido a fondo. Algunas de éstas características, han generado grandes debates debido a la complejidad de los procesos que involucran, a la diversidad de calderas que se conocen y al grado de erosión que presentan.

Dentro de los avances actuales en el proceso de formación de calderas, se reconoce el colapso del techo de la caldera sobre una cámara magmática somera. Este colapso viene acompañado de erupciones explosivas que involucran grandes volúmenes de magma, que pueden ser de decenas de km<sup>3</sup> o mayores. Sin embargo, existen diferentes respuestas del colapso en el techo de las calderas, a partir de este registro se ha logrado obtener una categorización para los tipos de calderas.

### ***II.5.1. Tipos de calderas***

La forma, el tamaño y tipo de las calderas resulta heterogénea como consecuencia de las estructuras asociadas durante su emplazamiento y al proceso de colapso que presentan. La subsidencia en una caldera obedece a complejos procesos ligados a la dinámica de fluidos que se asocian a la cámara magmática durante la erupción.

### ***II.5.2. Proceso de formación de una caldera***

De acuerdo al modelo planteado por Martí *et al.*, (2000), en la etapa temprana de una erupción el techo de la cámara magmática es soportado por la presión que ejerce el magma, en este punto la presión litostática y la presión magmastática están en equilibrio. Al inicio de la subsidencia sucede un desequilibrio entre la presión litostática y la presión magmastática; la presión magmastática decrece al parecer por las emisiones pre-colapso que son acompañadas de volátiles y cenizas. A partir de ese momento, la fuerza que ejerce la columna litostática es mayor a la presión que ejerce el magma y como resultado se da el colapso del techo dentro de la cámara.

No obstante, en el registro geológico que existe actualmente de diferentes calderas exhumadas se puede observar que no todos los techos de calderas obedecen a un solo tipo de colapso. Además el tiempo en que sucede el colapso puede ser variable del tiempo en que inicia el proceso eruptivo.

### ***II.5.3. Tipos de colapso***

Lipman (1995 y 1997) propone 6 modelos con respuesta diferente que relacionan la geometría de subsidencia con la profundidad y la geometría del techo de la cámara magmática. Estos modelos aún se utilizan en la actualidad y han sido discutidos recientemente (Cole *et al.*, 2005).

#### ***Tipo Pistón (Plate)***

El colapso de este tipo de calderas (Cole *et al.*, 2005), involucra la subsidencia del bloque del techo dentro de la cámara magmática vacía, a través de un anillo de fallas. Las calderas que tienen este estilo, se asocian generalmente con grandes

volúmenes de material emitido desde una cámara magmática somera y de grandes dimensiones (figura 8).

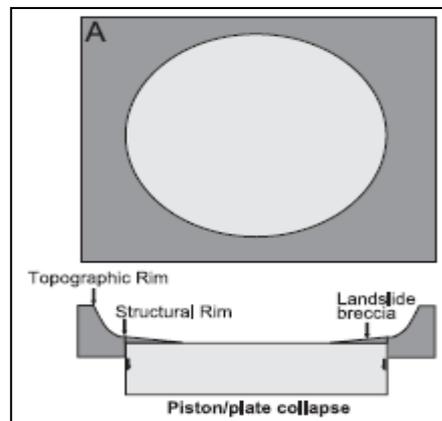


Figura 8. Esquema del colapso tipo pistón. (Cole *et al.*, 2005).

### ***Tipo Piecemeal***

Las calderas con este estilo (Cole *et al.*, 2005), presentan numerosos bloques de piso y/o múltiples centros de colapso. Las define en un rango de calderas que presentan numerosos bloques de piso fallados hasta las que carecen de pisos de caldera coherentes, debido a que el bloque entero colapsado se convierte en una mega-brecha. El colapso en este tipo de calderas se puede deber a: (1) la presencia de múltiples cámaras magmáticas, (2) la ruptura del piso debido a fallas controladas tectónicamente y (3) donde el piso entero de la caldera ha sido interpretado como mega-brecha (subsistencia caótica) ver figura 9.

### ***Tipo Chaotic***

Este tipo de subsidencia es marcada por un intenso brechamiento y rompimiento total de las rocas del piso de la caldera. Se propone como un proceso donde se genera: (1) material de baja densidad dentro de las calderas que permiten ver anomalías gravimétricas negativas y (2) brechas líticas por el colapso del techo sobre una cámara magmática despresurizada (Lipman, 1997) ver figura 9.

### ***Tipo Funnel***

Puede resultar de una rigurosa subsidencia tipo *downsag* o *piecemeal* y más comúnmente de subsidencias repetitivas durante erupciones sucesivas (Lipman,

1997). Logran tener colapso caótico, en donde numerosos bloques brechados presentan subsidencia y rotan de manera independiente hacia un solo centro de colapso más profundo. O pueden presentar colapso no caótico, que se caracteriza por tener bloques coherentes que son desplazados hacia el centro de colapso con o sin anillo de fallas (figura 9).

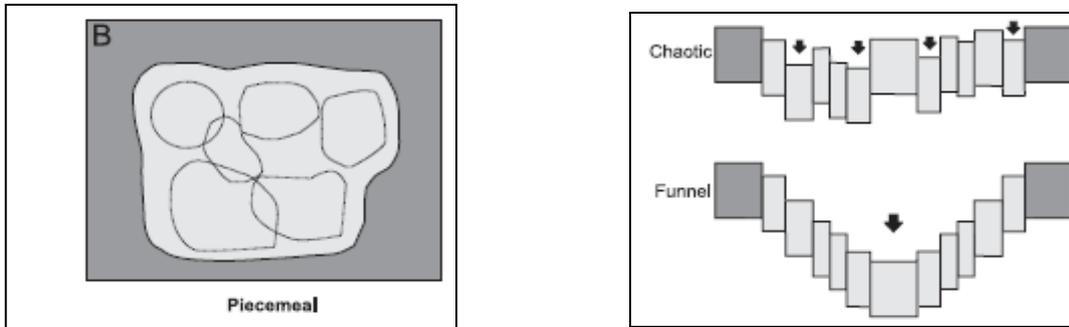


Figura 9. Colapso tipo *Piecemeal* (izq), modelos *Chaotic & Funnel* (der). (Cole *et al.*, 2005).

### ***Tipo Trapdoor***

El tipo de colapso *trapdoor* se forma en donde existe un anillo de fallas que es incompleto, en esta parte no hay hundimiento o será mínimo y hacia el lado contrario es más profundo (Cole *et al.*, 2005). Actúa como una bisagra (figura 10).

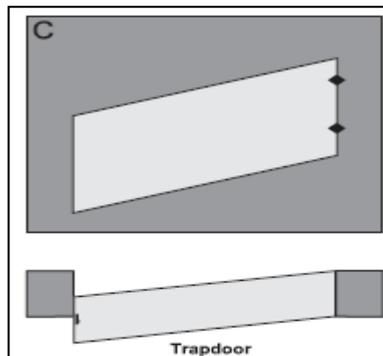


Figura 10. Representación del colapso tipo *Trapdoor*. (Cole *et al.*, 2005).

### ***Tipo Downsag***

Este tipo de colapso se puede encontrar en lugares donde tampoco se forma un anillo de fallas o a donde las fallas no alcanzan a penetrar la superficie del suelo (Cole *et al.*, 2005). En cambio, algunas o todas las rocas que sobreyacen la cámara magmática se deforman de manera plástica, sin fracturamiento. Una

característica notable de este tipo de subsidencia es que no hay paredes precisas que limiten la caldera, además que las rocas del techo colapsado se inclinan de manera suave hacia el centro de la caldera (figura 11).

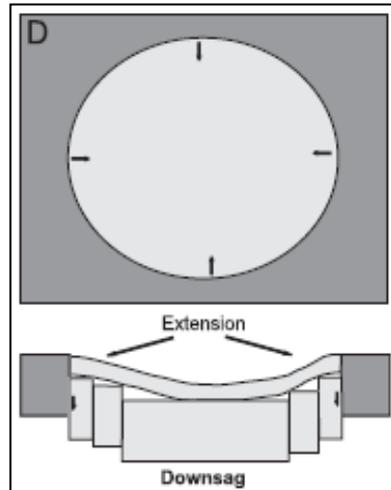


Figura 11. Esbozo del colapso tipo *downsag*. (Cole *et al.*, 2005)

#### **II.5.4. Productos asociados**

Existen diferentes productos que se asocian a las calderas (tabla 2) y dependen (Cole *et al.*, 2005) principalmente del ambiente tectónico y volcánico en el que se forman.

Tabla 2. Tipos de calderas, productos asociados y ambiente tectónico.

<b>Productos de calderas</b>	<b>Ambiente tectónico</b>
Basálticas	Puntos calientes, choque de placas oceánicas, zonas de rift
Andesítico-Dacíticas	Límites de placas convergentes, arcos continentales y arcos de islas
Peralcalinas	Zonas de extensión, islas oceánicas de intraplaca y márgenes convergentes
Riolíticas	Áreas de continente, márgenes continentales asociados a límites convergentes y rift continental

### III. ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE ESTUDIO

Los contrastes en las características petrográficas generales, posición estratigráfica y abundancia relativa de componentes permitieron definir diferentes unidades de ignimbrita, además de dos unidades prevolcánicas y diferentes cuerpos subvolcánicos, tanto anteriores al vulcanismo silíceo, como relacionados al propio vulcanismo.

La Sierra de las Paredes está constituida por 4 unidades de ignimbrita (que se describen por vez primera en este trabajo) y una quinta unidad piroclástica ajena al CVLP pero que está intercalada con las unidades de ignimbrita identificadas en este estudio, esta unidad pertenece a la ignimbrita La Lobera reportada por Díaz-Bravo (2008) en el Centro Volcánico de la Goleta (CVLG). Las sucesiones de depósitos de flujos ignimbríticos del CVLP, tienen en conjunto un espesor mayor a 800 m (expuestos, pero el acceso en las porciones centrales es restringido por la cubierta vegetal y el suelo) se ha calculado un volumen preservado de 70 km<sup>3</sup> (se calculó por medio del área de la semi-circunferencia y el espesor medio de las unidades de ignimbrita y los diques alimentadores). En la cima de las rocas piroclásticas del CVLP, se puede observar que existen algunas intercalaciones con depósitos de caída de ceniza y depósitos de flujos de escombros o conglomerados conformados de material ignimbrítico y con emplazamiento reciente (reconocidos en este trabajo). Se reconocen 2 facies de diques de origen piroclástico que presentan entre sí diferencias en cuanto a textura y composición. Estos cuerpos hipabisales se reconocen como los conductos alimentadores de 2 de los principales flujos de ignimbrita identificados en el área de estudio. La evolución del CVLP, ocurrió sobre un basamento metamórfico que corresponde al Grupo Arcelia-Palmar Chico (DeCserna, 1983 y Elías-Herrera, 2000 y 2004) y un depósito continental prevolcánico que se puede correlacionar con el Grupo Balsas (Fries, 1960) de origen sedimentario continental.

En este estudio se reconocieron 7 cuerpos sub-volcánicos, de los cuales 2 son diques máficos que se ubican al N de Noxtepec; 2 son diques ultramáficos localizados al NW de Huayatenco y 3 son diques andesíticos situados al NE de Noxtepec y al NW de Huayatenco. Estos diques presentan relaciones de corte respecto a las unidades basales Arcelia Palmar-Chico y los depósitos continentales prevolcánicos, sin embargo, no parecen cortar los flujos ignimbríticos

del CVLP por lo que anteceden a su evolución. La relación de estos cuerpos subvolcánicos observada con las unidades posteriores, se limita a un dique máfico y uno ultramáfico que son cubiertos por los depósitos de flujos de escombros durante la exhumación del centro volcánico.

Fuera del contexto del volcanismo silíceo del Paleógeno se reconocen dentro del área de estudio 2 conos de escoria: el cerro Jesús del Monte y el volcán El Molcajete, ambos ubicados en la parte occidental del pueblo de Texcaltitlan. Se identificaron también 3 derrames lávicos: uno de andesita en el poblado de Carbajal y dos de basalto, uno en las inmediaciones de la ranchería San Gabriel Cuentla (esquina noroeste del mapa geológico, figura 42) y el segundo en las rancherías de las Tablas y Agostadero (esquina noreste del mapa geológico, figura 42). Por su morfología juvenil y su composición se puede considerar que estos cuerpos volcánicos pertenecen a la FVTM, aunque su edad precisa no ha sido determinada.

### **III.1. Grupo Arcelia-Palmar Chico**

Este conjunto de rocas corresponde a sucesiones ígneas y sedimentarias metamorfoseadas que inicialmente fueron descritas por De Cserna (1983) en la región de Amatepec, Xochipala y Arcelia. Hacia la base se reconoce como rocas con protolito de origen sedimentario y en la parte superior se compone principalmente de productos metavolcánicos (Elías-Herrera, 2000 y 2004) que se observan cabalgando a las rocas de la base en algunas partes. El grado metamórfico de ambas secuencias es en general bajo y presentan deformación intensa (Elías-Herrera, 2000 y 2004).

En una descripción detallada (Elías-Herrera, 2004) de las unidades litológicas que conforman a este grupo, a partir de la base se han identificado; caliza arcillosa, pizarra negra, filita, areniscas de grano medio a fino, conglomerados, caliza micrítica y pedernal. En la parte superior la sucesión está compuesta de lavas almohadilladas de basalto y lavas basáltico-andesíticas en bloque con intercalaciones de hialoclastita.

La edad asignada al Grupo Arcelia-Palmar Chico por contenido fosilífero en cuerpos de caliza es Cretácico. Pero se puede considerar en el límite del Cretácico inferior y Cretácico superior, debido a que en las capas de pedernal se

reportan radiolarios de edad Albiano-Cenomaniano (Dávila y Guerrero, 1990; Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991) y los fechamientos isotópicos realizados a lavas almohadilladas por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  indican edades de  $103.1 \pm 1.3$  Ma y  $93.6 \pm 0.6$  Ma, lo que confirma al Albiano-Cenomaniano (Elías-Herrera *et al.*, 2000).

El Grupo Arcelia-Palmar Chico, se encuentra cabalgando al Esquisto Tejupilco (Fries, 1960, De Cserna, 1982, Carta Geológico-Minera del Servicio Geológico Mexicano, Hoja Tejupilco de Hidalgo, clave E14-A56; 1996 y Elías-Herrera 2000 y 2004). Aunque el Esquisto Tejupilco no aflora en el área de estudio, es importante mencionar que ha sido cartografiado por el SGM y por diversos autores en algunas partes cercanas al CVLP; como unidad basal de los centros volcánicos de la Goleta (Díaz-Bravo, 2008) y La Muñeca (Chapela-Lara, 2008), así como en la carretera que va de Sultepec hacia Tejupilco y de Temascaltepec a Tejupilco (Elías-Herrera, 2000 y 2004). El Grupo Arcelia-Palmar Chico, es cubierto en discordancia angular por el Grupo Balsas (Fries, 1960).

En el área de tesis, el Grupo Arcelia-Palmar Chico, tiene una distribución continua y periférica a los bordes del CVLP. Se puede observar en general, que su forma más representativa en la zona corresponde a afloramientos de filita y esquistos micáceos limitando los bordes del CVLP. También se identificó un afloramiento de meta-caliza masiva con vetas de calcita y foliación hacia el NW-SE en el poblado de Pantoja y un afloramiento de meta-andesita en el camino que une a San Gabriel Cuentla con Titipac Cuentla. El espesor aparente estimado en campo para esta unidad es de 150 m. Al NE de Noxtepec, el Grupo Arcelia-Palmar Chico es intrusionado por los diques andesíticos y al N de Noxtepec por los diques máficos. Se puede observar que es cubierto en discordancia angular por el depósito continental prevolcánico, la ignimbrita Torrecillas y los depósitos de flujos de escombros (figuras 42 y 43).

### **III.2. Depósitos continentales prevolcánicos**

En el área de estudio se identificó una secuencia de depósitos continentales prevolcánicos que se componen de capas de arenisca y principalmente de un conglomerado matriz soportado que presenta pseudoestratificación y siempre se observa buzando hacia el centro del CVLP. Tiene líticos de esquisto, filita, cuarzo lechoso y caliza que presentan forma sub-redondeada a sub-angulosa. La matriz

es de arena rojiza. Este conglomerado se observa sin estructuras sedimentarias. No presenta un arreglo preferente en los fragmentos líticos y el tamaño máximo de estos es de 15 cm. El espesor máximo expuesto es de 80 m.

En la zona objeto de este trabajo, estos depósitos continentales prevolcánicos afloran en forma discontinua al N-NW del poblado de Noxtepec, al N-NW del pueblo de Huayatenco y al S de la ranchería Los Lirios. Los afloramientos forman una franja que se distribuye desde la ranchería Barrio del Monte (al N del área de tesis) hasta la ranchería La Estación (al NW de la zona de estudio).

Depósitos similares se han reconocido al oriente y poniente de la zona de este estudio. En el oriente en la plataforma Guerrero-Morelos, Fries (1960) definió como Grupo Balsas a una secuencia de capas rojas de conglomerado calcáreo, areniscas y limonitas, incluyendo en ocasiones evaporitas, incluye además calizas lacustres, flujos piroclásticos y derrames lávicos. La unidad está distribuida ampliamente en la cuenca Balsas-Mexcala. Se describe como secuencias de conglomerados de caliza, arcosas, areniscas y limolitas (De Cserna *et al.*, 1980 y De Cserna *et al.*, 1982). La matriz es generalmente de color rojiza, consiste de limo y arena. Otras secuencias similares han sido observadas también en los límites de los estados de Guerrero y Michoacán, al poniente de la zona de este estudio; Pantoja-Alor (1959) y De Cserna (1978) las correlacionan con el Grupo Balsas, sin embargo, existen diferencias en cuanto a la edad debido a que Campa-Uranga y Ramírez-Espinoza (1979) consideran a las mismas rocas como del Cretácico Superior por el plegamiento que presentan y las nombran como Formación Cutzamala. La edad asignada a estas secuencias en la cuenca de Cutzamala, es replanteada a partir del hallazgo de fósiles de dinosaurios del Cretácico Tardío (Benammi *et al.*, 2005).

Fries (1960) considera para el Grupo Balsas una edad en el intervalo comprendido entre el Eoceno-Tardío y el Oligoceno-Medio. De Cserna (1980) asignó al Grupo Balsas una edad Paleoceno-Oligoceno para la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. En la parte central de la Plataforma Guerrero Morelos, Cerca-Martínez (2004) asigna edad del Eoceno a estas secuencias. En la región de Amacuzac, Morelos, Monter-Ramírez (2004) y Morán-Zenteno *et al.*, (2007) consideran a estas capas como del Eoceno tardío a partir de fechamientos isotópicos realizados en lavas e ignimbritas intercaladas en la secuencia sedimentaria.

Al depósito continental prevolcánico se le observa en el área de estudio, cubriendo en discordancia angular al Grupo Arcelia-Palmar Chico y es a su vez cubierto por la ignimbrita Torrecillas, ignimbrita Rancho Viejo, derrame San Gabriel y los depósitos de flujos de escombros. Es cortado por un dique ultramáfico y por uno máfico (figuras 42 y 43).

### III.3. Intrusivos Máficos, Ultramáficos e Intermedios

En el área de estudio se reconocieron 7 cuerpos intrusivos que corresponden a: 2 diques de origen máfico-intermedio, 2 diques ultramáficos y 3 diques andesíticos (figura 12). En esta parte se presentan las descripciones en muestra de mano y al microscopio, así como las relaciones estratigráficas y estructurales o de corte respecto a las otras unidades en el área. Los análisis geoquímicos que se les realizaron se exponen más adelante, en este capítulo.



Figura 12. De (izquierda a derecha): Dique Nox-1, dique D-1, dique D-2 y dique DA.

#### III.3.1. Diques máficos-intermedios

Se localizan al N-NW de Noxtepec, el primero (Nox-1) se le observa cortando al Grupo Arcelia-Palmar Chico y al depósito continental prevolcánico, el segundo (D-1) es cubierto por la unidad más reciente en el área que corresponde a los depósitos de flujos de escombros (figuras 42 y 43).

El cuerpo subvolcánico Nox-1 (94,296 latitud – 88,424 longitud) es un dique muy intemperizado con exfoliación en forma de cebolla y con alto grado de oxidación, tiene color ocre y presenta alto grado de fracturamiento. En algunas partes incluye líticos de esquisto y filita. La mineralogía en muestra de mano es de piroxeno y plagioclasa. Se observa una relación de corte con el Grupo Arcelia-Palmar Chico. El espesor medido en campo es de 90 m.

Al microscopio se observa con textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa. La matriz es pilotaxítica de composición principal de plagioclasa. Existe calcita de reemplazamiento en cristales y matriz, toda la matriz presenta sericitización (figura 13).

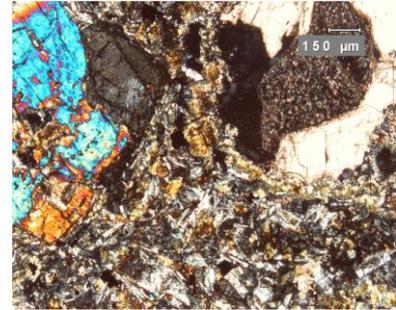
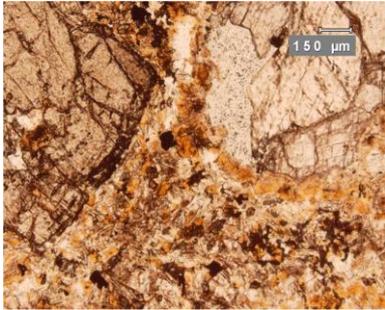


Figura 13. Dique andesítico-basáltico, muestra Nox-1 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Textura porfídica. Fenocristales de piroxeno y plagioclasa en matriz pilotaxítica de composición de plagioclasa.

El cuerpo subvolcánico D-1 (latitud 94,430 – longitud 88,730) es un cuerpo máfico que se observa con color ocre en zonas con intemperismo y al fresco aflora gris. Tiene textura porfídica. Presenta mineralogía de plagioclasa y ferromagnesianos (piroxeno). Se emplazó en una falla subvertical y pone en contacto al Grupo Arcelia-Palmar Chico y al depósito continental prevolcánico, aunque se observa cubierto por el depósito de flujo de escombros reciente. Los datos estructurales medidos son (S15°W; 88 NE y pitch de estría de 4° al NE). El espesor medido en campo es de 5 m.

Al microscopio se observa con textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa. Tiene matriz pilotaxítica con componente principal de plagioclasa (figura 14).

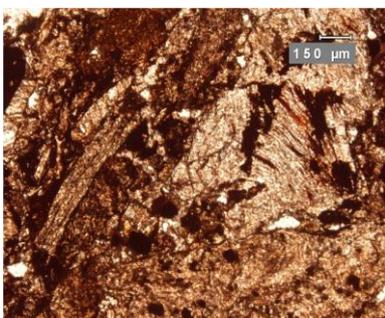


Figura 14. Dique andesítico-basáltico, muestra D-1 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados), con fenocristales de piroxeno y plagioclasa, matriz pilotaxítica con componente principal de plagioclasa.

### III.3.2. Diques ultramáficos

Se localizan al N-NW de Huayatenco, los diques (D-2 y D-2m) se les observa cortando al depósito continental prevolcánico (figuras 42 y 43).

El cuerpo D-2 es un dique de color oscuro que se observa muy alterado, intemperizado y deleznable. Se le observa en contacto directo con el depósito continental prevolcánico. Presenta diaclasamiento con datos (N40°E y N20°E). Tiene un área de exposición de 100 x 100 m. En muestra de mano se le observa mineralogía que consiste de piroxeno y anfíbol.

En lámina delgada se observa con textura porfirítica y tiene fenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno principalmente, aunque se observan algunos fenocristales aislados de anfíbol. Se clasificó (de acuerdo a Streckeisen) como **Piroxenita** (figura 15).

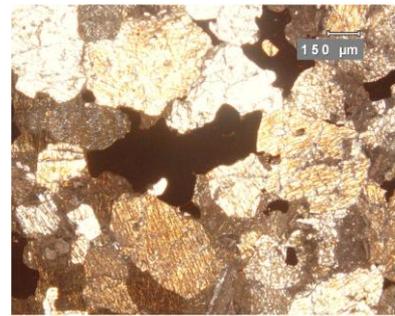
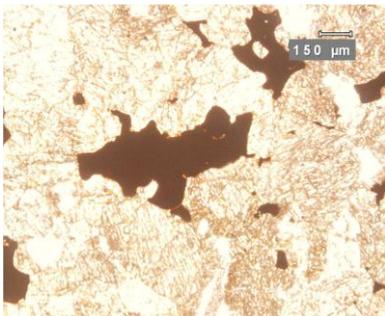


Figura 15. Piroxenita, muestra D-2 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados), con fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol (aislados).

El cuerpo D-2m tiene un color muy oscuro y está muy intemperizado. En muestra de mano se identifican minerales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol.

En lámina delgada presenta textura porfídica, con fenocristales de piroxeno en una matriz intergranular principalmente de plagioclasa. Se le observan fenocristales de piroxeno (ortopiroxeno y clinopiroxeno; este último más abundante que el primero), anfíbol y algunos fenocristales aislados de plagioclasa. La lámina se observa con fuerte cloritización por alteración secundaria. Se clasificó (de acuerdo a Streckeisen) como **Gabronorita** (figura 16).

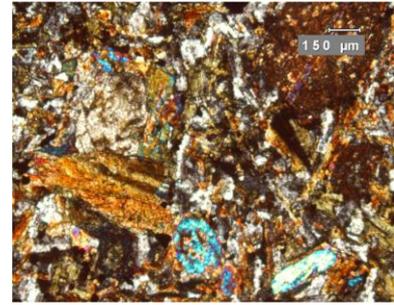
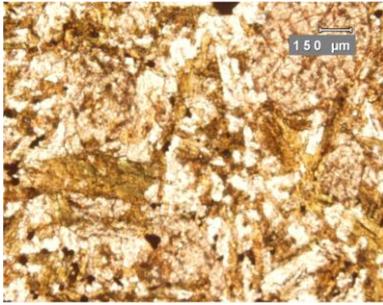


Figura 16. Gabronorita, muestra D-2m (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados), se observan fenocristales de clinopiroxeno (más abundante), ortopiroxeno, anfíbol y plagioclasa (aislados).

### III.3.3. Diques Intermedios

Son 3 diques de este tipo. Los dos primeros (DA) se ubican al N-NE de Noxtepec y al N-NW de Huayatenco, en el lecho de una barranca por la que baja un riachuelo de la Sierra de las Paredes. El tercero (D-3), es cubierto por los depósitos recientes de flujos de escombros y aflora al N-NW de Huayatenco (por el camino hacia el cementerio; figura 42).

Los diques DA, tienen un color gris claro. Presentan algunas fracturas rellenas de calcita. Se encuentran cortando al Grupo Arcelia-Palmar Chico. En muestra de mano se les observa mineralogía de piroxeno, anfíbol y plagioclasa.

Al microscopio se observan con textura microgranulítica, compuesta principalmente de microfenocristales de cuarzo y sanidino. Presenta fenocristales de piroxeno, anfíbol y algunos de plagioclasa. Se clasificaron (Le Bas *et al.*, 1986) como **diques andesítico-basálticos** (figura 17).

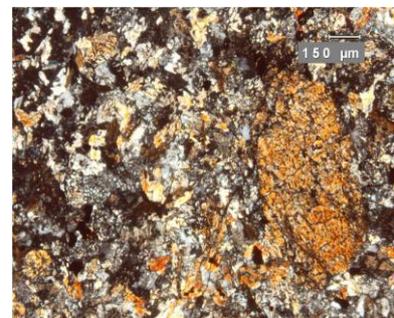
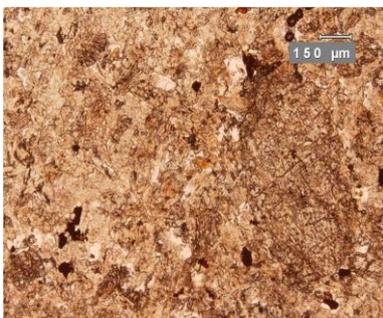


Figura 17. Dique Andesítico-Dacítico, muestra D-A (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados), con fenocristales de piroxeno, anfíbol y algunos de plagioclasa. Microfenocristales de cuarzo y sanidino).

El dique D-3, se observa como un cuerpo masivo con diaclasamiento (N60°W inclinado 60° al NE). Presenta color gris oscuro. Se le midió un espesor de 8 m. En muestra de mano presenta mineralogía de anfíbol, plagioclasa, piroxeno y biotita.

En lámina delgada este cuerpo se observa con textura microgranulítica. Presenta fenocristales de piroxeno, anfíbol, plagioclasa. Se clasificó (Le Bas *et al.*, 1986) como un **Pórfido andesítico-basáltico** (figura 18).



Figura 18. Pórfido andesítico, muestra D-3 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados), presenta fenocristales de piroxeno, anfíbol, plagioclasa y biotita.

#### III.4. Análisis Geoquímico de diques previos al CVLP

Se realizó el análisis de elementos mayores por FRX a 4 muestras seleccionadas en campo de los diques ultramáfico (D-2), máfico (D-2M) e intermedios (D-3 y DA).

Solo se hicieron análisis de las muestras de diques previos al CVLP. En los depósitos de las unidades de ignimbrita y los diques piroclásticos, la gran abundancia de fragmentos líticos y el carácter intemperizado que presentan, impidió obtener análisis químicos confiables.

Las muestras se prepararon por el autor y las mediciones las realizó el Químico R. Lozano en el laboratorio de fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. Las muestras fueron preparadas en base seca, las perlas para medir elementos mayoritarios se prepararon con 5% de muestra y 95% de mezcla de metaborato y tetraborato de litio.

El programa de medición fue CONTROLM.QAN. Los resultados se muestran en la tabla 3, como elementos mayores.

Tabla 3. Resultados del análisis de elementos mayores por FRX de las 4 muestras de diques previos al CVLP.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	Suma
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
DA	52.807	0.599	12.846	9.199	0.189	8.096	9.722	2.572	1.816	0.201	2.24	100.29
DIQUE2	42.299	1.156	5.348	19.028	0.208	12.821	17.068	0.518	0.141	0.011	0.73	99.33
DIQUE2M	48.996	0.831	12.424	12.572	0.186	8.483	12.214	2.8	0.564	0.228	1.02	100.32
DIQUE 3	51.533	0.75	14.748	10.62	0.165	6.35	10.132	2.63	1.31	0.268	1.45	99.96

Al porcentaje resultante de elementos mayores, se le eliminó la pérdida por calcinación (PXC) para normalizarlos en forma posterior. La caracterización geoquímica de las muestras se graficó en un diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), que se muestra a continuación (figura 19).

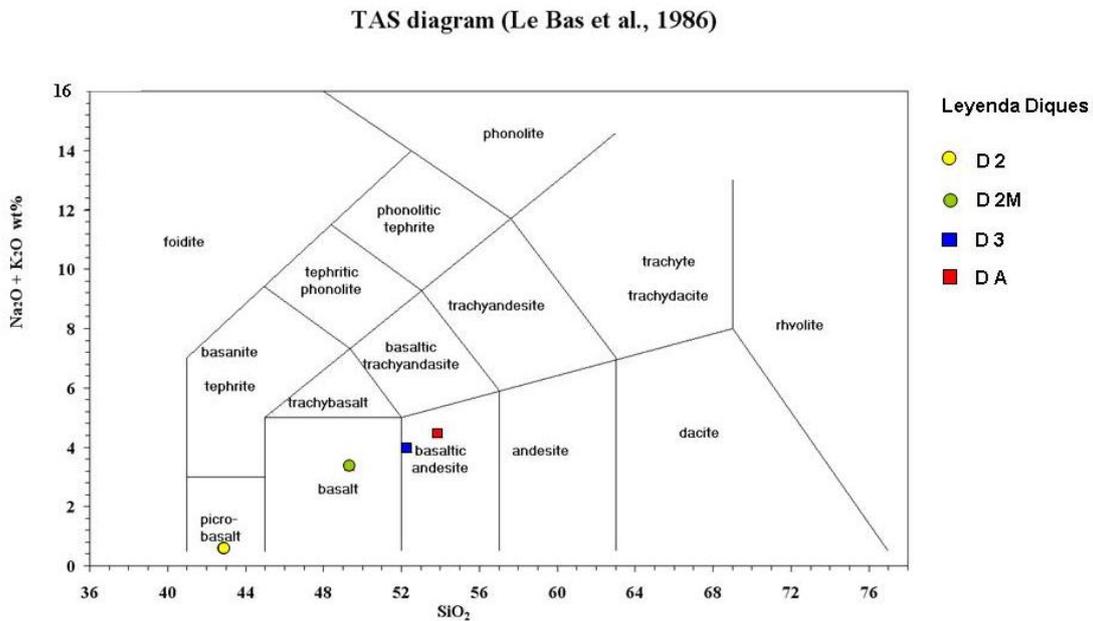


Figura 19. Diagrama TAS (álcalis vs. sílice) de las 4 muestras de diques previos al CVLP.

### III.5 Unidades de ignimbrita

La descripción de las unidades de ignimbrita del CVLP, parte de una división que se basa en los cambios morfológicos en la sucesión vertical y en cambios de pendiente que expresan diferencias en el grado de consolidación de las unidades y los depósitos de flujos piroclásticos que las componen. La extensión lateral de las unidades se basó en la persistencia horizontal de su expresión morfológica. Las unidades que se describen en este trabajo (con excepción de La Lobera), se nombran de manera informal por vez primera.

### III.5.1. Ignimbrita Torrecillas

Es la unidad basal de la sucesión piroclástica del CVLP. Se considera la unidad más representativa del CVLP debido a que cuenta con mayor volumen expuesto y que cubre mayor área. Esta unidad aflora con espesor potente (~350 m) en la parte sur-central del área de estudio. Conforman los cerros de Torrecillas, El Malacate, Peña Redonda, Zamatepec, Cajetilla y se le observa en las poblaciones de Puerto la Era, NW de San Andrés Ocoatepec, N de Noxtepec, Yuytepec y S-SW de la ranchería El Chapaneal (figura 42).

En la ignimbrita Torrecillas se pueden observar cambios verticales en el contenido de fenocristales, de pómez y líticos, grado de soldamiento y textura. Debido a estos cambios composicionales y a la clara expresión morfológica en forma de escalones, se divide, de la base a la cima, en al menos cinco subunidades que aparentemente corresponden a sendos depósitos de flujos piroclásticos (figura 20 y figura 43). Las muestras recolectadas en estas unidades son: subunidad 1 (LP-01), subunidad 2 (LP-02 b, LP-02 c, LP-03, LP-03 E, LP-03 W y LP-03 b II, Zama-01, Zama-02, Zama-05, LP-17 y LP-45), subunidad 3 (Zama-3, LP-04 W, LP-04 E, LP-10 y LP-16), subunidad 4 (LP-05 E, LP-06 y Zama-04) y subunidad 5 (LP-41, LP-42 y LP-47).



Figura 20. Sucesión en el cerro Torrecillas, al S-SW del área de estudio.

La **subunidad 1** se localiza en la base de la ignimbrita Torrecillas, es representada aparentemente por un solo depósito de flujo piroclástico que se observa pobremente soldado y rico en cristales. El contenido de cristales en roca total es de 36%, el contenido de cristales contenido en clastos de pómez es de 20% y el contenido de fragmentos líticos es de 4.4% (tabla 4). Esta subunidad tiene color verde pardo en zonas de intemperismo y al fresco aflora blanca. Presenta pseudoestratificación (S 73° W; 14 NW). La roca está muy alterada a minerales arcillosos. En muestra de mano se le observa una fracción de fenocristales que consiste de cuarzo, plagioclasa, sanidino y biotita.

La mineralogía que se reconoce en lámina delgada consiste de (en orden de abundancia) fenocristales de cuarzo, con bahías en los bordes, fractura concoidea, que se observan muy rotos; la plagioclasa se observa muy rota, angulosa, con maclado tipo albita y que en partes se observan con intercrecimiento con otros fenocristales de plagioclasa; el sanidino se presenta roto, con bordes reabsorbidos; la biotita se observa sana, con poca alteración por oxidación; escaso zircón. Los fragmentos juveniles están conformados de pómez que se ubica en bordes de glomerocristales e incluye algunos fenocristales de sanidino y plagioclasa, presenta rasgos de cloritización y desvitrificación. Los líticos que se observan están compuestos de esquisto e ignimbrita. El contacto que presenta respecto a la subunidad 2 es horizontal (figura 21).



Figura 21. Unidad Torrecillas, subunidad 1, muestra LP-01 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Ignimbrita pobremente soldada y rica en cristales. Fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa.

La **subunidad 2** está representada por dos depósitos de flujos de ignimbrita que en campo se identifican por quiebres morfológicos en forma de potentes escalones. El contacto con la subunidad 1 no se observa en campo y con la subunidad 3 es horizontal. La subunidad se observa pobre a moderadamente

soldada con contenido medio a rico en cristales. El contenido de cristales en roca total varía entre el 20 y 37%, el contenido de cristales en fragmentos de pómez fluctúa entre el 3 y 23% y el contenido de líticos es de entre 5 a 18% (tabla 4). En el afloramiento se realizaron conteos de componentes en mallas metálicas y de acetato, con diferente tamaño de celda. Los resultados obtenidos son: 10% de cristales en clastos de pómez, 30% de clastos de pómez y 400 líticos por 1 m<sup>2</sup>; en otro punto se calculo en 5% de contenido de clastos de pómez. La roca se observa en zonas de intemperismo de color pardo y donde aflora fresca es rosa pálido. En muestra de mano presenta cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita. Los fragmentos juveniles son representados por pómez (se observan huecos donde la pómez se desintegró). Los líticos que se observan son de esquisto, cuarcita y andesita; con tamaño promedio entre 3 y 7 cm (el tamaño máximo observado es de 15 cm).

En lámina delgada, presenta textura porfídica (en 5 láminas) y en textura eutaxítica (2 láminas). Se observan fenocristales (en orden de abundancia) de cuarzo con bahías en los bordes, se observan cristales rotos; sanidino con bordes de corrosión, muy rotos; plagioclasas rotas con macla tipo albita; biotitas oxidadas, rotas; escaso zircón. En la matriz se observa desvitrificación con estructuras esferulíticas. Hay calcita secundaria en la matriz y sericitización. Los fragmentos juveniles son de pómez que incluye algunos fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y biotita; la mayoría de la pómez es sana, pero algunas presentan desvitrificación y oxidación. Los líticos son de esquisto y cuarcita (figura 22).

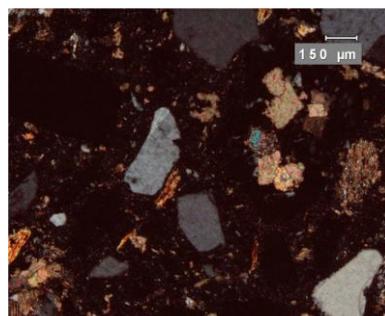
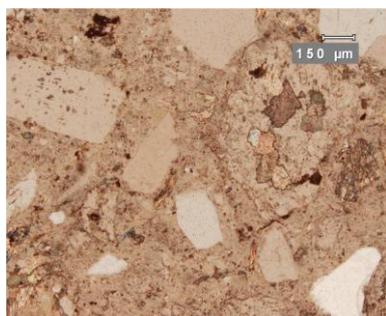


Figura 22. Unidad Torrecillas, subunidad 2, muestra LP-02-b (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Ignimbrita pobre a moderadamente soldada y con contenido medio a rico en cristales. Fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa, biotita. Líticos de esquisto.

La **subunidad 3** está representada aparentemente por el depósito de un flujo de piroclástico. El contacto con la subunidad 2 es horizontal y con la subunidad 4 no

se observa en el área. Se observa moderadamente soldada y con contenido medio de cristales. El contenido de cristales en roca total varía entre 20 y 30%, el contenido de cristales contenidos en la pómez es entre 9 y 18% y el contenido de líticos es de entre 1 y 4% (tabla 4). En conteo en campo con malla metálica y de acetato con diferente tamaño de celda, se obtuvo un 41% de cristales contenidos en clastos de pómez. Esta sucesión donde aflora al fresco es rosa pálido y en zonas con intemperismo es parda. En general la roca es competente, aunque hay partes en que es deleznable o presenta diaclasamiento. En partes locales se observan líneas de flujo. En muestra de mano se observan minerales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita. Los líticos que se le observan son de esquisto con tamaño promedio entre 3 y 5 cm.

En lámina delgada presenta textura eutaxítica a eutaxítica imperfecta. Se observan (en orden de abundancia) cristales de: cuarzo que se observan muy rotos, con fractura concoidea y bahías de corrosión; sanidino muy rotos, presentan calcita secundaria y matriz rellenando fracturas; plagioclasas que se observan muy rotas, con macla de albita; biotita con flexiones y micro estructuras, con oxidación incipiente y con cloritización; zircones incluidos en fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y en la matriz. Los fragmentos juveniles que se observan son clastos de pómez que presenta calcita secundaria e incluye algunos cristales rotos de sanidino, plagioclasa y cuarzo, en partes se observa desvitrificada con esferulitas radiales y en otras presenta oxidación. Los líticos son de esquisto, ignimbrita y cuarcita, los de esquisto presentan sericitización y oxidación, se les observan micropliegues y micro fracturas, son de forma irregular con bordes angulosos (figura 23).

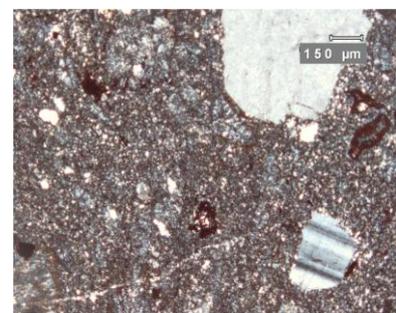
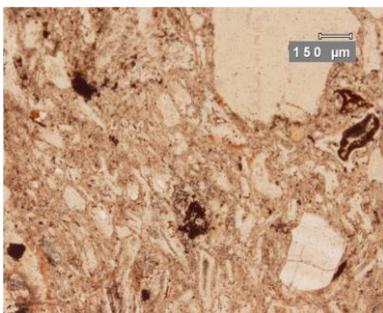


Figura 23. Unidad Torrecillas, subunidad 3, muestra LP-10 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicols cruzados). Ignimbrita moderadamente soldada con contenido medio de cristales. Se observa textura eutaxítica imperfecta “shards” con fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa.

La **subunidad 4** se conforma aparentemente por dos depósitos de ignimbrita que se identifican en campo por el contraste morfológico en forma de escalones. El contacto con las subunidades 3 y 5 no se observa en la zona. Se observan en conjunto como una ignimbrita moderada a densamente soldada y contenido medio en cristales. El contenido de cristales en roca total varía entre 13 y 19%, el contenido de cristales contenidos en fragmentos de pómez es de 10% y el contenido de líticos es de 3 a 14% (tabla 4). El contenido de fragmentos de pómez es de 30% contado en malla metálica y de acetato con diferente tamaño en las celdas.

En donde la roca aflora fresca es rosa y en zonas donde presenta intemperismo es rosa oscuro. La roca está bien consolidada y es competente, en la parte superior se observa una roca endurecida con fracturas y planos de fallas menores. En muestra de mano se observan cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita. Los fragmentos juveniles son de vidrio y algunos clastos de pómez alargadas. Los líticos que presenta son de esquisto y andesita con tamaño máximo de 5 cm.

En lámina delgada presenta textura que varía de eutaxítica a eutaxítica imperfecta. Los cristales (en orden de abundancia) que contiene son de: sanidino que se observa roto, con corrosión avanzada; cuarzo que se observa muy roto, con fractura concoidea y bahías en los bordes, algunos presentan además corrosión en los bordes; plagioclasa que se presenta rota, con macla tipo albita, en algunas partes con bordes angulosos, presenta algunas fracturas rellenas de matriz; biotita (bajo contenido) con oxidación marcada en general, algunas están rotas y otras muestran reemplazamiento por sericita o clorita; se observaron escasos cristales de zircón.

Los fragmentos juveniles son de pómez que presenta fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa, biotita y líticos de esquisto, en general los clastos de pómez se observan alargados y con desvitrificación en forma de esferulitas radiales. Las muestras tienen líticos de esquisto (con micropliegues) y cuarcita, en general se observan de forma irregular con bordes angulosos (figura 24).

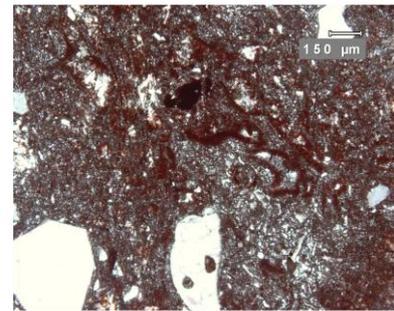
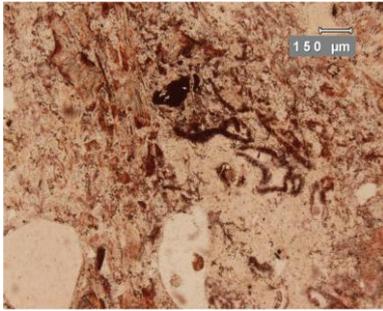


Figura 24. Unidad Torrecillas, subunidad 4, muestra LP-05-E (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Ignimbrita moderada a densamente soldada con contenido medio de cristales. Se observa textura eutaxítica con “shards”. Fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa.

La **subunidad 5** aflora en la zona de Titipac, se clasifica como una ignimbrita moderada a fuertemente soldada y contenido medio a rico en cristales. El contacto con la subunidad 4 no se observa en el área. El contenido de cristales en roca entera es de 15 a 31.3%, el contenido de cristales en pómez varía entre 10 y 12% y el contenido de líticos es entre 7 y 2.4% (tabla 4). En zonas con intemperismo la roca es de color rosa claro y donde aflora al fresco es rosa pardo, se observa masiva y muy competente. Presenta mineralogía de fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa. Los fragmentos juveniles que se identifican son de pómez negra o “shards” (hasta 10% de contenido en roca total) y blanca (hasta 10%), con alargamiento (relación de aspecto) máximo observado de 10:1. Los fragmentos líticos son de filita y esquisto con contenido de 7% contado en campo y de tamaño máximo de 5 cm.

En lámina delgada presenta textura porfídica. Se reconocen fenocristales de cuarzo que están rotos, con bahías en los bordes; el sanidino se observa muy roto, con corrosión en sus caras y bordes; la plagioclasa se presenta con sus bordes reabsorbidos, rota; la biotita se ve con deformación y en general con bajo contenido. Se observaron escasos zircones. Los fragmentos juveniles incluyen algunos cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y fragmentos de líticos. Los líticos que se observan son de esquisto y cuarcita, presentan deformación que incluye plegamiento y alteración por sericitización (figura 25).

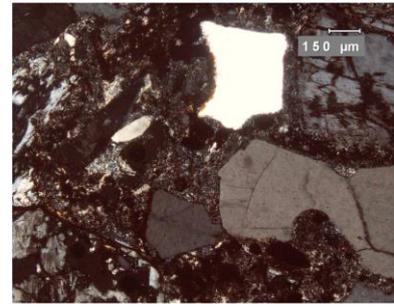
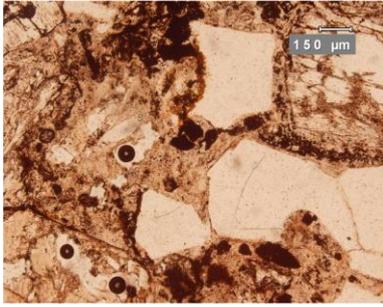


Figura 25. Unidad Torrecillas, subunidad 5, muestra LP-47 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Ignimbrita moderada a fuertemente soldada con contenido medio a rico en cristales. Se observa fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa con corrosión y en la esquina inferior izquierda un lítico de ignimbrita. Textura eutaxítica imperfecta.

La unidad Torrecillas cubre en discordancia erosiva al Grupo Arcelia-Palmar Chico y al depósito continental prevolcánico. A su vez es cubierta en sus superficies de erosión por las ignimbritas Rancho Viejo, Cerro Alto y Las Paredes, por los conos de escoria Jesús del Monte y Volcán el Molcajete y por los depósitos de flujos de escombros (figura 43).

### III.5.2. Ignimbrita Rancho Viejo

Se ubica en la parte centro-norte del área del CVLP. Cubre las partes altas de los cerros El Llano, Los Carranza y La Avanzada (figura 42). Aflora en la ranchería Rancho Viejo. Esta unidad se divide, en al menos 2 subunidades de depósitos de flujos piroclásticos (figura 43) por los cambios observados en la morfología y la resistencia que presenta a la erosión. Las muestras para la subunidad inferior son (LP-27-A y LP-27-B) y para la subunidad superior son (LP-21, LP-22, LP-29, LP-37, LP-39, LP-40 y LP-48).

La **subunidad inferior** se describe como una ignimbrita pobremente soldada y bajo contenido de cristales. El contenido de cristales en roca entera es del 7 al 10%, el contenido de cristales en pómez es de 4 a 6% y el contenido de líticos es de 8 a 10% (tabla 4). En un punto en campo, se contabilizó 13% de líticos en malla y 200 clastos de pómez en 1 m<sup>2</sup>, en otro afloramiento se contaron 320 líticos en 1 m<sup>2</sup> y 240 clastos de pómez en 1 m<sup>2</sup>. Las mallas que se utilizaron son de acetato y metálicas, con diferente tamaño de celda. El contacto con las subunidades que le subyacen y sobreyacen no se observa en el área. En zonas con intemperismo es de color verde ocre y donde aflora fresca es blanca, presenta pseudoestratificación

(EW; 09° S). Se le observan fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita. La muestra tiene fragmentos juveniles de tamaño promedio de 2 cm. Los líticos son de esquisto con tamaño entre 5 y 7 cm.

En lámina delgada se le observan fenocristales (en orden de abundancia) de sanidino que se presentan muy rotos; el cuarzo con fractura concoidea y bahías en sus bordes; la plagioclasa (bajo contenido) se observa rota, con bordes reabsorbidos y algunas presentan zoneamiento; biotita rota, oxidada y con sericitización; zircón. Las muestras tienen pómez sana que incluye fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa y pómez que presenta desvitrificación en forma de esferulitas radiales. Los líticos que se observan son de esquisto e ignimbrita (figura 26).

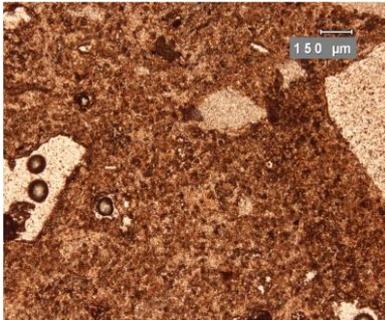


Figura 26. Unidad Rancho Viejo, subunidad inferior, muestra LP-27-B (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicols cruzados). Ignimbrita pobremente soldada y bajo contenido en cristales. Se observa con desvitrificación en la matriz y fenocristales corroídos.

La **subunidad superior**, es representada por una ignimbrita pobre a moderadamente soldada y con contenido medio de cristales. El contenido de cristales en roca entera es de 13 a 20%, el contenido de cristales en clastos de pómez varía entre 4 y 7.5% y el contenido de líticos es entre 2 y 17% (tabla 4). El contacto con la subunidad inferior no se observó en el área. El conteo en campo se hizo utilizando mallas metálicas y de acetato con diferente tamaño de celda, los resultados son: 5% de contenido de cristales en clastos de pómez, 2% de contenido de fragmentos líticos y 5% de clastos de pómez. En otro afloramiento se calculó ~25-30% de cristales en roca total, ~10% de cristales en fragmentos de pómez, 80 líticos de esquisto en 1 m<sup>2</sup> y 224 clastos de pómez en 1 m<sup>2</sup>. En zonas con intemperismo es de color amarillo pardo y donde aflora al fresco es blanca. En varias partes presenta facies de vapor “sillar” (muestra LP-21, figura 27). En

general, es una roca con fuerte fracturamiento y muy consolidada. Los minerales que se observan en muestra de mano son cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita. Tiene líticos de esquisto (con tamaño de 0.5 a 3 cm) e ignimbrita (de 3 a 10 cm) con abundancia de 20%. Los fragmentos juveniles presentan tamaño máximo de 10 cm, en partes se ven redondeados (AR 1:1) y en otras tienen alargamientos de 1:7 y 1:5.



Figura 27. Facies de sillar en subunidad superior de la ignimbrita Rancho Viejo.

En lámina delgada se observa con textura porfídica en algunas láminas y en otras láminas con textura que va de eutaxítica a eutaxítica imperfecta, la matriz es pumicítica con pómez alargada. Estas características se pueden observar en la parte superior de las ignimbritas una vez que se han emplazado, durante la etapa de enfriamiento y se conoce como fase de vapor o “*sillar facies*”. Los fenocristales que presenta, en orden de abundancia son: sanidino con alteración parcial arcillosa, los cristales se encuentran generalmente rotos; el cuarzo con fractura concoidea, bahías en sus bordes; la plagioclasa se presenta parcialmente argilitizada y rota, algunas muestran zoneamiento; la biotita se presenta en general con oxidación y en bajo contenido. Se observan también trazas de zircón. Los fragmentos juveniles consisten de pómez con alta desvitrificación, incluyen cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y líticos de esquisto. Los líticos presentes son de esquisto que se ven angulosos y con alteración a minerales arcillosos, también hay líticos de ignimbrita y cuarcita en algunas muestras (figura 28).

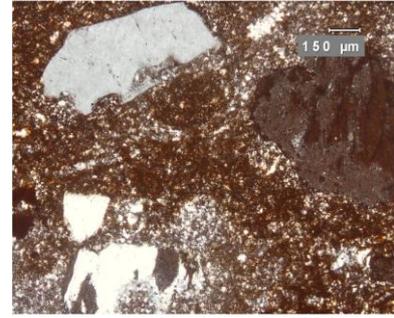
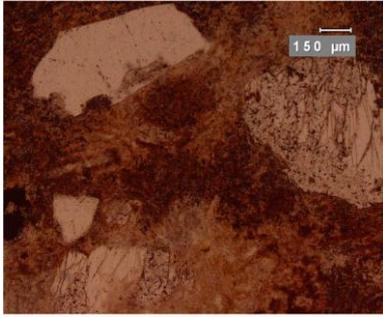


Figura 28. Unidad Rancho Viejo, subunidad superior, muestra LP-39 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Ignimbrita pobre a moderadamente soldada y contenido medio de cristales. Fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa. Se observa con desvitrificación.

Esta unidad piroclástica cubre superficies de erosión del depósito continental prevolcánico y de la ignimbrita Torrecillas. Es cubierta por las ignimbritas Cerro Alto y Las Paredes. El contacto con las otras unidades que le subyacen o sobreyacen no se observa en el área (figura 43). La unidad tiene un espesor estimado en campo de 120 m.

### III.5.3. Unidad Ojo de Agua

Se ubica cubriendo partes altas, manteniendo superficies de erosión de la ignimbrita Rancho Viejo (figura 43). Se le observa al S y al E de la cima del cerro Ojo de Agua y al NE del cerro El Picacho y S del cerro Las Paredes (figura 42). Las muestras recolectadas de esta unidad son (LP-15, LP-38 y LP-37-II).

Está representada por depósitos que se observan en repeticiones de estratos con espesor máximo de 30 cm, intercalados con laminaciones de 3 cm, con echados subhorizontales. En partes estos afloramientos se observan basculados. La matriz es de ceniza fina y algunos estratos presentan tamaño de lapilli. En zonas con intemperismo es blanca y al fresco aflora blanca a rosa pálido. Los 4 afloramientos observados, tienen dimensiones en promedio de 3 por 5 m de altura con 6 a 10 m de longitud. Presenta bajo contenido de minerales de cuarzo, sanidino y biotita. Se reconocen como depósitos de caída de ceniza (figura 29).

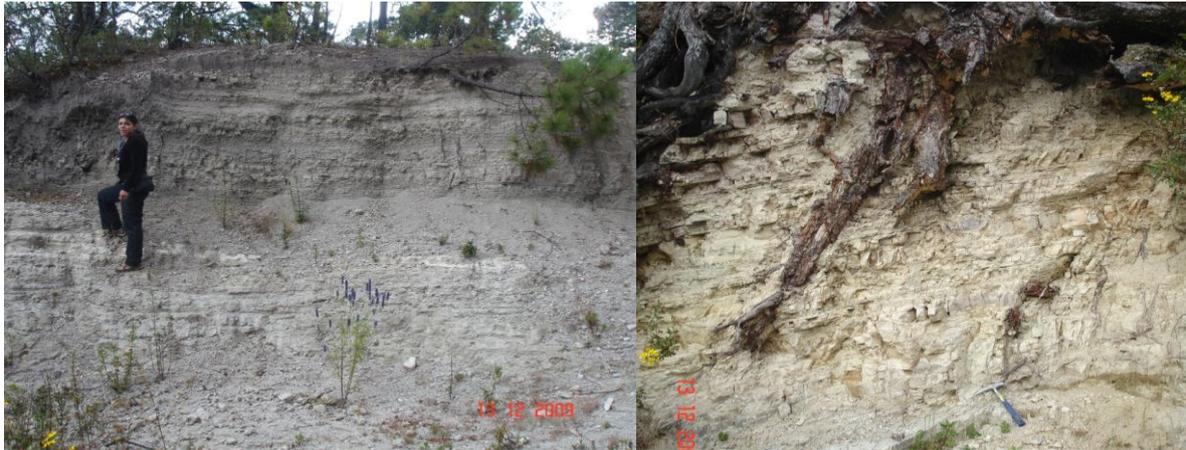


Figura 29. Afloramientos de ceniza de caída de la Unidad Ojo de Agua, con estratificación y basculamiento.

El contenido de cristales en roca total es de 3%. El contenido de cristales contenidos en pómez es de ~1% o menor. Contados en lámina delgada (tabla 4 y figura 30).



Figura 30. Unidad Ojo de Agua, muestra LP-15 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicols cruzados). Caída de ceniza. En la imagen se observa la matriz vítrea y un fragmento juvenil de pómez.

Con las sucesiones que le subyacen, únicamente se observa en contacto por discordancia erosiva con la ignimbrita Rancho Viejo. De las unidades que le sobreyacen, solo se observa a la ignimbrita Las Paredes cubriéndola en discordancia erosional. Con las demás unidades que le subyacen o sobreyacen no se observa la relación estratigráfica en campo (figura 43).

#### III.5.4. Ignimbrita La Lobera

Esta unidad fue descrita por Díaz-Bravo (2008) en el CVLG, la divide en 3 subunidades que cambian de base a cima en el grado de soldamiento, incremento de cristales y contenido de pómez. En el CVLP se reconoce probablemente a la subunidad superior (figura 43) de las 3 que reporta Díaz-Bravo (2008); con base a

las similitudes que presenta en las observaciones realizadas en campo y en la petrografía de la lámina delgada.

Esta subunidad se localiza en la parte N-NE del área cubriendo la parte alta del cerro Los Cimientos (figura 42). Tiene un espesor estimado en campo de 80 m (muestra LP-49).

Esta **subunidad** en el área se describe como una ignimbrita moderada a fuertemente soldada y bajo contenido de cristales. A partir del conteo de puntos se determino 7.2% de contenido de cristales en roca total, el contenido de cristales en pómez es de 4% y el contenido de fragmentos líticos es de 6% (tabla 4). Aflora al fresco de color blanco y en zonas de intemperismo es parda. En muestra de mano presenta minerales (en orden de abundancia) de sanidino, cuarzo y plagioclasa. Los fragmentos líticos que se le reconocen son escasos y están conformados de ignimbrita, cuarcita y esquisto de tamaño máximo de 2 cm. Presenta pómez blanca y verde con tamaño máximo de 10 cm y relación de aspecto 1:1.

En lámina delgada se observan fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa. Tiene fragmentos líticos de ignimbrita (incluye algunos cristales de cuarzo y sanidino y líticos de esquisto) y esquisto. La pómez se observa con alta desvitrificación. Se le observa textura eutaxítica-porfídica y matriz formada por pómez con alargamiento (figura 31).

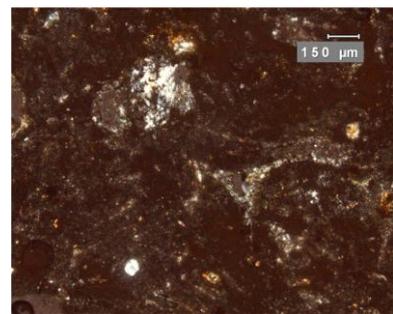
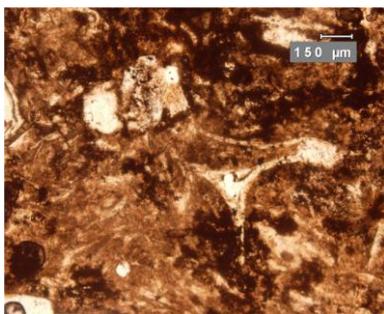


Figura 31. Unidad La Lobera, muestra LP-49 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicols cruzados). Ignimbrita moderada a fuertemente soldada y bajo contenido de cristales. Textura eutaxítica y matriz formada por “shards”.

La relación estratigráfica que se observa a esta unidad, es cubriendo superficies de erosión de la ignimbrita Rancho Viejo. A su vez subyace a las ignimbritas Cerro

Alto y Las Paredes, aunque esta relación no se observó en campo y más bien se infiere por la posición topográfica actual y la edad de emplazamiento (figura 43).

### III.5.5. Ignimbrita Cerro Alto

Esta unidad se localiza en la parte central del área, cubriendo las partes altas de los cerros Cerro Alto, Maguey, Ojo de Agua, Los Toros y Los Tejocotes. Se le observa aflorando al oeste de la rancharía La Yerbabuena con espesor estimado de 80 m (figura 42). Las muestras recolectadas de esta unidad son (LP-24 y LP-44).

Se define como una ignimbrita moderada a fuertemente soldada y rica en cristales. El contenido de cristales en roca total es de 42 a 44%. El contenido de cristales en pómez es de 25 a 30% y el contenido de fragmentos líticos es de 2% (tabla 4). En campo y muestra de mano tiene color café en zonas con intemperismo y al fresco aflora café claro (LP-24) y gris acero (LP-44), en muestra sana la roca es muy endurecida. Presenta exfoliación tipo cebolla (LP-24) y en otros sectores se observa con diaclasamiento vertical (LP-44). La mineralogía que se observa en orden de abundancia es de cuarzo, plagioclasa, sanidino y biotita. Presenta fragmentos juveniles (224 pómez en 1 m<sup>2</sup>) con alargamiento máximo de 3 y el tamaño máximo para la pómez es de 16 cm. Se le observan líticos de esquisto (80 líticos en 1 m<sup>2</sup>) de tamaño de 1.5 cm, de ignimbrita rosa rica en pómez (15 a 20 cm), del depósito continental prevolcánico (arenisca de tamaño máximo 15 x 10 cm) y de andesita (figura 32).

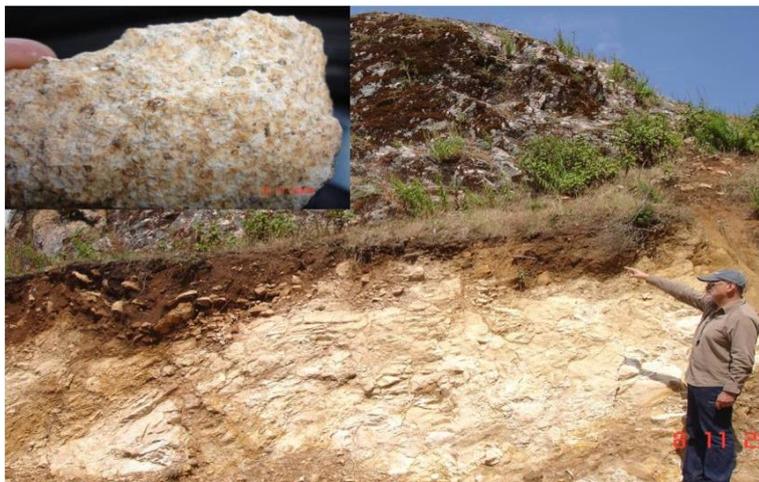


Figura 32. Ignimbrita Cerro Alto, rica en cristales, (abajo al fresco) y (arriba intemperizada). En el recuadro muestra de mano en donde se ve contenido de cristales.

Al microscopio la mineralogía de fenocristales que se observa por orden de abundancia es de cuarzo con bahías en sus bordes, se observan muy rotos; plagioclasa rota, algunas con zoneamiento; sanidino roto; biotita que se observa rota con oxidación incipiente; cristales de anfíbol que están muy rotos, con bordes irregulares; presenta escasos zircones. La mayoría de los cristales se observan rotos y angulosos. Los líticos son de esquisto, ignimbrita y cuarcita. Los fragmentos juveniles, presentan en general desvitrificación con esferulitas radiales e incluyen cristales de biotita y plagioclasa. En algunas partes de la matriz se identifican pómez con alargamiento y sin orientación preferente (figura 33).

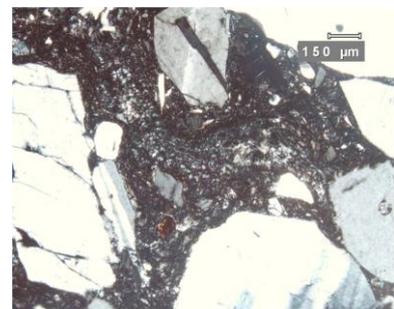
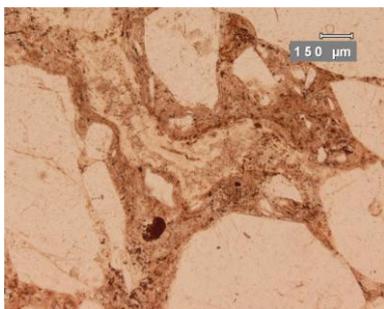


Figura 33. Unidad Cerro Alto, muestra LP-24 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Ignimbrita moderada a fuertemente soldada y rica en cristales. Se observan fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa. Matriz con “shards” y desvitrificación. Textura eutaxítica.

Esta unidad cubre a las ignimbritas Torrecillas y Rancho Viejo que le subyacen. El contacto con las unidades que le sobreyacen no se observo en campo (figura 43).

### III.5.6. Ignimbrita Las Paredes

Es la sucesion piroclástica con la que culmina la actividad del CVLP. Se ubica cubriendo la parte alta de los cerros Las Paredes y El Picacho, formando una amplia meseta (figura 42). Tiene un espesor estimado de 80 m. Las muestras recolectadas de esta unidad corresponden a (LP-11, LP-14, LP-34, LP-35 y LP-36).

Consiste de una ignimbrita vitroclástica que se observa de moderada a fuertemente soldada, con contenido bajo en cristales y muy endurecida. El contenido de cristales en roca total es variable en el rango de 7 a 10% y el contenido de líticos varía de 0.5 a 20% (tabla 4). En campo se observa con color de intemperismo ocre y al fresco es amarillo pálido o blanca (figura 34). Se le

observan cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa. Los fragmentos juveniles son de vidrio. En los fragmentos de vidrio se observan algunas estructuras de flujo (*flow banding*) sin orientación preferente. También se puede observar que existen esferulitas radiales. Los líticos son de esquisto y con tamaño máximo de 1 cm. En algunas partes la roca se observa endurecida.



Figura 34. Ignimbrita Las Paredes muy endurecida (izquierda) y con diaclasamiento vertical (derecha).

Al microscopio se observan escasos cristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa, biotita y zircón. La textura es de fragmentos de vidrio con textura interna reomórfica y la matriz de ceniza. La muestra presenta líticos de esquisto y cuarcita (figura 35).



Figura 35. Unidad Las Paredes, muestra LP-14 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicols cruzados). Ignimbrita vitroclástica moderada a fuertemente soldada, con bajo contenido de cristales. Se observan fragmentos de vidrio en matriz vítrea soldada.

Se le observa cubriendo en discordancia erosiva a las ignimbritas Torrecillas y Rancho Viejo y a los diques piroclásticos facies DT y DCA. El contacto con las demás unidades que le subyacen no se observa en el área. De las unidades que le sobreyacen se observa cubierta en algunas partes locales por los depósitos de flujos de escombros (figura 43).

### **III.6. Diques Piroclásticos**

En el CVLP se observaron 2 facies de diques de origen piroclástico que por las características texturales, petrográficas y grado de soldamiento que presentan, corresponden a los conductos por los que se alimentaron las sucesiones de Torrecillas (muestras LP-12, LP-13, LP-18, LP-19-b, LP-19) y Cerro Alto (muestra LP-20). En este trabajo a los diques que alimentaron a la unidad Torrecillas se les designó facies DT y los que fungieron como fuente de alimentación de la unidad Cerro Alto se les denominó facies DCA.

Estos cuerpos subvolcánicos, se ubican en la parte SE del área de estudio (ver mapa figura 42). Se extienden en una franja con orientación NE-SW que tiene dimensiones de 5 km de largo por 600 m de ancho en promedio (en la parte más ancha tiene 1 km). Se observan como paredes con una altura de de 500 m (ver columna, figura 43). Los conductos volcánicos que alimentaron a la unidad La Lobera fueron reconocidos por Díaz-Bravo (2008) fuera del área de estudio y se puede observar sobre la carretera que va de Texcaltitlan a Sultepec (ver mapa, figura 42).

#### **III.6.1. Facies DT**

Esta facies subvolcánica (DT), es la más extensa de las 2 (reportadas en este trabajo). Se define como un conjunto de diques ignimbríticos que cambian de moderado a fuertemente soldado y pobre en líticos y cristales. El contenido de cristales en roca total es variable entre 13 y 25.8%, el contenido de cristales en pómez es de 6 a 12% y el contenido de líticos varía entre 2 y 15% (tabla 4).

En campo se contabilizaron 20% de fragmentos líticos y 6% de clastos de pómez. El color en zonas con intemperismo es ocre y en afloramientos de la roca fresca es rosa pardo. En muestra de mano se observan fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita. Los fragmentos juveniles son de vidrio volcánico y pómez, en

partes presenta una textura eutaxítica subvertical. Se observa con líticos de esquisto y andesita con tamaño de 3 a 5 cm. La roca se presenta muy endurecida y en algunas partes se observa fuerte fracturamiento (ver figura 36).



Figura 36. Paredes de diques piroclásticos facies DT. Se observa diaclasamiento subvertical, al pie unidad Torrecillas.

Al microscopio se identifica con una textura eutaxítica a eutaxítica imperfecta (en 2 muestras es porfídica). Se observan (en orden de abundancia) fenocristales de cuarzo; sanidino que se presenta muy roto con ligera argilitización; plagioclasa muy rota con maclas de albita; biotita (bajo contenido) con oxidación; presenta escasos zircones incluidos en cristales de sanidino, plagioclasa y en la matriz. La pómez se observa con cristales incluidos de sanidino, cuarzo, biotita y líticos de esquisto. Líticos de esquisto y cuarcita, ambos con forma irregular, el esquisto presenta microplegues y es reemplazado a sericita (figura 37).



Figura 37. Dique piroclástico, Facies DT, muestra LP-13 (imagen izquierda luz paralela e imagen derecha nicoles cruzados). Dique ignimbítico moderado a fuertemente soldado y pobre en cristales y líticos. Se observan fenocristales de sanidino y plagioclasa, matriz con desvitrificación y textura eutaxítica imperfecta.

Las relaciones de contacto de este cuerpo que se observan en campo son: de corte, en contacto vertical intrusivo con el depósito continental prevolcánico y con el dique que alimentó a la sucesión Cerro Alto. Con las unidades que le sobreyacen, se observa cubierto en discordancia erosiva por la ignimbrita Las Paredes. Con las otras unidades no se observa relación de contacto (figura 43).

### **III.6.2. Facies DCA**

Esta facies se define con soldamiento pobre a moderadamente soldado y rico en cristales. El contenido de cristales en roca total es de 30 a 35%, el contenido de cristales en pómez es del 20 al 23% y el contenido de líticos es de entre 4 y 5% (tabla 4). El color en zonas con intemperismo es rosa oscuro y donde aflora roca fresca tiene color gris. Se observa con diaclasamiento subvertical (SW 70°), con pómez parcialmente aplastados o alargados y huecos de pómez con disposición vertical. Se le reconoce una textura porfídica en muestra de mano (figura 38).

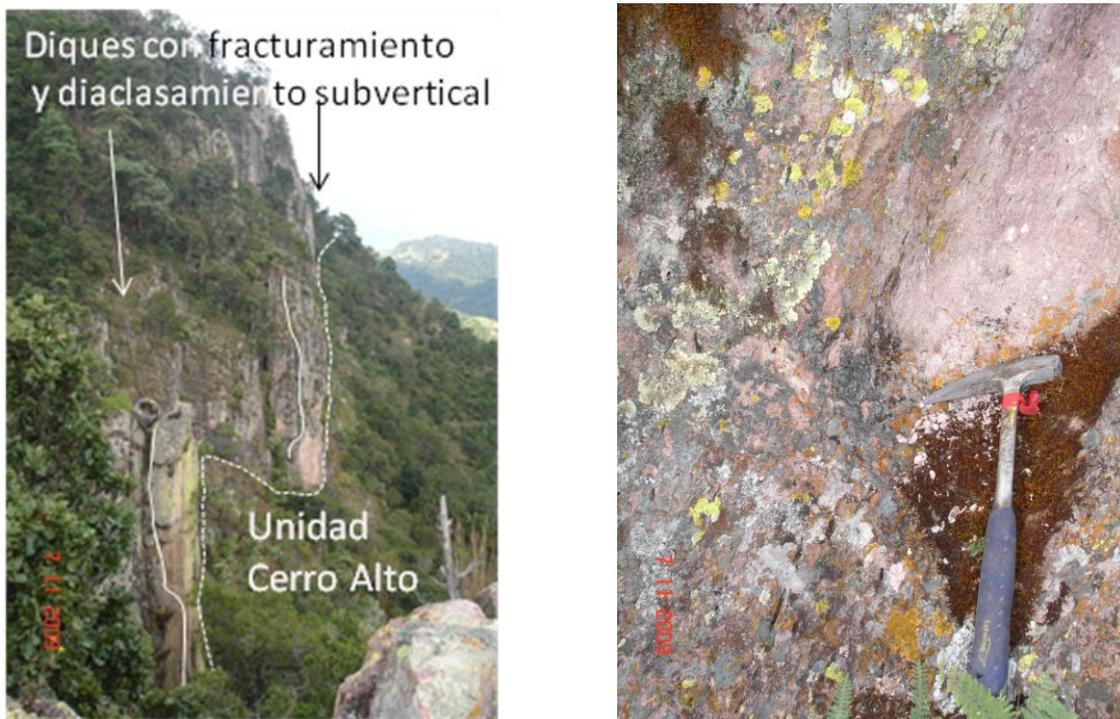


Figura 38. Diques piroclásticos facies DCA (izquierda), textura eutaxítica subvertical (derecha).

En lámina delgada se observa con una textura porfídica. Presenta fenocristales (en orden de abundancia) de sanidino rotos, cuarzo con fractura concoidea y golfos en sus bordes, se observan cristales rotos con corrosión en bordes;

plagioclasa también en cristales rotos; biotita reemplazada parcialmente por óxidos; presenta escasos zircones incluidos en fenocristales de sanidino, plagioclasa y en la matriz. En pocas pómez existe desvitrificación con esferulitas radiales. Contiene líticos de esquisto fracturado y de forma angulosa, con oxidación y reemplazamiento a sericita (ver figura 39).

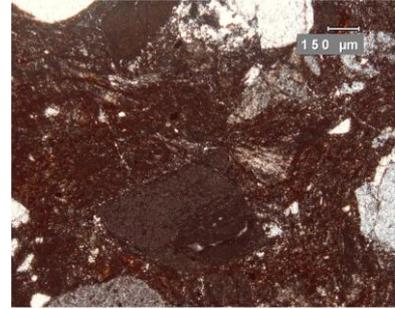
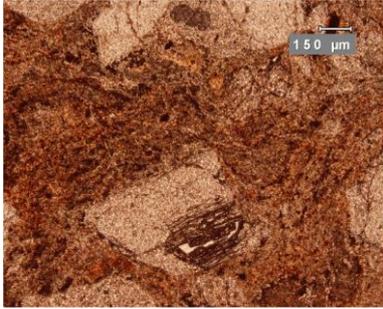


Figura 39. Dique piroclástico, Facies DCA, muestra LP-20 (izquierda luz paralela y derecha nicoles cruzados). Dique ignimbrítico pobre a moderadamente soldado y rico en cristales. Fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa con corrosión. Presenta desvitrificación radial y oxidación. Textura eutaxítica imperfecta.

Las relaciones estratigráficas que presenta son de corte a la sucesión Torrecillas y en contacto vertical intrusivo con el dique alimentador de la ignimbrita Torrecillas. Está cubierto, de manera discordante y rellenando una superficie de erosión, por la ignimbrita Las Paredes (ver figura 43).

### **III.7. Conos cineríticos y derrames lávicos**

Este tipo de vulcanismo corresponde al cuaternario y forma parte de la FVTM en esta región. En el área de estudio se identifica como: 2 conos de escoria (figura 40), 2 derrames de basalto y 1 derrame andesítico. Los 2 conos y 3 derrames se restringen a la parte externa del CVLP (ver mapa, figura 42).

#### **III.7.1. Cerro Jesús del Monte**

Se localiza en la parte suroccidental del pueblo de Texcaltitlan. La estructura es fácil de distinguir en fotografías aéreas, tiene forma de dos circunferencias conjuntas; una mayor con diámetro de 560 m y la otra con diámetro de 350 m. La altitud del cono es de 100 m. Es formado a partir de capas sucesivas de cenizas de caída de tamaño variable de fino a medio, vidrio y escoria.

El único contacto que se observa es una discordancia, y rellena una superficie de erosión sobre la Ignimbrita Torrecillas (ver columna figura 43).

### **III.7.2. Volcán el Molcajete**

Este aparato se ubica en la parte oeste del pueblo de Texcaltitlan. La forma también se reconoce de manera fácil y es de una semielipse con ejes mayor y menor respectivos de 1,170 m y 760 m. La altitud máxima del cono es de 160 m. Se forma también de ceniza fina, vidrio y escoria volcánica.

Cubre superficies erosivas de la ignimbrita Torrecillas y no se observa contacto con otra unidad (ver columna figura 43).

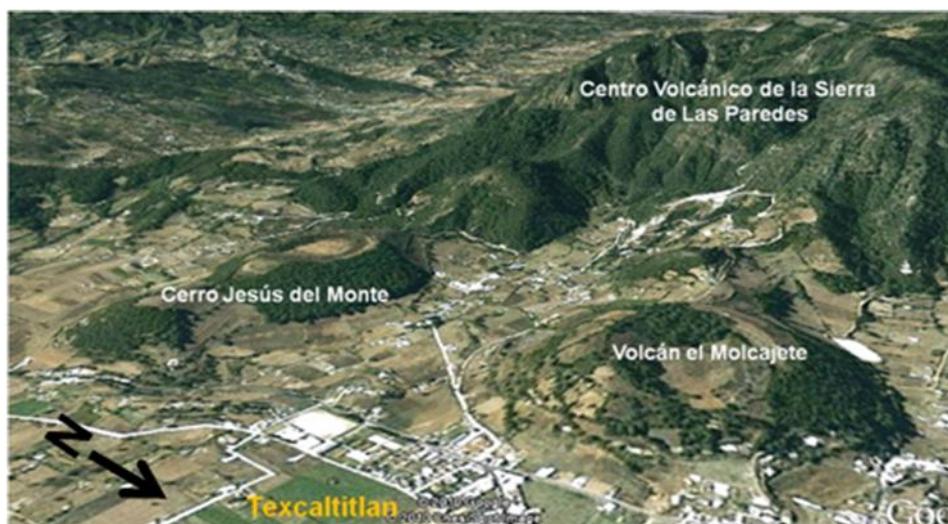


Figura 40. Conos de ceniza al Este del CVLP, vista desde el NE (imagen tomada de Google Earth).

### **III.7.3. Derrame andesítico Carbajal**

El derrame de lava Carbajal se extiende por casi 3 km y se puede observar en la carretera que va de Sultepec hacia Tejupilco, a la altura de los pueblos de Real de Abajo, Carbajal y la entrada a Pantoja (ver mapa, figura 42). Se observan como lavas en bloque, con baja densidad de fracturamiento, de roca competente y de composición andesítica, en zonas con intemperismo tiene color ocre y donde aflora roca fresca es de color gris. La mineralogía en muestra de mano es de algunos fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos.

En campo se le observa cubriendo superficies de erosión del Grupo Arcelia-Palmar Chico y es a su vez cubierto por los depósitos de flujos de escombros recientes (ver columna, figura 43).

### **III.7.4. Derrames basálticos San Gabriel y Las Tablas**

Estos derrames se pueden observar en las esquinas NW y NE del mapa geológico (figura 42). El derrame San Gabriel se observa sobre la brecha que une a San Gabriel Cuentla con Titipac Cuentla y hasta los límites del área. Aflora como un derrame de basalto en una pequeña planicie. El derrame de basalto Las Tablas, aflora de manera extensa en la parte NE del mapa, en las inmediaciones de las rancherías Las Tablas y Agostadero. Están intemperizados y con una alteración avanzada en partes locales. En zonas con intemperismo es de color ocre y donde aflora roca fresca es gris. Se le observan relictos de vesículas. En muestra de mano se distinguen minerales como olivino y piroxeno (ortopiroxeno y clinopiroxeno).

Ambos derrames cubren superficies de erosión del depósito continental prevolcánico y no se observa relación de contacto con ninguna unidad superior (ver columna, figura 43).

### III.8. Depósitos de flujos de escombros

Se define como una brecha con matriz de ceniza, los clastos están soportados por la matriz, se observan clastos de: ignimbrita de tamaño grava a mega bloques, de esquisto y filita con tamaño de grava a bloques. La forma de los clastos es sub-angulosa a sub-redondeada. También se le observan algunos fragmentos de cuarzo lechoso con forma sub-redondeada y de tamaño de grava. En algunas partes la matriz es deleznable pero en otras está muy endurecida. La estructura es masiva. El espesor de la unidad es variable debido a que rellenan barrancas y lechos de ríos, pero en promedio se calculo de 40 m (figura 41).



Figura 41. Depósitos de flujos de escombros sobre barranca Huayatenco, en recuadro detalle de afloramiento de depósito de flujo de escombros.

Esta unidad se formó por procesos sedimentarios de remoción en masa que actuaron desde las partes altas del CVLP. En el área de tesis se puede observar con distribución en 3 partes (ver mapa, figura 42); la más extensa es en forma de una media luna que se ubica al Sur de la zona de estudio, desde el poblado de San Andrés Ocotepéc y hasta el Norte de Huayatenco. En afloramientos de menor extensión, se ubican en la ranchería el Chapaneal, al NE del área objeto de este trabajo y al N-NW en la brecha que une la ranchería La Sierrita con San Andrés de los Gama.

Esta unidad guarda una posición estratigráfica por encima de todas las sucesiones anteriores debido a que son eventos muy recientes (se puede observar un puente que arrastraron en el lecho de una barranca), sin embargo en campo se identificó un contacto por discordancia erosiva sobre el Grupo Arcelia-Palmar Chico, el depósito continental prevolcánico, la ignimbrita Torrecillas y el derrame andesítico Carbajal (ver columna, figura 43).

Tabla 4. Resumen sobre el análisis petrográfico de las muestras de las ignimbritas del CVLP.

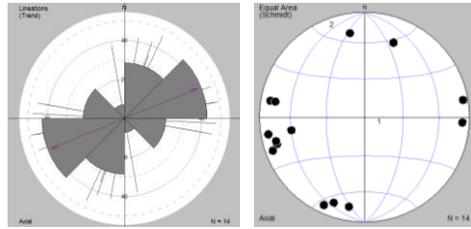
Muestra	% Cristales en roca entera	% Abundancia cristales en fragmentos de pómez	Abundancia relativa de cristales	% Abundancia relativa líticos	% líticos
Unidad Las Paredes					
LP-11	6.9	0	Qz>Sn>Plg	esq>cuarcita	7.1
LP-14	7.4	0	Qz>Sn	esq>cuarcita	0.6
LP-34	7.5	0	Sn>Qz	esq>cuarcita	5.1
LP-35	9.9	3.8 pómez y 2.8 vidrio	Sn>Plg>Qz>Bt	esq>cuarcita	20.4
LP-36	9.2	4	Qz>Sn>Zr	esq>cuarcita	5.3
Unidad Cerro Alto					
LP-24	42.8	25	Qz>Sn>Plg>Bt>Anf>Zr	esq>ign>cuarcita	1.7
LP-44	44	30	Qz>Sn>Plg>Bt	esq>ign>cuarcita	2.2
Unidad Lobera					
LP-49	7.2	4	Sn>Qz>Plg	ign>cuarcita>esq	6.1

Muestra	% Cristales en roca entera	% Abundancia cristales en fragmentos de pómez	Abundancia relativa de cristales	% Abundancia relativa líticos	% líticos
Unidad Ojo de Agua					
LP-15	2.8	0	Qz>Sn	esq	0.5
LP-38	3	1	Qz>Sn>Bt	esq	0.4
LP-37-II	3.3	1.2	Qz>Sn>Bt	esq	0.5
Unidad Rancho Viejo; subunidad superior					
LP-21	13.6	5.2	Qz>Sn>Plg>Bt	esq	5.3
LP-22	18.2	7.2	Qz>Sn>Plg>Bt	esq	6.5
LP-29	9.7	7	Sn>Qz>Plg>Bt	esq	17.4
LP-37	18.2	5.8	Qz>Sn>Plg	esq	2
LP-39	20	6	Qz>Sn>Plg	esq	2.2
LP-40	14	5	Qz>Sn>Plg	esq	2.5
LP-48	19.3	7.1	Qz>Sn>Plg>Bt	esq	6.6
Unidad Rancho Viejo; subunidad inferior					
LP-27-A	7	4	Sn>Bt>Qz>Plg	esq>cuarcita	7.9
LP-27-B	9.7	6	Sn>Qz>Plg>Bt	esquistoso	10.4
Unidad Torrecillas, subunidad 5					
LP-41	31	12.3	Qz>Sn>Olg>Bt	esq>cuarcita	6.8
LP-42	23	11.2	Qz>Sn>Olg>Bt	esq>cuarcita	7
LP-47	15	10	Qz>Sn>Olg>Bt	esq>cuarcita	2
Unidad Torrecillas, subunidad 4					
LP-05 E	13.2	5.8	Sn>Qz>Plg>Bt	esq > cuarcita	2.4
LP-06	14.8	6.4	Sn>Plg>Qz	esq > cuarcita	11.6
Zama-04	19.4	0	Qz>Sn>Plg>Bt	Esq>cuarcita	14.1

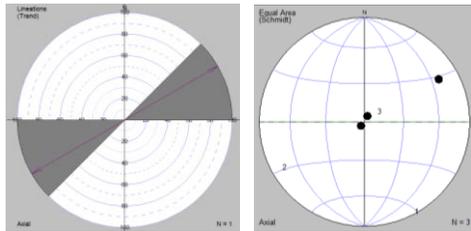
Muestra	% Cristales en roca entera	% Abundancia cristales en fragmentos de pómez	Abundancia relativa de cristales	% Abundancia relativa líticos	% líticos
Unidad Torrecillas, subunidad 3					
Zama-03	24.8	8.9	Sn>Qz>Plg>Bt>Zr	Esq>cuarcita	2.8
LP-04 W	30	18	Sn>Qz>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita	1
LP-04-E	20.1	11.9	Sn>Qz>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita	1.6
LP-10	13.1	7.1	Qz>Sn>Plg>Bt	Ign>esq	4
LP-16	24.5	15.34	Qz>Sn>Plg>Bt>Hnb>Zr	Esq>cuarcita	2.1
Unidad Torrecillas, subunidad 2					
LP-02 b	22.6	12.8	Sn>Plg>Qz>>Zr	esq > cuarcita	18.7
LP-02 c	28.6	15	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita	17.9
LP-03	20.7	10	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita	9.6
LP-03 E	37	20.5	Sn>Qz>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita	5.4
LP-03 W	37.3	23.3	Sn>Qz>Plg>Bt>Zr	cuarcita > esq	5.2
LP-03 b II	24.1	12.9	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita	14.5
Zama-01	18.9	7.4	Sn>Qz>Plg>Bt>Zr	esq>cuarcita	4.8
Zama-02	17.5	10.3	Qz>Sn>Plg	esq>cuarcita	11
Zama-05	17.6	6	Qz>Plg>Sn>Bt>Zr	esq>cuarcita	12.8
LP-17	11.2	6	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	Esq>cuarcita	11.2
LP-45	20.8	11.3	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita > ign	21
Unidad Torrecillas, subunidad 1					
LP-01	36.8	20.4	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	esq > ign	4.4
Diques Piroclásticos; facies DT					
LP-12	13.8	6	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	esq>cuarcita	15.2
LP-13	16.1	11.2	Qz>Plg>Sn>Bt	esquistos	5.1

Muestra	% Cristales en roca entera	% Abundancia cristales en fragmentos de pómez	Abundancia relativa de cristales	% Abundancia relativa líticos	% líticos
LP-18	25.7	11.16	Sn>Plg>Qz>Bt	esq > cuarcita	1.8
LP-19 b	13.5	0	Qz>Sn>Plg>Bt>Zr	esq > cuarcita	2.1
LP-19	13	5.8	Qz>Sn>Plg>Bt	esq > cuarcita	8.9
Diques Piroclásticos; facies DCA					
LP-20	33.2	10	Qz>Sn>Plg>Bt	esquistos	4

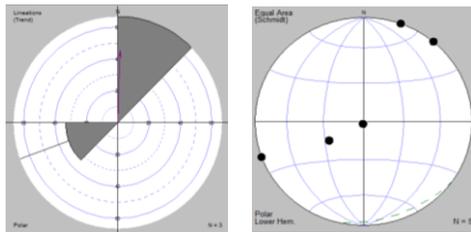
**Clave de minerales:** Qz: cuarzo, Sn: sanidino, Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Zr: zircón, esq: esquistos, ign: ignimbrita y cuarcita: cuarcita.



Roseta estructural (izq) y polos (der) de las capas medidas en campo.

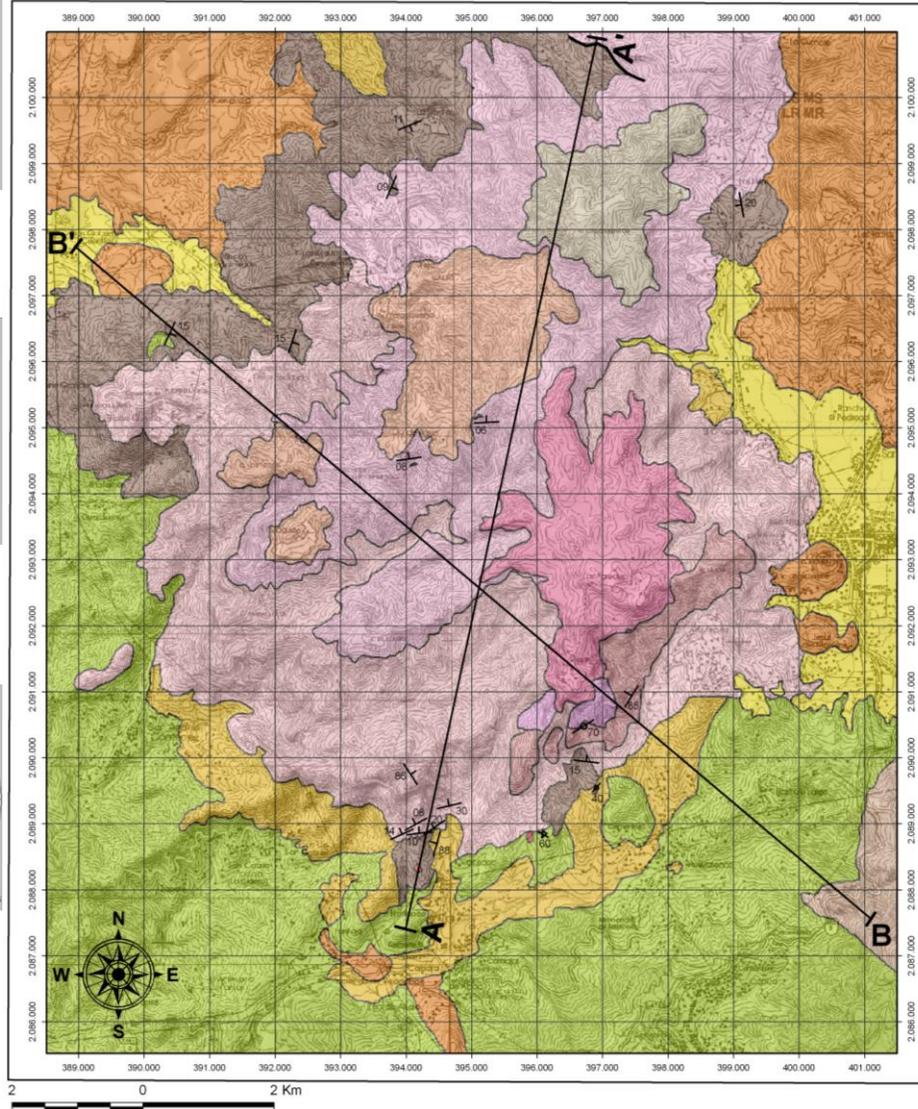


Roseta estructural (izq) y polos (der) de las fallas medidas en campo.



Roseta estructural (izq) y polos (der) de los diques medidos en campo.

### Mapa Geológico del Centro Volcánico de la Sierra de las Paredes



SIMBOLOGIA	
<b>Unidades posteriores a Caldera</b>	
<b>Qal</b>	Aluvi3n
<b>FE</b>	Flujos de Escombros
<b>Qv</b>	Derrames Andesita y Basalto, Conos Ceniza
<b>Unidades asociadas a la evoluci3n del CVLP</b>	
<b>ILP</b>	Ignimbrita Las Paredes
<b>ICA</b>	Ignimbrita Cerro Alto
<b>DfCA</b>	Dique Facies Cerro Alto
<b>ILL</b>	Ignimbrita La Lobera
<b>DFL</b>	Dique Facies Lobera
<b>COA</b>	Caída de Ceniza Ojo de Agua
<b>IRV</b>	Ignimbrita Rancho Viejo
<b>IT</b>	Ignimbrita Torrecillas
<b>DFT</b>	Diques Facies Torrecillas
<b>Unidades previas a Caldera</b>	
<b>DMLII</b>	Diques Máficos, Ultramáficos e Intermedios
<b>DCP</b>	Dep3sito Continental Prevolcánico
<b>APC</b>	Grupo Arcelia-Palmar Chico
	Falla
	Rumbo y echado
	Rumbo de foliaci3n con echado
	Rumbo de foliaci3n vertical
	Camino asfaltado
	Poblaci3n
	Brecha
	Línea el3ctrica

**Universidad Nacional Aut3noma de M3xico**  
 Instituto de Geología, Ciudad Universitaria.  
*"Estratigrafía, geocronología y evoluci3n del centro volcánico Pale3geno de la Sierra de las Paredes, en la regi3n de Sultepec-Teacaltilán-San Sim3n de Guerrero, Estado de M3xico".*  
 Por: Erick Ramirez, Dante Morán y Laura Luna | M3xico, D. F. 2011

Figura 42. Mapa geológico del Centro Volcánico de la Sierra de las Paredes.

## Columna Geológica del Centro Volcánico de la Sierra de las Paredes

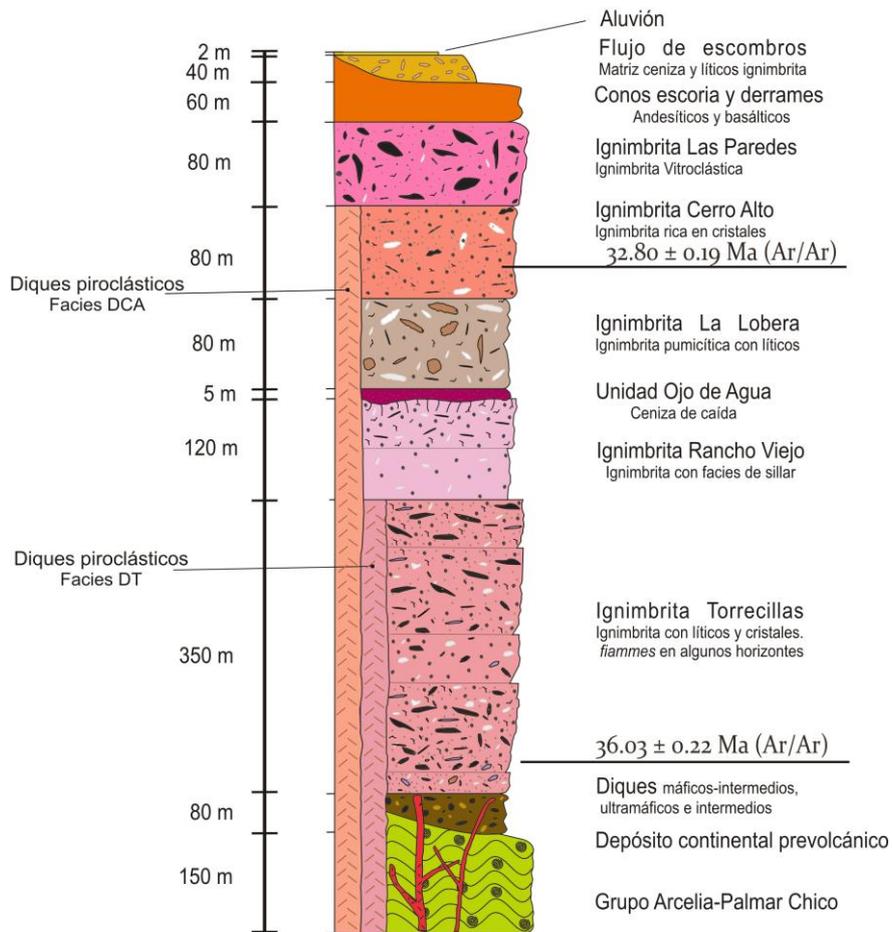


Figura 43. Columna geológica general del Centro Volcánico las Paredes.

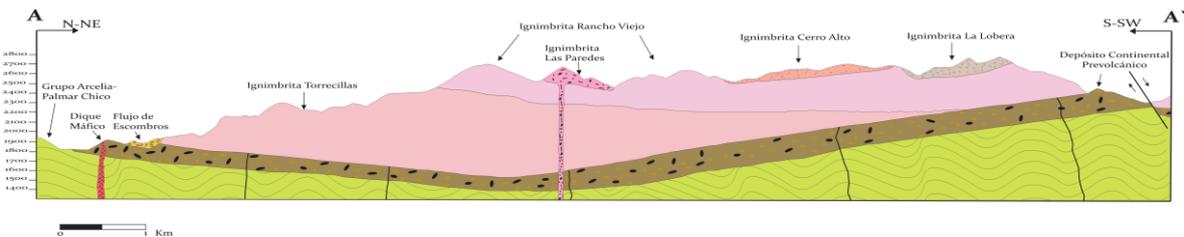


Figura 44. Sección geológica AA'.

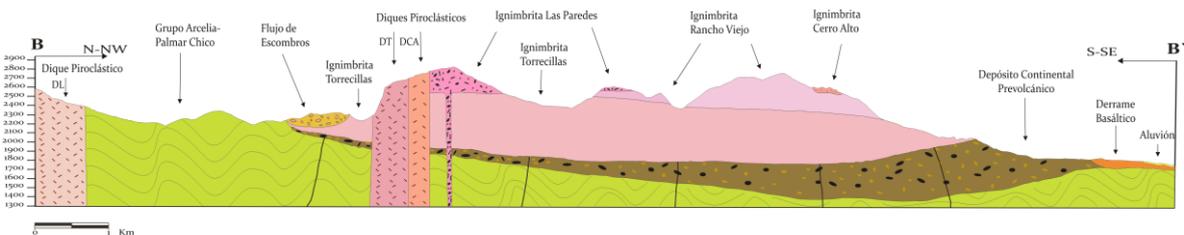


Figura 45. Sección geológica BB'.

#### IV. GEOCRONOLOGIA

Este trabajo tuvo el propósito de entender el tiempo de duración de la actividad volcánica del CVLP, por lo que uno de los principales objetivos fue obtener la edad de emplazamiento de 2 productos piroclásticos que abarquen la columna geológica (base y cima) asociada a este centro volcánico (figura 43).

##### IV.1. Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Para obtener estos datos, se prepararon 4 concentrados de minerales de las muestras; LP-03 “Ignimbrita Torrecillas” y LP-24 “Ignimbrita Cerro Alto”. Se obtuvieron 4 fechamientos isotópicos siguiendo el calentamiento por pasos del método isotópico  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ , a partir de concentrados de sanidino (para LP-03 y LP-04), biotita (para LP-24) y hornblenda (para LP-24), ver tabla 5.

Tabla 5. Muestras seleccionadas para fechamiento isotópico por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Muestra	Unidad	Coordenadas UTM	Ubicación en columna	Concentrado mineral	Espectro de edad Ma
LP-03	Torrecillas	18° 54' 07" N – 99° 58' 46.5" W	Base	sanidino	36.03 ± 0.22
LP-24	Cerro Alto	18° 57' 59.3" N – 100° 0' 10.5" W	Cima	sanidino	32.80 ± 0.19
LP-24	Cerro Alto	18° 57' 59.3" N – 100° 0' 10.5" W	Cima	biotita	33.33 ± 0.11
LP-24	Cerro Alto	18° 57' 59.3" N – 100° 0' 10.5" W	Cima	hornblenda	35.75 ± 0.40

Estos fechamientos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigaciones y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE). Se utilizó un espectrómetro de masas VG5400 (ver figura 46) para el análisis de gases nobles, que cuenta con una alta sensibilidad y resolución. Con este aparato es posible realizar fechamientos de rocas por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , en material volcánico reciente (decenas de miles de años) o en monogranos de mineral.

La celda de extracción de argón, utiliza un láser marca *Coherent Innova 300* (ver figura 46) para el calentamiento de las muestras. La potencia máxima que alcanza este láser es de 10 Watts. Todos los experimentos se realizaron por el método de calentamiento por pasos, incrementando la potencia del láser en cada paso de desgasificación.



Figura 46. Espectrómetro de masas VG5400 (izquierda) y láser Coherent Innova 300 (derecha).

Las 4 edades obtenidas se exponen en este apartado, en donde se muestran los resultados derivados de los análisis de las 2 muestras y sus 4 concentrados minerales. Se expresan en las siguientes gráficas: de espectro de edad,  $Ar_{Ca}/Ar_K$  y la isócrona calculada.

#### ***IV.1.1. Ignimbrita Torrecillas (LP-03)***

La muestra LP-03 o ignimbrita Torrecillas, corresponde a un flujo piroclástico que se ubica hacia la base de las sucesiones del cerro Torrecillas, en la porción Sur del área de estudio. Este flujo es representativo en el área debido a que tiene espesor promedio (estimado en campo) de 80 m y una continuidad lateral en la que se le observa desde el NE del poblado Noxtepec hasta el cerro los Toros en la parte sur-central del área (figura 42). Esta muestra se colecto a ~0.5 km hacia el Norte del poblado de Noxtepec.

### Calentamiento por pasos con sanidino para LP-03 Ignimbrita Torrecillas.

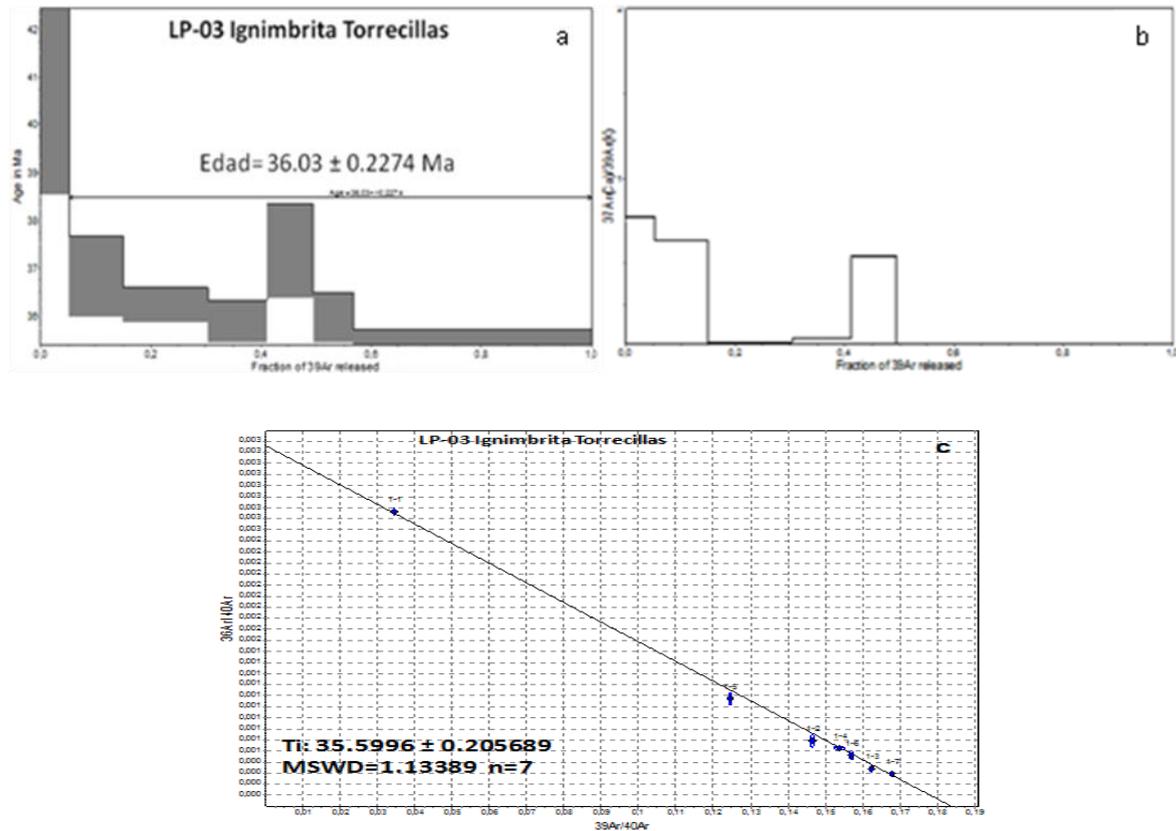


Figura 47. (a) Espectro de edad a partir del calentamiento por pasos utilizando el concentrado de sanidino (b) diagrama  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  en la que se observa la composición del material utilizado (c) Ti: edad isócrona; n: numero de pasos.

La edad de meseta que se observa en el espectro de edad ( $36.03 \pm 0.22$  Ma), es coherente e indistinguible dentro del error con la edad isócrona ( $35.59 \pm 0.20$  Ma) para los análisis realizados al sanidino de esta muestra.

#### IV.1.2. Ignimbrita Cerro Alto (LP-24)

La muestra LP-24 o ignimbrita Cerro Alto, se localiza hacia la cima de las sucesiones; en la parte norte-central de la zona de tesis, se colecto a ~1 km hacia el Este de la ranchería Rancho Viejo.

A esta sucesion se le observa coronando los cerros Cerro Alto, Ojo de Agua y Maguey (figura 42). Corresponde a una ignimbrita rica en cristales. En esta muestra se hicieron 3 experimentos de calentamiento por pasos, para concentrados minerales de sanidino, biotita y hornblenda.

**Calentamiento por pasos con sanidino para LP-24 Ignimbrita Cerro Alto.**

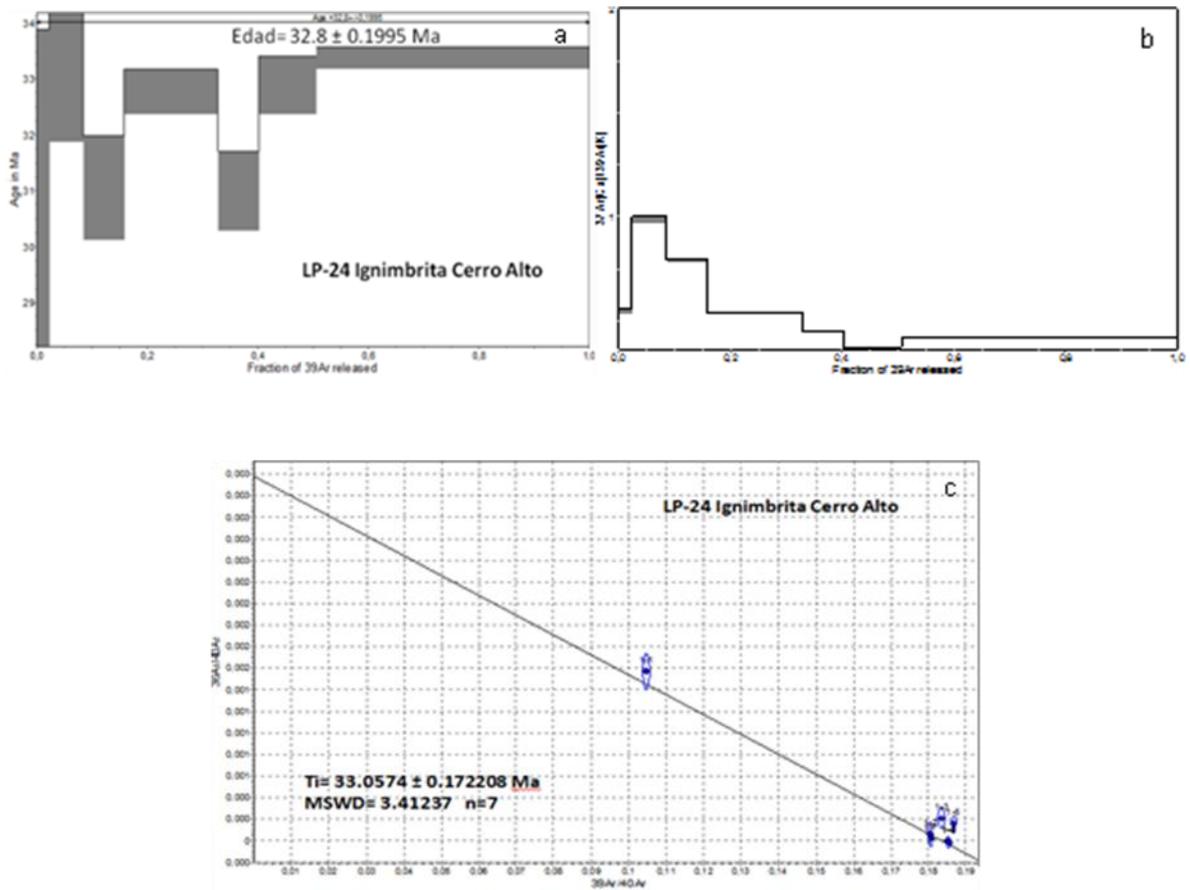


Figura 48. (a) Espectro de edad a partir del calentamiento por pasos utilizando el concentrado de sanidino (b) diagrama  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  en la que se observa la composición del material utilizado (c) Ti: edad isócrona; n: numero de pasos.

La edad de meseta que se observa en el espectro de edad ( $32.80 \pm 0.19$  Ma), es coherente con la edad isócrona ( $33.05 \pm 0.17$  Ma) para los análisis realizados al sanidino de esta muestra.

**Calentamiento por pasos con biotita para LP-24 Ignimbrita Cerro Alto.**

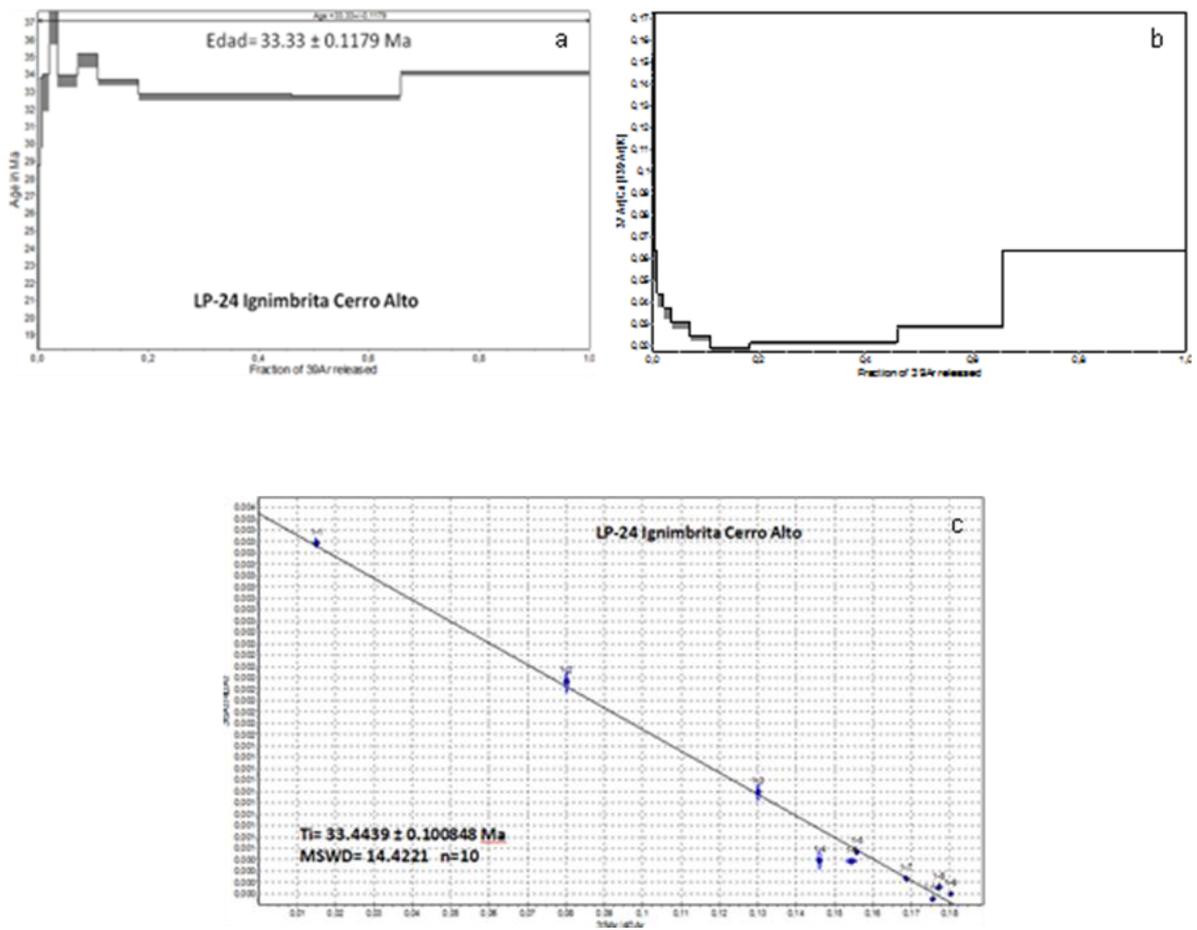


Figura 49. (a) Espectro de edad a partir del calentamiento por pasos utilizando el concentrado de biotita (b) diagrama  $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$  en la que se observa la composición del material utilizado (c) Ti: edad isócrona; n: numero de pasos.

La edad de meseta que se observa en el espectro de edad ( $33.33 \pm 0.11 \text{ Ma}$ ), es coherente con la edad isócrona ( $33.44 \pm 0.10 \text{ Ma}$ ) para los análisis realizados a la biotita de esta muestra.

### Calentamiento por pasos con hornblenda para LP-24 Ignimbrita Cerro Alto.

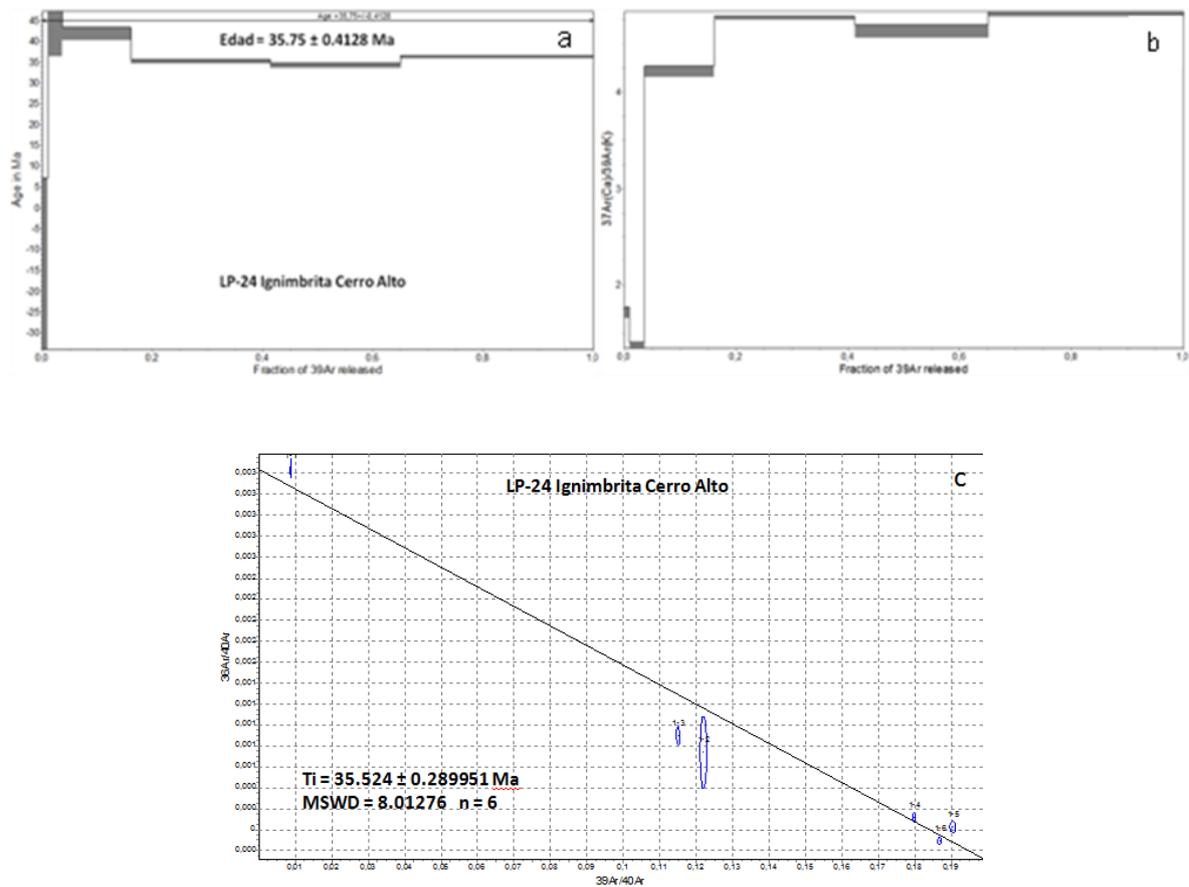


Figura 50. Espectro de edad a partir del calentamiento por pasos utilizando el concentrado de hornblenda (b) diagrama  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  en la que se observa la composición del material utilizado (c) Ti: edad isócrona; n: numero de pasos.

La edad de meseta que se observa en el espectro de edad ( $35.75 \pm 0.40$  Ma), es coherente e indistinguible dentro del error con la edad isócrona ( $35.52 \pm 0.28$  Ma) para los análisis realizados a la biotita de esta muestra.

#### IV.2. Interpretación

A partir de las graficas se observa que las edades obtenidas para la muestra LP-24 con sanidino y biotita son coherentes, sin embargo, la edad obtenida a partir del concentrado de hornblenda no es coherente con las otras edades. Esta anomalía puede tener varias interpretaciones.

Del diagrama (b) de la figura 50 se puede observar que la composición del material utilizado (hornblenda) tiene altos valores de calcio.

Otra interpretación para esta anomalía, puede ser que la muestra sea enriquecida en argón debido a una apertura del sistema. También puede resultar de una hornblenda retrabajada de eventos anteriores ya sea en el conducto o en los primeros flujos piroclásticos anteriores al flujo ignimbrítico que la contiene. Es decir, cuando el sistema se abre la hornblenda se enriquece en argón.

Las dos edades obtenidas a partir de los fechamientos isotópicos en las muestras del CVLP, establecen que se edificó en un periodo de vulcanismo entre 36 y 33 Ma. Estas edades permiten corroborar una actividad simultánea con los centros volcánicos de las sierras de Valle de Bravo (35 Ma), la Goleta ( $35.5 \pm 0.4$  Ma) y La Muñeca ( $34.0 \pm 0.6$  Ma) (Blatter and Carmichael, 1998, 2001; Blatter *et al.*, 2001; Aguirre-Díaz *et al.*, 2005, Díaz-Bravo, 2008 y Chapela-Lara, 2008).

Las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  reportadas en la literatura (Díaz-Bravo, 2008 y Díaz-Bravo & Morán-Zenteno, 2011) obtenidas de las ignimbritas Goleta ( $35.5 \pm 0.4$  Ma) y Potrero ( $34.4 \pm 0.4$  Ma), representan las etapas inicial y final de vulcanismo del CVLG, lo que indica una rápida evolución volcánica ( $\sim 1.1$  Ma) para este centro. Estos fechamientos son en parte contemporáneos con las edades obtenidas por el mismo método en las muestras de las ignimbritas Torrecillas ( $36.03 \pm 0.22$  Ma) y Cerro Alto ( $32.80 \pm 0.19$  Ma) del CVLP.

## V. DISCUSION

### V.1. Conexión entre diques piroclásticos y unidades de ignimbrita

La proximidad del Centro Volcánico de la Goleta con el Centro Volcánico de las Paredes, exige investigar las posibles fuentes que alimentaron a los depósitos de unidades de ignimbrita en el área. Debido a esto se analizaron las posibles relaciones entre los depósitos de las ignimbritas la Goleta y Torrecillas que son las unidades basales y más voluminosas de estos centros volcánicos.

Las diferencias más notables son: 1) la edad de meseta obtenida por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para la ignimbrita la Goleta ( $35.5 \pm 0.4$  Ma) y para la ignimbrita Torrecillas ( $36.03 \pm 0.22$  Ma), revelan que son diferentes aunque con un ligero traslape en los errores; 2) las abundancias relativas de los cristales contenidos en la pómez alcanzan valores similares, sin embargo, el patrón en la abundancia vertical es diferente; la Goleta tiene: 27% en la subunidad superior, 20-22% en la subunidad media y 1-15% en la subunidad inferior, mientras que Torrecillas tiene: 6-11% en las subunidades superiores (4 y 5), 9-15% en la subunidad media y 16-20% en las subunidades inferiores (1 y 2) y 3) las abundancias relativas de las facies dominantes es diferente; mientras que la ignimbrita la Goleta se distingue por tener más sanidino que cuarzo, en la ignimbrita Torrecillas (en la mayoría de sus subunidades) el cuarzo es mayor que el sanidino.

En el área de estudio es posible observar diversas evidencias, a partir de las cuales se puede relacionar genéticamente a los diques piroclásticos como vestigios de los conductos alimentadores de algunas de las unidades o subunidades de ignimbrita en el CVLP. Estas evidencias son: la posición relativa que guardan los diques piroclásticos entre sí y respecto a los depósitos de los flujos ignimbríticos; las similitudes texturales observadas y la abundancia de los componentes obtenidas del conteo en las muestras. Se puede observar además, que no todo el grueso de los diques preservados en el área corresponde a todas las unidades o subunidades de ignimbrita expuestas.

La identificación de las principales fases minerales (cuarzo, sanidino y plagioclasa) y de las fases menores (biotita) en láminas delgadas, en donde el conteo de puntos y la abundancia de fenocristales en fragmentos de pómez permiten

correlacionar con cierta aproximación las facies de diques que sirvieron como fuente de alimentación a las unidades o subunidades de ignimbrita.

Debido al tipo de emplazamiento de los flujos, que es diferente al de los diques; la abundancia de fenocristales puede no ser idéntica en ambos. Además, el contenido de fenocristales en fragmentos de pómez no es idéntico al contenido de fenocristales que existe en la matriz (entre flujos y diques y entre los mismos flujos); esto se puede deber a factores propios de la dinámica de los flujos piroclásticos (*ash winnowing*: que actúa solo en la matriz y no en los fragmentos de pómez) o a los procesos de sedimentación durante el emplazamiento de las diferentes unidades en donde los fragmentos de pómez y líticos se comportan de manera diferente.

A partir de los tipos de cristales en pómez y los porcentajes obtenidos, se pudo establecer que la amplia franja de diques que conforma la facies DT y que se ubica hacia la parte externa del CVLP (ver mapa, figura 42) corresponde al conducto alimentador de la unidad Torrecillas o al menos de la mayoría de sus subunidades (ver columna, figura 43). Y que los cuerpos subvolcánicos que corresponden a la facies DCA, que afloran de forma discontinua hacia la parte interna del CVLP (figura 42); son la fuente de la cual se alimentó la unidad Cerro Alto (figura 43). Los diques que alimentaron a la unidad Lobera son descritos por Díaz-Bravo (2008).

Para la facies DT, el contenido de cristales en pómez es de 10.2 a 12% y la abundancia relativa que presentan es (cuarzo>sanidino>plagioclasa>biotita). Estos resultados traslapan parcialmente con los obtenidos para: la subunidad 2 (fenocristales en fragmentos de pómez entre el 3 y 23% y abundancia cuarzo>sanidino>plagioclasa>biotita); la subunidad 3 (cristales contenidos en pómez es entre 9 y 18% con una abundancia de cuarzo>sanidino>plagioclasa>biotita); subunidad 4 (abundancia de fenocristales de 10% con sanidino>cuarzo>plagioclasa>biotita) y subunidad 5 (abundancia de cristales en pómez entre 12 y 10% cuarzo>sanidino>plagioclasa>biotita) (ver tabla 4).

Los resultados del contenido de cristales en pómez para la facies DCA son de 20 a 23% y la abundancia (sanidino, cuarzo, plagioclasa y biotita), que se pueden

correlacionar con la ignimbrita Cerro Alto en la que el contenido de cristales en pómez es de 25 a 30% y los fenocristales son (cuarzo>plagioclasa>sanidino>biotita) ver tabla 4.

La dominancia de los diques piroclásticos en forma de paredes expuestas de hasta 800 m de altura permitió la preservación de las unidades de los depósitos piroclásticos. Si se compara este volumen con las partes bajas ubicadas en los alrededores que están formadas por el Grupo Arcelia-Palmar Chico y el depósito continental prevolcánico, entonces se puede inferir un proceso de exhumación en la zona que se debe a una erosión diferencial como resultado de una mayor resistencia en los cuerpos subvolcánicos.

## **V.2. Estructura volcánica**

En el Centro Volcánico de las Paredes (CVLP) se han encontrado evidencias que concuerdan y que parecen indicar la presencia de una caldera de colapso, que tuvo un comportamiento durante la etapa eruptiva y de emplazamiento, de tipo *downsag*.

Considerando el grueso e inusual apilamiento de unidades de ignimbritas del CVLP que generan el volumen parcialmente exhumado ( $70 \text{ km}^3$ ), sugiere un depósito en una depresión, además del tamaño de la semicircunferencia que forman en el mapa (figuras 42 y 51) las unidades piroclásticas (~12 km de diámetro) y la presencia de una franja de diques piroclásticos que aflora de forma continua con dimensiones de 5 km de largo por 700 m de ancho en promedio (figuras 42 y 43); permiten asegurar la presencia de una caldera parcialmente exhumada, además que es posible relacionarla a una cámara magmática mediana (por el volumen generado) y de poca profundidad (por el magma asociado).

Los rasgos por los que se ha inferido el tipo de subsidencia *Downsag* en esta caldera son: 1) los datos estructurales medidos en campo indican un buzamiento (figuras 42, 44 y 45) hacia el centro de la estructura; del basamento y de las unidades piroclásticas pre-colapso que permiten inferir un hundimiento en la parte central del campo volcánico y 2) durante la etapa de campo no se ha obtenido evidencia de paredes en forma anular que delimiten la estructura de la caldera.

Las zonas de fractura y las fallas son rasgos característicos en la mayoría de las calderas. Por ejemplo, en la caldera de Tilzapotla (Morán *et al.*, 2004) se identificaron lineamientos tectónicos con dirección NW-SE y una estructura de fallas en forma de elipse con el eje mayor orientado NW-SE. Díaz Bravo (2008) reporta que el emplazamiento de las unidades de la Goleta fue controlado por fallas pre-existentes de orientación N-S y N-NW, además reconoce estructuras tectónicas regionales con lineamientos cenozoicos N-S, que asocia al colapso en la parte occidental de la caldera.

En las fotografías aéreas y en el modelo digital de relieve del CVLP, se pueden observar a simple vista el patrón de dos lineamientos estructurales o zonas de fractura importantes: uno con dirección NE-SW y el segundo N-S (figura 51). Sin embargo, en campo no se encontró evidencia de estos lineamientos debido probablemente a que estén cubiertos por las unidades de ignimbrita. Tampoco se encontró evidencia de que estas zonas de fractura hayan tenido desplazamiento significativo.

Lo que sí es posible observar, es que el emplazamiento de la franja de diques piroclásticos (facies DT y DCA) corresponde en orientación con las zonas de fractura que presentan disposición NE-SW (ver figuras 42 y 51), por lo que se infiere que los lineamientos NE-SW son anteriores al vulcanismo que originó a las unidades del CVLP y además fueron aprovechados para el emplazamiento de estos diques.

Los rasgos estructurales observados con orientación N-S, se observan afectando principalmente a la ignimbrita Las Paredes y esta a su vez cubre las zonas de fractura NE-SW (figura 51). Esto nos permite asegurar que los lineamientos N-S son posteriores a los NW-SW.

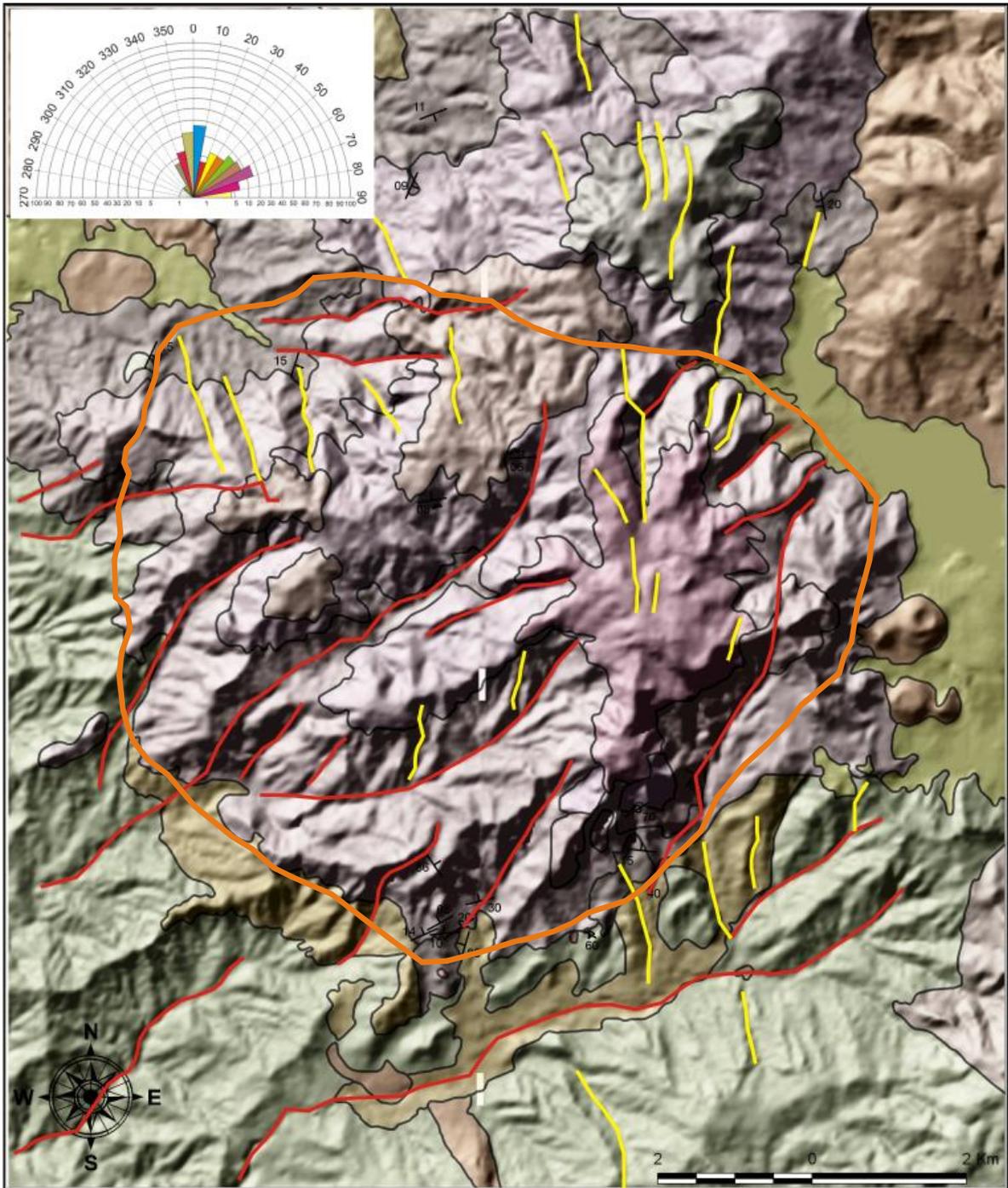
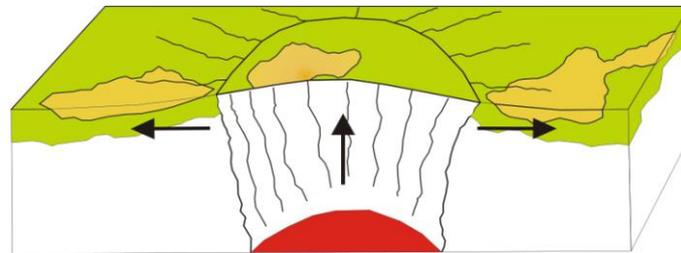


Figura 51. Modelo digital de relieve (MDR), lineamientos estructurales: NE-SW (rojo), N-S (amarillo) con roseta estructural en recuadro (arriba izquierda), estructura semicircular de caldera (anaranjado).

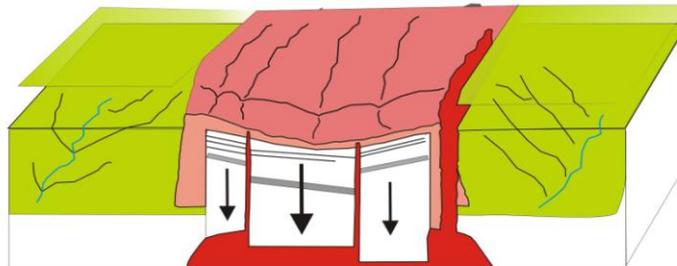
La subsidencia del techo de la cámara magmática del CVLP probablemente se asocia a la expulsión del volumen que representan las unidades o subunidades basales de ignimbrita (Torrecillas,  $36.03 \pm 0.22$  Ma). A partir de este momento, la cámara magmática carece de material suficiente que permita tener una presión

magmática mayor o igual a la presión litostática por lo que es incapaz de sostener el techo del reservorio de magma y sobreviene el colapso en la parte basal (figura 52b).

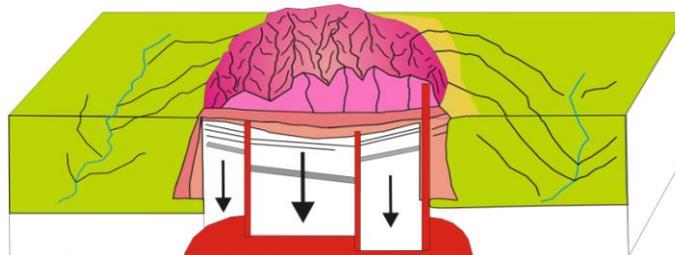
A las unidades Rancho Viejo, Lobera, Cerro Alto y Las Paredes, se les observa una disposición horizontal que permite asegurar que son parte de nuevos pulsos magmáticos posteriores al colapso de la caldera (figura 52b). El contraste que se observa entre el grueso espesor que representa el paquete de las unidades de ignimbrita preservadas en el CVLP con el casi nulo relieve del basamento, permite inferir profundos procesos de erosión que han actuado en la zona y que reflejan en la actualidad una clara inversión del relieve en el área (figura 52c).



a) Inicia fracturamiento y abombamiento de corteza: Presión magmática > Presión litostática  
Vulcanismo asociado a tectónica de extensión en la corteza



b) Colapso (Tipo Downsag) del techo de la cámara magmática asociado a voluminosas expulsiones de magma  
Presión magmática < Presión litostática



c) Volumen exhumado de ignimbritas e inversión de relieve por profundos procesos erosivos

Figura 52. Esquema de la evolución volcánica del Centro Volcánico de la Sierra de las Paredes.

### V.3. Evolución volcánica

La primera manifestación significativa de productos piroclásticos en el CVLP inicia con la unidad Torrecillas ( $36.03 \pm 0.22$  Ma), esta unidad es la que cubre mayor área y representa mayor volumen preservado expuesto en el área; en las 3 primeras subunidades que la constituyen los fenocristales en fragmentos de pómez son ~20% y en las 2 últimas el contenido de cristales en pómez es de ~10%. La reducción de la mitad de contenido de fenocristales en los fragmentos juveniles de la unidad Torrecillas; permiten inferir la existencia de una cámara magmática heterogénea respecto al contenido de volátiles y fenocristales. En las primeras manifestaciones se tienen productos relativamente ricos en cristales y en las etapas posteriores se reduce considerablemente el contenido de cristales. También, en la subunidad 1 que es la base de la unidad Torrecillas, es posible observar un ligero buzamiento ( $\sim 10^\circ$  a  $15^\circ$ ) hacia el centro de la estructura volcánica, además que es la más rica en contenido de cristales (en roca total); lo permite asociarla al pre colapso de la caldera y las subunidades subsecuentes que muestran una disposición horizontal serian simultáneas o posteriores al episodio de colapso principal de la estructura.

Tras un breve lapso de ausencia de volcanismo, en el área se registra una segunda manifestación de flujos piroclásticos pertenecientes a la ignimbrita Rancho Viejo. Esta unidad cubre también un área muy extensa, aunque el volumen preservado que representa es menor que la ignimbrita Torrecillas. El contenido de cristales en pómez para las 2 subunidades que forman a la ignimbrita Rancho Viejo es de ~4 a 7.5% en promedio. En el área se observan otros episodios de post-colapso representados por cuerpos aislados de ceniza de caída que corresponden a la unidad Ojo de Agua. Los cuerpos preservados de esta unidad, se observan en afloramientos de dimensiones de pocos metros, en estratos delgados o laminaciones con pocos centímetros de grosor y sobreyaciendo a la unidad anterior.

Los episodios subsecuentes de volcanismo silíceo son representados por las ignimbritas Lobera, Cerro Alto ( $32.80 \pm 0.19$  Ma) y Las Paredes. Estas unidades presentan un volumen preservado mucho menor que las unidades basales (Torrecillas y Rancho Viejo) y tienen una disposición horizontal. De estas 3 unidades, la unidad Lobera tiene fuente alimentadora en el CVLG (Díaz-Bravo,

2008) por lo que no se toma en cuenta para describir la evolución volcánica del CVLP. La ignimbrita Cerro Alto ( $32.80 \pm 0.19$  Ma) es el evento que siguió a la actividad magmática de la unidad Ojo de Agua. La unidad Cerro Alto, es representada por una ignimbrita con contenido de fenocristales en pómez de 25 a 30%. Este nuevo incremento en el contenido de fenocristales en esta unidad, reafirma la idea de una cámara zoneada, con zonas más ricas en fenocristales que salieron en las etapas finales del colapso.

Con la ignimbrita las Paredes termina el registro de emisión de material piroclástico en el CVLP. Esta unidad presenta un contenido de fenocristales en roca entera de 7 a 9% y es singularmente rica en fragmentos de vidrio. La posible génesis de esta unidad se puede asociar a un domo riolítico desarrollado posteriormente al colapso de la caldera y que corresponde con la etapa de volcanismo pobre en volátiles. El crecimiento del domo y su posterior colapso por gravedad pudo haber originado flujos piroclásticos ricos en fragmentos de vidrio volcánico.

## VI. CONCLUSIONES

- La estratigrafía volcánica del CVLP indica episodios de emisión de volúmenes considerables de flujos piroclásticos asociados a volcanismo explosivo con columnas plinianas. Es constituida por 4 principales unidades de ignimbrita que a su vez son integradas por subunidades; una unidad de caída de ceniza y por al menos 2 facies de diques piroclásticos que alimentaron a una unidad previa al colapso y a una unidad contemporánea al colapso.
- El volumen de las unidades piroclásticas en conexión con la franja de diques piroclásticos que aflora en el CVLP indica la presencia de una cámara magmática somera (por el tipo de magma) y de tamaño mediano (por el volumen generado) debajo de la zona volcánica de las Paredes.
- El centro volcánico de la Sierra de las Paredes se relaciona a una caldera de colapso tipo *downsag*. La caracterizan: 1) la ausencia de una estructura anular definida y 2) el buzamiento del basamento y de las unidades piroclásticas basales hacia el centro de la estructura.
- El emplazamiento de la franja de diques piroclásticos facies DT y DCA, fue controlado por fracturas pre-existentes de orientación NE-SW. Los lineamientos N-S, se observan afectando a la ignimbrita Las Paredes que es el último evento de vulcanismo en el CVLP; por lo que se reconoce como un sistema posterior a este evento.
- La edad del CVLP obtenida por el método Ar/Ar arrojó un resultado de  $36.03 \pm 0.22$  Ma., para la ignimbrita Torrecillas que es considerada la unidad basal. Y por el mismo método se obtuvo edad de  $32.80 \pm 0.19$  Ma., para la unidad Cerro Alto que constituye el penúltimo evento en el área. Las edades obtenidas indican que este vulcanismo es contemporáneo con el

desarrollo de otros centros silícicos de la parte norte-central de la Sierra Madre del Sur, además que el lapso para el emplazamiento del Centro Volcánico de la Sierra de las Paredes se puede acotar a ~3 Ma.

- En el área existen profundos procesos de erosión que se reflejan con una clara inversión del relieve. Se puede observar a partir del contraste que existe entre el gran volumen preservado de las unidades de ignimbrita con el bajo relieve que tiene el basamento en toda la periferia del CVLP; aunque es más notorio en el flanco Sur debido a que hacia la parte Norte se puede observar el límite con la FVTM en donde afloran los derrames de basalto San Gabriel y Las Tablas.
- La ignimbrita La Lobera es considerada parte del Centro Volcánico de la Sierra de la Goleta, en este trabajo se hace la descripción de la subunidad que aflora en el área para correlacionarla con los resultados obtenidos por Díaz-Bravo (2008).

## BIBLIOGRAFIA

- Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G. 2002. *Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting*. *Geology* 31. p. 773–776.
- Aguirre-Díaz, G., J., Jaimes-Viera, M. C., and Nieto-Obregón, J. 2005. *The Valle de Bravo Volcanic Field. Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, in Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico*. Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., eds., Geological Society of America Special Paper 402, p. 139-154.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno D. J., y Alba L. 2002. *Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico*. *Journal of volcanology and geothermal research*. Número 118. p. 1-14.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. 2005. *El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico*. Volumen conmemorativo del centenario, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII (1). p. 65-82.
- Benammi Mouloud, Centeno-García E., Martínez-Hernández E., Morales-Gámez E., Tolson G., y Urrutia-Fucugauchi J. 2005. *Presencia de dinosaurios en la baranca Los Bonetes en el Sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 23-2. p. 401-418.
- Blatter D. L., & Carmichael I. S. E. 1998. *Plagioclase-free andesites from Zitacuaro (Michoacan), Mexico: petrology and experimental constraints*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132. p. 121–138.
- Blatter D. L., Carmichael I. S. E., Deino A. L., and Renne, P. R. 2001. *Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: Basaltic andesites to dacites with contemporaneous shoshonites and high TiO<sub>2</sub> lava*. *Geological Society of America Bulletin* 113. p. 1324 – 1342.
- Branney, M.J. and Kokelaar, P. 1992. *A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrite*. *Bulletin of Volcanology*. 54. p. 504-520.
- Branney, M.J. and Kokelaar, B.P., 1994. *Volcanotectonic faulting, softstate deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106. p. 507– 530.
- Campa-Uranga, M. F., y Ramírez J. 1979. *La Evolución Geológica y Metalogénesis del Noroccidente de Guerrero*. Serie Tec. Cient. Universidad Autónoma de Guerrero. Vol. 1. Chilpancingo, Guerrero.

- Campa-Uranga, M.F., and Coney, P.J. 1983. *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*. Canadian Journal of Earth Sciences 20. p. 1040-1051.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M., Cardellach, E. and Canals A. 2003. *Ages of epithermal deposits in Mexico: Regional significance and links with the evolution of tertiary volcanism*. Economic Geology. Vol. 98. Pp 1029-1037.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. 1987. *Volcanic Successions modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. Ed. Allen & Unwin. 528 p. London.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M. y Talavera-Mendoza, O. 2008. *The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone*, en Draut, A., Clift, P. D., and Scholl, D.W., eds. *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*. Geological Society of America Special Paper **436**: 279-308.
- Cerca-Martínez L.M. 2004. *Deformación y Magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos*. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis doctoral, 175 p.
- Chapela-Lara, M. 2008. *Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico La Muñeca, Tejupilco, estado de México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. México, D. F. Tesis profesional. 88 p.
- Chávez-González, O. 2005. *Estratigrafía y petrología de las rocas volcánicas del flanco occidental de la Sierra de Huautla, Región de Valle de Vázquez-Teocaltzingo, Estados de Morelos y Guerrero*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. México D. F. Tesis profesional, 76 p.
- Cole J.W., Milner D.M. and Spinks K.D. 2005. *Calderas and caldera structures: a review*. Earth-Science reviews 69. p. 1-26.
- Colombo, F. y Martí, J., 1992. *Depósitos volcano-sedimentarios*. En Arche, A. (Ed.): *Sedimentología I*. C.S.I.C, Madrid, p. 273-547.
- Dávila V. M., y Guerrero M. 1990. *Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria de Arcelia, Estado de Guerrero*. Sociedad Geológica Mexicana, 10a Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes: 83.
- de Cserna Z. 1978. *Tierra Caliente*. Sociedad Geológica Mexicana. Libro guía IV. Convención Geológica Nacional, México.
- de Cserna, Z., y Fries, C., Jr. 1981. *Hoja Taxco 14Q-h(7), con Resumen de la geología de la Hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000. Mapa con texto, 47 p.
- de Cserna, Z. 1982 (1983). *Hoja Tejupilco 14Q-g (9), con Resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000. Mapa con texto, 28 p.

- Demant A. 1975. *Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el cretácico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 75 (1). p. 66-79.
- de Silva S.L. and Gosnold W.A. 2007. *Episodic construction of batholiths: insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 167. p.320-335.
- Díaz-Bravo, B. A. 2008. *Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silíceo de La Goleta-Sultepec, estados de México y Guerrero*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. México D. F. Tesis Maestría. 87 p.
- Díaz-Bravo & Morán-Zenteno. 2011. *The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes*. En prensa.
- Elías-Herrera, M., Sánchez Zavala, J. L. y Macías Romo, C. 2000. *Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation*. Journal of South American Earth Sciences 13. p. 355-375.
- Elías-Herrera, M. 2004. *Geología precenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México, y sus implicaciones tectónicas*. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de La Tierra, Instituto de Geología. México, D.F. Tesis doctoral. 236 p.
- Ferrari, L., López Martínez, M., Aguirre Díaz, G., Carrasco Nuñez, G. 1999. *Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt*. Geology, v. 27, p. 303-306.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Ed. Springer-Verlag. 472 p. Germany.
- Fitz-Díaz E., Tolson G., Camprubí A., Rubio-Ramos A., y Prol-Ledesma R. 2008. *Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V. 25, núm. 1. p. 59-81
- Frank, M. M., Kratzeisen M. J., Negendank J. F. W., y Böhnel, H. 1992. *Geología y tectónica en el Terreno Guerrero (México-Sur)*. Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, v. 4. p. 290-293.
- Fries Carl. 1960. *Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México*. Boletín del IG-UNAM. No. 60. México D. F. 236 p.
- González-Cervantes N. 2007. *Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla Estado de México y Michoacán*. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias Juriquilla, Qro. Tesis Maestría. 96 p.
- INEGI. Mapa topográfico clave E14A56 Tejupilco de Hidalgo. Escala 1:50,000. 1996

- INEGI. Mapa topográfico clave E14A57 Ixtapan de la Sal. Escala 1:50,000. 1996.
- Kennedy, B., Stix J., Vallance James W., Lavallée J. and Longpré Marc A. 2004. *Controls on caldera structure: Results from analogue sandbox modeling*. GSA Bulletin, v. 116; no. 5/6. p. 515–524.
- Keppie, J., D. 2004. *Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey*. International Geology Review 46. p. 765 – 794.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. Journal of Petrology 27. p. 745- 750.
- Lindsay J.M., de Silva S., Trumbull R., Emmermann R. and Wemmer K. 2001. *La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 106. p 145-173.
- Lipman, P.W. 1984. *The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths*. J. Geophys. Res. 89B. p. 8801– 8841.
- Lipman, P.W., 1995. *Subsidence of ash-flow calderas; role of magma chamber geometry*. IUGG Gen. Assem. 21 (Week A). p. 452.
- Lipman, P. W. 1997. *Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry*. Bulletin of Volcanology. Springer-Verlag. Vol. 59. p 198-218.
- Lipman, P.W. 2000a. *The central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework*. Spec. Pap.-Geol. Soc. Am. 346. p. 9– 71.
- Lipman, P.W., 2000b. *Calderas*. In. Sigurdsson, H. (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Francisco. p. 643– 662.
- Martí, J., Folch A., Neri A. and Macedonio G. 2000. *Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions*. Earth and Planetary Science Letters 175. p. 275-287.
- Martínez-Serrano R., Solís-Pichardo G., Flores-Márquez L., Macías-Romo C. and Delgado-Durán J. 2008. *Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V. 25, núm. p. 1-20.
- Michael F. Sheridan & Yunpeng Wang. 2005. *Cooling and welding history of the Bishop Tuff in Adobe Valley and Chidago Canyon, California*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Volume 142. p. 119– 144.
- Monter-Ramírez A. 2004. *Estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónicas de la Formación Balsas en la región de Amacuzac, Morelos*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. México, D.F. Tesis profesional, 55 p.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson G., Martínez-Serrano R. G., Martiny B., Schaaf P., Silva-Romo G., Macías-Romo C., Alba-Aldave L., Hernández-Bernal L. S. and Solís-Pichardo G. N. 1999. *Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur*,

*Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican ic Belt.* Journal of South American Earth Sciences. V. 12. p. 513 – 535.

- Morán-Zenteno, D. J., Martiny B., Tolson G., Solís-Pichardo G. N., Alba-Aldave L., Hernández-Bernal M. S., Macías-Romo C., Martínez-Serrano R. G., Schaaf P., and Silva-Romo G. 2000. *Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur.* Sociedad Geológica Mexicana. IG-UNAM. México D. F. v. LIII. p. 27–58.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave L. A., Solé J. and Iriondo A. 2004. *A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite.* Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 136. p. 97 – 119.
- Morán-Zenteno, Dante J., Cerca-Mariano and Duncan Keppie J. 2005. *La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, número. 3. p. 319-341.
- Morán-Zenteno, D. J., Monter-Ramírez A., Centeno-García E., Alba-Aldave L., and Solé J. 2007. *Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 24, núm. 1. p. 68-80.
- Morán-Zenteno, D. J., Keppie D., Martiny B. & González-Torres E. 2009. *Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 26. p. 177-188.
- Newhall, C.G., Dzurisin, D., 1988. Historical unrest at large calderas of the world. U.S. Geol. Surv. Bull. 1855 (2 vols., 1108 pp).
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Alvarez, S., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro M.H. & Mendoza-Rosales C. 2006. *Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures.* Geological Society of America Bulletin, v. 118. p. 1868-1882.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre Salazar L.M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez J., Morán-Zenteno D. J., Alaniz-Álvarez S., y Nieto-Samaniego A. 1992. *Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000.* 5a edición. Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pantoja-Alor, J. 1959. *Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán.* Consejo de Recursos Minerales no Renovables. México. Boletín 50. 36 p.
- Pantoja-Alor, J. & Estrada Barraza S. 1986. *Estratigrafía de los alrededores de la mina de Fierro El Encino, Jalisco.* Boletín Sociedad Geológica Mexicana. Tomo XLVII. No. 1. 15 p.
- Pi, T. 2005. *Estudio mineralógico y geocronológico de los yacimientos de fluorita de Taxco (Guerrero) y Zacualpan (Edo. de México).* Unpublished Ph.D. thesis, Universidad Nacional Autónoma de México. 420 p.

- Pi, T., Solé J., and Taran Y. 2006. *Reply to discussion on “(U–Th)/He dating of fluorite: application to the La Azul fluorspar deposit in the Taxco mining district, Mexico”*. Springer-Verlag. p. 976-982.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa-Uranga, M. F., Talavera, O., and Guerrero, M. 1991. *Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas*. Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoria. p. 163–166.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., and Frisch, W. 1991. *Second look at suspect terranes in southern Mexico*. *Geology* 19. p. 1233-1236.
- Schaaf P., Morán-Zenteno, D. J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, Tolson G., & Köhler H. 1995. *Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico*. Geochronological evidence. *Tectonics* 14. p. 1339-1350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez F., & Speed, R. C. 1993. *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*. Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.
- Silva-Romo, G., y Mendoza-Rosales, C. 2009. *Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento Cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque Chortís*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 1, 2009, p. 165-176.
- Smith, R.L., Bailey, R.A., and Ross, C.S. 1961. *Structural evolution of the Valles Caldera, New Mexico, and its bearing on the emplacement of ring dikes*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 424. p. 145– 149.
- Williams, H., 1941. *Calderas and their origin*. Bull. Dep. Geol. Sci., vol. 25. University of California publications. p. 239–346.
- Wilson, J. N. Colin and Wes, Hildreth. 1997. *The Bishop Tuff: New Insights from Eruptive Stratigraphy*. *The Journal of Geology*. Volume 105, p. 407–439. University of Chicago. USA.

## Apéndice.

Datos estructurales medidos en campo.

<b>CAPAS</b>
S73W ; 14NW
S75W ; 14NW
S60W ; 08NW
S80W ; 30NE
N80W ; 10NE
N80W ; 15NE
S25W ; 09S
N21E ; 25SE
N80E ; 06NW
S03E ; 08SW
S80W ; 08NW
S10W ; 15S
S20W ; 15S
N10W ; 20SW
<b>FALLAS</b>
N25E ; 85NW
N43W ; 86NE
N60E ; 20NW
<b>DIQUES</b>
S15W ; 88NE
S70W; Vertical
N40E; Vertical
N20E; Vertical
N60W ; 60SE

Lineamientos estructurales medidos en fotografías aéreas.

<b>Lineamientos estructurales</b>				
N70E	N10E	N70E	N08W	N05E
N65E	N05E	N60E	N04W	N06E
N60E	N50E	N65E	N03W	N06W
N50E	N20E	N70E	N06W	N15W
N60E	N50E	N37E	N30W	N15E
N60E	N30E	N55E	N06E	N05W
N50E	N40E	N10W	N-S	N60E
N80E	N80E	N04W	N11W	N25E
N85E	N80E	N03E	N02W	N10E
N50E	N70E	N03W	N25W	N03E
E-W	N50E	N07E	N25W	N35E
N85E	N60E	N15W	N30W	N07E
N40E	N35E	N14W	N10E	N-S
N60E	N70E	N-S	N05W	E-W
N30E	N80E	N04E	N11E	N25E
N40E	N30E	N10W	N05E	N30E
N45E	N70E	N20W	N80E	N-S
N60E	N65E	N15W	N12E	N70E
N65E	N80E	N-S	N35W	N65E
N50E	N70E	N05E	N45W	N70E