



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE
HIDALGO**



Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

TESIS

**Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural
de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y
Los Humeros, Puebla**

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias

Con especialidad en:

Geociencias y planificación del territorio

Presenta:

Fidel Gómez Alvarez

Director de tesis: Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy

Co-director: Dr. Giovanni Sosa Ceballos

Co-director: Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos

Morelia Michoacán, Agosto del 2019



DEDICATORIA

Trabajo dedicado a mi hija Marelyn Azul Gómez González, así como a mis padres y hermanos, quienes son mi soporte anímico y motor de impulso.

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos a la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH) por permitirme ser parte del posgrado de Maestría en Geociencias y Planificación de Territorio a cargo del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT), así como al programa CONACyT por otorgarme la beca de maestría.

Estoy eternamente agradecido con el Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy por aceptarme en el proyecto GEMex, P.T. 4.2: *“Relación entre el fracturamiento y la trayectoria de fluidos en sistemas activos”*. Igualmente le agradezco por su tiempo y paciencia, pero sobre todo por sus enseñanzas tanto académicas como personales.

Agradezco enormemente al Dr. Giovanni Sosa Ceballos por su excelente calidad como profesionalista y constantemente acompañamiento durante mi formación académica y desarrollo del trabajo de tesis. Además de facilitar el financiamiento de los análisis geoquímicos ante el proyecto GEMex, P.T. 4.4.

Muchas gracias al proyecto GEMex, P.T. 4.2: *“Relación entre el fracturamiento y la trayectoria de fluidos en sistemas activos”* por brindar financiamiento a este trabajo de investigación para desarrollar el trabajo de campo, análisis de laboratorio y análisis geocronológicos. Igualmente expreso mi gratitud al proyecto GEMex, P.T. 4.4: *“Caracterización petrológica del sistema magmático y fuente de calor del sistema geotérmico de Acoculco”* a cargo del Dr. José Luis Macías Vázquez por financiar el análisis de química de rocas.

Expreso mi gratitud al Dr. Pedro Corona Chávez, Dr. José Luis Macías Vázquez, Dr. Ángel Figueroa Soto y Dr. Orlando Miguel Espinoza Ojeda por aceptar ser parte de mi comité sinodal, al igual que la Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos por aceptar tomar el papel de directora de tesis; gracias a todos por sus observaciones y conocimientos.

Muchas gracias a Adrián Jiménez Haro por acompañarme durante las campañas de campo en las que me enseñó a ver e interpretar la geología. Gracias por la convivencia y apoyo constante, eres un gran amigo.

Gracias a los doctores Domenico Liotta y Andrea Brogi por mostrarme nuevos panoramas durante las discusiones del proyecto y campañas de campo.

Gracias a todos mis compañeros del proyecto GEMex, P.T. 4.2 que compartieron su conocimiento y experiencias conmigo, especialmente a Maria Felix Gaitan Ramirez por su buena disposición y profesionalismo, así como a Sergio Manuel Nájera Blas, Oscar Humberto García Ramírez y Emmanuel García Olvera, Angelica Monserrat Magaña Ortega y Hatziri Aileen Ojeda Macedo.

Quiero agradecer enormemente al M.C. Felipe García Tenorio, M.C. Fabiola Mendiola, M.C. Silvestre Cardona y M.C. Gabriela Reyes, encargados de los laboratorios de preparación de muestras, petrografía y granulometría del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM) por permitirme el acceso a las instalaciones en las que se prepararon y analizaron las muestras de este estudio. De igual manera gracias a la Dra. Marnie Forster y su equipo por su apoyo con los análisis geocronológicos.

Gracias a mis compañeros de maestría por la convivencia y experiencias compartidas que hicieron el proceso más ameno, especialmente a Agustín, Yoselin, Luis, Pedro, Amy y Nadia.

Resumen

Las calderas Acoculco y Los Humeros, situadas en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), se encuentran separadas por la estructura conocida como el “*Horst Chignahuapan*” (HCh). Esta estructura está constituida por secuencias terrígenas y carbonatadas depositadas durante el Jurásico medio-Cretácico coronadas por rocas volcánicas relacionadas a la actividad de la FVTM. Las rocas sedimentarias del HCh fueron deformadas durante la Orogenia Laramide de edad Cretácico superior-Paleoceno, dando lugar a la formación de pliegues tipo chevron, rampas de corrimiento y cabalgaduras con vergencia al NE, evento seguido por un *hiatus* prolongado hasta hace 23.60 ± 0.07 Ma, aunque las etapas iniciales de la FVTM ocurrieron en el Mioceno medio.

Las rocas magmáticas emplazadas entre las calderas de Acoculco y Los Humeros varían composicionalmente entre basaltos y riolitas con valores de SiO_2 que oscilan entre 47.52-76.03 (%wt), los cuales se agrupan en dos conjuntos magmáticos principales: *i*) entre 12.7 ± 0.4 y 7.2 ± 0.11 Ma se emplazaron las rocas del Grupo Aquixtla, periodo magmático de afinidad calcoalcalina caracterizado por la intrusión de cuerpos subvolcánicos de composición granito-diorita y eventos efusivos dominados por emplazamientos de andesitas; este vulcanismo estuvo influenciado por un régimen tectónico distensivo bajo un esfuerzo mínimo horizontal (σ_3) NE-SW que formó fallas normales de dirección NW-SE y NNW-SSE; *ii*) la transición Mioceno-Plioceno representó un cambio de régimen tectónico y magmático acompañado de un periodo de inactividad volcánica comprendido entre 7 y 3 Ma. Durante el Plioceno-Pleistoceno el vulcanismo monogenético dio paso a la formación del Grupo Apizaco-Chignahuapan bajo la influencia de un contexto tectónico extensional caracterizado por un esfuerzo mínimo horizontal (σ_3) orientado NW-SE que facilitó la generación de magmas alcalinos y de transición en coexistencia con fluidos calcoalcalinos.

La extensión NW-SE del Plioceno-Pleistoceno controló la geometría de las cuencas actuales y la distribución del vulcanismo monogenético emplazado con lineamientos paralelos a las fallas normales de Apan, Chignahuapan y Axaxalpa que delimitan los grabens Apan y Chignahuapan, así como los horsts Rosario-Acoculco y Chignahuapan. Las fases extensivas NE-SW del Mioceno y NW-SE del Plioceno-Pleistoceno han estado acompañadas por fallamiento relacionado a zonas de transferencia como es la Falla Acoculco de dirección NW-SE y cinemática lateral derecha, la cual corta domos riolíticos emplazados al oeste de la Caldera Acoculco entre 1.7 y 0.6 Ma.

La deformación al interior de la Caldera de Acoculco refleja tanto la tectónica regional del Plioceno-Pleistoceno, como los eventos locales dependientes de los procesos intracaldera, donde las fallas normales regionales de dirección NE-SW y las fallas de transferencia con tendencia NW-SE muestran evidencia de actividad hidrotermal actual, por lo que estos sistemas y sus áreas de intersección pueden considerarse como estructuras potenciales para la conducción de fluidos, mientras que los sistemas de fallamiento local con tendencia ~E-W aparentemente son estructuras someras, condición que reduce su potencial geotérmico.

Palabras clave: *Horst Chignahuapan, tectónica, calcoalcalino, alcalino, fallas de transferencia, potencial geotérmico.*

Abstract

Acoculco and Los Humeros calderas located in the eastern portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) are separated by the structure known as *Chignahuapan Horst* (ChH). This structure is constituted by terrigenous and calcareous sequences deposited from Middle Jurassic to Upper Cretaceous covered by volcanic rocks related to TMVB activity. ChH sedimentary rocks were deformed by the Upper Cretaceous-Paleocene age Laramide Orogeny, giving place to the formation of chevron folds, creep ramps and thrusts that migrated toward NE direction, event followed by a magmatic gap extended until 23.60 ± 0.07 Ma, although, initial stages of the TMBV occurred during Middle Miocene.

Magmatic rocks located between Acoculco and Los Humeros calderas range from basalt to rhyolite with 47.52-76.03 (%wt) SiO₂ variations, which group in two main magmatic sets: *i*) initial stage of the TMVB on ChH took place from 12.7 ± 0.6 y 7.2 ± 0.11 Ma, calc-alkaline magmatic period characterized by the intrusion of granites to diorites subvolcanic bodies and effusive events dominated by andesites and dacites emplacements. This volcanism was influenced by an extensive tectonic regime with a NE-SW minimum horizontal stress (σ_3) that formed NW-SE and NNW-SSW normal faults; *ii*) the Miocene-Pliocene transition represented a tectonic and magmatic regime changing along with a volcanic gap occurred from 7 to 3 Ma. Monogenetic volcanism started in Pliocene time under the influence of an extensional tectonic framework characterized by a minimum horizontal stress (σ_3) oriented NW-SE that facilitated the generation of alkaline and transitional magmas in coexistence with calc-alkaline melts.

Pliocene-Pleistocene NE-SW extension drives the current basins geometry and monogenetic volcanism distribution emplaced with parallel lineaments to Apan, Chignahuapan and Axaxalpa normal faults, which delimit Apan and Chignahuapan grabens, as well as Rosario-Acoculco and Chignahuapan horsts. The Miocene NE-SW and Pliocene-Pleistocene NW-SE extensive phases were coevally to faulting related to transfer zones as Acoculco fault, which has NW-SE orientation, right lateral sense and cuts rhyolitic domes emplaced in the western portion of the Acoculco caldera between 1.7 and 0.6 Ma.

Deformation inside the Acoculco caldera is related to both Pliocene-Pleistocene regional tectonics and intra caldera processes, where NE-SW regional normal faults and NW-SE transfer faults show evidence of current hydrothermal activity, so these both systems and their intersection areas can be considered as potentially conductive structures for fluid flow, while local faulting systems oriented ~E-W are apparently shallow structures, condition that reduces their geothermal potential.

Key words: *Chignahuapan Horst, tectonics, calc-alkaline, alkaline, transfer faults, geothermal potential.*

TABLA DE CONTENIDO

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
Resumen.....	iii
Abstract	iv
TABLA DE CONTENIDO.....	v
Índice de tablas.....	x
I. GENERALIDADES	1
I.1 Introducción	1
I.2 Justificación.....	2
I.3 Objetivo general	2
I.4 Objetivos particulares.....	2
I.5 Localización	2
II. ANTECEDENTES.....	4
II.1 La Sierra Madre Oriental	4
II.2 Marco tectónico regional de la Faja Volcánica Transmexicana	4
II.3 Geología y contexto vulcano-tectónico del Horst Chignahuapan	6
II.4 Geoquímica	7
II.5 Formación de la Caldera de Acoculco y su actividad geotérmica	7
III. METODOLOGÍA.....	8
III.1 Recopilación bibliográfica y adquisición de insumos cartográficos.....	8
III.2 Trabajo de campo	8
III.3 Trabajo de laboratorio y métodos analíticos	10
III.4 Procesamiento de datos	12
III.5 Integración, discusión y resultados.....	12
IV. RESULTADOS	13
IV.1 Estratigrafía	13
<i>IV.1.1 Secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácico.....</i>	13
<i>IV.1.2 Grupo Aquixtla.....</i>	20
<i>IV.1.3 Grupo Apizaco-Chignahuapan</i>	24
IV.2 Petrografía y geoquímica de rocas.....	25
<i>IV.2.1 Elementos mayores.....</i>	30
<i>IV.2.2 Elementos traza</i>	32

IV.3 Geología estructural	36
IV.3.1 Orogenia Laramide	36
IV.3.2 Hiatus post-laramídico	37
IV.3.3 Extensión NE-SW Mioceno medio-superior	38
IV.3.4 Hiatus magmático Mioceno-Plioceno	41
IV.3.5 Extensión NW-SE Plioceno-Pleistoceno	41
IV.3.6 Zonas de transferencia y acomodamiento	45
IV.2.7 Fallamiento de la Caldera Acoculco	48
V. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN	52
V.1 Consideraciones tectónicas regionales	52
V.2 Tectónica y magmatismo durante el Mioceno medio-Cuaternario	52
V.3 Neotectónica	58
V.4 Implicaciones de la tectónica y magmatismo Mioceno-Cuaternario en el yacimiento geotérmico de la Caldera de Acoculco	60
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	61
VII. BIBLIOGRAFÍA	64

Índice de figuras

Figura 1. En el mapa superior se muestra la localización regional del área de estudio, las dos provincias geológicas que conforman el área, la localización de las calderas, los límites estatales y la ubicación de las ciudades de Puebla y Tlaxcala. **FVTM:** Faja Volcánica Transmexicana; **SMOr:** Sierra Madre Oriental; **CAC:** Caldera Acoculco; **CLH:** Caldera Los Humeros; **Oax:** Oaxaca; **Ver:** Veracruz; **Gro:** Guerrero; **Pue:** Puebla; **Hgo:** Hidalgo; **Mor:** Morelos; **Qro:** Querétaro; **DF:** Distrito Federal; **Edo. Mex:** Estado de México; **Mich:** Michoacán; **Jal:** Jalisco; **Col:** Colima; **Ags:** Aguascalientes; **Gto:** Guanajuato; **SLP:** San Luis Potosí; **Tmps:** Tamaulipas; **Zac:** Zacatecas; **Nay:** Nayarit; **Cd. Pue:** Ciudad de Puebla; **Cd. Tlx:** Ciudad de Tlaxcala. El mapa de la parte inferior señala en líneas punteadas de color rojo los límites del Horst Chignahuapan y las calderas Los Humeros y Acoculco situadas al este y noroeste del horst respectivamente, así localidades más importantes y rutas de exceso. **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Acoculco; **Ch:** Chignahuapan; **Zc:** Zacatlán; **Tlx:** Tlaxco; **Ap:** Apan; **Apz:** Apizaco; **Aqx:** Aquixtla; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Hu:** Huamantla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Mx:** Mexcaltepec; **Co:** Coyuaco; **Zp:** Zacapoaxtla; **Zg:** Zaragoza; **Oc:** Ocotlán; **LH:** Los Humeros; **Te:** Tepepa.....3

Figura 2. Mapa que muestra el contexto geodinámico mexicano. Las líneas de color negro indican la profundidad estimada mediante mecanismo focales para la losa subducida (Pardo y Suárez, 1993: 1995); las flechas de color blanco indican la dirección y velocidad (cm/año) de subducción entre las placas Cocos y Rivera respecto a la Placa Norteamericana (DeMets and Traylen, 2000; Pardo y Suárez, 1995; Peláez-Gaviria et al., 2013); los polígonos achurados engloban las provincias geológicas de la Faja Volcánica Transmexicana (**FVTM**) y la Sierra Madre Oriental (**SMOr**); las líneas negras punteadas delimitan la

extensión de los sectores occidental, central y oriental de la Faja Volcánica Transmexicana; las estrellas negras muestran la localización de las calderas Los Humeros (**CLH**) y Acoculco (**CAC**); **SFPM**: Sistema de Fallas Polochic-Motagua; **ZFT**: Zona de Fractura Tehuantepec; **ZFO**: Zona de Fractura Orózcó; **ZFR**: Zona de Fractura Rivera; el polígono de color rojo indica el área de estudio del presente trabajo.5

Figura 3. Esquema en el que se representan los datos estructurales comúnmente observados en una falla geológica.9

Figura 4. Secciones delgadas en procesamiento para su análisis petrográfico.10

Figura 5. Material empleado durante la preparación de las muestras para su análisis geoquímico. a): vasos de precipitado con esquiras de muestras; b) campana de extracción; c) trituradora HERZOG; d) anillos para pulverización tipo grinding vessel; e) horno tipo Shel Lab (SL); f) muestras preparadas y empaquetadas para su envío al laboratorio.11

Figura 6. Preparación de muestra mediante bateo para separar zircones.11

Figura 7. Procesamiento de datos mediante el empleo de diferentes softwares.12

Figura 8. Secuencia de lutitas-areniscas sobre el Río Axaxalpa al SE de Chignahuapan.13

Figura 9. Mapa geológico del Horst Chignahuapan. **GAp**: Graben Apan; **HRA**: Horst Rosario Acoculco; **GCh**: Graben Chignahuapan; **HCh**: Horst Chignahuapan; **GAqx**: Graben Aquixtla; **FAp**: Falla Apan; **FCh**: Falla Chignahuapan; **FAx**: Falla Axaxalpa; **FAc**: Falla Acoculco; **FTx**: Falla Tlaxco; **FTlx**: Falla Tlaxcala; **CAC**: Caldera Acoculco; **VCG**: Volcán Cerro Grande; **DAT**: Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc**: Tulancingo; **Ac**: Acoculco; **Zc**: Zacatlán; **Ch**: Chignahuapan; **Tlx**: Tlaxco; **Aqx**: Aquixtla; **TO**: Tetela de Ocampo; **Zp**: Zacapoaxtla; **Co**: Coyuaco; **Mx**: Mexcaltepec; **LC**: Lázaro Cárdenas; **Apz**: Apizaco; **Or**: Oriental; **Jr-m**: Jurásico medio; **Jr-s**: Jurásico superior; **Cr-i**: Cretácico inferior; **Cr-ms**: Cretácico medio-superior; **Cr-s**: Cretácico superior; **IOM**: Intrusivos Oligoceno-Mioceno; **FVTM**: Faja Volcánica Transmexicana; **VM**: Vulcanismo Monogenético; **IXa**: Ignimbrita Xaltipán.18

Figura 10. Secuencia de calizas intercaladas con horizontes de lutita que afloran en la estación AcF-53.19

Figura 11. Secuencia de margas-lutitas sobre el Río Axaxalpa con horizontes de glauconita color verde.19

Figura 12. Hiatus representado por la discordancia angular entre las rocas sedimentarias plegadas y un flujo de lava en bloques sobre el Río Axaxalpa. La discordancia se marca por la línea color rosa.20

Figura 13. Sill de composición diorítica intruyendo unidades sedimentarias del Cretácico superior en la estación AcF-57 localizada sobre el Río Axaxalpa.21

Figura 14. Granodiorita emplazada al ENE de Aquixtla.22

Figura 15. Corte de carretera en la estación AcF-103 donde un intrusivo de geometría lacolítica intruye una secuencia de caliza-lutita depositada en el Cretácico superior. **Cz-Lt**: Caliza-Lutita; **Dr**: Diorita.22

Figura 16. Secuencia de sedimentos fluviolacustres que afloran al E de Lázaro Cárdenas y NW del VCG.23

Figura 17. Grupo Apizaco-Chignahuapan representado por conos de escoria del vulcanismo monogenético de edad Plioceno-Pleistoceno identificados en las estaciones AcF-23 (A), AcF-28 (B) y AcF-34 (C). La fotografía D muestra una pómez bandeada encontrada en la estructura interna del cono de escoria de la estación AcF-34.24

Figura 18. Conjunto fotográfico en nicols cruzados de muestras de cuerpos intrusivos del Oligoceno-Mioceno. **a-b**: fenocristales de Hb euhedral; **c**: fenocristal subhedral de Plg desequilibrada; **d**: fenocristales subhedrales de Plg y Bt; **e**: fenocristales de Plg con zoneamiento múltiple; **f**: fenocristal de

Plg con textura tamiz; **g**: xenocristal de Plg con textura mirmequítica; **h**: fenocristales de Plg, Opx y Cpx en textura glomeroporfídica y matriz de microfenocristales.27

Figura 19. Conjunto fotográfico en nicoles cruzados y nicoles paralelos de diferentes muestras del Gpo. Aquixtla en las que se observan fenocristales del Plg con textura tamiz (a, b, c, d, e, f), fenocristales de Hb con bordes de descompresión (g, h, i, j, k, l), fenocristales de Plg con zoneamiento múltiple (m, n, ñ, o, p, q), xenocristal anahedral de Plg (r-s), xenocristal euhedral de Cpx (t, u) y xenolito asimilado (v, w).28

Figura 20. Fotografías en nicoles cruzados y nicoles paralelos representativas del Gpo. Apizaco-Chignahuapan en las que aparecen diferentes muestras de textura porfídica vesicular con fenocristales de Ol-Px (**a-b, c-d, e-f, g-h**), pómez de textura porfídica holohialina con fenocristales sub y anahedrales de Plg con macla de Carlsbad y macla polisintética (**i-j, k-l**), muestras con textura porfídica holocristalina con fenocristales de Ol-Opx-Cpx-Plg con bordes de reacción y matriz microlítica (**m-n, ñ-o, p-q, r-s**) y muestras con textura traquítica holocristalina conformada principalmente por microlitos de Plg>Px y abundantes minerales opacos.29

Figura 21. Diagrama TAS de clasificación en el que se plotea la abundancia de elementos mayores obtenida para las 16 muestras analizadas. Note en la esquina superior derecha el diagrama de Cox et al., (1979) en el que se grafican las muestras de los cuerpos intrusivos. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.30

Figura 22. Diagramas de clasificación tipo Harker para los elementos mayores. Las líneas de color negro representan la tendencia o variación general. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.31

Figura 23. Diagrama de clasificación de Irvine y Baragar, (1971) en el que se muestran los suits magmáticos principales para las muestras analizadas en este trabajo. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.32

Figura 24. Diagramas binarios de elementos LILE (Ba, Rb, Sr) y HFSE (Zr, Nb, Ta) versus SiO₂ en los que se agrupan los sets magmáticos A y B. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.33

Figura 25. Diagramas binarios Ba/Nb vs SiO₂, TiO₂ K₂O vs SiO₂ y RB/Zr vs Rb para las muestras de este estudio. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.34

Figura 26. Diagrama multielemental normalizado a condritas de Sun y McDonough (1989). IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.35

Figura 27. Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.35

Figura 28. Secuencia de calizas-lutitas en las que se observan pliegues asimétricos tipo chevron y cabalgaduras relacionadas a la deformación laramídica en la estación AcF-70 (a, b) y en corte de carreta en el tramo Zacatlán-San Miguel Tenango (c).36

Figura 29. Mapa estructural en el que se plotea la distribución de las estaciones y los datos de falla relacionados a la deformación laramídica.37

Figura 30. Hiatus representado por calizas y lutitas del Cretácico superior plegadas y con desarrollo de budines que son sobreyacidas discordantemente por lavas andesíticas del Mioceno medio y la Ignimbrita Xaltipán del Pleistoceno.38

Figura 31. Dique piroclástico que se emplaza sobre una falla normal de dirección NW-SE; el dique corta una Ignimbrita más vieja (depósito de color rojizo) sobre la que se deposita concordantemente. Note en la esquina inferior derecha el estereograma asociado a la falla por la que se emplazó el dique.39

Figura 32. Fotografías que muestran fallas normales en las estaciones AcF-60 (a, b) al oeste de Aquixtla y AcF-160 (c, d) sobre la autopista Huamantla-Perote. El plano de falla de estación AcF-60 presenta dos generaciones de estrías, aunque ambos conjuntos responden a un mismo tensor de esfuerzos bajo una extensión NE-SW.39

Figura 33. Mapa estructural en el que se muestra la localización (puntos amarillos) de las estaciones en las que se encontraron fallas relacionadas a la extensión NE-SW y sus estereogramas correspondientes. **GAp:** Graben Apan; **HRA:** Horst Rosario Acoculco; **GCh:** Graben Chignahuapan; **HCh:** Horst Chignahuapan; **GAqx:** Graben Aquixtla; **FAp:** Falla Apan; **FCh:** Falla Chignahuapan; **FAX:** Falla Axaxalpa; **FAc:** Falla Acoculco; **FTx:** Falla Tlaxco; **FTlx:** Falla Tlaxcala; **CAC:** Caldera Acoculco; **VCG:** Volcán Cerro Grande; **DAT:** Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Acoculco; **Zc:** Zacatlán; **Ch:** Chignahuapan; **Tlx:** Tlaxco; **Aqx:** Aquixtla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Zp:** Zacapoaxtla; **Co:** Coyuaco; **Mx:** Mexcaltepec; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Apz:** Apizaco; **Or:** Oriental; **Pfp:** Plano de falla principal.40

Figura 34. Estación AcF-100 en la que aflora una falla normal sobre el Río Axaxalpa que presenta una zona de falla de aproximadamente 3 m de espesor. Note en la esquina superior derecha el estereograma para esta falla.42

Figura 35. Falla que desplaza horizonte (polígono achurado) compuesto por escoria basáltica tamaño lapilli grueso en la estación AcF-52. En la esquina superior izquierda se muestra un diagrama en el que se plotean los planos de fallas medidos todos los conos de escoria.43

Figura 36. Estructura antitética a la Falla Tlaxcala que corta andesitas y depósitos piroclásticos en la estación AcF-158 situada sobre la autopista Huamantla-Perote. Note la escala indicada por la persona dentro del ovalo de color rojo.43

Figura 37. Mapa estructural en el que se muestra la localización de las estaciones en las que se encontraron fallas relacionadas a la extensión NW-SE y sus estereogramas correspondientes. **GAp:** Graben Apan; **HRA:** Horst Rosario Acoculco; **GCh:** Graben Chignahuapan; **HCh:** Horst Chignahuapan; **GAqx:** Graben Aquixtla; **FAp:** Falla Apan; **FCh:** Falla Chignahuapan; **FAX:** Falla Axaxalpa; **FAc:** Falla Acoculco; **FTx:** Falla Tlaxco; **FTlx:** Falla Tlaxcala; **CAC:** Caldera Acoculco; **VCG:** Volcán Cerro Grande; **DAT:** Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Acoculco; **Zc:** Zacatlán; **Ch:** Chignahuapan; **Tlx:** Tlaxco; **Aqx:** Aquixtla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Zp:** Zacapoaxtla; **Co:** Coyuaco; **Mx:** Mexcaltepec; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Apz:** Apizaco; **Or:** Oriental; **Pfp:** Plano de falla principal.44

Figura 38. Andesitas cortadas por la FAc en la estación AcF-49 (a). Las imágenes **b** y **c** hacen referencia a las dos generaciones de estrías identificadas en esta estructura. Note en la esquina superior derecha los estereogramas calculados para ambos conjuntos de estrías.45

Figura 39. Falla con dos generaciones de estrías en la estación AcF-147: las estrías oblicuas son más antiguas y cortadas por las estrías subhorizontales. Note en el margen izquierdo los estereogramas relacionados a ambos desplazamientos.46

Figura 40. Mapa estructural en el que se muestra la localización de las estaciones en las que se encontraron fallas de transferencia y sus estereogramas correspondientes. **GAp:** Graben Apan; **HRA:** Horst Rosario Acoculco; **GCh:** Graben Chignahuapan; **HCh:** Horst Chignahuapan; **GAqx:** Graben Aquixtla; **FAp:** Falla Apan; **FCh:** Falla Chignahuapan; **FAX:** Falla Axaxalpa; **FAc:** Falla Acoculco; **FTx:** Falla Tlaxco; **FTlx:** Falla Tlaxcala; **CAC:** Caldera Acoculco; **VCG:** Volcán Cerro Grande; **DAT:** Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Acoculco; **Zc:** Zacatlán; **Ch:** Chignahuapan; **Tlx:** Tlaxco; **Aqx:** Aquixtla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Zp:** Zacapoaxtla; **Co:** Coyuaco; **Mx:** Mexcaltepec; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Apz:** Apizaco; **Or:** Oriental; **Pfp:** Plano de falla principal.47

Figura 41. Fallas intracaldera con diferentes planos y componentes en las estaciones AcF-114 (A) y AcF-135 (B). La fotografía C muestra un pequeño graben formado por fallas normales de dirección ~E-W situadas en la porción NE de la CAC en la estación AcF-137.48

Figura 42. Mapa estructural en el que se muestra la localización de las estaciones estructurales realizadas al interior de la Caldera de Acoculco. **GAp:** Graben Apan; **HRA:** Horst Rosario Acoculco; **GCh:** Graben

Chignahuapan; **HCh**: Horst Chignahuapan; **GAqx**: Graben Aquixtla; **FAp**: Falla Apan; **FCh**: Falla Chignahuapan; **Fax**: Falla Axaxalpa; **FAc**: Falla Acoculco; **FTx**: Falla Tlaxco; **FTlx**: Falla Tlaxcala; **CAC**: Caldera Acoculco; **VCG**: Volcán Cerro Grande; **DAT**: Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc**: Tulancingo; **Ac**: Acoculco; **Zc**: Zacatlán; **Ch**: Chignahuapan; **Tlx**: Tlaxco; **Aqx**: Aquixtla; **TO**: Tetela de Ocampo; **Zp**: Zacapoaxtla; **Co**: Coyuaco; **Mx**: Mexcaltepec; **LC**: Lázaro Cárdenas; **Apz**: Apizaco; **Or**: Oriental; **Pfp**: Plano de falla principal.

.....	49
Figura 43. Estación AcF-112 en la que afloran secuencias lacustres intra caldera intensamente deformadas.	50
Figura 44. Mapa estructural general del área de estudio. GAp : Graben Apan; HRA : Horst Rosario Acoculco; GCh : Graben Chignahuapan; HCh : Horst Chignahuapan; GAqx : Graben Aquixtla; FAp : Falla Apan; FCh : Falla Chignahuapan; Fax : Falla Axaxalpa; FAc : Falla Acoculco; FTx : Falla Tlaxco; FTlx : Falla Tlaxcala; CAC : Caldera Acoculco; VCG : Volcán Cerro Grande; DAT : Depresión Apizco-Tlaxco; Tlc : Tulancingo; Ac : Acoculco; Zc : Zacatlán; Ch : Chignahuapan; Tlx : Tlaxco; Aqx : Aquixtla; TO : Tetela de Ocampo; Zp : Zacapoaxtla; Co : Coyuaco; Mx : Mexcaltepec; LC : Lázaro Cárdenas; Apz : Apizaco; Or : Oriental; Jr-m : Jurásico medio; Jr-s : Jurásico superior; Cr-i : Cretácico inferior; Cr-ms : Cretácico medio-superior; Cr-s : Cretácico superior; Gr-Grd-Dr : Granito-Granodiorita-Diorita; FVTM : Faja Volcánica Transmexicana; VM : Vulcanismo Monogenético; IXa : Ignimbrita Xaltipán.	51
Figura 45. Modelo tectónico simplificado y patogénesis de las rocas del HCh. FV : Frente Volcánico; PN : Placa Norteamericana; PC : Placa de Cocos; TM : Trinchera Mesoamericana. Modificado de Ferrari et al. (2011), Gómez-Tuena (2002) y Gómez-Tuena et al. (2003).....	55
Figura 46. Modelo teórico simplificado que considera las zonas de transferencia en un contexto tectónico regional en extensión. Note como cambia el comportamiento de los tensores en las zonas de transferencia.	57
Figura 47. Estereogramas de fallas contemporáneas con dirección cuasi perpendicular y diferente cinemática de la estación AcF-60. El contexto regional lo representa la falla con σ_3 NE-SW (izquierda), mientras que el sistema de esfuerzos con σ_1 NW-SE (derecha) corresponde a la deformación secundaria que genera fallas de transferencia dependientes de la actividad de las fallas normales.	57
Figura 48. Modelo tectónico-estructural del área de estudio. Las unidades estratigráficas fueron simplificadas para una mejor comprensión, sin embargo, el modelo hace referencia principalmente al contexto tectónico-estructural actual y las principales fases magmáticas de la zona. Las edades marcadas con asteriscos son tomadas de estudios previos.....	59

Índice de tablas

Tabla 1. Resultados de los análisis geocronológicos por Ar^{40}/Ar^{39} y U/Pb obtenidos en este estudio. VM : Vulcanismo Monogenético; IOM : Intrusivos Oligoceno-Mioceno; FVTM : Faja Volcánica Transmexicana.20	
Tabla 2. Datos de radiométricos publicados en varios estudios para rocas volcánicas de las áreas de Apan (García-Palomo et al., 2002; García-Tovar et al., 2015), Acoculco (López-Hernández, 2009; López-Hernández et al., 2009; Avellán et al., 2018) y el HCh (García-Palomo et al., 2002; Carrasco-Núñez et al., 1997)	21
Tabla 3. Resultados del análisis químico por elementos mayores y elementos traza de las 16 muestras analizadas en este trabajo.....	26

I. GENERALIDADES

I.1 Introducción

El desarrollo de energías alternativas ha tomado un gran impulso en las últimas décadas como respuesta a una creciente demanda de organizaciones ambientales por reducir el uso de combustibles fósiles. La energía geotérmica se encuentra dentro del grupo clasificado como “fuentes de energía renovables”, sin embargo, la inversión requerida en etapas de exploración previo a la producción de energía eléctrica por una central geotérmica es sumamente alta, factor que limita la inversión en este ramo debido a su alto riesgo.

México se encuentra entre los países con mayor capacidad instalada (983.7 MWe) para la producción de energía eléctrica a partir de los recursos geotérmicos, contando con producción desde el año 1959, con la puesta en marcha de una planta de 3.5 MW en Pathé, Hidalgo ([Hiriart, 2011](#)). Actualmente México se posiciona en el sexto lugar a nivel mundial en cuanto a capacidad instalada se refiere, con producción en los campos de Cerro Prieto en Baja California, Los Azufres en Michoacán, Los Humeros en Puebla y Tres Vírgenes en Baja California Sur, bajo la dirección de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), además del campo Domo San Pedro en Nayarit, actualmente explotado por una compañía privada denominada Grupo Dragón.

En los últimos años se implementaron proyectos multidisciplinarios con la finalidad explorar nuevas áreas consideradas como zonas potenciales en el área de media y baja entalpía (proyecto CeMIEGeo) y mejorar la producción en campos ya establecidos (proyecto GEMex), este último mediante técnicas de estimulación en los denominados sistemas geotérmicos mejorados o EGS (Enhanced Geothermal Systems) y yacimientos de roca seca caliente o HDR (Hot Dry Rock).

El proyecto GEMex se centra en el estudio de los campos de Los Humeros y Acoculco; este último no se encuentra actualmente en producción, sin embargo, la CFE ha llevado a cabo programas de exploración y perforación que han determinado la existencia de una fuente de calor que podría ser aprovechable con fines geotérmicos. El estudio de la zona de Acoculco ha involucrado la perforación de dos pozos exploratorios, análisis geofísicos (gravimetría, magnetometría) y estudios geológicos (cartografía, vulcanología, geoquímica de rocas, geoquímica de gases, geocronología, petrografía), cuyos resultados indican la presencia de un yacimiento tipo HDR ([López-Hernández et al., 2009](#); [Viggiano-Guerra et al., 2011](#); [Lorenzo-Pulido et al., 2011](#); [Peiffer et al., 2014](#); [Canet et al., 2015](#); [Avellán et al., 2018](#); [Sosa-Ceballos et al., 2018](#); [Calcagno et al., 2018](#)).

Aunque existe un gran número de investigaciones sobre la Caldera de Acoculco (CAC), el contexto regional ha sido pobremente analizado, de tal forma que no se ha comprendido el papel que juega el contexto geológico regional en los procesos locales ligados a la evolución de la CAC y su sistema geotérmico, así como las implicaciones tectónicas y magmáticas entre ambos sectores.

Este trabajo se desarrolla bajo un enfoque regional centrado en establecer la relación tectónica-magmatismo a partir de consideraciones basadas en geología estructural y análisis cinemáticos, cartografía geológica, estratigrafía, petrografía, geoquímica de rocas y geocronología. Finalmente, se analiza la influencia de los resultados obtenidos en el contexto tectonomagmático de la Caldera de Acoculco y su yacimiento geotérmico.

I.2 Justificación

Al iniciar este trabajo y buscar información resalta claramente que existe una carencia de información geológica que permita comprender el complejo sistema estructural y la variabilidad magmática de la zona del Horst Chignahuapan (HCh), ya que la mayor parte de la investigación se ha centrado en las calderas de Acoculco y Los Humeros debido al interés geotérmico que representan. El Servicio Geológico Mexicano (SGM) publicó una cartografía regional del HCh basada en los estudios de exploración de Petróleos Mexicanos (PEMEX); estos trabajos no tienen un enfoque tectonomagmático, sino petrolero, aunado a que este proyecto pretende ser parte de los estudios base que serán empleados para la exploración, desarrollo y aplicación de los programas geotérmicos que el proyecto GEMex supone.

Aunque se han desarrollado modelos petrogenéticos para el sector oriental de la FVTM, no se ha explicado la influencia de las deformaciones tectónicas regionales en la evolución magmática y volcánica de la zona. Además, la extensa base de datos sobre la geología de la CAC no aporta información sobre la influencia de la tectónica regional en los procesos magmáticos y geotérmicos asociados a la evolución de la caldera, considerando el magmatismo-vulcanismo y sistemas estructurales-migración de fluidos como la expresión resultante de la combinación de un campo de esfuerzos regional y otro local. Comprender el papel que juegan las estructura en la migración de fluidos en el sistema geotérmico requiere caracterizar el contexto tectónico-estructural actual y la deformación del basamento, el cual aflora en el HCh, además de discriminar entre los sistemas estructurales regionales y aquellos relacionados a procesos locales o intracaldera.

I.3 Objetivo general

Caracterizar espacial y temporalmente la evolución tectónica y magmática en el alto estructural de Chignahuapan y sus implicaciones en el yacimiento geotérmico de la Caldera de Acoculco.

I.4 Objetivos particulares

- Caracterizar la estratigrafía del área de estudio.
- Generar un mapa geológico-estructural del Horst Chignahuapan.
- Determinar la fuente de los magmas que afloran en el alto estructural de Chignahuapan.
- Realizar una comparación entre los magmas del área de estudio y el magmatismo de Acoculco.
- Identificar la relación entre el fallamiento regional y el sistema estructural propio de la Caldera de Acoculco.
- Establecer la relación entre los sistemas estructurales y el emplazamiento de magmas.
- Establecer un modelo de evolución tectónica y magmática.

I.5 Localización

Geográficamente, la mayor parte del HCh (Fig. 1) se localiza en la porción norte del estado de Puebla y una pequeña porción en el límite noreste del estado de Tlaxcala, aproximadamente 50 km al noreste de la ciudad de Tlaxcala y 80 km al noreste de la ciudad de Puebla, entre las coordenadas geográficas 19° 21' 00"- 20° 03' 00" latitud norte, y 98° 10' 00"- 98° 51' 00" longitud oeste.

El área de estudio comprende parte de las cartas topográficas escala 1: 50 000 Chignahuapan E14-B13, Zacatlán E14-B14, Teziutlán E14-B15, Tlaxco E14-B23, Mexcaltepec E14-B24,

Xonacatlán E14-B25, Tlaxcala E14-B33, Huamantla E14-B34 y Guadalupe Victoria E14-B35. Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se localiza entre dos provincias geológicas: la Sierra Madre Oriental (SMOr) de edad Jurásico-Cretácico compuesta por rocas sedimentarias terrígenas y carbonatadas, y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que registra actividad magmática desde el Mioceno medio mediante el emplazamiento de cuerpos batolíticos (SGM, 1997; 2002; 2012) y la formación de complejos volcánicos de composición básica, intermedia y ácida (Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; García-Palomo et al., 2002; López-Hernández et al., 2009; Sosa-Ceballos et al., 2018; Avellán et al., 2018), existiendo entre ambas provincias un gap de eventos geológicos entre ~55 y 12.7 Ma.

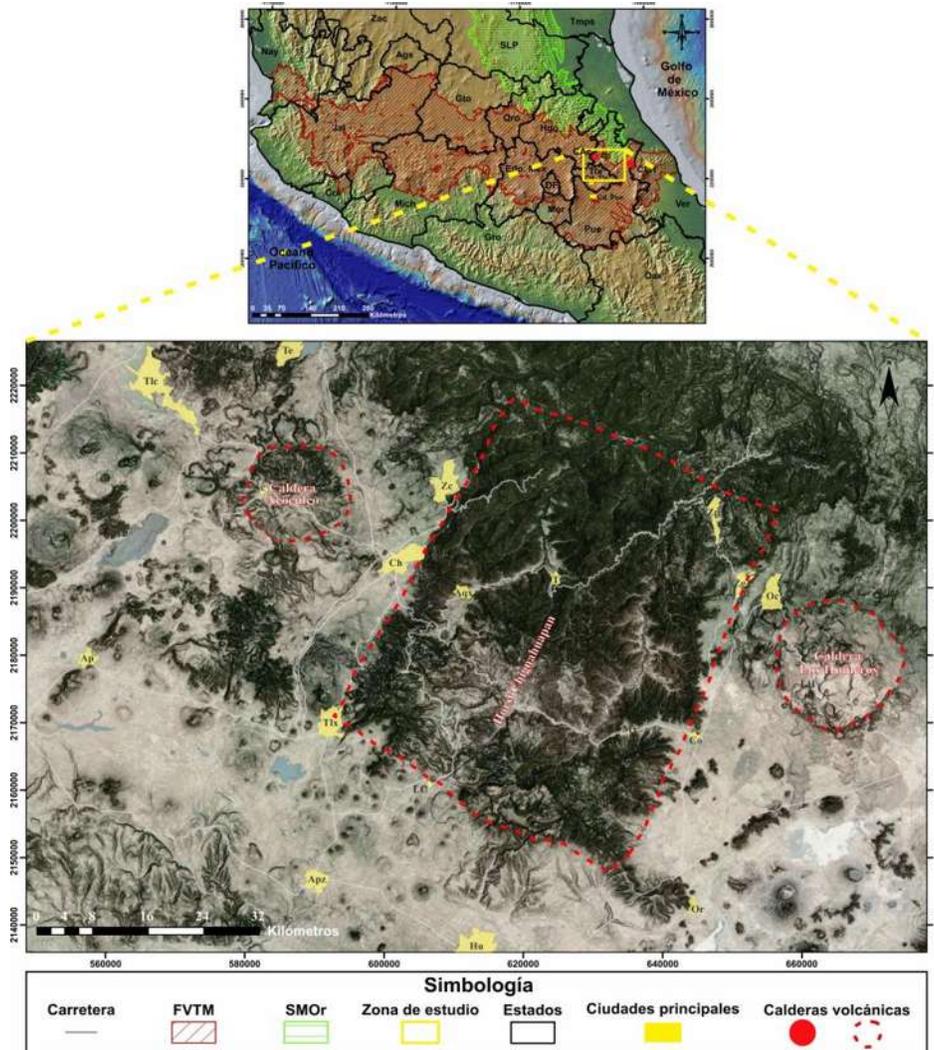


Figura 1. En el mapa superior se muestra la localización regional del área de estudio, las dos provincias geológicas que conforman el área, la localización de las calderas, los límites estatales y la ubicación de las ciudades de Puebla y Tlaxcala. **FVTM:** Faja Volcánica Transmexicana; **SMOr:** Sierra Madre Oriental; **CAC:** Caldera Acozulco; **CLH:** Caldera Los Humeros; **Oax:** Oaxaca; **Ver:** Veracruz; **Gro:** Guerrero; **Pue:** Puebla; **Hgo:** Hidalgo; **Mor:** Morelos; **Qro:** Querétaro; **DF:** Distrito Federal; **Edo. Mex:** Estado de México; **Mich:** Michoacán; **Jal:** Jalisco; **Col:** Colima; **Ags:** Aguascalientes; **Gto:** Guanajuato; **SLP:** San Luis Potosí; **Tmps:** Tamaulipas; **Zac:** Zacatecas; **Nay:** Nayarit; **Cd. Pue:** Ciudad de Puebla; **Cd. Tlx:** Ciudad de Tlaxcala. El mapa de la parte inferior señala en líneas punteadas de color rojo los límites del Horst Chignahuapan y las calderas Los Humeros y Acozulco situadas al este y noroeste del horst respectivamente, así localidades más importantes y rutas de exceso. **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Acozulco; **Ch:** Chignahuapan; **Zc:** Zacatlán; **Tlx:** Tlaxco; **Ap:** Apan; **Apz:** Apizaco; **Aqx:** Aquixtla; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Hu:** Huamantla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Mx:** Mexcaltepec; **Co:** Coyuaco; **Zp:** Zacapoaxtla; **Zg:** Zaragoza; **Oc:** Ocotlán; **LH:** Los Humeros; **Te:** Tepepa.

II. ANTECEDENTES

Los estudios para contar con un adecuado estado del arte sobre el área involucrada en este trabajo se analizan en cinco secciones principales; las primeras tres involucran los aspectos tectónicos y de geología regional, y las últimas dos están dedicadas sintetizar el conocimiento previo de los trabajos realizados específicamente en la CAc.

II.1 La Sierra Madre Oriental

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es un cinturón montañoso plegado y cabalgado que se extiende desde Parral, Chihuahua hasta Zongolica, Veracruz (Chávez-Cabello et al., 2011). La sedimentación que dio lugar a la SMOr estuvo dominada por material clástico que formó secuencias de lechos rojos durante el Triásico tardío-Jurásico temprano, pasando a evaporitas y areniscas-lutitas tras la invasión de aguas marinas, y lutitas-calizas ya en el Jurásico superior, mientras que en el Cretácico la precipitación de carbonatos se incrementó drásticamente sobre el aporte de sedimentos lutíticos (Servicio Geológico Mexicano, 1997: 2002; Eguluz et al., 2000; Padilla y Sánchez, 2007).

Se ha establecido que el evento que deformó la SMOr en una franja de pliegues y cabalgaduras con vergencia hacia el noreste bajo un régimen con un esfuerzo máximo compresivo (σ_1) NE-SW corresponde a la Orogenia Laramide (Suter, 1987; Sedlock et al., 1993; Suter et al., 1997; Eguluz et al., 2000; English y Johnston, 2004; Padilla y Sánchez, 2007; Chávez-Cabello et al., 2011; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2014), propuesta por Suter (1991) como producto de la reducción en el ángulo de subducción de la antigua Placa Farallón bajo la Placa Norteamericana. La deformación laramídica, que en la SMOr es clasificada como de tipo “*thin-skinned*”, se asume que inició en el occidente entre 105-90 Ma, y finalizó hace 55 Ma (English y Johnston, 2004; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2014), aunque para el actual frente de la SMOr se ha establecido una edad de plegamiento Cretácico superior-Paleógeno (Campa y Coney, 1983; Eguluz et al., 2000).

No existen cálculos sobre el porcentaje de acortamiento para las rocas sedimentarias del HCh, sin embargo, Fitz-Díaz et al. (2012) indican que al norte-noroeste del área de estudio las rocas de la SMOr registran entre en 55 y 65% de acortamiento.

La deformación laramídica fue seguida por un *hiatus* geológico que prolongó la actividad magmática hasta el Mioceno medio en el sector oriental de la FVTM (García-Palomo et al., 2002); este suceso tuvo lugar después de la migración del vulcanismo del Oligoceno-Mioceno medio de la Sierra Madre Occidental (SMOc) a la FVTM tras la fragmentación de la Placa Farallón (Ferrari et al., 1999; Ferrari et al., 2000; Gómez-Vasconcelos et al., 2015), dando lugar las placas Rivera y Cocos. Se estima que las etapas iniciales de la FVTM en los sectores occidental y central tuvieron lugar entre Mioceno medio (Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1992; Ferrari et al., 2000; Gómez-Tuena et al., 2005; Pasquaré et al., 1991; García-Palomo et al., 2000), y el Mioceno superior (Demant y Robin, 1975; Ferrari et al., 2011).

II.2 Marco tectónico regional de la Faja Volcánica Transmexicana

En una observación continental de la geodinámica de México resalta la falta de paralelismo entre la FVTM y la Trinchera Mesoamericana (Fig. 2); esta particularidad ha sido atribuida a diferentes factores, como son la geometría de la subducción entre las placas Cocos y Rivera bajo la Placa Norteamericana (Pardo y Suarez, 1995; Ego y Ansan, 2002), la velocidad de subducción y el ángulo de inmersión (Pérez-Campos et al., 2008), parámetros que han variado después de la

fragmentación de la protoplaca Farallón durante el Mioceno, proceso que dio paso a la migración del vulcanismo de la SMOc a la FVTM.

Debido a las variaciones en la composición de los magmas, tipo de vulcanismo y relaciones tectónicas, se ha conceptualizado a la FVTM como un arco magmático subdividido en tres sectores (Pasquaré et al., 1991): el sector occidental (Garduño-Monroy et al., 1993; Gómez-Tuena et al., 2005), central (Suter, 1991; Hasenaka et al., 1993; Hasenaka, 1994) y oriental (Demant, 1981; Gómez-Tuena, 2003; Gómez-Tuena et al., 2005; García-Palomo et al., 2002; Ferrari et al., 2011).

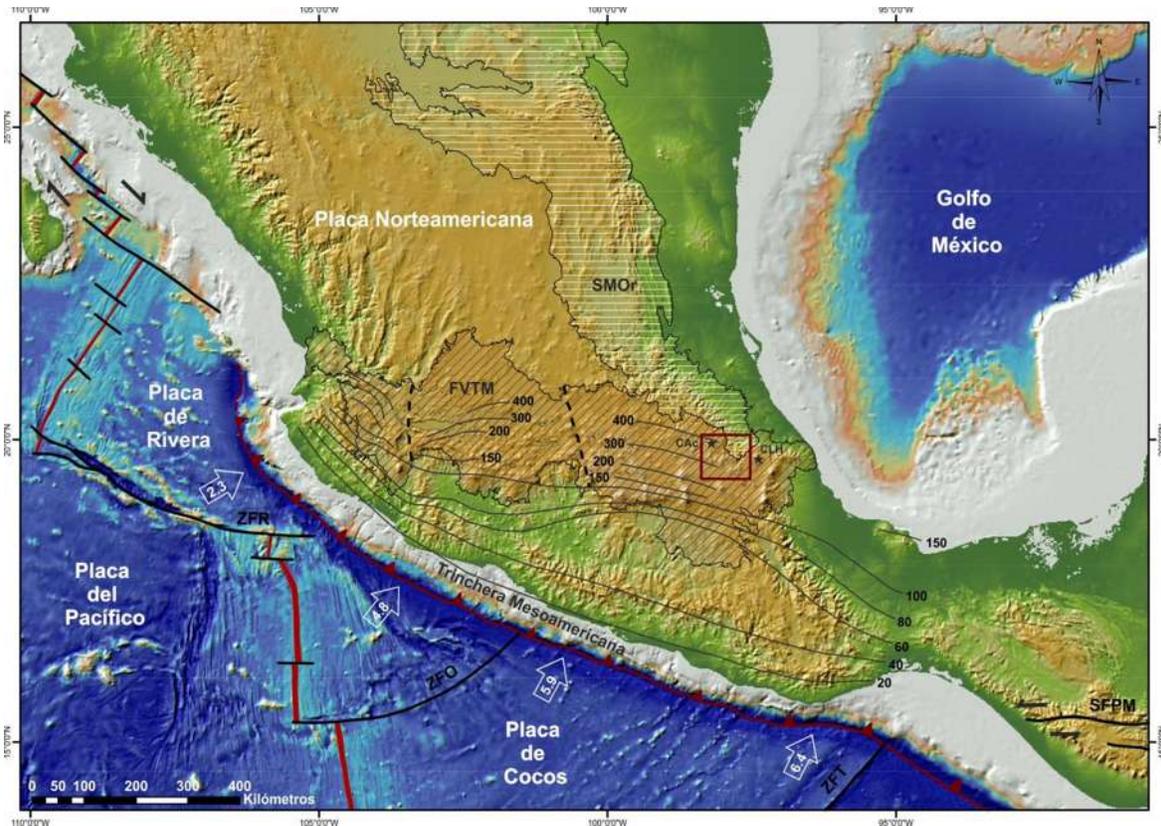


Figura 2. Mapa que muestra el contexto geodinámico mexicano. Las líneas de color negro indican la profundidad estimada mediante mecanismo focal para la losa subducida (Pardo y Suárez, 1993: 1995); las flechas de color blanco indican la dirección y velocidad (cm/año) de subducción entre las placas Cocos y Rivera respecto a la Placa Norteamericana (DeMets y Traylen, 2000; Pardo y Suárez, 1995; Peláez-Gaviria et al., 2013); los polígonos achurados engloban las provincias geológicas de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Sierra Madre Oriental (SMOr); las líneas negras punteadas delimitan la extensión de los sectores occidental, central y oriental de la Faja Volcánica Transmexicana; las estrellas negras muestran la localización de las calderas Los Humeros (CLH) y Aocolco (CAC); SFPM: Sistema de Fallas Polochic-Motagua; ZFT: Zona de Fractura Tehuantepec; ZFO: Zona de Fractura Orózcoco; ZFR: Zona de Fractura Rivera; el polígono de color rojo indica el área de estudio del presente trabajo.

Desde el punto de vista tectónico, el emplazamiento y evolución de la FVTM está estrechamente ligado con un régimen transtensivo izquierdo con un esfuerzo mínimo horizontal (σ_3) NW-SE plenamente identificado en la porción central de la FVTM en estructuras de dirección E-W y NE-SW que controlan el desarrollo de las cuencas lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatio, Acambay y Aljibes (Garduño-Monroy et al., 2011; Pasquaré et al., 1991; Suter, 1991; Suter et al., 2001) a través de estructuras con geometría de *graben* y *semi graben*, mientras que el sector occidental se caracteriza por la actividad tectónica asociada al denominado Punto Triple, compuesto por los rifts Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima (Suter, 1991; Garduño-Monroy et al., 1993: 1998; Ferrari et al., 2000). Aportes sobre la tectónica regional y campo de esfuerzos en el

sector oriental de la FVTM y el sureste mexicano han sido discutidos por [Suter \(1991\)](#), [García-Palomo et al. \(2000: 2002: 2017\)](#), [Andreani et al. \(2008\)](#) y [Andreani et al. \(2008a\)](#).

Entre las rocas volcánicas más antiguas reportadas en la porción oriental de la FVTM se encuentran los intrusivos de la Cuenca Libres Oriental fechados por [Yáñez-García y García-Durán \(1982\)](#) entre 31 y 14.4 Ma. [Negendank et al. \(1985\)](#) reportan intrusivos emplazados entre 17 y 12 Ma en Palma Sola Veracruz, mientras que los batolitos de Tatatila Las Minas emplazados al este de la CLH han sido datados entre 14 y 12.5 Ma ([SGM, 1997](#); [Dorantes C. et al., 2016](#)).

II.3 Geología y contexto vulcano-tectónico del Horst Chignahuapan

El Horst Chignahuapan (HCh) es una estructura de dirección NE-SW localizada en el sector oriental de la FVTM, y que separa las calderas Acoculco y Los Humeros. La estratigrafía del HCh está controlada por dos provincias geológicas: la FVTM y la Sierra Madre Oriental (SMOr). Los trabajos realizados por PEMEX constituyen la base cartográfica de las cartas geológico-mineras escala 1: 50 000 Zacatlán E14-B14 y Mexcaltepec E14-B24, además de la carta Veracruz E14-3 escala 1: 250 000, emitidas por SGM en 1997, 2012 y 2002 respectivamente en las que se presenta una síntesis sobre la estratigrafía general de la zona.

El HCh, denominado así por [García-Palomo et al. \(2002\)](#) está delimitado al noroeste por la Falla Axaxalpa (FAx), al sureste por la Cuenca Libres Oriental y al suroeste por la Depresión Apizaco-Tlaxco (DAT), estando además dividido en dos sectores generales: el sector NE y el sector SW. En el sector NE del HCh afloran las secuencias terrígenas y carbonatadas de edad Jurásico-Cretácico pertenecientes a la SMOr ([SGM, 1997](#)), las cuales constituyen el basamento en el que se instauró el sistema geotérmico de la CAC ([López-Hernández et al., 2009](#)). Según el [SGM \(2002\)](#), las principales unidades de la SMOr que afloran y se han reportado en subsuelo en el área de estudio corresponden a las formaciones Cahuassas, Pimienta, Tamaulipas inferior, Tamaulipas superior, San Felipe-Agua Nueva y Méndez. Así mismo, el SGM ha caracterizado dos fases de intrusión de composición diorítica y dacítica ocurridas durante el Jurásico y Paleógeno respectivamente, aunque no se reportan edades para estos cuerpos plutónicos, sin embargo, se ha establecido que la actividad volcánica extrusiva inició durante el Paleógeno hace aproximadamente 66.4 Ma con la emisión de tobas riolíticas que afloran en la mesa de Zacatlán al norte del HCh ([SGM, 1997](#)). Por otra parte, en el sector SW del HCh se encuentra el Volcán Cerro Grande (VCG), el cual fue caracterizado como un estratovolcán formado entre 11 y 9 Ma que representa las fases iniciales de la FVTM en el sector oriental ([Carrasco-Núñez et al., 1997](#); [Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000](#)), sin embargo, [García-Palomo et al. \(2002\)](#) reportan lavas andesíticas de 12.7 ± 0.6 Ma al noroeste del VCG sobre el HCh.

Según la cronología de los eventos volcánicos, existe un hiatus magmático que se extiende desde 9 a ~3 Ma con la actividad monogenética asociada al Campo Volcánico Apan Tezontepec (CVAT) situado al oeste de la CAC ([García-Palomo et al., 2002](#); [García-Tovar et al., 2015](#)), y entre 9 y 0.45 Ma con la formación de la CLH al este del HCh ([Carrasco-Núñez et al., 1997](#)).

En la región de Apan, la distribución de la actividad monogenética es controlada por estructuras de *grabens* y *horsts* como son el Graben de Apan (GAp), Horst Rosario-Acoculco-Rosario (HRA), Graben Chignahuapan (GCh) y el HCh mediante fallas normales de dirección NE-SW que responden al régimen transtensivo izquierdo con un σ_3 NW-SE de la FVTM ([García-Palomo et al., 2002; 2017](#)), sosteniendo además que las fallas NE son estructuras potencialmente activas. Por otra parte, [Carrasco-Núñez et al. \(1997\)](#) y [Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez \(2000\)](#) establecen que los magmas iniciales del VCG se emplazaron a través de estructuras NW-SE que

actuaron contemporáneamente a la formación del volcán, estructuras correlacionables con el sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco descrito por [López-Hernández \(2009\)](#) y [López-Hernández et al. \(2009\)](#) en el Complejo Volcánico Tulancingo-Acoculco, y las fallas normales NW-SE en la región de Apan ([García-Palomo et al., 2002](#)); estos autores consideran a las fallas NW-SE como estructuras de edad miocénica.

II.4 Geoquímica

Debido al carácter calcoalcalino de la actividad magmática de la zona, la mayoría de las investigaciones concuerdan con el hecho de que su génesis está relacionada con el proceso de subducción, aseveraciones realizadas a partir de los análisis químicos de las lavas que formaron el VCG ([Carrasco-Núñez et al., 1997](#); [Gómez-Tuena, 1999](#); [Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000](#); [Carrasco-Núñez et al., 2018](#)), el vulcanismo de la región de Apan ([García-Palomo et al., 2002](#); [García-Tovar et al., 2015](#)) y los magmas asociados a la evolución del Complejo Volcánico Tulancingo-Acoculco ([López-Hernández, 2009](#)). Por su parte, [Verma \(2001\)](#) reporta un análisis basado en geoquímica e isótopos radiogénicos de Sr-Nd-Pb para 8 muestras, determinando que los magmas basálticos de Acoculco tienen una génesis a partir del manto litosférico, mientras que la asimilación cortical es el proceso dominante en la generación de magmas riolíticos. También en la CAc, [Sosa-Ceballos et al. \(2018\)](#) documenta la presencia de magmatismo de afinidad calcoalcalina durante la actividad *pre* y *syn*-caldera, sin embargo, establece que la actividad *post*-caldera es marcada por el emplazamiento de riolitas peralcalinas que ascienden desde mayores profundidades debido a un probable cambio en el régimen de esfuerzos.

II.5 Formación de la Caldera de Acoculco y su actividad geotérmica

La geología de la CAc es inicialmente realizada por los geólogos de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos de la Comisión Federal de Electricidad (GPGE-CFE), iniciando por [De la Cruz y Castillo-Hernández \(1986\)](#) quienes son los primeros en mencionar a esta estructura caldérica. Posteriormente, [López-Hernández \(2009\)](#) y [López-Hernández et al. \(2009\)](#) aportan un mayor número de datos considerando aspectos vulcanológicos, geofísicos y geoquímicos con el fin de caracterizar la evolución del yacimiento geotérmico.

Recientemente, [Avellán et al. \(2018\)](#) consideran que las unidades asociadas al vulcanismo de la CAc comprenden: lavas basálticas, andesitas, conos de escoria, flujos piroclásticos, domos riolíticos y sedimentos lacustres, quienes además sustentan que el depósito *syn*-caldera correlacionado a la formación de la CAc está representado por una ignimbrita andesítica emitida hace 2.7 Ma, seguido de un periodo de vulcanismo que continuó activo hasta hace 60 ka.

Hasta el momento no se han identificado manifestaciones hidrotermales superficiales calientes en la CAc, aunque se reporta la emisión de gases fríos en las inmediaciones de los poblados Alcaparrosa y Los Azufres ([López-Hernández et al., 2009](#)). La evidencia que soporta la existencia de un sistema geotérmico potencial radica en los registros térmicos obtenidos por la CFE durante la perforación de los pozos exploratorios EAC-1 y EAC-2 en 1994 y 2008 que alcanzaron temperaturas de hasta 307.3 °C a 2000 m de profundidad, además de zonas de alteración hidrotermal y la presencia de vulcanismo con edad inferior a 1 Ma. Por otro lado, investigaciones previas basadas en consideraciones geológicas, geofísicas, petrográficas y de geoquímica de gases, han llevado a clasificar el sistema geotérmico de la CAc como un yacimiento de tipo Hot Dry Rock (HDR) ([López-Hernández et al., 2009](#); [Viggiano-Guerra et al., 2011](#); [Lorenzo-Pulido et al., 2011](#); [Peiffer et al., 2014](#); [Canet et al., 2015](#); [Calcagno et al., 2018](#)), debido a al menos dos fases de mineralización que desencadenaron la pérdida de permeabilidad y posterior

autosellamiento del sistema geotérmico por una intensa precipitación mineral (López-Hernández et al., 2009).

Durante la perforación de los pozos exploratorios en la CAc se identificó un intrusivo granítico y una zona de metamorfismo de contacto compuesta por mármol y *skarn* de entre 600 y 800 m de espesor, sin embargo, tanto López-Hernández et al. (2009) como Sosa-Ceballos et al. (2018) proponen que la fuente que aporta el calor al sistema geotérmico podrían ser intrusiones tardías de diques y sills relacionados a la actividad CVAT de edad Plioceno-Pleistoceno.

Desde el punto de vista estructural, se han identificado tres sistemas prioritarios de fallas y fracturas en la CAc: los NW-SE, los NE-SW y las fallas y fracturas propias de la caldera (López-Hernández 2009).

III. METODOLOGÍA

La realización de este trabajo se llevó a cabo en varias etapas en las que se elaboró una base de datos constituida por la información geológica de la zona de estudio previamente publicada e insumos cartográficos. Estos datos se utilizaron como base para planear las campañas de campo en las que se realizó la cartografía, muestro y toma de datos estructurales que posteriormente fueron analizados y procesados para generar los resultados de esta investigación.

III.1 Recopilación bibliográfica y adquisición de insumos cartográficos

La consulta bibliográfica incluyó toda la información de carácter geológico disponible en internet sobre la zona de estudio, así como estudios similares realizados en otras zonas del país u otros países. Además, se consultaron libros referentes a geoquímica de rocas y procesamiento de datos geoquímicos, petrología ígnea, tectónica y geología estructural. Antes de realizar trabajo de campo, se elaboró un mapa geológico preliminar; para esto, se descargaron de la página del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) los archivos digitales en formato vectorial y raster referentes a las cartas escala 1: 50 000 de: Cd. Sahagun, E14-B12; Chignahuapan, E14-B13; Zacatlán, E14-B14; Teziutlán, E14-B15; Apan, E14-B22; Tlaxco, E14-B23; Mexcaltepec, E14-B24; Xonacatlán, E14-B25; Tulancingo, E14-B82; Huachinango, E14-B83; Filomeno Mata, E14-B84 y Cuetzalan, E14-B85, además de las cartas geológico-mineras escala 1: 250 000 Cd. de México E14-2 y Veracruz E14-E, así como las cartas geológico-mineras escala 1: 50 000 de Chignahuapan, E14-B13; Zacatlán, E14-B14; Teziutlán, E14-B14; Mexcaltepec, E14-B24; Xonacatlán, E14-B25, Huachinango, F14-D83 y Perote, E14-B26.

Mediante la manipulación de los datos descargados del INEGI se generaron diferentes modelos digitales de elevación como el “topo to raster”, “slope”, “hillshade”, “TIN” e “hipsométrico”, con los que se pudieron hacer diferentes análisis morfoestructurales con la finalidad de identificar lineamientos volcánicos en conos de escoria y fisuras eruptivas, fallas y fracturas regionales, dominios morfológicos, cambios de drenaje y delimitación de cuencas.

III.2 Trabajo de campo

Inicialmente se realizó una caracterización de las unidades estratigráficas mesozoicas, neógenas y cuaternarias, en base a la cual se definió una columna empleada para desarrollar una cartografía preliminar. El mapa geológico preliminar se utilizó como base para planear las campañas de trabajo de campo y determinar las rutas de acceso. En total se realizaron 162 estaciones de campo (**anexo B**), donde en cada estación se tomaron las coordenadas UTM del sitio, se realizó descripción macroscópica de la roca y se elaboró una columna litológica

representativa considerando el espesor y la distribución geográfica de cada unidad; estos datos permitieron definir la cartografía y secuencia litoestratigráfica mediante la elaboración de columnas compuestas y secciones geológicas.

Para la cartografía de las estructuras (fallas) se determinaron los indicadores cinemáticos observados en planos de falla de acuerdo a la clasificación propuesta por Petit (1987) y Katz et al. (2004), utilizando la relación de corte entre diferentes indicadores cinemáticos como uno de los principales parámetros relacionados a la temporalidad de la deformación.

La medición de los datos estructurales en fallas, así como la estratificación (S_0) y caracterización de pliegues en las rocas sedimentarias se llevó a cabo mediante la técnica coloquialmente denominada como “Regla de la mano derecha”, la cual considera una dirección azimutal (Strike) variable entre 0 y 360° respecto al norte, un buzamiento (Dip) variable entre 0 y 90° respecto a una horizontal, y un pitch (Rake) variable entre 0 y 180 respecto a una horizontal; esta última medición se hace a favor de las manecillas del reloj. Como regla general al aplicar esta técnica, el buzamiento siempre se orienta hacia el cuadrante del lado derecho de la dirección (a 90° respecto al strike), tal como se muestra arriba en la figura 3, en la cual se pueden tomar dos medidas con el mismo dato de dirección y buzamiento, pero con diferente pitch para dos supuestos conjuntos de líneas sobre el plano que pueden visualizarse como estrías.

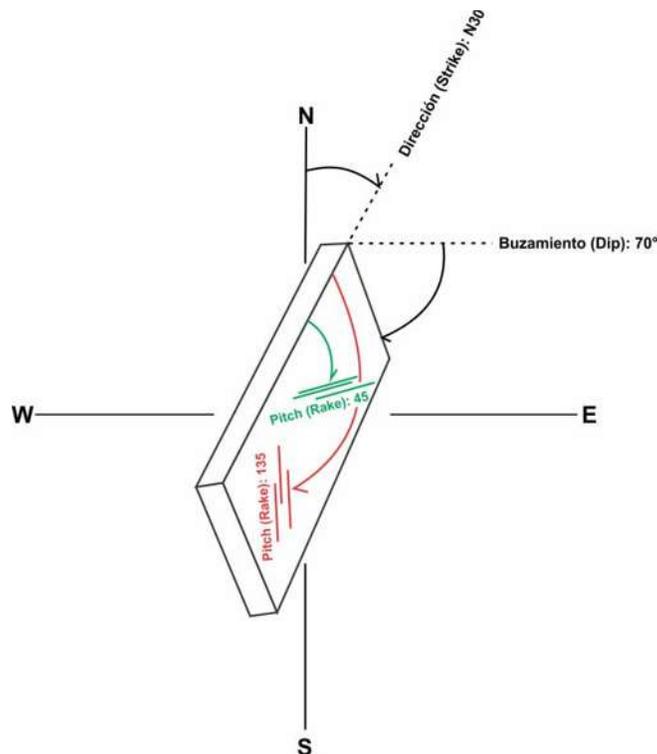


Figura 3. Esquema en el que se representan los datos estructurales comúnmente observados en una falla geológica.

La caracterización de las fallas geológicas regionales involucró la recolección en campo de 1045 datos de falla, cada uno con su respectivo dato de dirección, inclinación y pitch, y su posterior procesamiento y análisis. Los datos estratigráficos y estructurales recabados en campo se procesaron para generar la cartografía geológica y estructural, para lo cual se emplearon los softwares ArcMap 10.5, Global Mapper 18, Google Earth y CorelDraw X8, mismos programas empleados para la elaboración de las secciones geológicas y columnas litológicas.

El trabajo de campo estuvo acompañado por una campaña de muestreo en la que se colectaron las muestras usadas para análisis de química de rocas, petrografía y geocronología. El muestreo se realizó considerando tener control espacial y temporal de todas las rocas volcánicas que componen la columna litológica, teniendo especial cuidado en seleccionar las muestras mejor conservadas, es decir, libres de alteración hidrotermal o meteorización. En total se recolectaron 39 muestras de roca para análisis petrográfico mediante la elaboración de secciones delgadas (**anexo C**), de las cuales, 16 se usaron para análisis químico, 7 para geocronología mediante el método Ar^{40}/Ar^{39} y 1 por U-Pb. El conjunto de datos mencionados previamente se utilizó para elaborar el mapa geológico-estructural, compuesto por 15 unidades litológicas y varias fallas regionales.

III.3 Trabajo de laboratorio y métodos analíticos

Esta etapa consistió en la preparación de las muestras recolectadas en campo para su caracterización mediante diferentes métodos.

Las secciones delgadas se prepararon y describieron en el Instituto de Geofísica Unidad Michoacán IGUM-UNAM. El análisis petrográfico consta de varias etapas: en primer lugar, las muestras recolectadas en campo se cortan en briquetas rectangulares de tamaño aproximado 4x2x2cm. Cada muestra es pulida por una de sus caras más amplias usando abrasivos de carburo de silicio de 240, 400 y 600 μm , la cara pulida se impregna con resina fotosensible y se adhiere a un portaobjetos de vidrio.

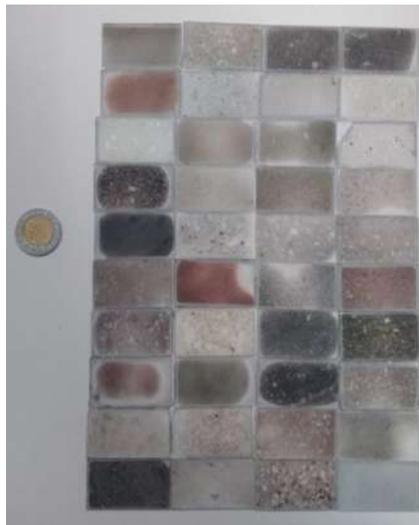


Figura 4. Secciones delgadas en procesamiento para su análisis petrográfico.

Posteriormente se corta y pule nuevamente adicionando el abrasivo de 1000 μm hasta que la sección delgada alcanza un espesor de 30 μm , grosor ideal para caracterizar las propiedades ópticas de los minerales, como son el relieve, pleocroísmo, crucero, figura de interferencia, birrefringencia, ángulo de extinción, isotropía y anisotropía. La descripción petrográfica se llevó a cabo en el laboratorio de petrografía del IGUM, para lo cual se utilizó un microscopio petrográfico marca LEICA modelo DM 2700 P. La clasificación de las rocas ígneas se realizó tomando como base la metodología propuesta por [Le Bas y Streckeisen \(1991\)](#).

Las muestras seleccionadas para análisis geoquímico se procesaron en el IGUM; el procedimiento aplicado se explica a continuación. Inicialmente se cortó una porción de roca libre de meteorización o alteración hidrotermal; esta muestra se rompe en pequeñas esquirlas usando

un martillo de geólogo o una trituradora de quijadas. Las esquirlas producidas son lavadas consecutivamente con agua natural y finalmente con agua destilada hasta quedar libres de impurezas para posteriormente pasar por un proceso de secado en un horno tipo Shel Lab (SL) a 60 °C durante un mínimo de 24 horas. El proceso continúa con la pulverización de la muestra utilizando una pulverizadora HERZOG; del material pulverizado se tomaron aproximadamente 15 gramos de muestra que se enviaron al laboratorio. Las muestras se analizaron en Activation Laboratories (ACTLABS) en Ancaster, Canada, donde se sometieron a un análisis de óxidos mayores y elementos traza mediante la técnica Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS).



Figura 5. Material empleado durante la preparación de las muestras para su análisis geoquímico. a): vasos de precipitado con esquirlas de muestras; b) campana de extracción; c) trituradora HERZOG; d) anillos para pulverización tipo grinding vessel; e) horno tipo Shel Lab (SL); f) muestras preparadas y empaquetadas para su envío al laboratorio.

Finalmente, las muestras seleccionadas para geocronología mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se cortaron en briquetas con tamaños aproximados 6x6x3 cm que después fueron lavadas y secadas. El análisis se llevó a cabo en ANU Ar/Ar Dating Laboratories-Research School of Earth Sciences, Australian National University, Australia.



Figura 6. Preparación de muestra mediante bateo para separar zircones.

La preparación de la muestra (separación y montaje de zircones) fechada mediante el método U/Pb se realizó en el IGUM (Fig. 6), mientras que su análisis se llevó a cabo en el Laboratorio Interinstitucional de Geocronología Ar (LIGAr) en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México campus Juriquilla, Querétaro.

III.4 Procesamiento de datos

El procesamiento de datos se llevó a cabo en varias fases: tras las campañas de campo, los datos estructurales recabados se vaciaron en una base de datos de Excel en la que se diferencié cada uno de los atributos de las fallas; la clasificación de las estructuras también consideró la jerarquía de las fallas de acuerdo a las observaciones hechas en campo, de tal forma que se pudiera discriminar entre las fallas principales y las secundarias; los datos se procesaron usando los softwares Win-Tensor 5.8.8 y Spheristat 3.

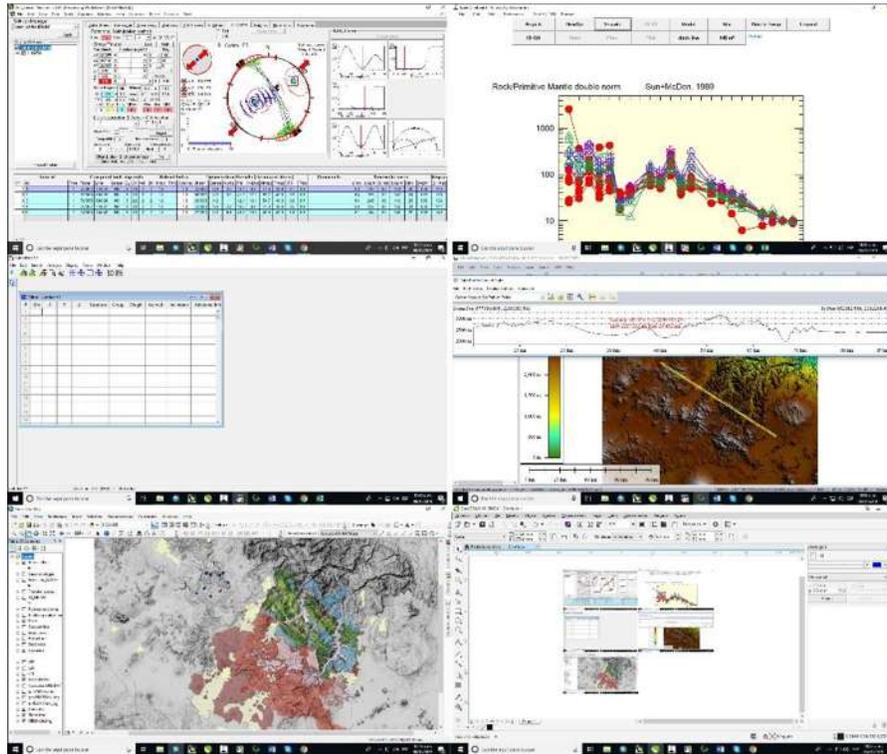


Figura 7. Procesamiento de datos mediante el empleo de diferentes softwares.

Los softwares Win-Tensor 5.8.8 y Spheristat 3 permiten calcular la configuración de los tensores de deformación asociados a un evento determinado al caracterizar los indicadores cinemáticos, como son las estrías asociadas al desplazamiento de falla geológica, por otro lado, se realizaron diagramas de rosa que permiten definir las tendencias principales de fallamiento e inclinación de los mismos.

Finalmente, los datos geoquímicos se procesaron empleando el software IgPET en el que se elaboraron múltiples diagramas de clasificación para elementos mayores (TAS, Harker) y diagramas binarios y multielementales para elementos traza; estos diagramas permiten definir tendencias de comportamiento en los elementos mayores y marcan la pauta de procesos petrogenéticos en los elementos traza.

III.5 Integración, discusión y resultados

Durante esta etapa se conjuntó toda la información recabada y procesada del trabajo de campo, gabinete y resultados de laboratorio para elaborar las secciones geológicas, columna estratigráfica general, mapa geológico estructural y el modelo de evolución tectónica y magmática. Estos datos se utilizaron como base para establecer una discusión sobre los problemas centrales de la investigación y redacción de los resultados finales.

IV. RESULTADOS

IV.1 Estratigrafía

En este capítulo se exponen los resultados de la geología del HCh: su estratigrafía, cartografía de las unidades litológicas y geología estructural (ver mapa geológico en la figura 9). La geología del HCh puede dividirse en dos áreas generales: la porción NE y la porción SW. La porción NE está constituida en su mayor parte por rocas sedimentarias perteneciente a la SMOr que en este trabajo se denominan como “Secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácico”.

IV.1.1 Secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácico

Las unidades más antiguas afloran sobre el Río Axaxalpa en la estación AcF-77 ubicada al SE de Chignahuapan (**anexo B**). En este sitio se observa una secuencia estratificada con más de 50 m de espesor conformada por lutitas bituminosas laminares de color negro, y horizontes de areniscas color gris con espesor inferior a 30 cm (Fig. 8).

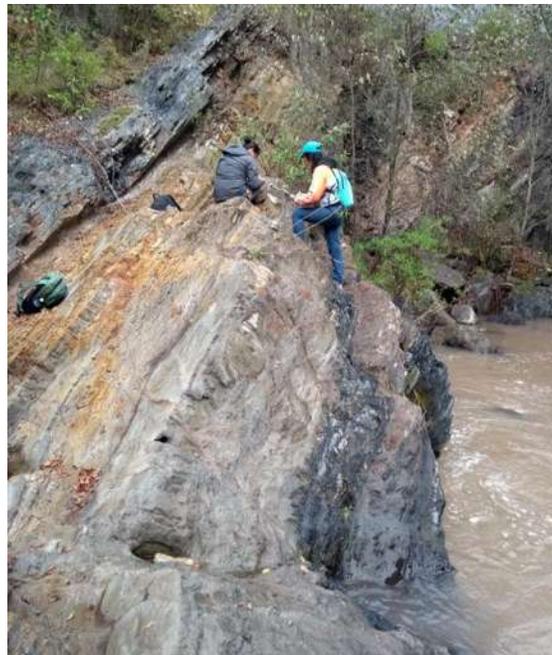


Figura 8. Secuencia de lutitas-areniscas sobre el Río Axaxalpa al SE de Chignahuapan.

Algunos horizontes de arenisca de origen continental contienen clastos redondeados de basaltos vesiculares con diámetro de hasta 50 cm. Estas rocas están muy deformadas y basculadas con un plano de orientación S_0 de N145-51. Las rocas jurásicas también afloran al este de Tetela de Ocampo, donde cabalgan las unidades del Cretácico, así como en el límite NE del horst.

A medida que decrecía el aporte de material terrígeno a finales del Jurásico superior, aumentó el depósito de carbonatos que dominaron los ambientes sedimentarios durante la mayor parte del Cretácico. En varios sitios sobre la carretera que conecta Zacatlán con San Miguel Tenango afloran las rocas del Cretácico inferior.

En la estación AcF-53 (Fig. 10) ubicada sobre el Río Axaxalpa al sur de Zacatlán, las rocas cretácicas están caracterizadas por estratificación bien definida y rítmica con estratos de caliza que varían entre 10 y 42 cm de espesor ocasionalmente con presencia foraminíferos, bandas y nódulos de pedernal, así como horizontes de lutita laminar. La secuencia se encuentra deformada, donde las capas tienen una estratificación S_0 N140-53.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acozulco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

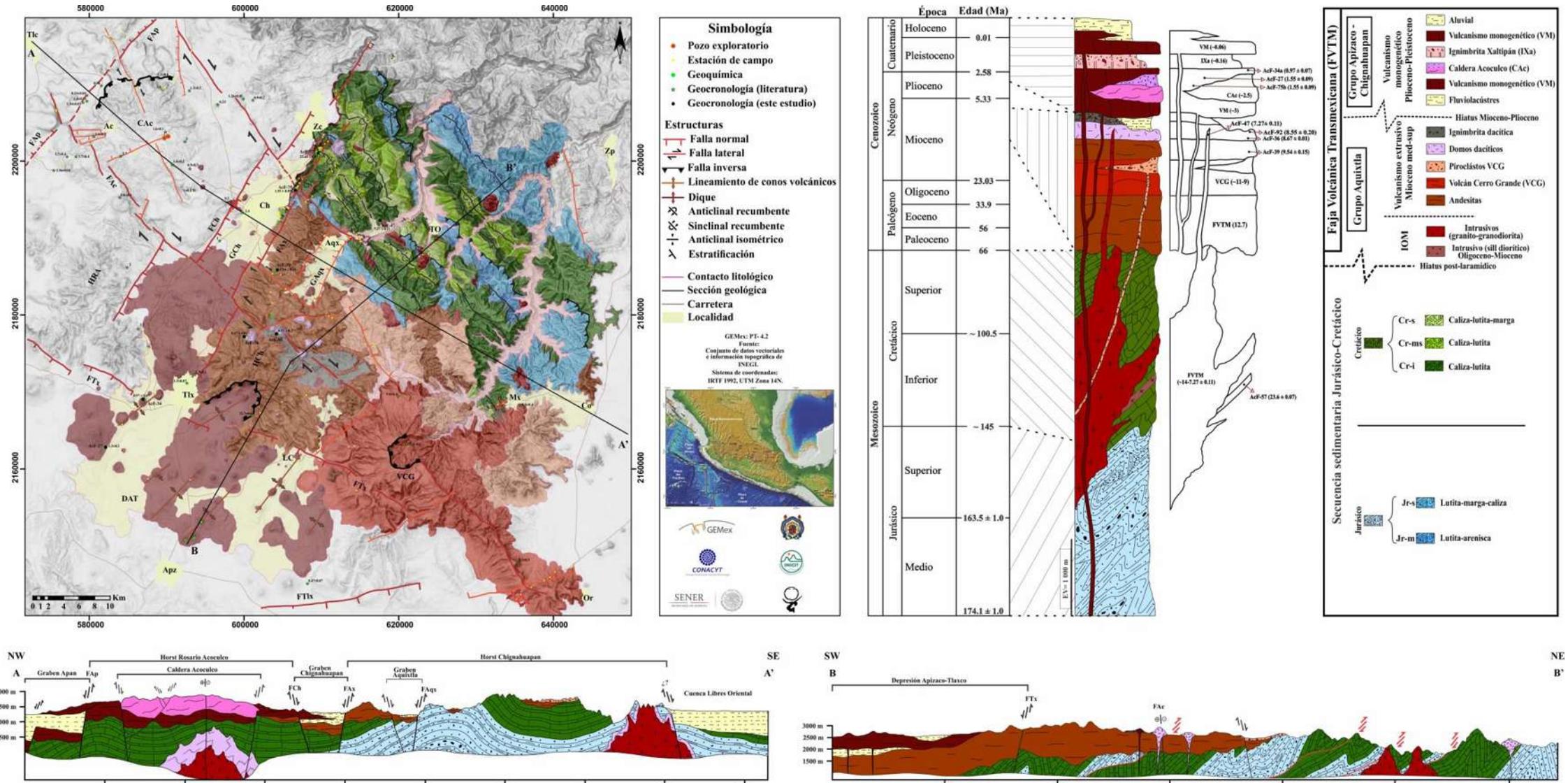


Figura 9. Mapa geológico del Horst Chignahuapan. GAP: Graben Apan; HRA: Horst Rosario Acozulco; GCh: Graben Chignahuapan; HCh: Horst Chignahuapan; GAqx: Graben Aquixtla; Fap: Falla Apan; FCh: Falla Chignahuapan; FAX: Falla Axaxalpa; FAC: Falla Acozulco; FTx: Falla Tlaxco; FTlx: Falla Tlaxcala; CAC: Caldera Acozulco; VCG: Volcán Cerro Grande; DAT: Depresión Apizco-Tlaxco; Tlc: Tulancingo; Ac: Acozulco; Zc: Zacatlán; Ch: Chignahuapan; Tlx: Tlaxco; Aqx: Aquixtla; TO: Tetela de Ocampo; Zp: Zacapoaxtla; Co: Coyuaco; Mx: Mexcaltepec; LC: Lázaro Cárdenas; Apz: Apizaco; Or: Oriental; Jr-m: Jurásico medio; Jr-s: Jurásico superior; Cr-i: Cretácico inferior; Cr-ms: Cretácico medio-superior; Cr-s: Cretácico superior; IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; VM: Vulcanismo Monogenético; IXa: Ignimbrita Xaltipán.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Aocolco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez



Figura 10. Secuencia de calizas intercaladas con horizontes de lutita que afloran en la estación AcF-53.

La transición de Cretácico inferior al Cretácico superior está marcada por un ligero incremento de material terrígeno, ya que a finales del Cretácico las calizas se hacen menos representativas paralelamente a la deposición de margas y lutitas con horizontes de glauconita y bentonita.

Las unidades del Cretácico superior se observan sobre el Río Axaxalpa en la estación AcF-55 y AcF-56, así como en las estaciones AcF-7 y AcF-8 localizadas sobre el HCh. La sección tipo corresponde a la estación AcF-55 (Fig. 11), donde los estratos de margas-lutitas presentan un espesor promedio de 10 cm, así como bandas y nódulos de glauconita de hasta 8 cm.

Aunque en este trabajo no se realizó una caracterización exhaustiva de las rocas sedimentarias, se pudieron identificar las unidades primarias. Por otra parte, el espesor de toda la secuencia sedimentaria puede variar debido a repeticiones provocadas por las cabalgaduras, sin embargo, en la mayoría de los trabajos se reportan espesores promedio de 2000 m para las unidades jurásicas y ~ 1500 m para la secuencia del Cretácico.



Figura 11. Secuencia de margas-lutitas sobre el Río Axaxalpa con horizontes de glauconita color verde.

Posterior a la sedimentación del Mesozoico y la Orogenia Laramide, las evidencias de campo y datos geocronológicos marcan un *hiatus* geológico que se extiende hasta el Oligoceno-Mioceno, aunque los datos radiométricos sitúan las primeras pulsaciones de la FVTM en el Mioceno medio en una relación discordantemente con las unidades sedimentarias. Esta relación fue claramente identificada en las estaciones AcF-45 ubicada al este de Aquixtla y la estación AcF-74 localizada sobre la traza del Río Axaxalpa (Fig. 12).



Figura 12. Hiatus representado por la discordancia angular entre las rocas sedimentarias plegadas y un flujo de lava en bloques sobre el Río Axaxalpa. La discordancia se marca por la línea punteada color amarillo.

IV.1.2 Grupo Aquixtla

Se denomina Grupo Aquixtla a todo el conjunto de rocas volcánicas intrusivas y extrusivas del Mioceno que afloran sobre el HCh (excepto por el sill diorítico del Oligoceno tardío). El Gpo. Aquixtla está conformado por dos subgrupos: i) los intrusivos de composición granito-diorita distribuidos sobre la porción NE del HCh intruyendo la Secuencia sedentaria del Jurásico-Cretácico; ii) las rocas extrusivas predominantemente de composición andesítica, un grupo de domos dacíticos emplazados al suroeste de la localidad Aquixtla, andesitas basálticas y las unidades efusivas y explosivas del VCG; este subgrupo aflora en el sector suroeste del HCh.

IV.1.2.1 Intrusivos Oligoceno-Mioceno (IOM)

En varios sitios sobre el HCh se lograron identificar una serie de cuerpos intrusivos de composición variable entre diorita y granito. El más antiguo de estos cuerpos está representado por un sill diorítico (muestra AcF-57) que aflora sobre el Río Axaxalpa al sur de Zacatlán donde intruye una secuencia estratificada de margas-lutitas con planos S₀ N153-57 (Fig. 13). El sill diorítico de aproximadamente 1.3 m de espesor es color gris-verde y presenta textura porfídica compuesta por fenocristales de anfíbol inmersos en una matriz microcristalina. Los resultados del análisis por Ar⁴⁰/Ar³⁹ arrojan una edad de 23.60 ± 0.07 Ma para este cuerpo intrusivo (tabla 1), situándose en la transición Oligoceno-Mioceno.

Tabla 1. Resultados de los análisis geocronológicos por Ar⁴⁰/Ar³⁹ y U/Pb obtenidos en este estudio. **VM:** Vulcanismo Monogenético; **IOM:** Intrusivos Oligoceno-Mioceno; **FVTM:** Faja Volcánica Transmexicana.

Muestra	Secuencia	Composición	X	Y	Método	Material	Edad (Ma)
AcF-34a	VM	Basalto	587217	2169045	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹	Roca total	0.97 ± 0.07
AcF-27	VM	Basalto andesítico	581879	2162769	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹	Roca total	1.04 ± 0.13
AcF-75b	VM	Basalto	606795	2196374	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹	Roca total	1.55 ± 0.09
AcF-47	IOM	Granodiorita	617595	2192047	U/Pb	Zircones	7.27 ± 0.11
AcF-92	FVTM	Dacita	604458	2177478	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹	Roca total	8.55 ± 0.20
AcF-36	FVTM	Dacita	600031	2176991	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹	Roca total	8.67 ± 0.01
AcF-39	FVTM	Andesita	604023	2185862	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹	Roca total	9.54 ± 0.15
AcF-57	IOM	Diorita	609989	2201089	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹	Roca total	23.60 ± 0.07

Todos los cuerpos intrusivos cortan las rocas sedimentarias, aunque no se pudieron identificar grandes zonas de metamorfismo de contacto entre estos y las unidades calcáreas. En campo no

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

observó que los cuerpos intrusivos afectarían a las rocas volcánicas extrusivas, aunque estas observaciones contrastan con el dato radiométrico obtenido para muestra AcF-47. Los resultados del análisis geocronológico por los métodos Ar^{40}/Ar^{39} y U/Pb para las muestras de este estudio se muestran en la tabla 1, mientras que en la tabla 2 se presenta una compilación de edades reportadas en diversos estudios para rocas volcánicas de la zona de estudio y áreas circundantes. Los datos completos sobre el análisis geocronológico (método y gráficas) se pueden consultar en el **anexo D**.



Figura 13. Sill de composición diorítica intruyendo unidades sedimentarias del Cretácico superior en la estación AcF-57 localizada sobre el Río Axaxalpa.

Tabla 2. Datos radiométricos publicados en varios estudios para rocas volcánicas de las áreas de Apan (García-Palomo et al., 2002; García-Tovar et al., 2015), Acoculco (López-Hernández, 2009; López-Hernández et al., 2009; Avellán et al., 2018) y el HCh (García-Palomo et al., 2002; Carrasco-Núñez et al., 1997).

X	Y	Metodo	Unidad	Edad (Ma)	X	Y	Metodo	Unidad	Edad (Ma)
581555	2209798	Ar^{40}/Ar^{39}	Wh-r	0.06	592616	2171147	K/Ar	Bs	1.5±0.07
598253	2194787	K^{40}/Ar^{40}	Bs	0.2	589829	2203780	K/Ar	Dc	1.6±0.1
596580	2207305	Ar^{40}/Ar^{39}	Wh-r	0.23	590723	2199542	Ar/Ar	Bs	1.6±0.2
579690	2208527	K^{40}/Ar^{40}	Bs	0.24±0.04	578272	2200589	K/Ar	Rhy	1.7±0.4
608210	2145103	K^{40}/Ar^{40}	Bs	0.49±0.07	577109	2200584	K/Ar	Rhy	1.7±0.4
557332	2193131	K^{40}/Ar^{40}	Bs	0.8±0.2	592368	2202522	Ar/Ar	Wh-r	2
583939	2195266	Ar^{40}/Ar^{39}	Rhy	0.8±0.1	584881	2186168	Ar/Ar	Wh-r	2
517492	2152288	K^{40}/Ar^{40}	Bs-And	0.8±0.2	599752	2193382	Ar/Ar	Wh-r	2.4
592994	2199001	Ar^{40}/Ar^{39}	Bs	0.9±0.3	589436	2209324	Ar/Ar	Wh-r	2.4
601144	2207900	K^{40}/Ar^{40}	Bs-And	0.9±0.2	580120	2229003	Ar/Ar	Tb-Rhy	2.7±0.1
596869	2189649	Ar^{40}/Ar^{39}	Wh-r	1	584104	2200645	Ar/Ar	Wh-r	2.7
593533	2196237	K^{40}/Ar^{40}	Bs-And	1±0.3	562043	2187042	K/Ar	Dc	3±0.4
586305	2178203	Ar^{40}/Ar^{39}	Wh-r	1.2	583607	2228282	K/Ar	Dc	3±0.3
599923	2208077	Ar^{40}/Ar^{39}	Tb-Rhy	1.26±0.05	635658	2168312	K/Ar	Gpo. Coyuaco	8.9±0.4
588922	2210785	K^{40}/Ar^{40}	Rhy	1.3±0.6	619915	2169450	K/Ar	And	9.0±0.4
592941	2209145	Ar^{40}/Ar^{39}	Tb-Rhy	1.3±0.2	635367	2147860	K/Ar	And	9.7±0.5
593659	2172259	K^{40}/Ar^{40}	And-Bs	1.3±0.2	620973	2163258	K/Ar	And	11.0±0.6
579694	2207789	K^{40}/Ar^{40}	Rhy	1.34±0.03	558812	2176752	K/Ar	Bs	12.6±0.4
575372	2198794	K^{40}/Ar^{40}	Dm	1.36±0.04	559040	2178013	Ar/Ar	Tb-Rhy	12.6±0.4
579171	2207602	K^{40}/Ar^{40}	Dm	1.4±0.03	601116	2166950	K/Ar	And	12.7±0.6
580587	2203182	K^{40}/Ar^{40}	Tb-Rhy	1.4±0.2	561114	2184690	K/Ar	And	13.4±0.6

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acozulco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

Al ENE de Aquixtla (estación AcF-47) aflora una granodiorita de estructura masiva (Fig. 14), color gris y fracturamiento sub horizontal asociado a descompresión. Esta roca presenta textura fanerítica conformada por un ensamblaje mineral de feldespato-cuarzo-biotita-hornblenda. Para esta roca se obtuvo una edad de 7.27 ± 0.11 Ma mediante el método U/Pb.



Figura 14. Granodiorita emplazada al ENE de Aquixtla.

Al sur de la comunidad Tetela de Ocampo, aflora un granito color amarillento de estructura masiva y fuertemente afectado por meteorización. En muestra de mano su ensamblaje mineral está constituido por cuarzo-biotita-feldespatos.

En el límite sureste del HCh, en corte de carretera aflora un intrusivo de geometría lacolítica en la estación AcF-103 (Fig. 15) ubicada al oeste de Mexcaltepec. Este intrusivo diorítico es color gris oscuro y presenta una textura porfídica constituida por fenocristales de piroxeno y plagioclasas inmersos en una matriz microcristalina. Este cuerpo intruye calizas y lutitas en las que se puede observar una franja de aproximadamente 1 m de espesor con tonalidades amarillas y rojizas, área en la que se observaron bajos grados de recristalización en las rocas sedimentarias.

En muestra de mano, los intrusivos del HCh no desarrollan texturas faneríticas propias de cuerpos batolíticos, sino que más bien presentan texturas porfídicas y matriz microcristalina, propiedades correlacionables con su caracterización petrográfica.

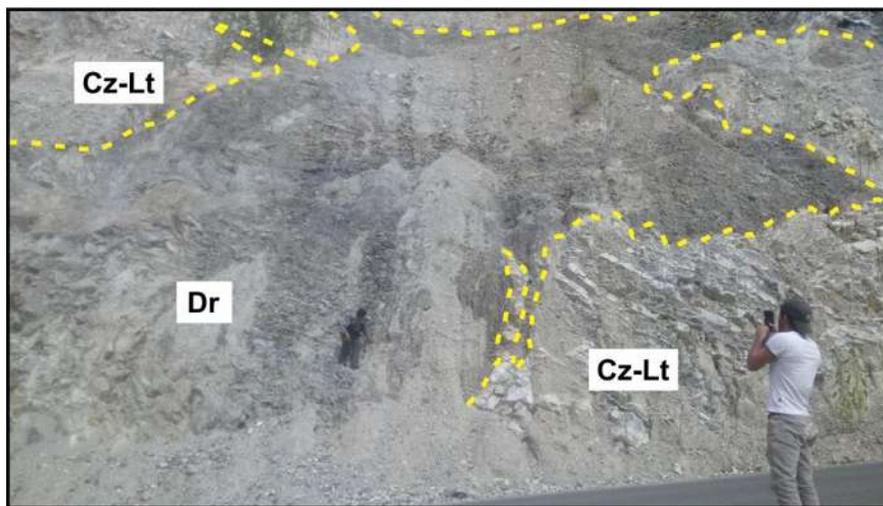


Figura 15. Corte de carretera en la estación AcF-103 donde un intrusivo de geometría lacolítica intruye una secuencia de caliza-lutita depositada en el Cretácico superior. Cz-Lt: Caliza-Lutita; Dr: Diorita.

IV.1.2.2 Vulcanismo extrusivo Mioceno medio-superior

La porción SW del HCh está cubierta por rocas volcánicas extrusivas de composición variable entre basalto y riolita, aunque las andesitas dominan en volumen y distribución. Las rocas volcánicas extrusivas más viejas del HCh afloran al E de Tlaxco. Según los datos publicados por [García-Palomo et al. \(2002\)](#), esta unidad denominada Andesita El Peñón se emplazó hace 12.7 ± 0.6 Ma. En este trabajo, esta roca se reconoció en la estación AcF-94 donde aflora como un flujo de lava color gris-morado de estructura masiva y textura porfídica constituida por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno inmersos en una matriz vítrea. Esta unidad es correlacionable con la andesita encontrada al sur de Aquixtla (estaciones AcF-109, AcF-110a y AcF-110b).

En el extremo SE del HCh se localiza el Volcán Cerro Grande (VCG), el cual fue clasificado como un estratovolcán compuesto principalmente por lavas andesíticas y productos piroclásticos emitidos entre 11 y 9 Ma ([Carrasco-Núñez et al., 1997](#); [Gómez-Tuena, 1999](#); [Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000](#)). El fin de la actividad del VCG fue contemporáneo al emplazamiento de las andesitas que afloran al sur de Chignahuapan y en las inmediaciones de Aquixtla (estación AcF-39) para las que se obtuvo una edad Ar^{40}/Ar^{39} de 9.54 ± 0.15 Ma. Estas rocas generalmente presentan estructura masiva y textura porfídica conformada por fenocristales de plagioclasa y piroxenos inmersos en una matriz vítrea.

En el Mioceno superior se emplazaron un grupo de domos dacíticos al suroeste de Aquixtla para los que se obtuvieron dos edades Ar^{40}/Ar^{39} de 8.67 ± 0.01 Ma (AcF-36) y 8.55 ± 0.20 (AcF-92). Estos domos se caracterizan por presentar estructura masiva y una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo. A estas estructuras también se asocia una secuencia de más de 15 m de espesor compuesta por depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de caída que aflora principalmente al sur de los domos. La actividad volcánica extrusiva del Mioceno medio-superior cierra con el emplazamiento de los domos dacíticos; a esta etapa prosiguió el depósito de una secuencia fluviolacustre que a la vez precede el inicio del vulcanismo monogenético del Plioceno-Pleistoceno que en este trabajo se denomina como Grupo Apizaco-Chignahuapan.



Figura 16. Secuencia de sedimentos fluviolacustres que afloran al E de Lázaro Cárdenas y NW del VCG.

La figura 16 muestra un afloramiento situado al noroeste del VCG donde se depositó una secuencia de sedimentos fluviolacustres que sobreyace las lavas del VCG; esta secuencia presenta un espesor promedio de 30 m con mayor aporte de material volcánico (cenizas) hacia la cima de la columna vulcanosedimentaria. En este mismo sitio, estos depósitos son sobreyacidos por un cono de escoria de composición basáltica.

Los sedimentos fluviolacustre separan las fases magmáticas del Mioceno medio-superior y el vulcanismo monogenético. Los datos radiométricos obtenidos para las rocas del HCh indican que el cierre de la primera etapa ocurrió hace 7.27 ± 0.11 Ma, retomándose hace 1.55 ± 0.09 Ma con los basaltos muestreados en la estación AcF-75a y AcF-75b, aunque existen reportes de volcanes monogenéticos con edades próximas en los 3 Ma en el CVAT (García-Palomo et al., 2002; García-Tovar et al., 2015).

Los depósitos fluviolacustres se sitúan sobre el HCh. La geometría de su distribución es difícil de rastrear, aunque aparénteme se limitan al oeste por la FTx que los desplaza hacia el interior de la DAT, por otro lado, previo a la depositación de esta secuencia se requiere la formación de una depresión, por lo que su ambiente de depósito puede relacionarse a pequeñas cuencas desarrolladas durante la extensión NE-SW.

IV.1.3 Grupo Apizaco-Chignahuapan

El Gpo. Apizaco-Chignahuapan hace referencia principalmente al magmatismo del Plioceno-Pleistoceno que está representado por vulcanismo monogenético, aunque en la columna estratigráfica también se incluye el magmatismo de la CAc y la Ignimbrita Xaltipán debido a que tienen correlación temporal; la actividad del Gpo. Apizaco-Chignahuapan es contemporánea al vulcanismo del CVAT. En el área de estudio el vulcanismo monogenético dio paso a la formación conos de escoria, volcanes semiescudo y derrames fisurales distribuidos principalmente en la Depresión Apizaco-Tlaxco (DAT) donde se emplazaron más de 68 volcanes monogenéticos, 17 en el GCh, 8 sobre el HCh y 1 en el GAqx; estas estructuras volcánicas se emplazan con tendencia general NE-SW.

La secuencia fluviolacustre depositada al noroeste del VCG es sobreyacida por conos de escoria basáltica, además de que estas estructuras volcánicas sobreyacen los depósitos piroclásticos producidos por la actividad explosiva de los domos dacíticos que afloran al norte del VCG. En este trabajo se obtuvieron tres edades Ar^{40}/Ar^{39} para las muestras AcF-75b (1.55 ± 0.09 Ma), AcF-27 (1.04 ± 0.13 Ma) y AcF-34a (0.97 ± 0.07 Ma) que sitúan la actividad monogenética en el Pleistoceno. En el cono de escoria de la estación AcF-34 (Fig. 17C) se identificó una pómez bandeada (Fig. 17D) dentro de la estructura del cono.

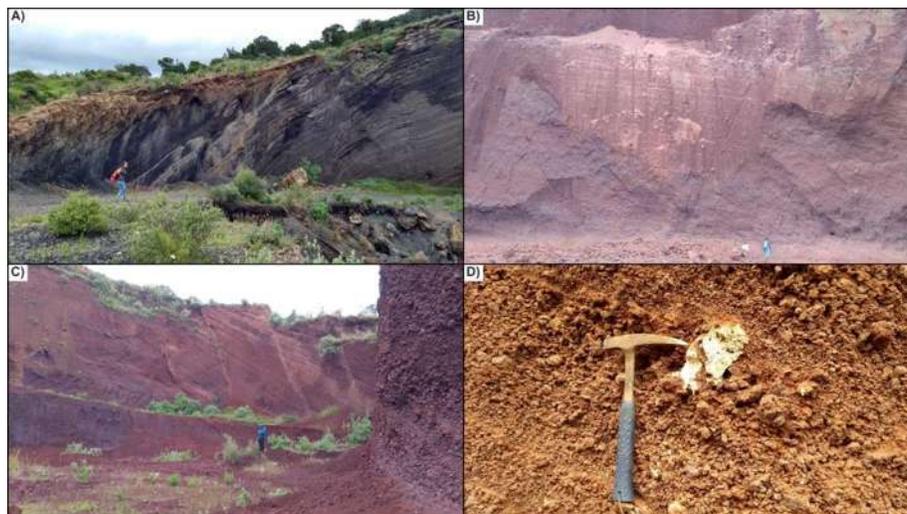


Figura 17. Grupo Apizaco-Chignahuapan representado por conos de escoria del vulcanismo monogenético de edad Plioceno-Pleistoceno identificados en las estaciones AcF-23 (A), AcF-28 (B) y AcF-34 (C). La fotografía D muestra una pómez bandeada encontrada en la estructura interna del cono de escoria de la estación AcF-34.

El vulcanismo monogenético inició en la región de Apan hace aproximadamente 2.25 Ma (García-Palomo et al., 2017), con los registros más recientes hace 0.60 ka en un cono de escoria emplazado al norte de la CAc, de tal manera que su actividad es contemporánea a la formación y posterior actividad de la CAc formada hace 2.7 Ma, aunque se han identificado productos volcánicos de edad inferior a 1 Ma relacionados a su evolución (Avellán et al., 2018).

Por otra parte, en varios sitios de la porción NE del HCh aflora un depósito de flujo piroclástico que sobreyace discordantemente las rocas sedimentarias. Este depósito se caracteriza por su estructura variable con una base moderadamente soldada y frecuentemente de estructura columnar, mientras que su cima es muy deleznable y contiene abundante pómez subredondeada de tamaño lapilli fino a grueso. El espesor de este depósito se incrementa hacia el este y noreste del HCh, ya que al este de Aquixtla tiene aproximadamente 10 m, en las inmediaciones de la localidad Tetela de Ocampo su espesor supera los 20 m, mientras que, en las cañadas al norte de Zacapoaxtla puede superar los 100 m de espesor. Este depósito corresponde a la Ignimbrita Xaltipán relacionada a la formación de la CLH y para la que se reporta una edad de 164 ± 4.2 ka (Carrasco-Núñez et al., 2018).

IV.2 Petrografía y geoquímica de rocas

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos para el análisis petrográfico y su correlación con el análisis de química de rocas por elementos mayores y elementos traza. Los datos geoquímicos muestran una relación directa con la petrografía de las unidades volcánicas que además corresponden en gran medida a los conjuntos estratigráficos descritos anteriormente.

Las rocas procesadas cubren todo el rango composicional basalto-riolita con valores de SiO_2 variables entre 47.52 y 76.03 (wt%) con un pequeño gap de SiO_2 entre 53.8 y 59.5 (wt%) que representa la división entre los dos conjuntos estratigráficos principales: las rocas del Gpo. Aquixtla del Mioceno y las del Gpo. Apizaco-Chignahuapan correspondientes vulcanismo monogenético del Plioceno-Pleistoceno. La abundancia absoluta de los elementos mayores y elementos traza puede ser visualizada en la tabla 3, al igual que la secuencia estratigráfica y la localización de cada una de las muestras.

IV.2.1.1 Grupo Aquixtla

El Gpo. Aquixtla presenta un decremento paulatino de SiO_2 (wt%) entre 76.03 y 59.5, aunque desde el punto de vista petrográfico se subdivide en dos subgrupos principales: los intrusivos del Oligoceno-Mioceno, y los extrusivos del Mioceno medio-superior.

Los intrusivos del Oligoceno-Mioceno destacan por el hecho de que no son cuerpos de textura fanerítica (ver figura 18): los cuerpos de composición granito-granodiorita presentan texturas porfídicas constituidas por fenocristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa (Plg), hornblenda (Hb), biotita (Bt) y cuarzo (Qz) inmersos en una matriz de microfenocristales, mientras que los intrusivos dioríticos son texturalmente similares aunque su paragénesis mineral se constituye por fenocristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa (Plg), hornblenda (Hb), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx). En la mayoría de las muestras se identificaron al menos dos asociaciones mineralógicas, una compuesta por fenocristales de tamaño superior a 200 μm , y otra constituida por microfenocristales con tamaño promedio de 10 μm , además de fenocristales de Plg con zoneamiento, textura tamiz, y en lagunas ocasiones con presencia de xenocristales de Plg con textura mirmequítica (Fig. 18g).

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Aocolco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

Tabla 3. Resultados del análisis químico por elementos mayores y elementos traza de las 16 muestras analizadas en este trabajo.

Secuencia	Intrusivos Mioceno medio			Vulcanismo extrusivo Mioceno medio-superior						Vulcanismo monogenético Plioceno-Cuaternario							
	Clave	AcF-47	AcF-57	AcF-69	AcF-36	AcF-39	AcF-87	AcF-91	AcF-92	AcF-22	AcF-23	AcF-24	AcF-27	AcF-34a	AcF-34b	AcF-75a	AcF-75b
Coodenadas	X: 617595 Y: 2192047	X: 609989 Y: 2201089	X: 624433 Y: 2189954	X: 600031 Y: 2176991	X: 604023 Y: 2185862	X: 604422 Y: 2192153	X: 603542 Y: 2179865	X: 604458 Y: 2177478	X: 592451 Y: 2150795	X: 593550 Y: 2151054	X: 594503 Y: 2153118	X: 581879 Y: 2162769	X: 587217 Y: 2169045	X: 587217 Y: 2169045	X: 587217 Y: 2169045	X: 606795 Y: 2196374	X: 606795 Y: 2196374
Litología	Grd	Sill Dr	Gr	Dc	And	Dc	And	Dc	Bs-And	Bs-And	Bs	Bs-And	Bs	Pmz	Bs	Bs	
SiO ₂	68.72	59.9	71.58	63.94	59.54	63.43	62.03	69.14	52.97	53.79	50.95	53.88	50.77	76.03	47.52	48.59	
Al ₂ O ₃	16.26	16.81	16.04	16.61	17.44	17.4	16.51	15.32	15.83	16.48	16.42	15.82	16.43	11.99	16.57	16.92	
Fe ₂ O ₃ (T)	2.75	5.13	1.69	4.07	5.1	4.61	4.99	3.08	8.32	7.81	9.44	8.35	9.5	1.52	12.52	12.48	
MnO	0.053	0.062	0.025	0.05	0.084	0.045	0.06	0.031	0.119	0.121	0.143	0.13	0.139	0.04	0.171	0.166	
MgO	1.21	2.71	0.37	1.28	3.63	2.07	2.63	0.65	6.75	5.87	6.51	5.82	6.8	0.76	6.1	5.33	
CaO	3.46	5.82	2.76	4.11	7.48	6.09	5.46	3.51	8.19	8.03	9.23	7.45	9.22	1.95	8.69	8.18	
Na ₂ O	4.61	4.51	4.18	3.4	3.91	4.21	3.67	4.45	3.68	3.73	3.53	3.34	3.48	2.48	3.41	3.96	
K ₂ O	1.6	1.53	1.63	2.17	0.98	1.17	1.68	1.96	1.27	1.28	0.83	1.4	1.44	2.38	0.92	0.96	
TiO ₂	0.354	0.992	0.205	0.537	0.707	0.649	0.685	0.42	1.236	1.23	1.564	1.438	1.646	0.213	1.999	2.11	
P ₂ O ₅	0.13	0.34	0.08	0.12	0.16	0.17	0.16	0.13	0.41	0.38	0.39	0.49	0.56	0.03	0.36	0.4	
LOI	1.06	2.51	2.04	3.61	0.62	1.04	1.85	0.9	0.46	0.4	-0.14	0.43	0.01	2.37	1.7	0.21	
Total	100.2	100.3	100.6	99.89	99.65	100.9	99.73	99.59	99.24	99.11	98.86	98.56	100	99.74	99.97	99.3	
Sc	5	13	2	9	11	9	10	5	19	18	23	19	23	3	23	20	
Be	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	2	2	3	1	2	
V	39	115	18	42	107	85	98	32	172	153	183	148	201	11	239	241	
Cr	60	30	40	40	80	40	50	40	250	190	220	220	230	40	50	30	
Co	6	12	2	11	17	11	16	6	31	28	37	28	34	2	45	42	
Ni	6	10	2	20	53	29	30	7	131	109	99	110	98	4	54	40	
Cu	9	17	2	31	34	17	36	11	27	30	31	27	29	23	29	23	
Zn	37	65	33	53	63	46	74	48	89	80	75	89	87	37	92	101	
Cd	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	
S	0.002	0.03	0.003	0.011	0.002	< 0.001	0.195	0.002	0.003	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	
Ga	17	20	17	17	19	20	18	19	20	20	18	20	19	20	22	23	
Ge	0.9	1.2	1.1	1	0.9	1	1.1	1.2	1.2	1.3	1.4	1.4	1.4	0.8	1.5	1.5	
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
Rb	25	20	25	58	13	17	40	37	19	19	12	23	21	91	14	10	
Sr	474	1890	465	526	1048	997	583	427	720	584	567	569	759	483	633	595	
Y	9.3	17	7.4	18.9	12.2	20.8	23.8	25.7	21.6	22.7	24.8	31.7	27.5	16.7	27.2	30.2	
Zr	116	153	84	121	86	120	150	132	181	195	195	317	237	120	197	211	
Nb	3.2	5.4	2.4	5.5	2.9	3.7	5.6	4.7	8.2	8.6	12.7	16.2	12.1	4.9	12.8	14	
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	
Ag	< 0.3	0.4	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	1	1	1	1	< 1	1	1	
Sb	< 0.2	0.3	< 0.2	0.3	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	
Cs	0.2	0.6	0.3	1.5	0.3	1.8	1	0.5	0.4	0.4	< 0.1	0.3	0.3	8.1	0.3	< 0.1	
Ba	399	925	372	364	256	307	346	455	399	335	242	498	468	585	217	255	
La	15.6	29.7	12.2	19.7	12	25.9	18	36.8	24	20.9	19.2	36.5	31.7	21.5	18.2	20.3	
Ce	30.9	63.7	22.5	34.8	25.6	33.4	37.5	39.4	54.1	47	42.2	74.9	69.8	39.7	41.2	47.3	
Pr	3.55	7.89	2.83	4.74	3.45	6.68	4.69	6.78	6.88	5.96	5.42	9.19	8.83	4	5.4	6.21	
Nd	13.5	32.1	10.6	17.7	14.2	26.3	19.4	26.5	28.7	24.9	22.5	36.8	37.5	12.9	23.2	27	
Sm	2.78	5.81	1.98	3.32	3.13	5.59	4.23	4.82	6.13	5.8	5.34	7.58	8.28	2.51	5.54	6.45	
Eu	0.818	1.79	0.574	1.02	1.11	1.62	1.21	1.37	1.86	1.77	2.05	2.41	0.409	1.86	2.07	2.07	
Gd	2.05	4.13	1.63	3.42	2.54	4.49	4.14	4.21	5.08	4.77	4.86	6.4	6.37	1.99	5.44	5.94	
Tb	0.28	0.58	0.23	0.54	0.39	0.71	0.68	0.6	0.71	0.73	0.8	0.93	0.93	0.35	0.88	0.95	
Dy	1.58	3.1	1.26	3	2.24	3.96	4.01	3.28	3.96	4.12	4.66	5.56	5.03	2.3	5.08	5.63	
Ho	0.31	0.6	0.24	0.61	0.41	0.69	0.77	0.66	0.76	0.76	0.84	1.04	0.93	0.51	0.98	1.09	
Er	0.88	1.67	0.68	1.74	1.12	1.91	2.12	1.85	2.07	2.21	2.46	3.01	2.58	1.65	2.7	3.01	
Tm	0.132	0.232	0.099	0.25	0.161	0.267	0.306	0.259	0.298	0.311	0.362	0.416	0.37	0.272	0.371	0.402	
Yb	0.84	1.43	0.62	1.66	1.02	1.7	1.93	1.62	1.9	2.05	2.21	2.68	2.29	1.95	2.28	2.53	
Lu	0.122	0.207	0.092	0.262	0.162	0.25	0.281	0.233	0.256	0.281	0.319	0.385	0.303	0.303	0.338	0.371	
Hf	2.5	4.1	2.2	3	2.3	3.4	4.3	3.8	4.7	4.8	4.6	7.2	5.7	3.3	4.8	5.5	
Ta	0.38	0.34	0.27	0.51	0.26	0.17	0.38	0.41	0.55	0.6	0.77	1.05	0.78	0.86	0.85	0.88	
W	8.2	1	2.2	4.4	7.1	3.6	2.6	< 0.5	1.8	3.3	3.1	13.7	0.6	4.3	6.6	1.6	
Tl	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.9	< 0.05	< 0.05	
Pb	< 3	< 3	< 3	3	< 3	< 3	6	4	6	6	3	7	5	8	6	6	
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	
Th	2.65	3.12	1.64	7.63	1.61	1.89	4.41	3.49	2.16	1.92	1.49	3.13	4.05	13	1.3	1.36	
U	0.67	0.62	0.6	2.19	0.57	0.52	1.46	0.92	0.69	0.63	0.5	0.94	1.4	3.56	0.43	0.5	
Au	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	5	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	
As	< 0.5	2.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	
Br	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	2.3	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	
Cr	53	26	32	36	63	28	38	24	195	168	169	195	201	37	40	21	
Ir	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
Sc	3.9	9.8	2	6.8	8.8	7.3	8.4	3.8	14.4	14.6	16.9	16	18.1	2.4	16.9	15.3	
Se	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.3	< 0.2	< 0.2	

En todas las muestras de intrusivos se observaron minerales opacos (probablemente de hematita-magnetita Hm-Mt) diseminados en la matriz con abundancia promedio de 5%, aunque relativamente inferior en las muestras granito.

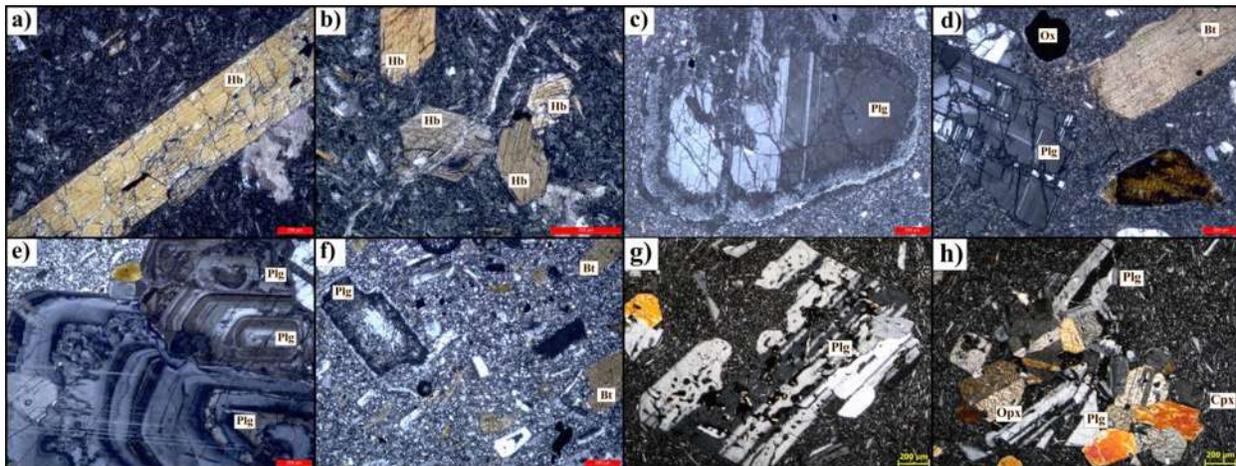


Figura 18. Conjunto fotográfico en nicoles cruzados de muestras de cuerpos intrusivos del Oligoceno-Mioceno. **a-b:** fenocristales de Hb euhedral; **c:** fenocristal subhedral de Plg disequilibrada; **d:** fenocristales subhedrales de Plg y Bt; **e:** fenocristales de Plg con zoneamiento múltiple; **f:** fenocristal de Plg con textura tamiz; **g:** xenocristal de Plg con textura mirmequítica; **h:** fenocristales de Plg, Opx y Cpx en textura glomeroporfídica y matriz de microfenocristales.

Por otra parte, las rocas extrusivas del Mioceno medio-superior se caracterizan petrográficamente por presentar abundantes evidencias de haberse sometido a diversos procesos petrológicos. La mayoría de las muestras contienen al menos dos asociaciones mineralógicas que dan lugar a texturas porfídicas con matrices microlíticas holocristalinas e hipocristalinas (Fig. 19). La paragénesis mineral de las rocas andesíticas está constituida por Plg-Opx-Cpx-Hb, en las andesitas basálticas desaparece la Hb, y en las dacitas desaparecen los piroxenos (Px) que son sustituidos por Bt y Qz.

Un elemento comúnmente presente en las rocas extrusivas del Mioceno medio-superior son los fenocristales de Plg euhedral y subhedral con textura tamiz (Fig. 19 **a-b**, **c-d**, **e-f**), algunos de ellos con hasta tres fases termodinámicas; estos cristales habitualmente se encuentran en coexistencia con otros fenocristales de Plg que carecen de textura tamiz (ver fotografías **c-d** y **e-f** de la figura 19). También es frecuente la presencia de fenocristales de Hb euhedral y subhedral con bordes descompresión y fenocristales subhedrales y anahedrales probablemente de Px con remplazamiento parcial a total (ver fotografía **g-h**, **i-j** y **k-l** de la figura 20), así como fenocristales de Plg con zoneamiento múltiple (Fig. 19 **m-n**, **ñ-o** y **p-q**). Así mismo, en algunas muestras se identificaron xenocristales de Plg (Fig. 19 **r-s**) y Px (Fig. 19 **t-u**) con morfología euhedral, subhedral y anahedral; los xenocristales no se presentan como una población.

Finalmente, en dos muestras andesíticas se identificaron xenolitos mineralógica y texturalmente diferentes a la roca asimiladora. Las andesitas son similares a las descritas anteriormente, sin embargo, los xenolitos presentan textura fanerítica de grano fino con cristales de tamaño promedio de 300 μm con morfología euhedral-subhedral, y paragénesis mineral de Plg-Px-Hb y Bt como mineral accesorio (Fig. 19 **v-w**). Por otra parte, el contenido de minerales opacos diseminados es notablemente mayor en los fragmentos de roca asimilados que en la roca asimiladora, tal como se muestra en la fotografía **w** en nicoles paralelos de la figura 19.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Aocolco y Los Humeros, Puebla

Fidel Gómez Alvarez

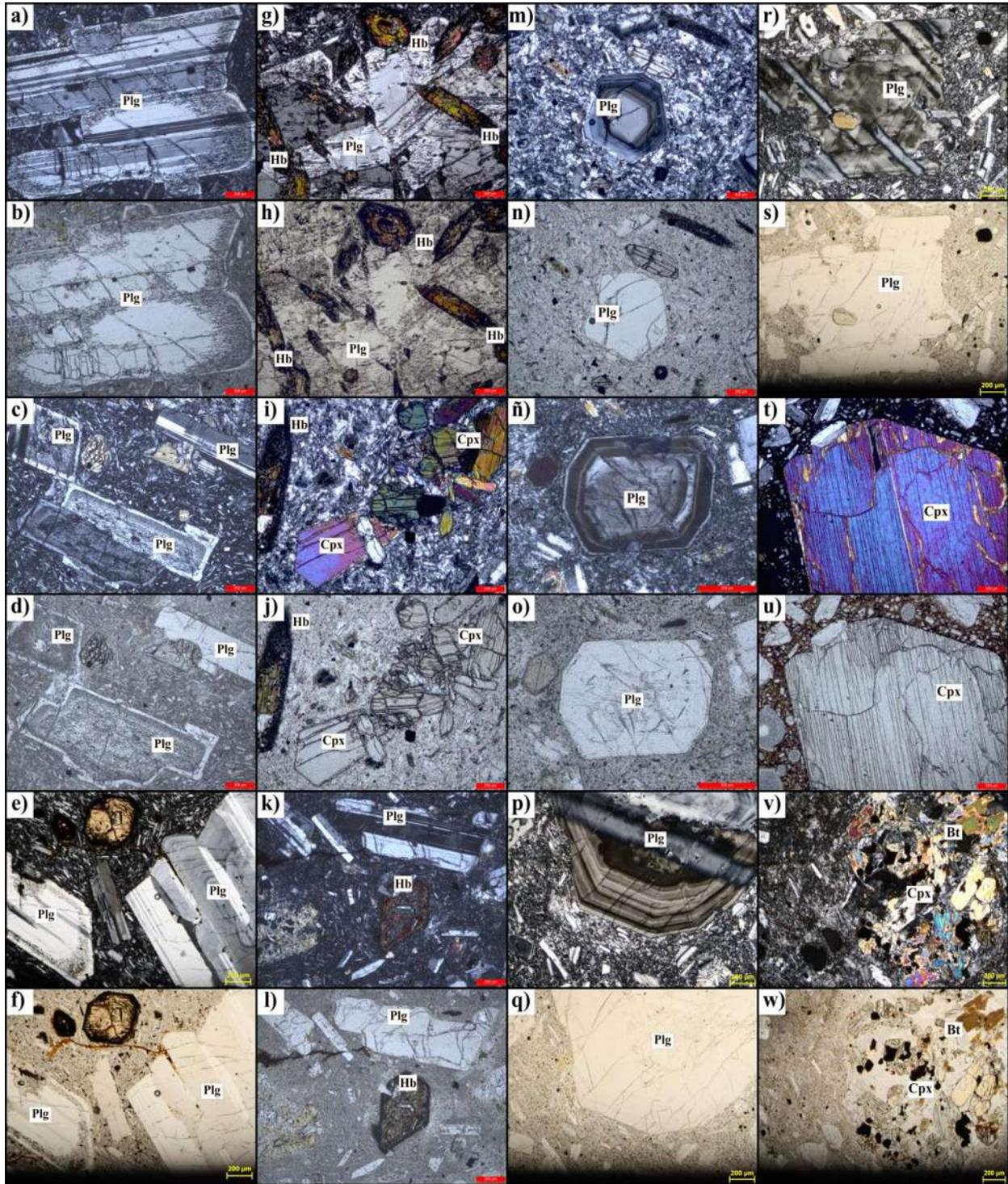


Figura 19. Conjunto fotográfico en nicols cruzados y nicols paralelos de diferentes muestras del Gpo. Aquixtla en las que se observan fenocristales del Plg con textura tamiz (a, b, c, d, e, f), fenocristales de Hb con bordes de descompresión (g, h, i, j, k, l), fenocristales de Plg con zoneamiento múltiple (m, n, ñ, o, p, q), xenocristal anhedral de Plg (r-s), xenocristal euhedral de Cpx (t, u) y xenolito asimilado (v, w).

IV.2.1.2 Grupo Apizaco-Chignahuapan

Los basalto y basalto andesíticos del Gpo. Apizaco-Chignahuapan presentan un rango de SiO₂

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acozulco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

variable entre 47.5 y 53.82 (wt%). Estas rocas son composicionalmente muy similares, congruente con su caracterización petrográfica mineralógicamente homogénea, aunque existen dos sub grupos que aparentemente tienen relación directa con el tipo de estructura volcánica a la que pertenecen.

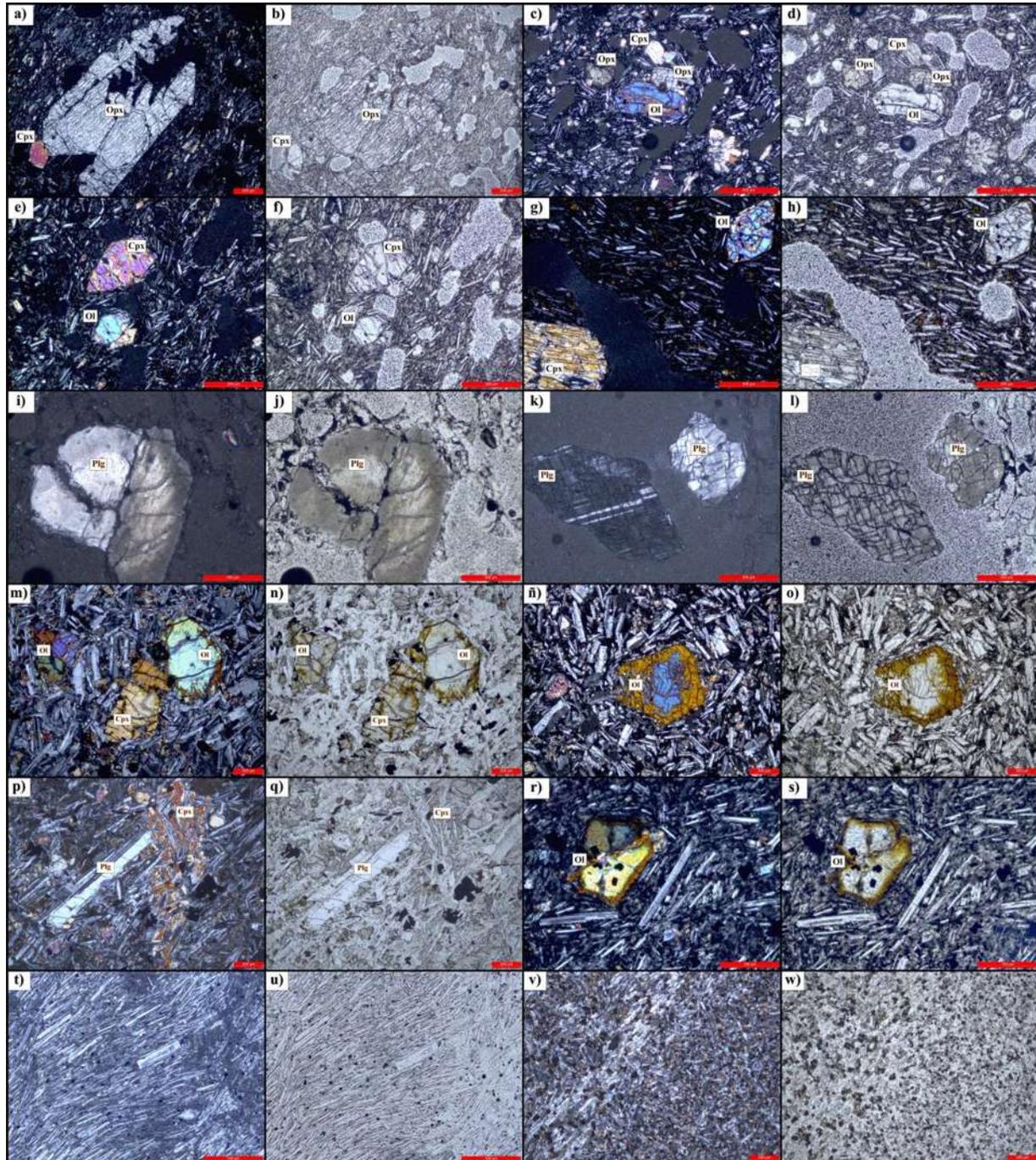


Figura 20. Fotografías en nicolas cruzados y nicolas paralelos representativas del Gpo. Apizaco-Chignahuapan en las que aparecen diferentes muestras de textura porfídica vesicular con fenocristales de Ol-Px (a-b, c-d, e-f, g-h), pómez de textura porfídica holohialina con fenocristales sub y anhedrales de Plg con macla de Carlsbad y macla polisintética (i-j, k-l), muestras con textura porfídica holocrystalina con fenocristales de Ol-Opx-Cpx-Plg con bordes de reacción y matriz microlítica (m-n, ñ-o, p-q, r-s) y muestras con textura traquítica holocrystalina conformada principalmente por microlitos de Plg>Px y abundantes minerales opacos.

En el primer sub grupo se encuentran únicamente las muestras tomadas en conos de escoria, las cuales se caracterizan petrográficamente por presentar textura porfídica hipocristalina altamente vesiculada, y frecuentemente con matriz compuesta por microlitos de Plg en textura traquítica; las fotografías de este conjunto se muestran en la figura 20 (a-b, c-d, e-f, g-h). Los minerales esenciales de este set generalmente se observan como fenocristales euhedrales y subhedrales de Opx, Cpx y olivino (Ol), mientras que las Plg se presentan como microlitos. Las muestras de conos de escoria presentan una intensa oxidación en la matriz y abundantes minerales opacos diseminados, sin embargo, el Ol y Px carecen de bordes de oxidación o son muy tenues en caso de existir.

La petrografía de la pómez bandeada muestreada en el cono de escoria de la estación AcF-34 permitió identificar fenocristales de Plg fracturados con macla de Carlsbad y macla polisintética inmersos en una matriz holohialina vesiculada. Los fenocristales presentan morfología subhedral y anahedral (Fig. 20 i-j, k-l).

El segundo sub grupo lo conforman las muestras de domos, flujos de lava y diques. Estas rocas son de vesicularidad muy baja a nula con dos texturas dominantes: porfídica holocristalina y traquítica holocristalina. En las muestras de textura porfídica la paragénesis se compone por fenocristales de Ol-Opx-Cpx-Plg (Fig. 20 m-n, ñ-o, p-q, r-s) dispuestos en una matriz microlítica con la misma asociación mineralógica; en este caso los fenocristales de Ol y Px frecuentemente desarrollan importantes bordes de reacción con crecimiento de iddingsita. En las muestras con textura traquítica holocristalina los microlitos de Plg son el principal mineral (Fig. 20 t-u), aunque también se presentan algunos microlitos de Px y abundantes minerales opacos diseminados (Fig. 20 v-w).

IV.2.1 Elementos mayores

Los resultados del análisis geoquímico por elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Ti_2O_5 y P_2O_5) se encuentran proyectados en el diagrama de clasificación TAS (Total Alkalies vs Silica) de LeBas et al. (1986) (Fig. 21).

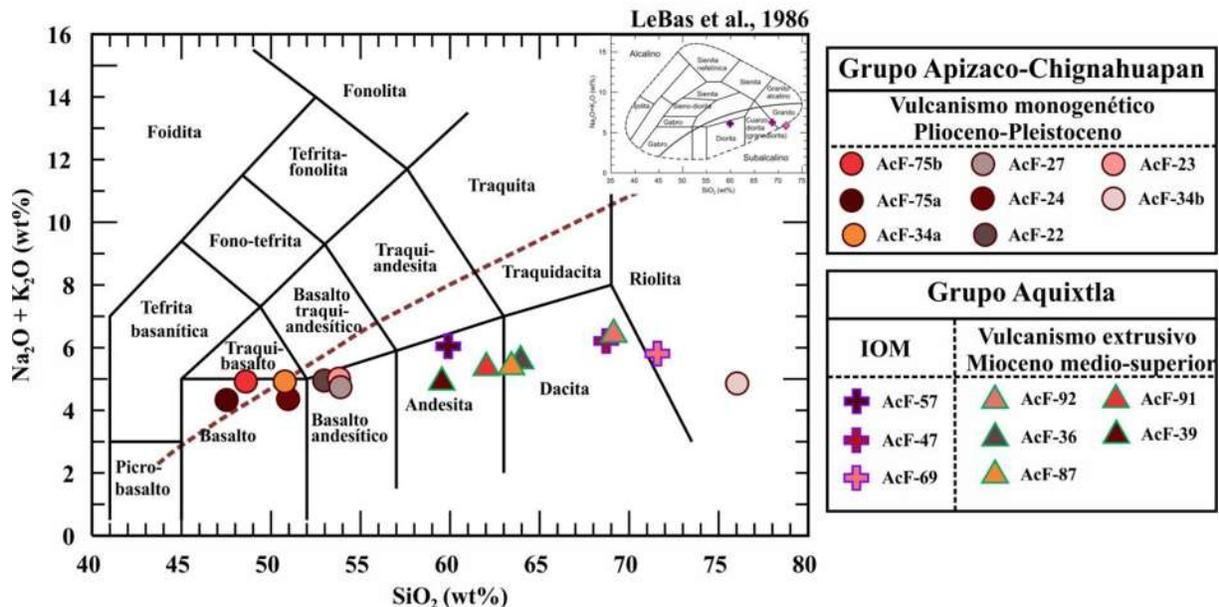


Figura 21. Diagrama TAS de clasificación en el que se plotea la abundancia de elementos mayores obtenida para las 16 muestras analizadas. Note en la esquina superior derecha el diagrama de Cox et al., (1979) en el que se grafican las muestras de los cuerpos intrusivos. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

Se realizó un segundo análisis para los óxidos totales mediante los diagramas de variación, también denominados como diagramas Harker (Fig. 22). Estos diagramas permiten visualizar el comportamiento del SiO₂ respecto al resto de los elementos mayores, ya que este elemento registra los cambios composicionales más drásticos durante la evolución de un magma; este parámetro es comúnmente empleado para tratar de identificar procesos petrológicos tal como cristalización fraccionada de un sistema magmático, aunque su interpretación debe ser realizada con cautela, ya que el aumento o disminución progresiva de sílice es una respuesta natural durante la evolución de las rocas volcánicas.

Se ha reconocido que, durante la diferenciación magmática y cristalización fraccionada a partir de un magma primigenio, la abundancia de Fe, Mg, Mn, Ti y Ca disminuye a medida que estos procesos ocurren y aumenta la proporción de Si, Na y K en el fundido remanente.

En este caso, en todos los diagramas Harker (a excepción del Al₂O₃ vs SiO₂) se observan tendencias muy bien definidas si se considera a los grupos Aquixtla y Apizaco-Chignahuapan como un solo conjunto: el FeO, MgO, MnO, TiO₂ y P₂O₅ muestran una correlación negativa respecto al SiO₂, a diferencia de la correlación positiva del Na₂O y K₂O que se incrementan conjuntamente con el Si, mientras que el Al₂O₃ se mantiene relativamente constante, excepto por la muestra AcF-34b que contiene la menor cantidad de Al, pero la mayor proporción de Si.

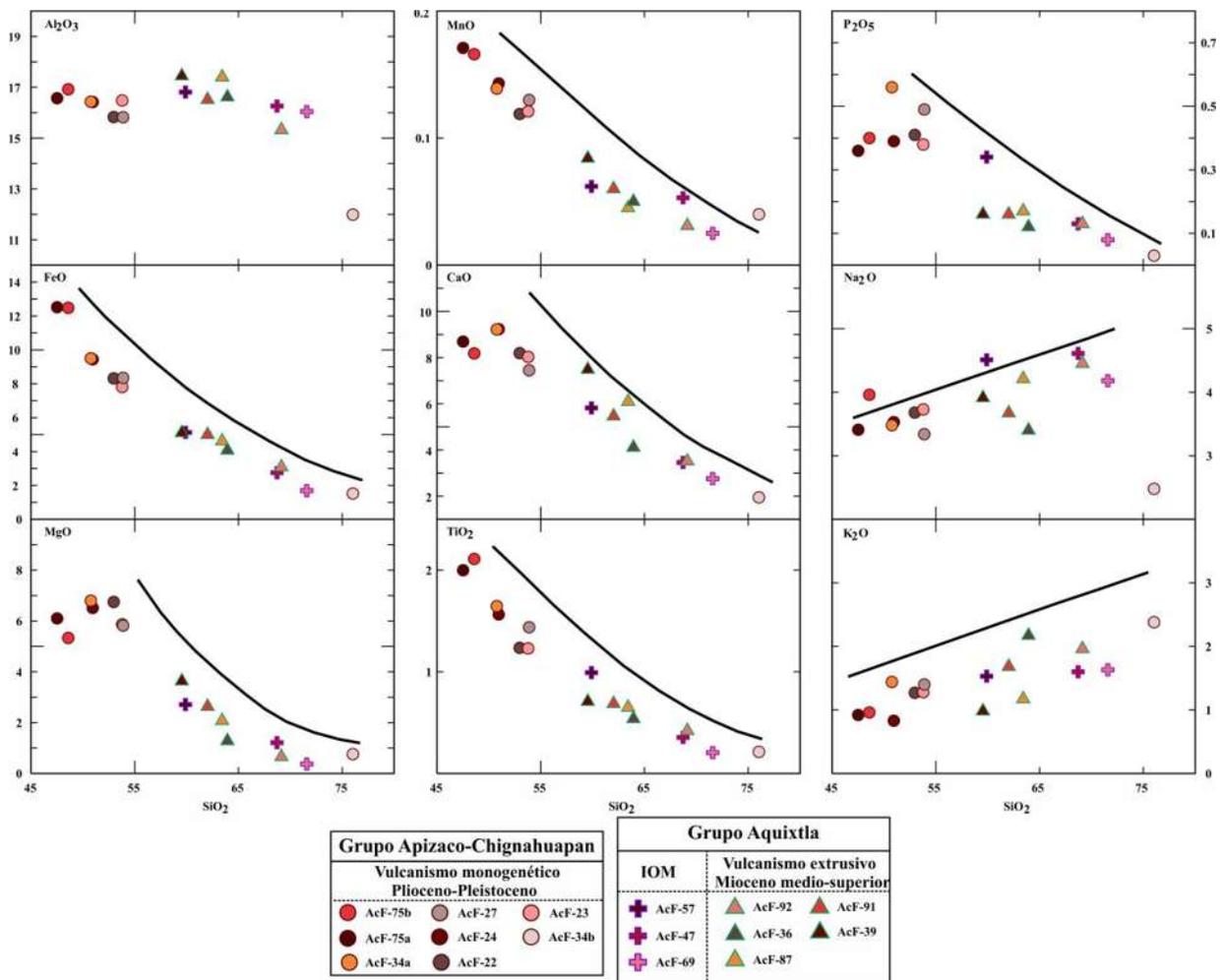


Figura 22. Diagramas de clasificación tipo Harker para los elementos mayores. Las líneas de color negro representan la tendencia o variación general. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.

En la figura 23 de [Irvine y Baragar \(1971\)](#) se analizó el comportamiento de los álcalis totales respecto al SiO₂. Este diagrama permite visualizar que el Gpo. Aquixtla de afinidad calcoalcalina está ligeramente más enriquecido en álcalis totales respecto al Gpo. Apizaco-Chignahuapan, el cual presenta firma alcalina-transicional; la petrogénesis estos conjuntos magmáticos se analizan a mayor profundidad con los datos de elementos traza.

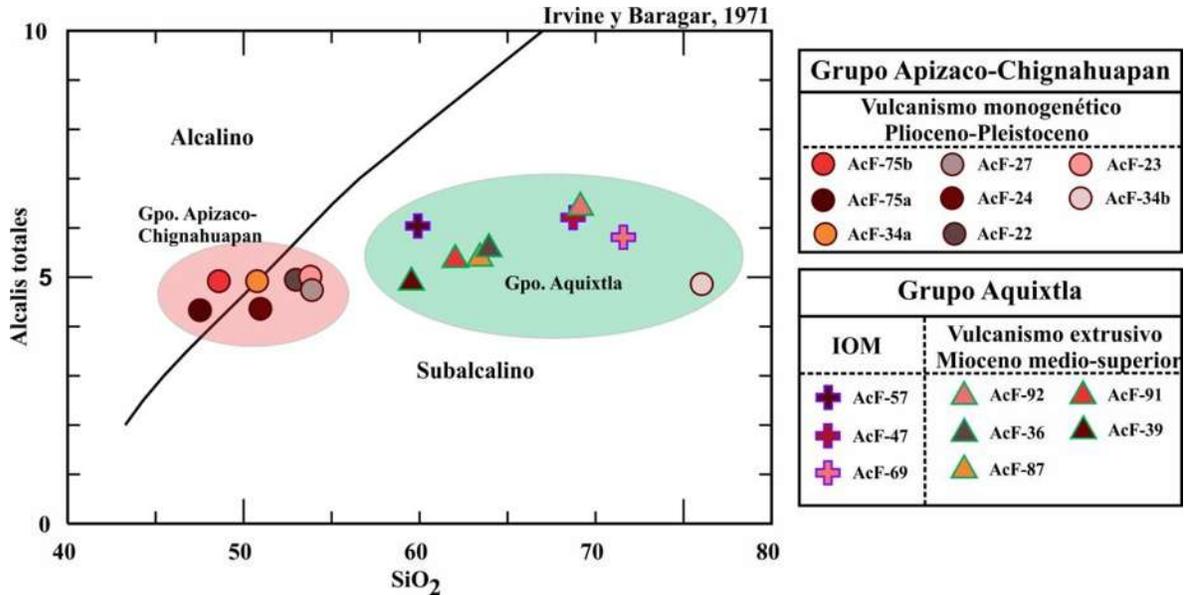


Figura 23. Diagrama de clasificación de Irvine y Baragar, (1971) en el que se muestran los dos conjuntos magmáticos principales para las muestras analizadas en este trabajo. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.

IV.2.2 Elementos traza

Se denominan elementos traza a todos aquellos elementos con abundancia inferior a 0.1 (wt%) en una roca determinada. A diferencia de los elementos mayores, los elementos traza son mejores guías como medios trazadores de procesos magmáticos, ya que tienen preferencia ya sea por una fase magmática sólida (elementos compatibles) o líquida (elementos incompatibles). El rastreo de tales procesos se puede realizar mediante el análisis de diagramas binarios y multielementales o tipo "spider" de los elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements) y HFSE (High Field Strength Elements).

Los LILE como el Cs, Rb, Ba, K y Sr, son elementos altamente incompatibles a moderadamente incompatibles (Be, Li), de bajo potencial iónico y alta solubilidad, mientras que los HFSE tales como el Nb, Ta, Zr, Ti, Th y Hf presentan muy alto potencial iónico, baja a nula solubilidad en fases líquidas y fuerte a moderada incompatibilidad ([Rollinson, 1993](#); [Bernal y Railsback, 2008](#)).

En la figura 24 se grafican las variaciones de LILE (Ba, Rb, Sr) y HFSE (Zr, Nb, Ta) en partes por millón contra el SiO₂ (wt%). De manera general, se puede establecer que el Gpo. Aquixtla presenta valores de LILE más elevados que el Gpo. Apizaco-Chignahuapan. Las rocas del Gpo. Aquixtla de afinidad calcoalcalina se enriquecen drásticamente en Ba (256-925 ppm), Rb (13-91 ppm) y Sr (465-1890 ppm), con ligeras variaciones de Zr (84-153 ppm), Nb (2.4-5.6) y Ta (0.17-0.51 ppm), mientras que para las rocas del Gpo. Apizaco-Chignahuapan de afinidad alcalina-transicional, los rangos de elementos móviles son inferiores y las variaciones menos pronunciadas (Ba: 217-498 ppm; Rb: 10-23 ppm; Sr: 567-759 ppm) pero se encuentran más enriquecidas en Zr (181-317 ppm), Nb (8.2-14 ppm) y Ta (0.55-1.05 ppm) en comparación con las rocas calcoalcalinas. La muestra AcF-34b (pómez bandeada) de afinidad calcoalcalina

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acozulco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

presenta muy altos valores en Ba (585 ppm) y Rb (91), lo cual es congruente con su bajo contenido en Zr (120 ppm) y Nb (4.9 ppm), sin embargo, esta muestra presenta un valor bajo en Sr (483 ppm) y alto en Ta (0.86 ppm).

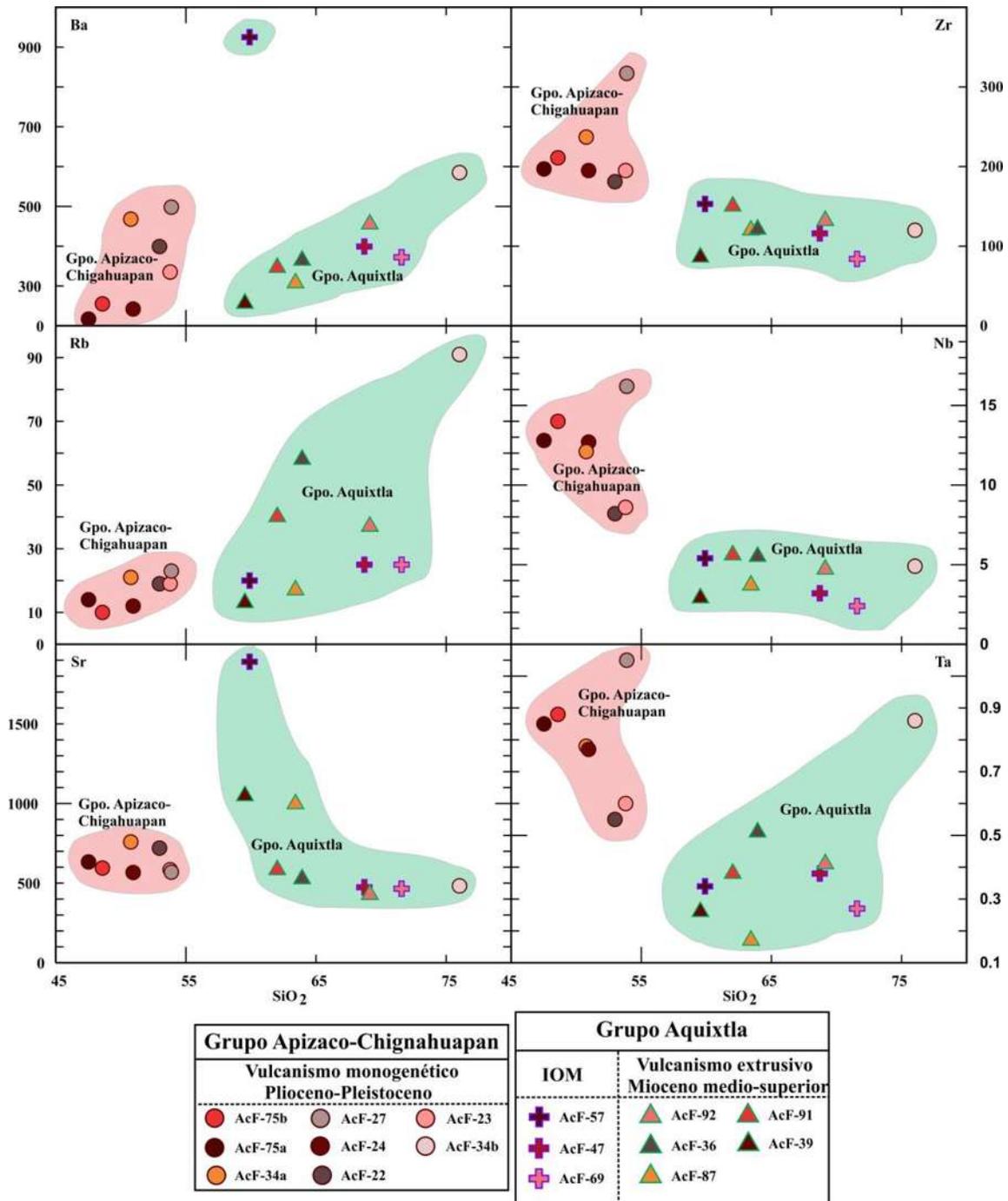


Figura 24. Diagramas binarios de elementos LILE (Ba, Rb, Sr) y HFSE (Zr, Nb, Ta) versus SiO₂ para las rocas de los grupos Aquixtla y Apizaco-Chignahuapan. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.

Se pueden obtener elementos adicionales para discutir al analizar el comportamiento de las muestras en la figura 25 en la que se grafican las relaciones Ba/Nb y TiO₂/K₂O vs SiO₂ y Rb/Zr vs Rb. Estas relaciones son consideradas proxis que permiten hacer estimaciones sobre la génesis de un magma determinado y el grado de influencia de diversos procesos petrogenéticos.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla

Fidel Gómez Alvarez

En este sentido, el Gpo. Aquixtla presenta valores de Ba/Nb entre 61.7-171.2, mientras que su tasa de TiO_2/K_2O oscila de 0.08 a 0.72, rangos considerablemente diferentes a los valores de Ba/Nb (<48.6) y TiO_2/K_2O (0.96 y 2.19) obtenidos para el Gpo. Apizaco-Chignahuapan.

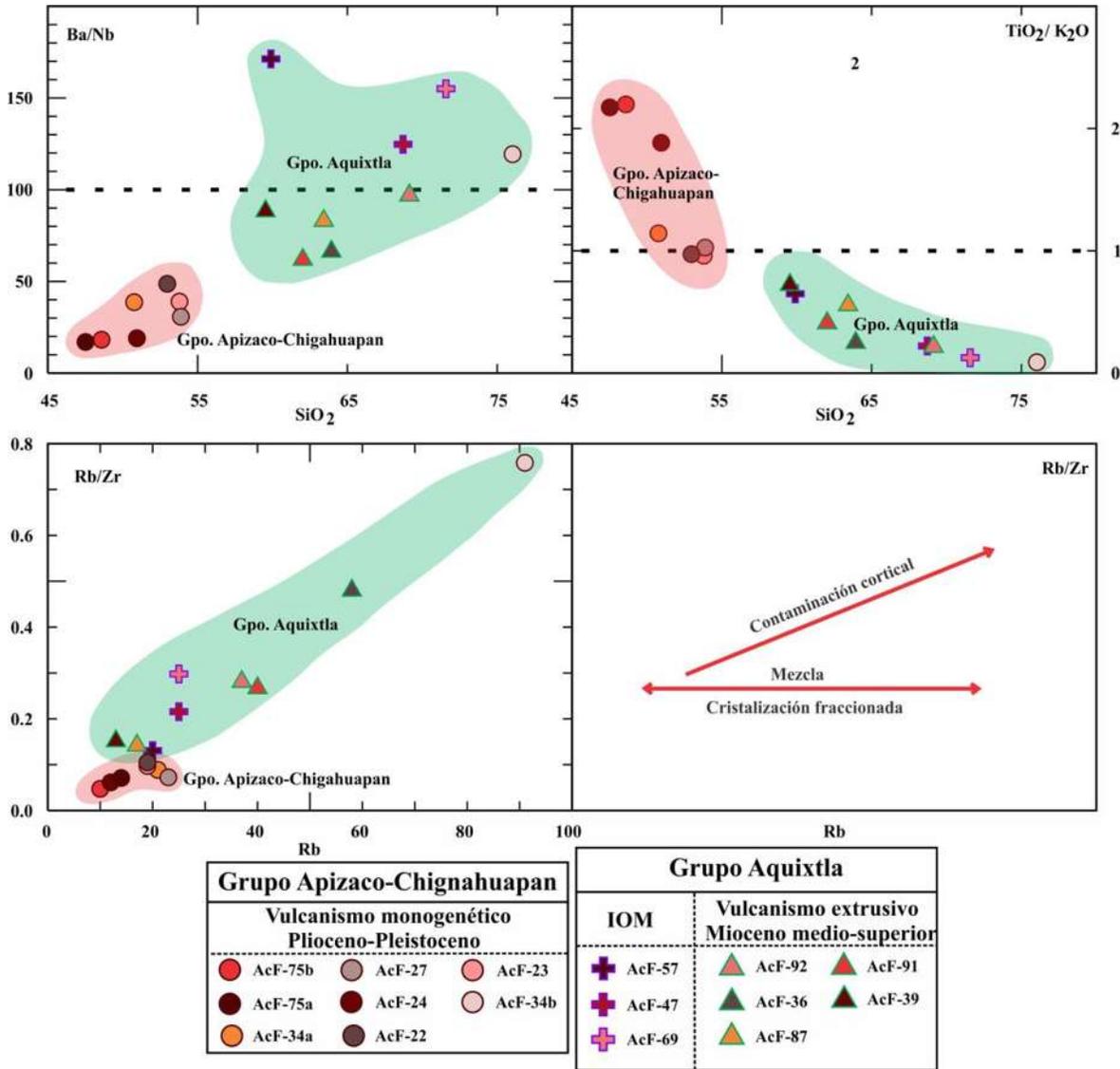


Figura 25. Diagramas binarios Ba/Nb vs SiO₂, TiO₂ K₂O vs SiO₂ y RB/Zr vs Rb para las muestras de este estudio. IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.

El comportamiento de las tierras raras REEs (Rare Earth Elements) también se analiza en los diagramas multielementales (figuras 26 y 27) de [Sun y McDonough \(1989\)](#). La figura 26 muestra un diagrama multielemental para tierras raras normalizado a condritas: las muestras del área de estudio presentan un mayor enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras (LREE: Light Rare Earth Elements) con patrones relativamente planos en las tierras raras pesadas (HREE: Heavy Rare Earth Elements). En la gráfica del lado derecho de la figura 26 se puede apreciar que el Gpo. Apizaco-Chignahuapan se encuentra más enriquecido en HREE y con rangos de LREE similares a ligeramente superiores respecto al Gpo. Aquixtla. La línea continua de color negro representa la muestra AcF-34b: esta muestra registra la mayor abundancia de Rb-Cs, pero también registra un alto contenido en Ta y enriquecimiento en Yb-Lu, además de que es la única roca con anomalía negativa de Eu como se muestra igualmente en el diagrama de la figura 27.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acozulco y Los Humeros, Puebla

Fidel Gómez Alvarez

Conditas, Sun y McDonough, 1989

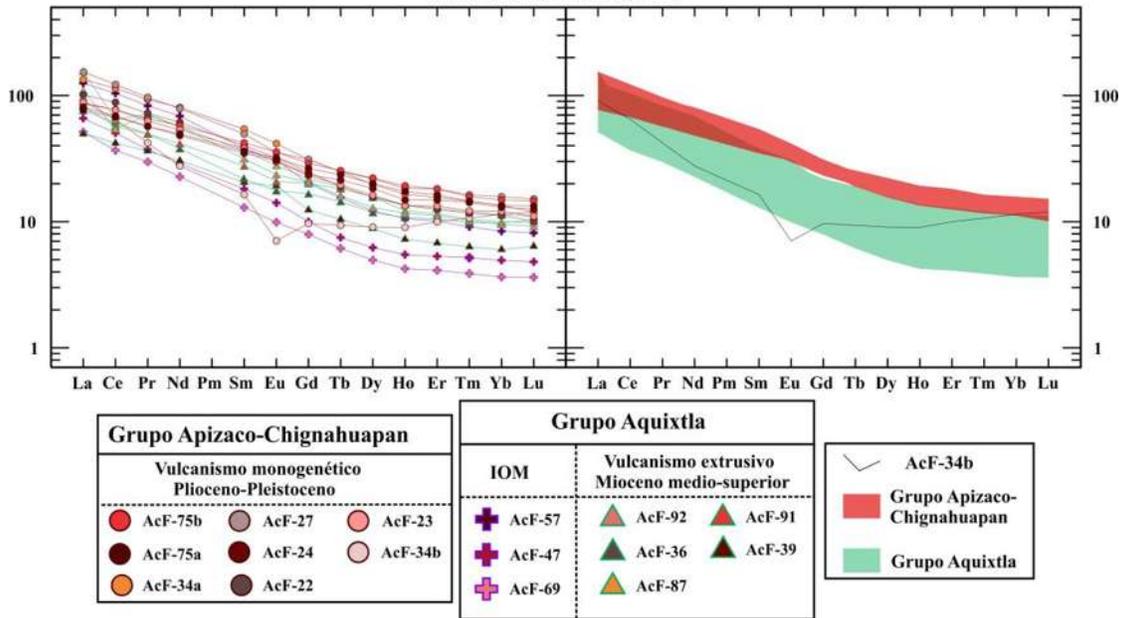


Figura 26. Diagrama multielemental normalizado a condritas de Sun y McDonough (1989). IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.

En la figura 27 se considera la concentración de elementos traza normalizados contra el manto primitivo no diferenciado; en esta gráfica se pueden identificar varios elementos con anomalías. Las rocas calcoalcalinas del Gpo. Aquixtla presentan anomalías positivas en Ba, Rb, Pb, Sr y Cs, y anomalías negativas muy pronunciadas en Nb y Ta. Por su parte, el Gpo. Apizaco-Chignahuapan mantiene la anomalía positiva de Pb, sin embargo, la proporción de elementos móviles LILE (Cs, Rb, Ba y Sr) es inferior a las muestras del Gpo. Aquixtla. Así mismo, la concentración de los LILE para el Gpo. Apizaco-Chignahuapan es ligeramente superior a los niveles de Nb-Ta observables como una anomalía negativa poco pronunciada, a la vez que aumentan el Zr e Y.

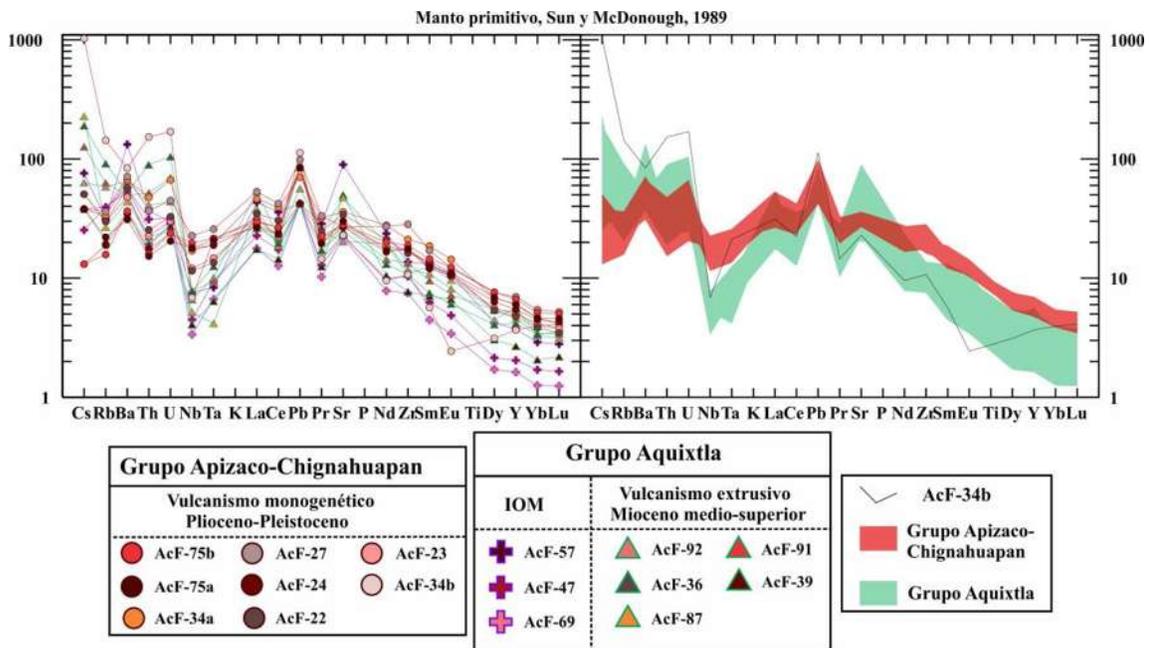


Figura 27. Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). IOM: Intrusivos Oligoceno-Mioceno.

IV.3 Geología estructural

En este apartado se describen los principales eventos tectónicos identificados en la zona de estudio y su correlación con las unidades litoestratigráficas. En total se caracterizaron 3 periodos de deformación en el HCh y las zonas periféricas y dos periodos de reposo representados por los hiatus pre y post Mioceno. De acuerdo a un orden cronológico del más antiguo al más reciente, estos eventos corresponden a: i) Orogenia Laramide; ii) Hiatus post-laramídico; iii) Extensión NE-SW Mioceno medio-superior; iv) Hiatus Mioceno-Plioceno; v) Extensión NW-SE Plioceno-Pleistoceno. En este apartado también se integra la caracterización de las zonas de transferencia, aunque esta deformación está estrechamente relacionada a las fases extensivas del Mioceno y Plioceno-Pleistoceno.

IV.3.1 Orogenia Laramide

El evento tectónico más antiguo corresponde a la Orogenia Laramide que dio lugar al plegamiento de las rocas sedimentarias terrígenas y marinas de la SMOr depositadas durante el Mesozoico, que en este trabajo se denominan “Secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácico”. La deformación de la SMOr clasificada como de tipo “*thin-skinned*” se caracteriza por un acortamiento regido bajo un esfuerzo máximo compresivo σ_1 NE-SW que inició entre 105-90 Ma y finalizó hace 55 Ma (English y Johnston, 2004; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2014), aunque para el actual frente de la SMOr se ha establecido una edad de plegamiento Cretácico superior-Paleógeno (Campa and Coney, 1983; Eguiluz et al., 2000). No existen cálculos sobre el porcentaje de acortamiento sobre las rocas del Horst Chignahuapan, sin embargo, los trabajos de Fitz-Díaz et al. (2012; 2014) indican que existe entre un 55 y 65% de acortamiento para las rocas de la SMOr depositadas al norte y noroeste del HCh.

En el área de estudio, esta deformación es fácilmente reconocible en toda la porción noreste del HCh por el desarrollo de pliegues asimétricos apretados o tipo chevron y pliegues de rodilla con vergencia al NE, cabalgaduras y rampas de corrimiento (Fig. 28). Aunque toda la secuencia sedimentaria se encuentra deformada, esta se hace más intensa en los niveles con mayor aporte de terrígenos (Fms. San Felipe y Méndez).

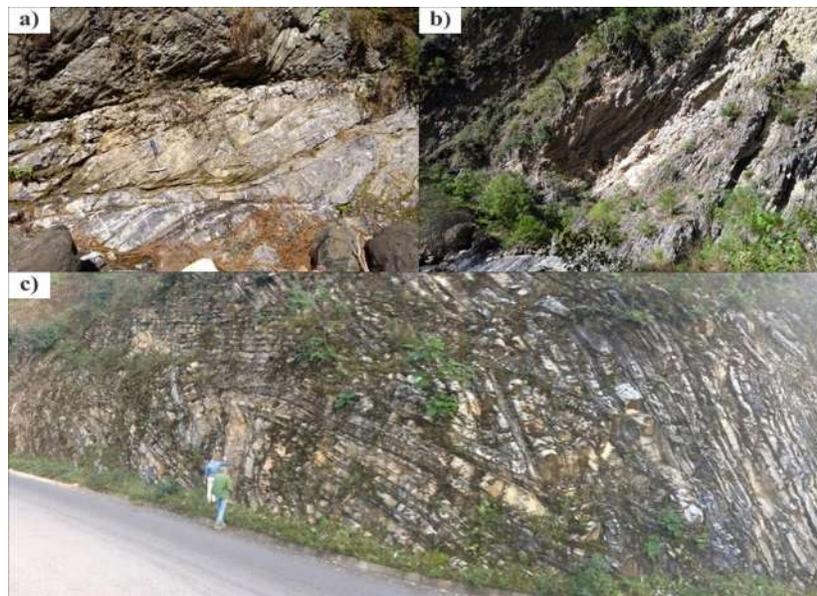


Figura 28. Secuencia de calizas-lutitas en las que se observan pliegues asimétricos tipo chevron y cabalgaduras relacionadas a la deformación laramídica en la estación AcF-70 (a, b) y en corte de carretera en el tramo Zacatlán-San Miguel Tenango (c).

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla

Fidel Gómez Alvarez

Se recabaron datos estructurales relacionados a la deformación laramídica en diferentes estaciones indicadas por los puntos verdes en el mapa de la figura 29; en el resto de las estaciones realizadas en las rocas sedimentarias del Jurásico-Cretácico únicamente se realizó descripción de roca con la finalidad de ubicar su posición estratigráfica y definir la cartografía.

La sección tipo se ubica sobre el Río Axaxalpa cerca del Centro Recreativo Tulimán (Fig. 28a y 29b), donde afloran una serie de cabalgaduras de bajo y alto ángulo y pliegues tipo chevron del orden de 10 m de longitud basculados al NE.

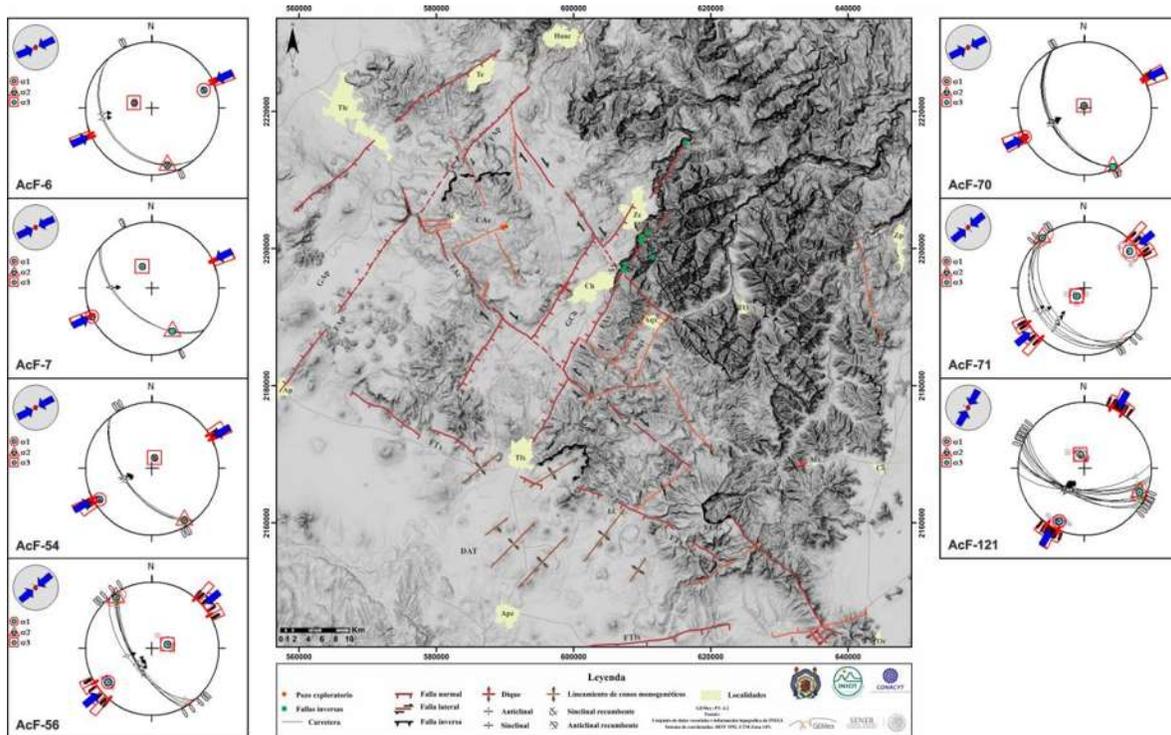


Figura 29. Mapa estructural en el que se plotea la distribución de las estaciones y los datos de falla relacionados a la deformación laramídica.

IV.3.2 Hiatus post-laramídico

A finales del Mesozoico, la sedimentación de carbonatos se vio obstruida por los primeros pulsos de la Orogenia Laramide. Los datos geocronológicos indican que la Orogenia Laramide finalizó durante el Paleoceno-Eoceno (Eguiluz et al., 2000; Campa y Coney, 1983). El plegamiento y la posterior exhumación dieron paso a la generación de secuencias terrígenas que se depositaron en el antepaís de la SMOr y formaron las cuencas de Veracruz y Tampico-Misantla. Las unidades sedimentarias más jóvenes reconocidas sobre el HCh corresponden a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, depositadas durante el Cretácico superior (SGM, 1997; 2002; 2012); estas formaciones son el último registro sedimentario del área previo a los intrusivos del Oligoceno-Mioceno.

Después de un hiatus post-laramídico, el magmatismo en el HCh aparece a finales del Oligoceno según la edad Ar^{40}/Ar^{39} de 23.6 ± 0.07 Ma obtenida en este estudio para el sill diorítico. Por otra parte, los registros geocronológicos muestran que las primeras pulsaciones de la FVTM se dieron en el Mioceno medio entre 12 y 14 Ma con el emplazamiento de cuerpos plutónicos de composición acida-intermedia al NE de Aquixtla y en las inmediaciones de Tetela de Ocampo, y el emplazamiento de la "Andesita El Peñón" al este de Tlaxco hace 12.7 Ma.

El *gap* litoestratigráfico se identificó en varios sitios, aunque la sección tipo en la que aparece esta discordancia se ubica al E de Aquixtla en la estación AcF-45 (Fig. 30) donde un flujo de andesita basáltica del Gpo. Aquixtla sobreyacen discordantemente calizas con desarrollo de budines intercaladas con lutitas; aparentemente estas unidades sedimentarias corresponden a la Fm. San Felipe de edad Cretácico superior.

Esta misma relación estratigráfica se observó sobre la carretera Zacatlán-San Miguel Tenango (estación AcF-3), en la carretera Aquixtla-Tetela de Ocampo (estación AcF-63), y en varios sitios sobre el Río Axaxalpa al SW de Tulumán.

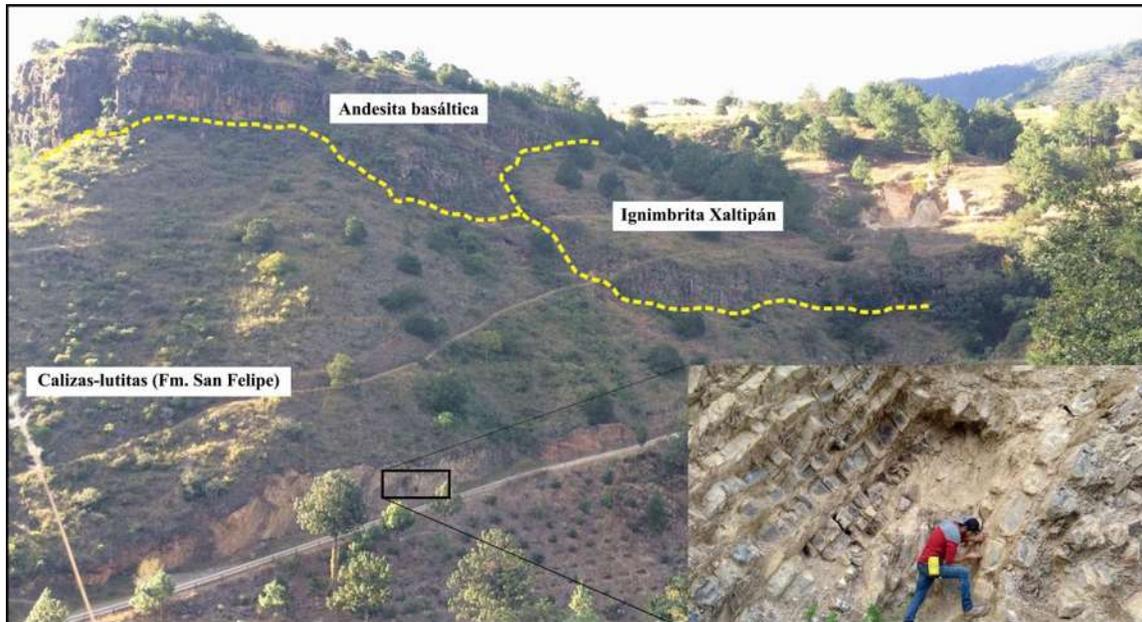


Figura 30. Hiatus representado por calizas y lutitas del Cretácico superior plegadas y con desarrollo de budines que son sobreyacidas discordantemente por lavas andesíticas del Mioceno medio y la Ignimbrita Xaltipán del Pleistoceno.

IV.3.3 Extensión NE-SW Mioceno medio-superior

La segunda fase de deformación está relacionada con un régimen tectónico distensivo regido por un σ_3 orientado NE-SW activo durante el Mioceno medio-superior. A este paleocampo de esfuerzo se relaciona la formación de un sistema de fallas normales de dirección NW-SE que afloran en la mayor parte del área de estudio, especialmente sobre las rocas volcánicas miocénicas del Gpo. Aquixtla (ver mapa estructural de la figura 33).

La estructura más importante de este sistema es la Falla Tlaxco (FTx), que al NW de Tlaxco presenta un desnivel topográfico de aproximadamente 400 m entre la parte baja sobre la DAT y la cima de la Ignimbrita Matamoros, aunque debido a su traza irregular se caracteriza como una falla segmentada. La FTx constituye el límite SW del HRA y de HCh, y desplaza las rocas volcánicas del Mioceno medio-superior hacia el interior de la DAT en la que se emplazó la mayor parte del vulcanismo monogenético durante el Plioceno-Pleistoceno.

En general, se puede observar una tendencia NW-SE de los cuerpos plutónicos emplazados sobre el HCh durante el Mioceno. Por otro lado, el análisis morfoestructural permitió definir una fisura eruptiva de dirección NW-SE de aproximadamente 24 km de longitud que se extiende desde el cráter del VCG hacia la localidad Oriental; Carrasco-Núñez et al. (1997) reportan una edad de 9.7 ± 0.5 Ma para las lavas emplazadas a través de la fisura eruptiva. El sistema estructural de dirección NW-SE también fungió como conducto para el emplazamiento de los

diques piroclásticos identificados en el extremo SE de la fisura eruptiva en estaciones AcF-161 (Fig. 31) y AcF-162 localizadas sobre la carretera Huamantla-Perote.



Figura 31. Dique piroclástico que se emplaza sobre una falla normal de dirección NW-SE; el dique corta una Ignimbrita más vieja (depósito de color rojizo) sobre la que se deposita concordantemente. Note en la esquina inferior derecha el estereograma asociado a la falla por la que se emplazó el dique.

Los diques están limitados por planos de fallas normales de dirección NW-SE que controlaron su emplazamiento, además de que sus productos piroclásticos se interdigitan con las lavas andesíticas. Otras estructuras importantes representativas de la extensión NE-SW afloran cerca de Aquixtla y sobre la autopista Huamantla-Perote (Fig. 32).

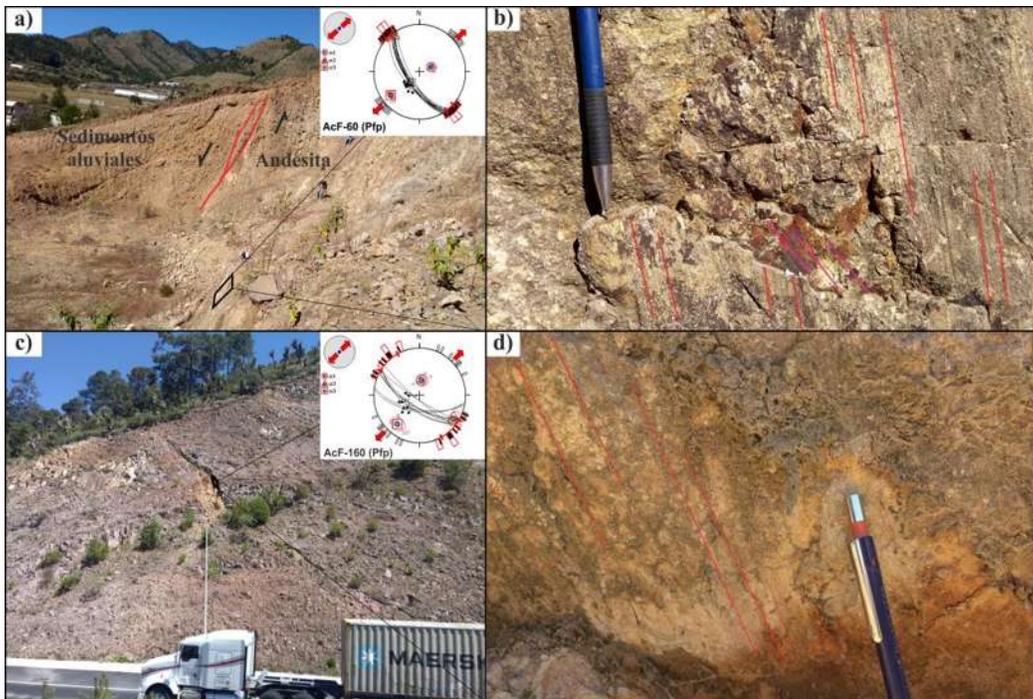


Figura 32. Fotografías que muestran fallas normales en las estaciones AcF-60 (a, b) al oeste de Aquixtla y AcF-160 (c, d) sobre la autopista Huamantla-Perote. El plano de falla de estación AcF-60 presenta dos generaciones de estrías, aunque ambos conjuntos responden a un mismo tensor de esfuerzos bajo una extensión NE-SW.

En los puntos AcF-60 (**a-b** de la figura 32) y AcF-160 (**c-d** de la figura 32) situados al W de Aquixtla y al NW de Oriental respectivamente, afloran fallas normales de dirección NW-SE que desplazan andesitas. En el caso de la estación AcF-60 se reconocieron dos generaciones de estrías: una con desplazamiento normal (casi puro) y otra oblicua con componente izquierda. Aunque no fue posible identificar la temporalidad de los movimientos, ambas generaciones de estrías indican una extensión NE-SW. En la estación AcF-108 situada al norte de VCG afloran depósitos piroclásticos asociados a la actividad explosiva de los domos dacíticos emplazados hace 8.5 Ma; estos depósitos se encuentran desplazados por fallas normales NW-SE.

En el mapa estructural de la figura 33 se muestra la distribución de las estaciones en las que se recabaron datos estructurales relacionados a la extensión NE-SW. Las estaciones mostradas en la figura 42 son extra caldera, de tal manera que las estructuras locales formadas por el colapso y posterior actividad de la CAc no tienen representación; los datos intra caldera se presentan más adelante. En cada estereograma se indica la estación de campo en la cual se recabaron los datos estructurales; las subdivisiones de estereogramas (a, b) se deben a que se encontraron dos generaciones de estrías en un mismo plano o diferentes planos con indicadores cinemáticos en la misma estación. También se identificaron algunas fallas normales NW-SE en unidades volcánicas más recientes, aunque se establece que corresponden a procesos locales y estructuras heredadas.

IV.3.4 Hiatus magmático Mioceno-Plioceno

La transición Mioceno-Plioceno tuvo repercusiones tectónicas y magmáticas muy relevantes para el vulcanismo de edad Plioceno-Pleistoceno. Esta transición se caracteriza por un hiatus magmático que según los resultados geocronológicos del HCh se extiende desde 7.27 ± 0.11 Ma hasta 1.55 ± 0.09 Ma, aunque existen datos isotópicos más viejos de vulcanismo monogenético en el CVAT. Durante este periodo de reposo volcánico se depositó la secuencia fluviolacustre con espesor mínimo de 30 m que aflora al noroeste del VCG.

IV.3.5 Extensión NW-SE Plioceno-Pleistoceno

La actividad magmática se retomó con el vulcanismo monogenético del Gpo. Apizaco-Chignahuapan, el cual ha sido dominante durante el Plioceno-Pleistoceno, especialmente al interior de la DAT donde se emplazó un mayor número de conos de escoria. El cambio de tipo de vulcanismo ocurre paralelamente a una modificación en el campo de esfuerzos que desde el Plioceno se define por la extensión NW-SE. Esta fase de deformación es probablemente la mejor reconocida en el área de estudio. En la región de Apan situada al oeste de la CAc, [García-Palomo et al. \(2002: 2017\)](#) identificaron una serie de fallas normales de dirección NE-SW que dan lugar estructuras con geometría de *horsts* y *grabens* a los que denominó Graben Tizayuca, Horst Cerro Gordo-Las Navajas, Graben Apan, Horst Rosario-Acoculco, Graben Chignahuapan y Horst Chignahuapan; este último constituye la estructura principal en la que se centra este trabajo, ya que su caracterización tectónica y magmática no están claramente definidas.

En el HCh y zonas aledañas, las fallas más importantes con expresión morfológica e implicaciones volcánicas relacionadas a la extensión NW-SE son las fallas Apan (FAp), Chignahuapan (FCh) y Axaxalpa (FAX). Las primeras dos constituyen los límites NW y SE del HRA, mientras que las últimas dos limitan al GCh al NW y SE respectivamente. No fue posible caracterizar la falla que conforma el límite SE del HCh debido a que los productos piroclásticos originados por la actividad explosiva de la CLH cubren la mayor parte del área. En la figura 34 se observa una falla normal que aflora sobre el Río Axaxalpa cerca del centro recreativo

localizado al SE de Chignahuapan. Aunque la falla es de grandes dimensiones no corresponde a la traza de la FAX, ya que su buzamiento es opuesto, por lo que más bien representa una estructura antitética a la FAX. Las estaciones más importantes debido a su proximidad de las fallas regionales o por situarse sobre ellas son las estaciones AcF-30, AcF-59, AcF-82, AcF-100, AcF-120 y AcF-144 (ver figura 37), próximas o sobre la traza de estructuras regionales como la FAp, FCh y FAX, planteadas anteriormente por [García-Palomo et al. \(2002: 2017\)](#) como las fallas que controlan las cuencas actuales. La estación AcF-30 se ubica al NW de Chignahuapan sobre la autopista 119D. Sobre un corte de carretera aflora un cono de escoria fallado para el que [López-Hernández et al. \(2009\)](#) reportan una edad de 0.2 Ma; esta falla se sitúa sobre la traza de la FCh. En la DAT el sistema de fallas normales NE-SW muestra un fuerte control sobre el emplazamiento y distribución de conos de escoria. Algunos lineamientos agrupan hasta 6 volcanes monogenéticos alineados con dirección NE-SW.

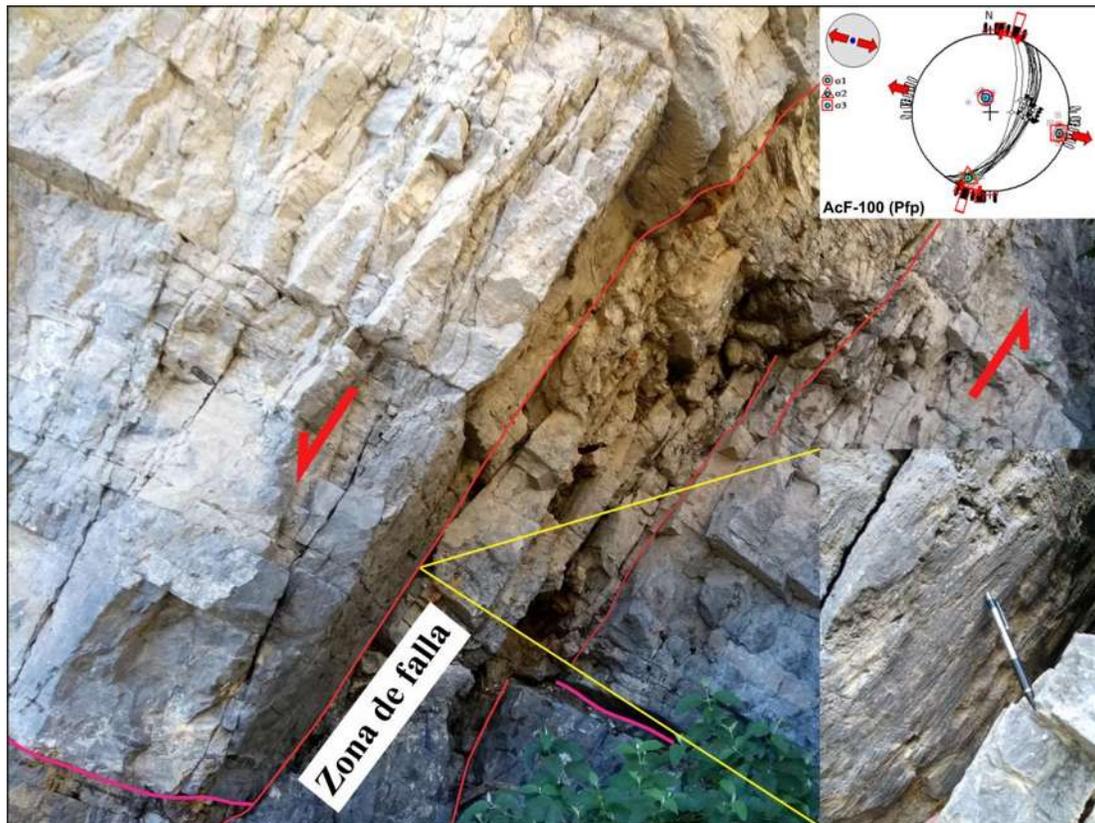


Figura 34. Estación AcF-100 en la que aflora una falla normal sobre el Río Axaxalpa que presenta una zona de falla de aproximadamente 3 m de espesor. Note en la esquina superior derecha el estereograma calculado para esta falla.

En varias estaciones realizadas en conos de escoria se observaron pequeños desplazamientos del orden de centímetros en las capas estratificadas, aunque no se pudieron observar estrías. El desplazamiento más importante se observó en la estación AcF-52, donde una falla normal de dirección ESE-WNW tiene un salto de más de un 1 m (Fig. 35). Las estructuras que cortan los conos de escoria se pueden agrupar en dos sistemas principales: uno de dirección NE-SW, y otro de tendencia promedio E-W.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

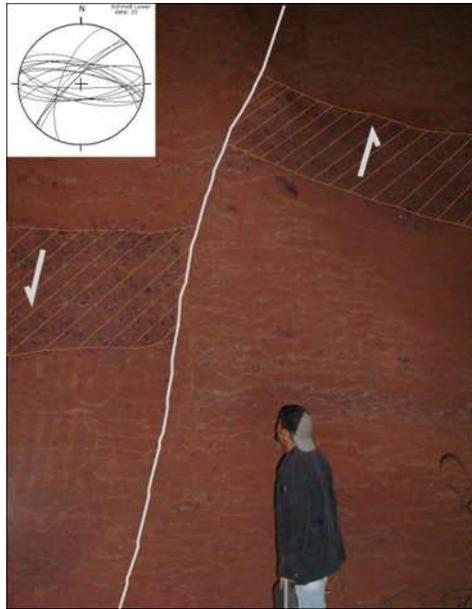


Figura 35. Falla que desplaza horizonte (polígono achurado) compuesto por escoria basáltica tamaño lapilli grueso en la estación AcF-52. En la esquina superior izquierda se muestra un diagrama en el que se plotean los planos de fallas medidos todos los conos de escoria.

La única falla E-W de carácter regional y expresión morfológica es la Falla Tlaxcala (FTlx) que se observa al sur de la DAT. En la estación AcF-58 ubicada en un corte de carretera sobre la autopista 140D Huamantla-Perote, se observa una gran falla normal (Fig. 36) que corta las lavas andesíticas y productos piroclásticos asociados a la actividad de la fisura eruptiva situada al SE del VCG; en este punto, esta falla presenta un desplazamiento mínimo de 10 m, aunque aparentemente es una estructura antitética a la FTlx.

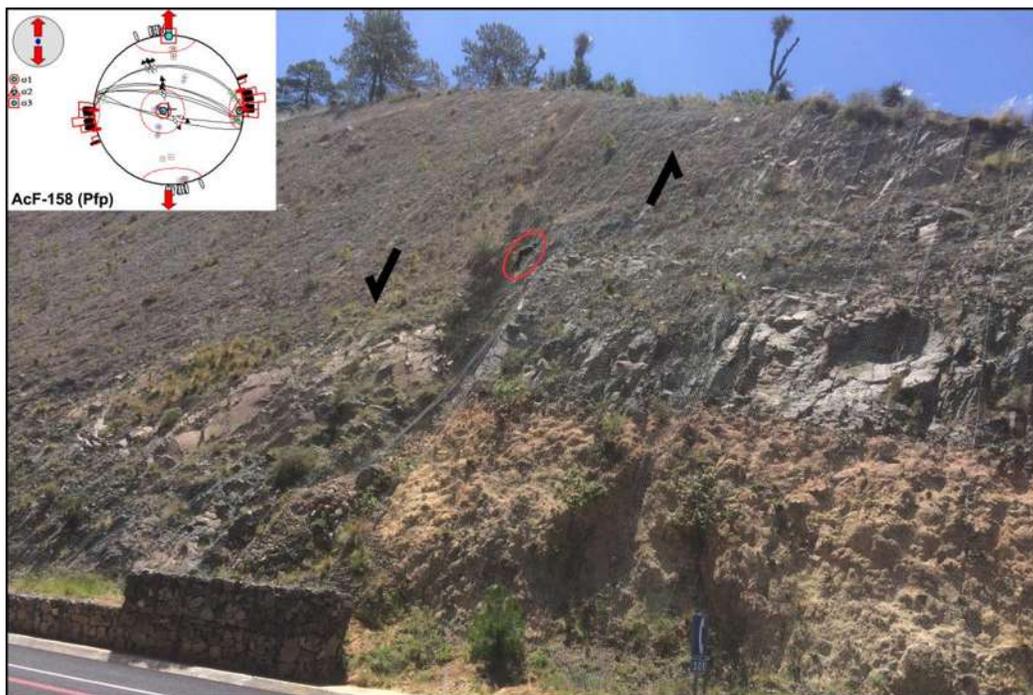


Figura 36. Estructura antitética a la Falla Tlaxcala que corta andesitas y depósitos piroclásticos en la estación AcF-158 situada sobre la autopista Huamantla-Perote. Note la escala indicada por la persona dentro del ovalo de color rojo.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acocolco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

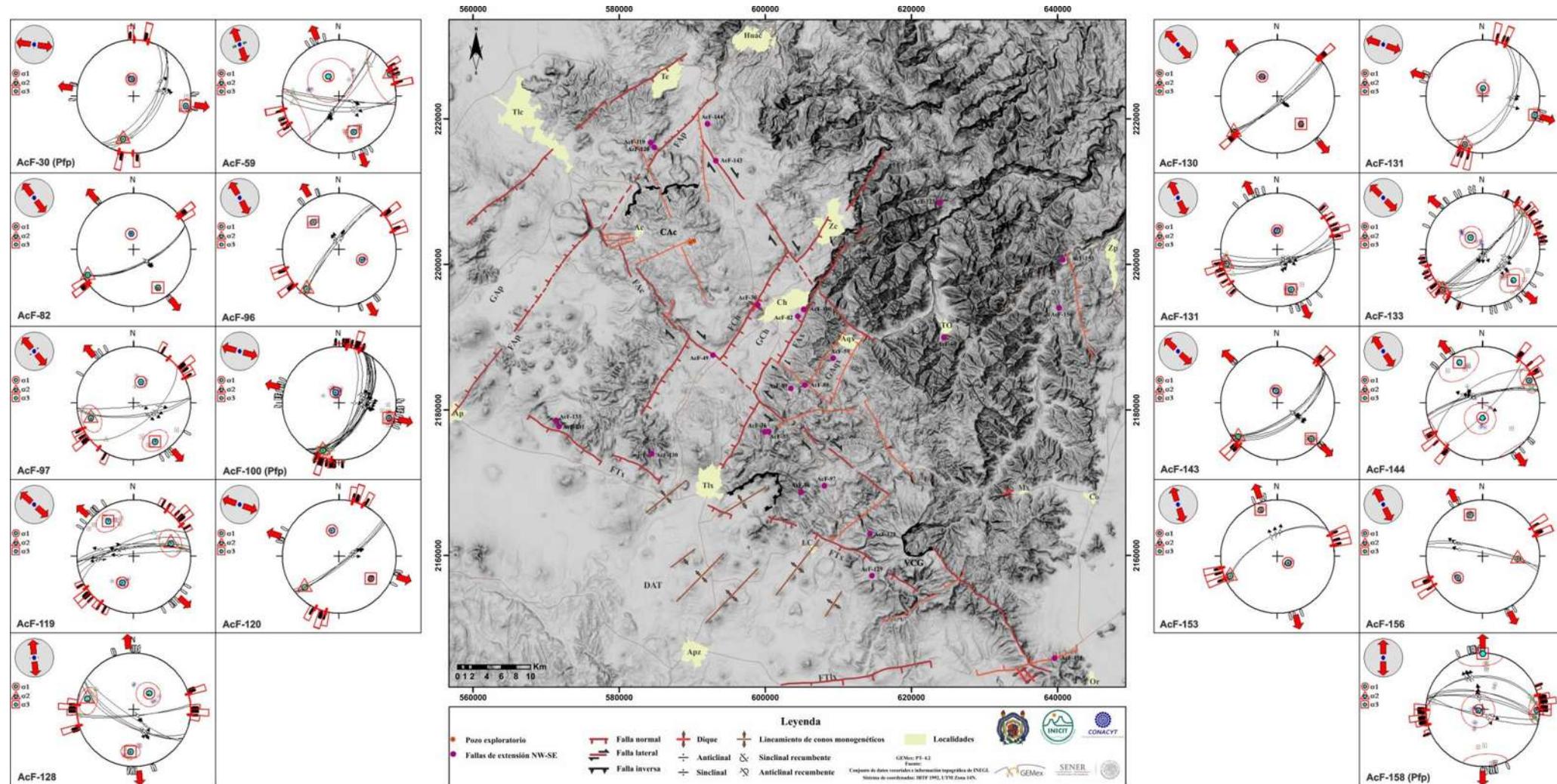


Figura 37. Mapa estructural en el que se muestra la localización de las estaciones en las que se encontraron fallas relacionadas a la extensión NW-SE y sus estereogramas correspondientes. **GAp:** Graben Apan; **HRA:** Horst Rosario Acocolco; **GCh:** Graben Chignahuapan; **HCh:** Horst Chignahuapan; **GAqx:** Graben Aquixtla; **FAP:** Falla Apan; **FCh:** Falla Chignahuapan; **FAX:** Falla Axaxalpa; **FAC:** Falla Acocolco; **FTx:** Falla Tlaxco; **FTlx:** Falla Tlaxcala; **CAC:** Caldera Acocolco; **VCG:** Volcán Cerro Grande; **DAT:** Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Acocolco; **Zc:** Zacatlán; **Ch:** Chignahuapan; **Tlx:** Tlaxco; **Aqx:** Aquixtla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Zp:** Zacapoaxtla; **Co:** Coyuaco; **Mx:** Mexcaltepec; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Apz:** Apizaco; **Or:** Oriental; **Pfp:** Plano de falla principal.

IV.3.6 Zonas de transferencia y acomodamiento

Además de las fases extensivas que han dado paso a la formación de fallas normales, en varias estaciones estructurales se identificaron fallas que más bien corresponden a estructuras transtensivas, transpresivas y de componente oblicua, es decir, fallas laterales relacionadas a zonas de transferencia y acomodamiento, denominadas en inglés como “*transfer and accommodation zones*”, las cuales constituyen límites que acomodan parte de la deformación en la mayoría de los sistemas de fallas extensionales.

Faulds y Varga (1998) definen una “*transfer zone*” como una zona discreta de fallamiento lateral y oblicuo que generalmente tiende paralela o ligeramente oblicua a la dirección de extensión, y que facilita la transferencia de esfuerzos entre dominios en extensión dispuestos en un patrón en *echelon*, mientras que el término “*accommodation zone*” se refiere a una zona con sobreposición de terminaciones de fallas que pueden separar dominios de fallamiento normal con buzamiento en la misma dirección o direcciones opuestas; la dirección de las fallas en una “*accommodation zone*” puede ser paralela, oblicua o perpendicular a la dirección de extensión. Gibbs (1984) determinó que el sentido de desplazamiento de una falla de transferencia puede cambiar en diferentes niveles de la sección, dependiendo de los movimientos relativos entre los terrenos o bloques individuales bajo extensión, considerando además que el proceso de extensión diferencial es producido por una tasa de desplazamiento heterogénea tanto en fallas individuales como entre diferentes sistemas de fallas.

En este trabajo se midieron fallas laterales de dirección NE-SW y NW-SE con componente lateral izquierda y derecha, aunque existe un ligero predominio de las fallas NW-SE de componente lateral derecha.

La estructura que mejor ejemplifica la deformación asociada a las “*transfer zones*” es la FAc, la cual presenta una geometría particular, que en este caso corresponde a un arreglo en *echelon*. Esta falla se identificó en las estaciones AcF-15 y AcF-49 (Fig. 38), en las que reconocieron dos generaciones de estrías en la misma estructura: una antigua de componente lateral derecha, y otra más reciente de componente normal oblicua.

Además de la FAc, existen otras estructuras en las que se identificaron dos o más generaciones de estrías, como en la estación AcF-100 y estructuras menores en el área de Aquixtla (AcF-60) y al NE de la CAc (AcF-146 y AcF-147).

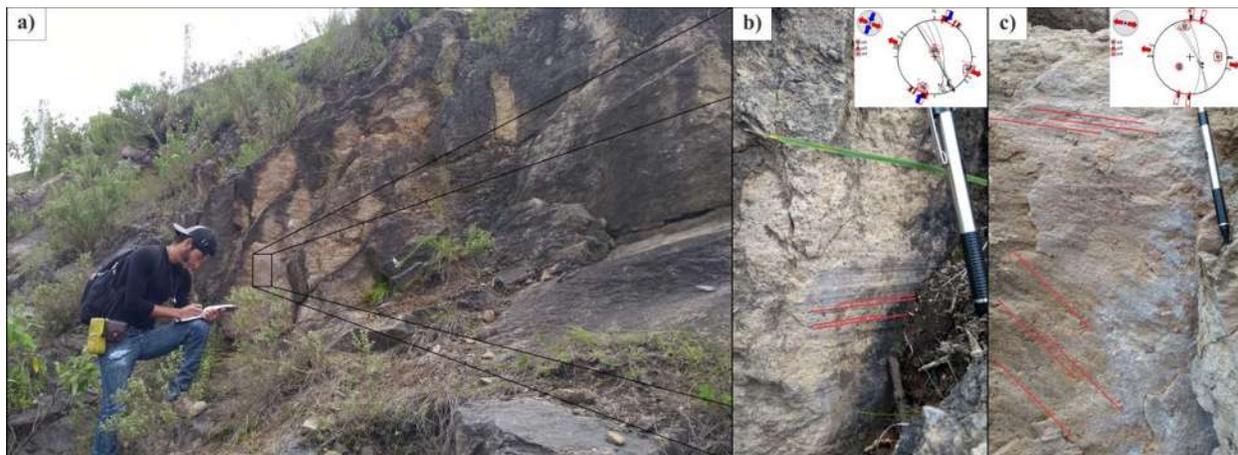


Figura 38. Andesitas cortadas por la FAc en la estación AcF-49 (a). Las imágenes b y c hacen referencia a las dos generaciones de estrías identificadas en esta estructura. Note en la esquina superior derecha los estereogramas calculados para ambos conjuntos de estrías.

En la mayoría de las fallas con dos generaciones de estrías, el desplazamiento oblicuo o normal es más reciente que el lateral, a diferencia de la falla de la estación AcF-147: en esta falla en basaltos las estrías laterales cortan a las de componente normal (Fig. 39).

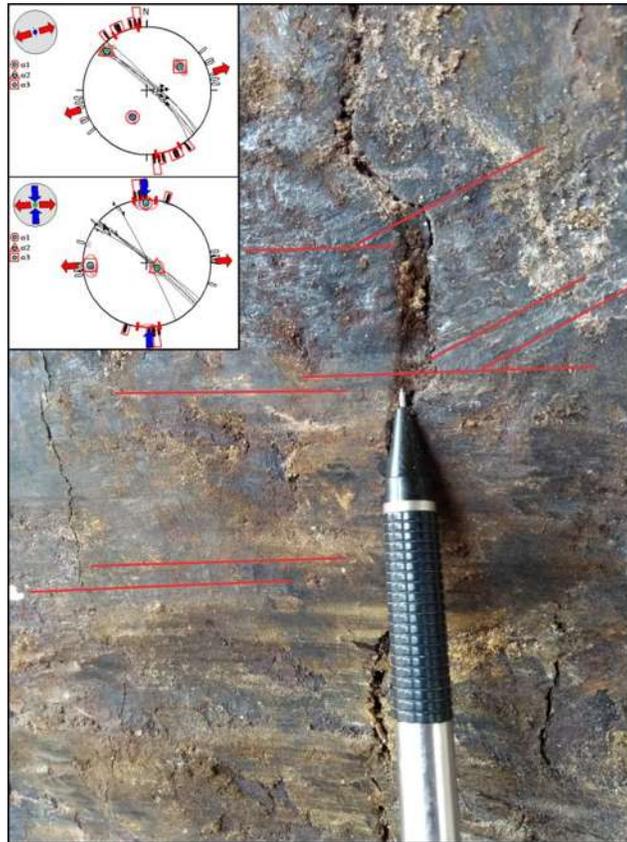


Figura 39. Falla con dos generaciones de estrías en la estación AcF-147: las estrías oblicuas son más antiguas y cortadas por las estrías subhorizontales. Note en el margen izquierdo los estereogramas relacionados a ambos desplazamientos.

En el mapa estructural de la figura 40 se agrupan los estereogramas graficados para todas las fallas de transferencia reconocidas en el área de estudio. El agrupamiento de las estructuras se realizó considerando su dirección y temporalidad como parámetros principales en lugar de su cinemática y configuración de esfuerzos.

Según la distribución de las estaciones en las que se midieron fallas de transferencia, se puede notar que las estructuras de transferencia con dirección NE-SW (puntos verdes en la figura 40) se localizan principalmente en las rocas del Mioceno, por otro lado, las fallas de transferencia de dirección NW-SE se distribuyen en toda el área, tanto en unidades del Mioceno como del Cuaternario.

Los *grabens* de Apan y Chignahuapan presentan mayor apertura en sus extremos suroeste y acuñaamiento hacia los márgenes noreste; los cambios entre las zonas con mayor cierre y apertura de las cuencas coinciden con las fallas de transferencia.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acozulco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

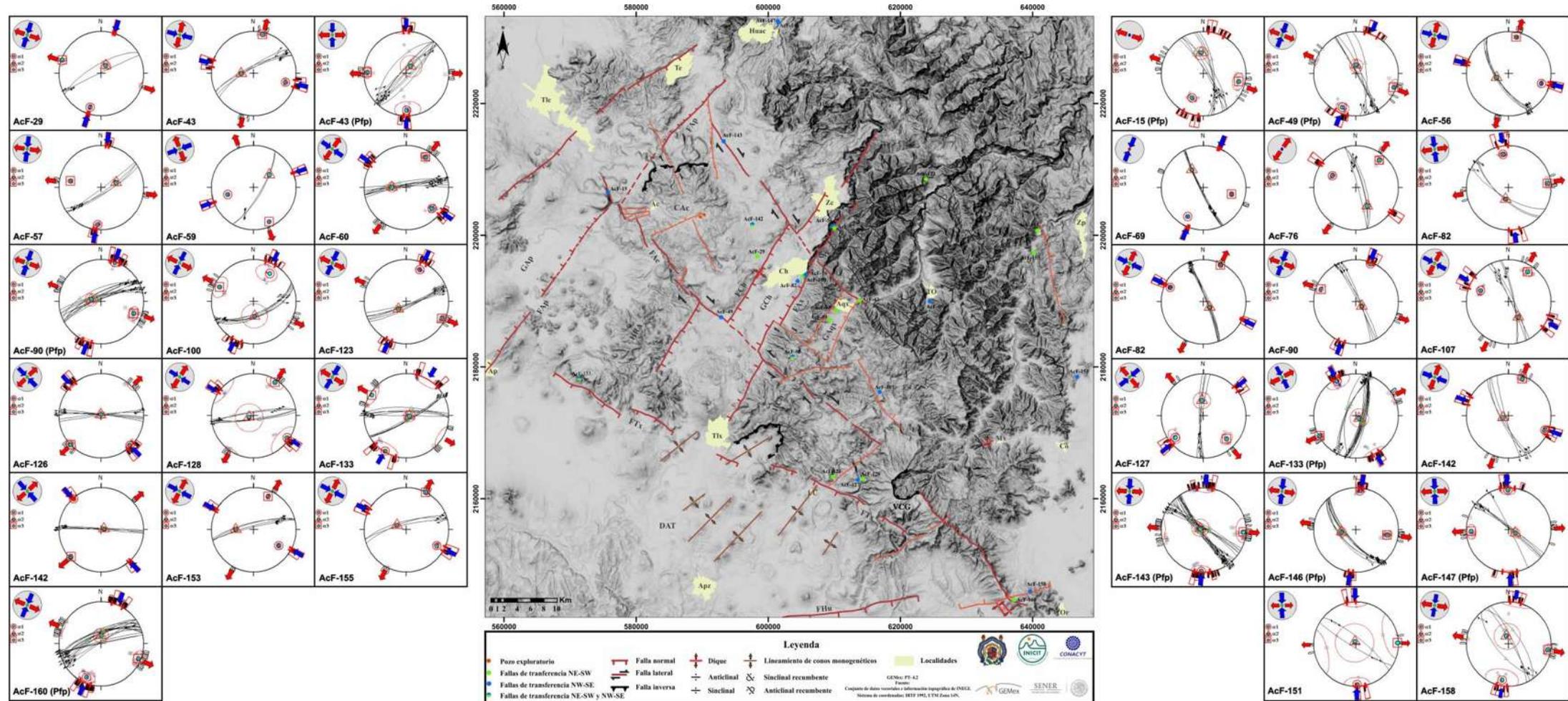


Figura 40. Mapa estructural en el que se muestra la localización de las estaciones en las que se encontraron fallas de transferencia y sus estereogramas correspondientes. **GAp:** Graben Apan; **HRA:** Horst Rosario Acozulco; **GCh:** Graben Chignahuapan; **HCh:** Horst Chignahuapan; **GAqx:** Graben Aquixtla; **FAP:** Falla Apan; **FCh:** Falla Chignahuapan; **FAX:** Falla Axaxalpa; **FAc:** Falla Acozulco; **FTx:** Falla Tlaxco; **FTIx:** Falla Tlaxcala; **CAC:** Caldera Acozulco; **VCG:** Volcán Cerro Grande; **DAT:** Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Acozulco; **Zc:** Zacatlán; **Ch:** Chignahuapan; **Tlx:** Tlaxco; **Aqx:** Aquixtla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Zp:** Zacapoaxtla; **Co:** Coyuaco; **Mx:** Mexcaltepec; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Apz:** Apizaco; **Or:** Oriental; **Pfp:** Plano de falla principal.

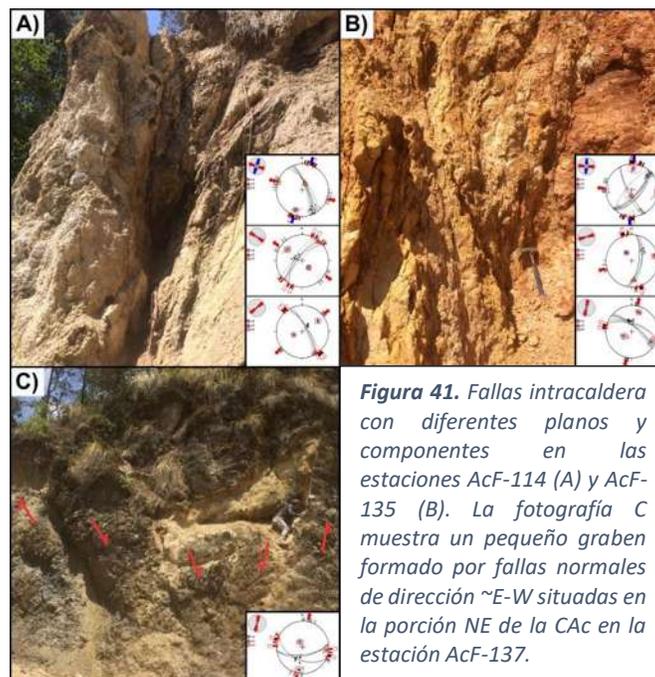
IV.2.7 Fallamiento de la Caldera Acoculco

La CAc es una estructura semicircular de entre 16 y 18 km de diámetro. Su formación tuvo lugar hace 2.7 Ma, a partir de donde, la actividad volcánica efusiva y explosiva mediante el emplazamiento de domos, conos de escoria, flujos de lava y erupciones explosivas se ha mantenido continua hasta hace 60 ka (Avellán et al., 2018). Según la evolución vulcanológica propuesta por este autor se distinguen 40 unidades litoestratigráficas que se agrupan en 5 fases volcánicas principales, denominadas como pre caldera, sin caldera, post caldera temprano, post caldera tardío, y extra caldera. Las rocas emplazadas en la CAc varían en composición entre riolitas y basaltos con rangos de SiO₂ (wt%) entre 49 y 84 (Sosa-Ceballos et al., 2018).

En este trabajo no se hacen consideraciones vulcanológicas respecto a la evolución de la CAc, ya que no se tomaron muestras para análisis químico o geocronológico en el interior de esta estructura. Por otra parte, los datos hasta la fecha publicados se toman como base litoestratigráfica y geocronológica para el análisis estructural que aquí se presenta como parte de la deformación intracaldera.

En total se realizaron 18 estaciones estructurales en el interior de la CAc (Fig. 42) distribuidas principalmente en la zona norte, centro y oeste de la caldera. Las localidades tipo en las que afloran algunas de las estructuras más importantes se localizan en las zonas norte y noreste de la caldera en las estaciones AcF-114 (Fig. 41A) y AcF-135 (Fig. 41B); en ambas estaciones se midieron fallas de dirección y cinemática variable con importantes zonas de alteración hidrotermal, principalmente oxidación.

La estación AcF-114 se ubica sobre una zona de falla que corta una brecha con clastos sub angulosos y sub redondeados de andesita basáltica, donde se pudo observar que la roca presenta intensa alteración hidrotermal debido a flujo de fluidos. La falla principal de dirección NW-SE presenta dos generaciones de estrías, sin embargo, la relación de corte no pudo ser determinada.



Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Aocolco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

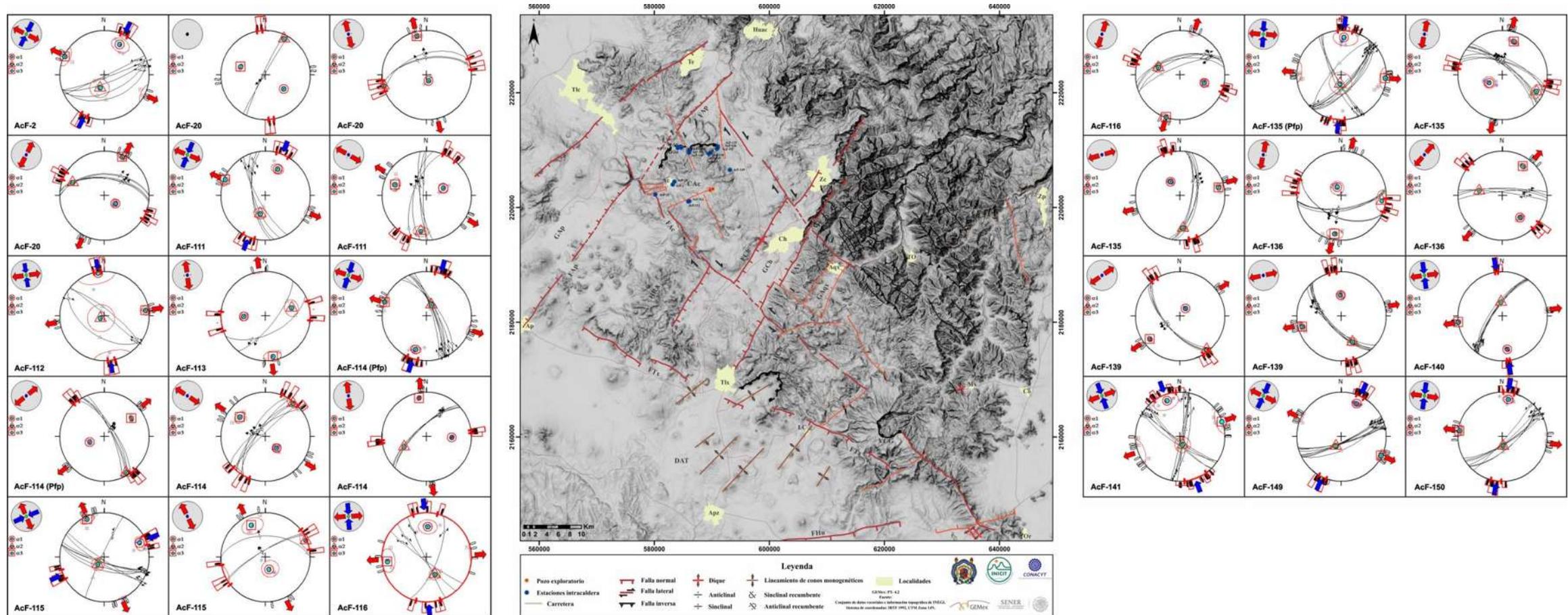


Figura 42. Mapa estructural en el que se muestra la localización de las estaciones estructurales realizadas al interior de la Caldera de Aocolco. **GAp:** Graben Apan; **HRA:** Horst Rosario Aocolco; **GCh:** Graben Chignahuapan; **HCh:** Horst Chignahuapan; **GAqx:** Graben Aquixtla; **FAP:** Falla Apan; **FCh:** Falla Chignahuapan; **FAX:** Falla Axaxalpa; **FAc:** Falla Aocolco; **FTlx:** Falla Tlaxco; **FTlx:** Falla Tlaxcala; **CAC:** Caldera Aocolco; **VCG:** Volcán Cerro Grande; **DAT:** Depresión Apizco-Tlaxco; **Tlc:** Tulancingo; **Ac:** Aocolco; **Zc:** Zacatlán; **Ch:** Chignahuapan; **Tlx:** Tlaxco; **Aqx:** Aquixtla; **TO:** Tetela de Ocampo; **Zp:** Zacapoaxtla; **Co:** Coyuaco; **Mx:** Mexcaltepec; **LC:** Lázaro Cárdenas; **Apz:** Apizaco; **Or:** Oriental; **Pfp:** Plano de falla principal.

La estación AcF-135 se sitúa en el límite NE de la caldera. En este sitio las fallas cortan andesitas y depósitos piroclásticos con intensa alteración hidrotermal (principalmente oxidación).

En las porciones oeste, cetro y noreste de la caldera afloran pequeñas fallas locales de dirección promedio este-oeste (Fig. 41C); según la expresión morfológica de estas fallas en los modelos digitales de elevación, presentan longitudes cortas, lo cual es congruente con los planos de falla con bajo ángulo de inclinación medidos en campo.

En la estación AcF-112 situada al SE de la localidad Acoculco y en el área de los pozos exploratorios afloran secuencias lacustres deformadas con presencia de *slumps* (Fig. 43) y desarrollo de sismitas, mientras que los lacustres depositados en el límite norte de la caldera (estaciones AcF-141 y AcF-142) están ligeramente basculados ($< 3^\circ$), mas no presentan pliegues relacionados a *slumps* u otras estructuras.



Figura 43. Estación AcF-112 en la que afloran secuencias lacustres intra caldera intensamente deformadas.

En la figura 44 se muestra el mapa estructural general. Este mapa contiene las fallas más importantes del área de estudio, distribución del vulcanismo monogenético y una síntesis de las fases de deformación (estereogramas del margen derecho).

En la parte inferior también se muestran dos diagramas de rosas donde se grafica la dirección de fallas extra caldera (1: EC) e intra caldera (2: IC). Según estos diagramas, las fallas extra caldera se agrupan en dos familias: una principal de dirección NW-SE, y una secundaria de dirección NE-SW; el diagrama de rosas realizado para las fallas intracaldera muestra una familia de dirección NW-SE y dos familias con *trend* NE-SW y NNE-SSW.

V. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

V.1 Consideraciones tectónicas regionales

Durante el Paleoceno tardío-Neógeno temprano el margen del pacífico estuvo caracterizado por el vulcanismo de la SMOc de edad Oligoceno-Mioceno producto de la subducción de la protoplaca Farallón bajo la Placa Norteamericana. [Orozco-Esquivel \(1995\)](#) sugirió que en consecuencia a este fenómeno y como parte de la tectónica extensional tras arco, se instauró la denominada “Provincia Alcalina Oriental”, un arco discontinuo de edad Oligoceno-Cuaternario que se extiende paralelo a las costas del Golfo de México desde Tamaulipas hasta el sur de Veracruz, y que registra una migración paulatina del magmatismo hacia el SE ([Cantagrel y Robin, 1979](#); [Ferrari et al., 2005](#)), con las manifestaciones más recientes en Palma Sola, Veracruz ([Gómez-Tuena, 2002](#); [Gómez-Tuena et al., 2003](#)) y el Campo Volcánico Los Tuxtlas ([Viera-Décida et al., 2009](#)), aunque este último también ha sido considerado como la prolongación más oriental de la FVTM ([Nelson y González-Caver, 1992](#)).

La existencia de un contexto tectónico extensional NE-SW durante el Mioceno medio-superior es apoyada por la evolución tectónica del Golfo de México. Las secuencias de flysch y molasas depositadas en el Golfo de México durante el Paleoceno iniciaron una fase de plegamiento durante el Mioceno medio-superior bajo un régimen compresivo que se cree aún se mantiene activo, evento que dio lugar al Cinturón Plegado de las Crestas Mexicanas ([Padilla y Sánchez, 2007](#); [Yarbu-Lugo, 2015](#)), lo cual es congruente con los datos obtenidos por [Suter \(1991\)](#) al caracterizar la configuración de los esfuerzos en diferentes dominios tectónicos de México y Centroamérica.

Varias investigaciones en los sectores occidental y central de la FVTM reportan que esta provincia geológica ha sido influenciada por una tectónica extensional transtensiva bajo un σ_3 orientado NW-SE activo desde el Mioceno que representa la deformación tras arco acomodada al interior de la FVTM, sin embargo, la dirección del fallamiento en los sectores central y oriental no es paralela a la dirección de la Trinchera Mesoamericana. [Ego y Ansan \(2002\)](#) sustentan que la transtensión NE-SW de la FVTM se debe a la convergencia oblicua entre las placas de Cocos y Norteamérica, mientras que [Andreani et al. \(2008: 2008a\)](#) proponen que la componente transtensiva podría representar parte de la deformación asociada al movimiento de las placas Norteamericana y del Caribe, involucrando al Sistema de Fallas Polochic-Motagua y la Falla Veracruz como principales estructuras que acomodan la deformación tras la migración hacia el SE del Bloque Sur Mexicano. En el área de estudio, el régimen extensivo NW-SE considerado como el contexto tectónico regional actual es únicamente identificado a partir del Plioceno, congruente a lo reportado por [García-Palomo et al. \(2002: 2017\)](#) en la región de Apan, sin embargo, las etapas magmáticas tempranas de la FVTM en el HCh se remontan hasta el Mioceno medio.

V.2 Tectónica y magmatismo durante el Mioceno medio-Cuaternario

[Negendank et al. \(1985\)](#) obtuvieron edades entre 17 y 12 Ma para los intrusivos emplazados en Palma Sola Veracruz, mientras que los batolitos de Tatatila Las Minas situados al este de la CLH han sido fechados entre 14 y 12.5 Ma ([SGM, 1997](#); [Dorantes C. et al., 2016](#)). [Yáñez-García y García-Durán \(1982\)](#) fecharon intrusivos emplazados en la Cuenca Libres Oriental obteniendo edades entre 31 y 14.4 Ma, contemporáneos al sill diorítico de 23.60 ± 0.07 Ma fechado en este estudio, sin embargo, aunque su afinidad es calcoalcalina, no existe una interrelación entre este evento magmático y las rocas calcoalcalinas del Gpo. Aquixtla, por lo que más bien representa parte del basamento “relativo” de la FVTM, la cual tuvo sus primeros pulsos magmáticos en el

Mioceno medio. En contraparte, la granodiorita emplazada al este de Aquixtla arroja una edad de 7.27 ± 0.11 Ma, más reciente que cualquier otro cuerpo intrusivo fechado en las inmediaciones. Durante el trabajo de campo no se identificaron intrusiones afectando las unidades volcánicas extrusivas del HCh, lo cual contrasta con la edad 12.7 ± 0.6 Ma de obtenida "Andesita EL Peñón" emplazada al este de Tlaxco y la evolución del VCG ocurrida entre 11 y 9 Ma, reflejando la actividad paralela de los procesos plutónicos y volcánicos extrusivos.

Los intrusivos del HCh emplazados al este de Aquixtla, al sur de Tetela de Ocampo y al oeste de Mexcaltepec no desarrollan grandes zonas de metamorfismo de contacto sobre la secuencia sedimentaria, lo cual difiere con los datos obtenidos durante la perforación de los pozos exploratorios EAC-1 y EAC-2 perforados en la CAc por la CFE, donde se reconoció una aureola metamórfica de mármol y *skarn* de entre 600 y 800 m de espesor (López-Hernández et al., 2009); esta diferencia podría deberse a que los intrusivos del HCh son cuerpos hipabisales de pequeña dimensión probablemente derivados de batolitos atrapados en niveles corticales inferiores, sin embargo, en todos los casos se pudo comprobar que los intrusivos rompen la estratificación de las unidades sedimentarias del Jurásico-Cretácico, además de que no se encuentran afectados por la Orogenia Laramide.

La mayoría de investigaciones del sector oriental de la FVTM indican que el magmatismo es de afinidad calcoalcalina, y por lo tanto generado mediante el proceso de subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana, lo cual es congruente para las rocas miocénicas considerando el modelo de subducción planteado por Pérez-Campos et al. (2008) y retomado por Ferrari et al. (2011) que además sustenta la presencia de magmatismo alcalino del Cuaternario las área de Acozulco (Verma, 2001), Los Humeros (Verma, 2000b), Palma Sola (Cantagrel y Robin, 1979; Gómez-Tuena, 2002; Gómez-Tuena et al., 2003) y en el Campo Volcánico de Los Tuxtlas (Verma, 1993; Nelson y González-Caver, 1992), aunque bajo este contexto geodinámico no se explica la presencia de magmatismo calcoalcalino de edad Plioceno-Pleistoceno en la CAc, la CLH, Pico de Orizaba, Cofre de Perote, Las Derrumbadas y las áreas periféricas al HCh, aunque en primera instancia los diagramas Harker permiten reconocer que las rocas del Gpo. Aquixtla no son producto de la diferenciación magmática y cristalización fraccionada a partir del Gpo. Apizaco-Chignahuapan ya que no existe correlación temporal, sin embargo, estos procesos pueden estar presentes en cada grupo por separado.

Gómez-Tuena (2002) y Gómez-Tuena et al. (2003) proponen un modelo tectónico petrogenético para el sector oriental de la FVTM, el cual se toma como base para explicar la génesis de las rocas del HCh (Fig. 45); la geometría, espesor de las placas y distancias horizontales y verticales se tomaron del modelo de Ferrar et al. (2011). Esencialmente estos autores propusieron un modelo que considera una geometría de subducción de la Placa de Cocos con un ángulo de inmersión subhorizontal durante el Mioceno medio-superior y subvertical en el Plioceno-Pleistoceno tras haber ocurrido un proceso de doblamiento (*rollback*) que inicio hace ~ 7 Ma, quienes además establecen por medio de tomografía sísmica y métodos geofísicos complementarios que actualmente la Placa de Cocos inicialmente subduce debajo de la Placa Norteamericana con un ángulo de 15° , manteniendo esa configuración hasta 80 km de la costa, después se vuelve subhorizontal, y finalmente cambia abruptamente su ángulo de inmersión hasta 75° en el actual frente volcánico situado aproximadamente a 300 km de la Trinchera Mesoamericana; los registros sísmicos indican que la placa se trunca a aproximadamente 450 km de profundidad debajo de la CAc, la CLH y el HCh.

Al considerar una placa en subducción con un ángulo relativamente bajo, el magmatismo se aleja de la trinchera para situarse entre 385 y 450 km de la zona de subducción, lo cual justifica la

generación de magmas con firma calcoalcalina que dieron origen a las rocas del Gpo. Aquixtla durante el Mioceno medio-superior. La relación genética entre las rocas del Gpo. Aquixtla y el proceso de subducción se denota por su enriquecimiento en LILE con anomalías positivas en elementos móviles como el Rb, Ba, Cs, Sr y Pb, este último siendo un elemento incorporado a partir de la fusión de los sedimentos de la placa en subducción (Gill, 1981; Farmer, 2012; Kelemen et al., 2014), además de la anomalía negativa Nb-Ta.

La extensión NE-SW mantuvo un fuerte control sobre la actividad magmática y volcánica de Mioceno medio-superior. La mayoría de los cuerpos intrusivos emplazados sobre el HCh presentan geometría alargada con un eje mayor de dirección NW-SE, tendencia paralela a la fisura eruptiva y los diques piroclásticos situados al SE del VCG. Por otra parte, el VCG y una segunda estructura volcánica situada al E de Tlaxco presentan colapsos en forma de herradura con apertura hacia el NE y NW respectivamente, parámetro comúnmente utilizado para señalar la dirección del σ_3 al momento en que estos procesos ocurren; todos estos factores indican que el fallamiento normal con extensión NE-SW activo durante el Mioceno medio-superior tuvo un fuerte control sobre el magmatismo y vulcanismo del Gpo. Aquixtla.

En este contexto de la deformación extensiva NE-SW se puede mencionar a la Falla Tlaxco (FTx) como una de las principales expresiones de esta deformación (ver mapa estructural de la figura 33); esta falla forma el límite SW de los *horsts* Chignahuapan y Rosario-Acoculco, sin embargo, también constituye el margen NE de la DAT, por lo que probablemente ha tenido actividad durante el Plioceno-Pleistoceno, aunque esto no se refleja en los datos de campo.

El hiatus magmático ocurrido durante la transición Mioceno-Plioceno ha sido reconocido en el CVAT, el área de Acoculco y en el VCG. El fechamiento obtenido en este estudio para la granodiorita indica que la actividad magmática miocénica se mantuvo activa al menos hasta hace 7.27 ± 0.11 Ma; esta granodiorita es contemporánea a los domos dacíticos y flujos piroclásticos que afloran al SW de Aquixtla, los cuales representan la última etapa asociada al vulcanismo del Gpo. Aquixtla previo al inicio del vulcanismo monogenético del Gpo. Apizaco-Chignahuapan durante el Plioceno-Pleistoceno, ya que estas secuencias se encuentran divididas por los sedimentos fluviolacustres que afloran al noroeste de VCG.

Tras el doblamiento de la Placa de Cocos en el Mioceno superior, el manto litosférico y astenosférico pudieron haber tenido mayor participación a la vez que la extensión NW-SE facilitó la producción y ascenso de *melts* alcalinos durante el Plioceno-Pleistoceno, tal como indica la química y resultados geocronológicos de las muestras AcF-75a, AcF-75b y AcF-34a correspondientes a basaltos alcalinos tipo OIB, más específicamente, basaltos alcalinos sódicos, lo cual se denota por su relación $K_2O/Na_2O < 1$.

Las rocas del Gpo. Apizaco-Chignahuapan del Plioceno-Pleistoceno no presentan drásticas anomalías negativas en Nb-Ta con menor incorporación en Cs, Rb, Ba y Sr, aunque mantienen la anomalía positiva de Pb; estas muestras son de afinidad alcalina y de transición (excepto por la muestra AcF-34b), aunque los elementos traza indican que los *melts* calcoalcalinos producidos previamente mediante la subducción sigue siendo un factor participativo, ya que aunque las anomalías de Nb-Ta son ligeras en comparación con el Gpo. Aquixtla, siguen siendo elementos presentes.

La pómez bandeada presenta los más altos valores en Cs, Rb, U, Th y Pb, además de su elevado valor en Ba, aunque igualmente presenta un bajo contenido en Sr y enriquecimiento en Y, Yb y Lu, además de que es la única muestra con anomalía negativa de Eu. La anomalía negativa de Eu es comúnmente relacionada al fraccionamiento de Plg, mientras que la carencia de tal

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acozulco y Los Humeros, Puebla

Fidel Gómez Alvarez

anomalía se relaciona a ambientes con mayor fugacidad del oxígeno (fO_2) que favorecen la presencia de Eu^{+3} (Bea, 1996; Gill, 1996).

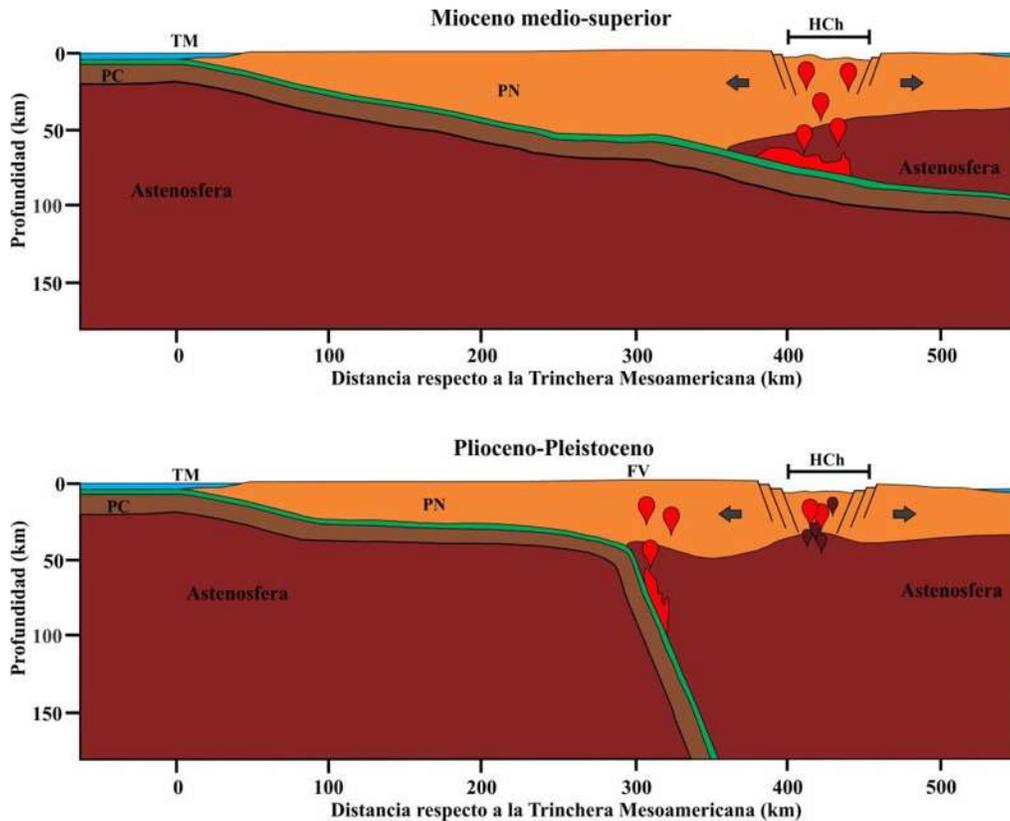


Figura 45. Modelo tectónico simplificado y petrogénesis de las rocas del HCh. FV: Frente Volcánico; PN: Placa Norteamericana; PC: Placa de Cocos; TM: Trincheras Mesoamericana. Modificado de Ferrari et al. (2011), Gómez-Tuena (2002) y Gómez-Tuena et al. (2003).

Los proxis Ba/Nb y TiO_2/K_2O vs SiO_2 establecen que valores de $Ba/Nb > 100$ se relacionan con un fuerte aporte de fluidos generados en un proceso de subducción, mientras que un coeficiente $TiO_2/K_2O > 1$ se vincula a fusión parcial del manto astenosférico (Petroni et al., 2003; Ferrari et al., 2011). En este sentido, el Gpo. Aquixtla presenta valores de Ba/Nb entre 61.7-171.2 y tasas de TiO_2/K_2O que oscilan de 0.08 a 0.72, rangos considerablemente diferentes a los valores de Ba/Nb (< 48.6) y TiO_2/K_2O (0.96-2.19) obtenidos para el Gpo. Apizaco-Chignahuapan. Por otro lado, el diagrama Rb/Zr vs Rb indica una correlación positiva para las rocas del Gpo. Aquixtla, particularidad poco visible en las muestras del Gpo. Apizaco-Chignahuapan, las cuales muestran una ligera disposición subhorizontal; estas tendencias sugieren que la contaminación cortical y los procesos de mixing y cristalización fraccionada han estado presentes durante la evolución magmática (Rollinson, 1993), lo cual es congruente con los resultados del análisis petrográfico en el que las rocas del Gpo. Aquixtla comúnmente presentan textura tamiz en Plg, zoneamiento, diferentes asociaciones mineralógicas, antecristales y bordes de reacción en cristales de Hb, además de los xenolitos identificados en las muestras AcF-110a y AcF-110b, propiedades consideradas como evidencia de procesos de mezcla de magmas, asimilación cortical, descompresión y cambios en las condiciones termodinámicas de un sistema magmático. Por otra parte, la presencia de Hb y Bt en varias de estas muestras indica que estos magmas son más hidratados en comparación con los magmas del Gpo. Apizaco-Chignahuapan.

La relativa ausencia de procesos petrológicos en las rocas relacionadas al vulcanismo monogenético no es extraña, ya que el ascenso de estos magmas es más rápido debido a su

baja viscosidad y a que los campos volcánicos monogenéticos generalmente se instauran en zonas con altas tasas de extensión tectónica (Takada, 1994; Alaniz-Álvarez et al., 1998); esto reduce el tiempo disponible para que procesos como diferenciación o asimilación tomen lugar y facilita que los magmas se preserven relativamente primitivos, sin embargo, la mezcla de magmas no es un proceso ausente, lo cual se evidencia por la pómez bandeada (AcF34b) encontrada en el cono de escoria de la estación AcF-34a.

Los basaltos alcalinos generalmente se relacionan a dominios tectónicos extensionales que favorecen la fusión por descompresión debido a adelgazamiento cortical en zonas de rifting, mientras que su génesis es atribuida principalmente a procesos de fusión parcial del manto litosférico y el manto astenosférico, e incluso, a la fusión de cuerpos metasomatizados en el manto superior (Farmer, 2012; Verma, 2001). La presencia de magmatismo de afinidad calcoalcalina de edad Plioceno-Pleistoceno puede deberse a que algunos de los magmas generados durante el Mioceno medio-superior se quedaron atrapados durante su ascenso a la superficie, periodo en el que pudieron haberse sometido a procesos de tipo AFC (Assimilation Fractional Crystallization), o bien pueden corresponder a magmas más jóvenes que migraron lateralmente de la cuña del manto; además, estos magmas podrían estar participando en procesos de mezcla con fluidos alcalinos producidos por descompresión del manto litosférico durante el Plioceno-Pleistoceno. La participación del manto astenosférico en la génesis de los basaltos alcalinos por descompresión y fusión parcial puede no existir, o bien, estar enmascarada por procesos de mezcla y asimilación, ya que este caso daría lugar a magmas más empobrecidos en HREE de lo que muestran las rocas del Gpo. Apizaco-Chignahuapan

La extensión NW-SE muestra una clara influencia en las estructuras regionales y el vulcanismo monogenético. La mayoría de investigaciones coinciden en citar el inicio del vulcanismo monogenético hace ~ 2.25 Ma, con mayor expresión en el CVAT (García-Palomo et al., 2002; 2017; García-Tovar et al., 2015), mientras que la edad isotópica más reciente de 60 ka se obtuvo a partir de una andesita basáltica colectada de un cono de lava cerca del límite NW de la CAC (Avellán et al., 2018). Por otro lado, el registro volcánico más reciente reportado sobre el HCh corresponde a la Ignimbrita Xaltipán, depósito relacionado a la actividad explosiva de la CLH fechado por Carrasco-Núñez et al. (2018) en 164 ± 4.2 ka.

Las estructuras más importantes del área de estudio relacionadas a la extensión NW-SE son las fallas normales de Apan (FAp), Chignahuapan (FCh) y Axaxalpa (FAx), las cuales dan lugar a estructuras configuradas en forma de *horsts* y *grabens* (HRA, GCh, HCh) de orientación paralela a las fallas regionales y controlan en gran medida la distribución del vulcanismo monogenético, principalmente albergado en los *grabens* y en la DAT. Los conos de escoria cartografiados en la DAT frecuentemente se emplazan con orientación preferencial NE-SW. Varios autores sostienen que la dirección de los lineamientos de conos de escoria y domos de lava en campos volcánicos monogenéticos (frecuentemente alimentados por diques) es perpendicular a la dirección del σ_3 regional (Takada, 1994; Nakamura, 1997; Alaniz-Álvarez et al., 1998; García-Palomo et al., 2002; Gudmundsson, 2006; 2012; Martí et al., 2016), lo cual es congruente con el dique de azimuth N32 encontrado en la estación AcF-30; este dique se encuentra al interior de un cono de escoria datado por López-Hernández et al. (2009) en 0.2 Ma.

Las fases extensivas estuvieron acompañadas por fallas laterales dentro de un contexto estructural de zonas de transferencia. Un modelo de zonas y fallas de transferencia se puede sustentar mediante dos casos principales: *i)* a través de diferentes estructuras de dirección perpendicular o cuasi perpendicular que actúan contemporáneamente con diferente cinemática; *ii)* mediante una misma falla que contiene dos generaciones de estrías con diferente cinemática,

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla

Fidel Gómez Alvarez

y por lo tanto, generadas en diferentes momentos, es decir, estructuras reactivadas. Además, bajo un modelo de zonas de transferencia una misma falla puede actuar con componente izquierda o derecha en diferentes sitios sobre su traza, lo cual implica un intercambio en la dirección de incidencia de los σ_1 y σ_3 (Fig. 46).

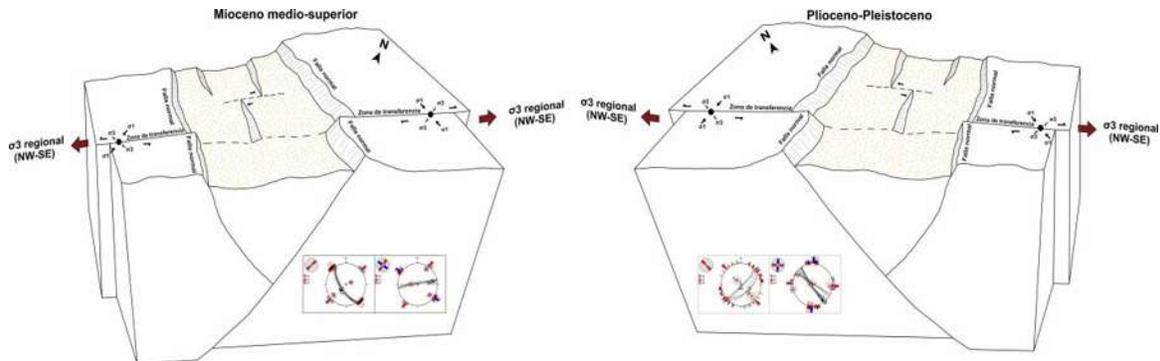


Figura 46. Modelo teórico simplificado que considera las zonas de transferencia en un contexto tectónico regional en extensión. Note como cambia el comportamiento de los tensores en las zonas de transferencia.

El primer caso se evidencia en la estación AcF-60: en este sitio afloran andesitas del Gpo. Aquixtla cortadas tanto por fallas normales de dirección NW-SE bajo un σ_3 NE-SW, como por fallas laterales de dirección NE-SW (Fig. 47).

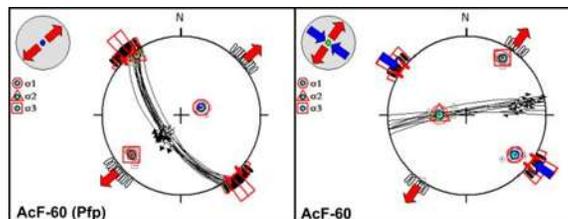


Figura 47. Estereogramas de fallas contemporáneas con dirección cuasi perpendicular y diferente cinemática de la estación AcF-60. El contexto regional lo representa la falla con σ_3 NE-SW (izquierda), mientras que el sistema de esfuerzos con σ_1 NW-SE (derecha) corresponde a la deformación secundaria que genera fallas de transferencia dependientes de la actividad de las fallas normales.

El segundo caso de fallas de transferencia que hace referencia a la reactivación de estructuras heredadas se puede explicar analizando la estación AcF-147 (ver figura 39). En esta estación se encontraron dos generaciones de estrías con diferente cinemática en el mismo plano de falla de dirección NW-SE: según la relación de corte, el primer set corresponde a un desplazamiento normal con un σ_3 orientado NE-SW, mientras que el segundo y más reciente muestra un desplazamiento lateral; la relación de corte entre ambos conjuntos de indicadores cinemáticos sugiere la reactivación de estructuras heredadas, es decir, una falla que durante el Mioceno medio-superior actuó como falla normal debido a la extensión NE-SW, y que posteriormente cambió a una cinemática lateral derecha durante el Plioceno-Pleistoceno al actuar como falla de transferencia debido a la extensión NW-SE.

La distribución de las fallas de transferencia con dirección NE-SW (puntos verdes en mapa estructural de la figura 40) indica que estas estructuras cortan principalmente en las rocas volcánicas del Gpo. Aquixtla del Mioceno medio-superior, lo cual refuerza el modelo tectónico planteado.

Al igual que para la deformación del Mioceno medio-superior, se identificaron zonas de transferencia en consecuencia de la extensión NW-SE del Plioceno-Pleistoceno. El mejor ejemplo de estas zonas de transferencia lo representa la FAc: en esta estructura se reconocieron dos generaciones de estrías (ver figura 38) donde la generación más antigua corresponde a un

movimiento lateral, y la más reciente a un movimiento normal oblicuo, sin embargo, ambos movimientos son producto de la extensión NW-SE. Aparentemente la FAc fungió como vía de ascenso para el emplazamiento de los domos riolíticos situados en el margen oeste de la CAc, para los cuales López-Hernández (2009) y Avellán et al. (2018) reportan edades entre 1.7 y 0.6 Ma; estos domos a su vez son cortados por FAc, al igual que algunos depósitos piroclásticos post colapso. También se identificaron fallas de dirección NE-SW que originalmente actuaron como fallas laterales durante el Mioceno medio-superior, y posteriormente se reactivaron como fallas normales en el Plioceno-Pleistoceno, secuencia invertida a lo observado en la estación AcF-147 descrita anteriormente.

V.3 Neotectónica

Las principales fases magmáticas identificadas en el HCh y zonas periféricas muestran una estrecha relación con la evolución tectónica y estructural del área. La extensión NE-SW relacionada al vulcanismo del Mioceno medio-superior actuó contemporáneamente al desarrollo de zonas y fallas de transferencia paralelas a la dirección de extensión. Por otro lado, el régimen transtensivo con extensión NW-SE muestra evidencias de actividad a partir del Plioceno, por lo que este cambio en el contexto de esfuerzos podría estar relacionado al doblamiento de la Placa de Cocos en el Mioceno superior (Ferrari et al., 2011). En cualquiera de los casos, la extensión NW-SE del Plioceno-Pleistoceno no puede considerarse únicamente como el resultado del doblamiento de la Placa de Cocos, ya que esta deformación no corresponde con la geometría del fallamiento cuaternario, por lo que deben considerarse los planteamientos hechos por Ego y Ansan (2002) y Andreani et al. (2008: 2008a).

El modelo tectónico-estructural (Fig. 48) permite visualizar la relación entre el campo de esfuerzos regional y las fallas de transferencia. La transición Mioceno superior-Plioceno supone una inversión en la cinemática de las estructuras; si bien se pudieron haber desarrollado nuevas rupturas, algunas de las fallas normales de dirección NW-SE activas durante el Mioceno medio-superior actualmente funcionan como fallas de transferencia, inversamente, fallas de dirección NE-SW que actuaron como zonas de transferencia en el Mioceno se retoman en el Plioceno-Pleistoceno como fallas normales; esto se evidencia en planos de falla con dirección NE-SW con dos generaciones de estrías y relación de corte determinada por una estría subhorizontal a la que se sobrepone una estría vertical u oblicua, mientras que en algunos planos de falla de dirección NW-SE se observó una relación inversa, es decir, una estría normal u oblicua cortada por una estría subhorizontal.

Las tres edades isotópicas por Ar^{40}/Ar^{39} obtenidas en este estudio sitúan al vulcanismo monogenético en el Pleistoceno (<2 Ma), por lo que el Gpo. Apizaco-Chignahuapan puede considerarse como la prolongación E-SE del CVAT. Debido a que las fallas Apan, Chignahuapan y Axaxalpa controlan las cuencas actuales, además de que los lineamientos de volcanes monogenéticos son paralelos a estas estructuras, la edad del vulcanismo monogenético puede considerarse contemporánea a la deformación extensiva bajo un esfuerzo mínimo horizontal (σ_3) orientado NW-SE que dio lugar a la apertura de los *grabens* de Apan, Chignahuapan y Aquixtla. La geometría de los *grabens* Apan y Chignahuapan indican un acuñaamiento hacia el margen NE y mayor apertura hacia el SE; esto podría deberse a que la apertura de los bloques se da mediante un arreglo en *échelon* con mayor tasa de desplazamiento hacia la parte centro-oeste de las cuencas, dando como resultado fallas normales a las que se asocian fallas de transferencia predominantemente de componente lateral derecha.

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

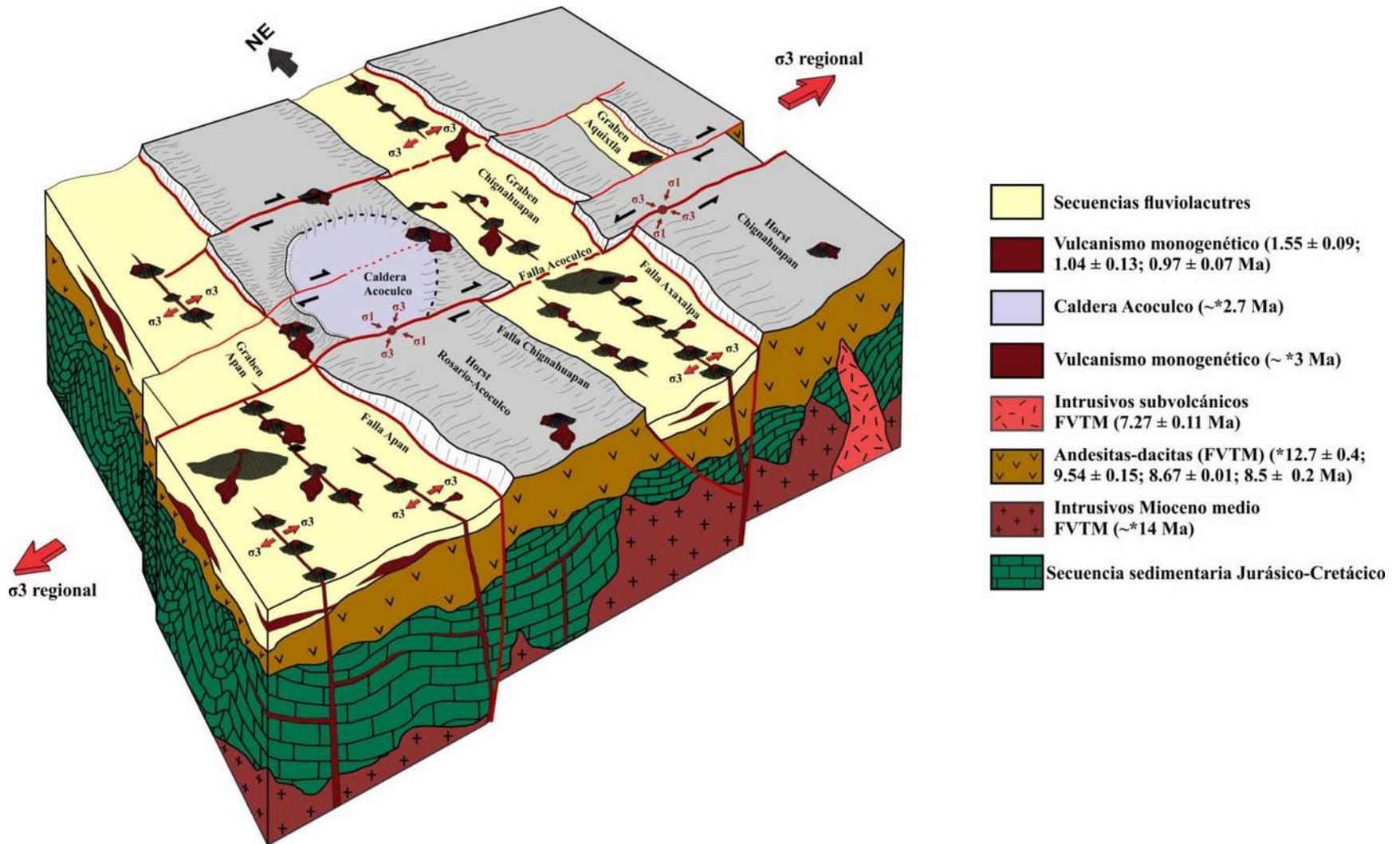


Figura 48. Modelo tectónico-estructural del área de estudio. Las unidades estratigráficas fueron simplificadas para una mejor comprensión, sin embargo, el modelo hace referencia principalmente al contexto tectónico-estructural actual y las principales fases magmáticas de la zona. Las edades marcadas con asteriscos son tomadas de estudios previos.

V.4 Implicaciones de la tectónica y magmatismo Mioceno-Cuaternario en el yacimiento geotérmico de la Caldera de Acoculco

Existen discrepancias al ubicar la fase inicial del vulcanismo, ya que [López-Hernández et al. \(2009\)](#) señalan que la CAc se encuentra anidada al interior una estructura más vieja denominada Caldera Tulancingo, sin embargo, [Avellán et al. \(2018\)](#) no reconocen la existencia de dicha estructura, quienes además identifican a una ignimbrita andesítica de ~2.7 Ma como el depósito sin caldera relacionado al colapso y formación de la CAc.

El magmatismo de la CAc supone la existencia de dos “end members” involucrados en procesos de mezcla de magmas después del colapso ([Sosa-Ceballos et al., 2018](#)): el proceso de mezcla se da entre fundidos de afinidad calcoalcalina y fundidos con firma peralcalina. Estos mismos autores sugieren que las riolitas peralcalinas de la CAc pudieron haberse generado a partir de la fusión parcial de un manto metasomatizado, aunque otros estudios indican que estos magmas también se pueden generar a partir de cristalización fraccionada de basaltos alcalinos ([Bowen, 1937](#); [Sceal y Weaver, 1971](#); [White et al., 2012](#); [Macdonald, 2012](#)), fusión parcial del manto ([Bailey, 1974](#); [Bohrson y Reid, 1997](#); [Hong et al., 2013](#)), fusión parcial de la corteza ([Macdonald et al., 1970](#); [1987](#)) y combinación de fusión parcial con cristalización fraccionada ([Lowenstern y Mahood, 1991](#)).

La identificación de basaltos alcalinos en este estudio deja abierta la posibilidad de considerarlos como magmas primigenios a partir de los cuales se generaron las riolitas peralcalinas reconocidas por [Sosa-Ceballos et al. \(2018\)](#), quienes además sugieren que su emplazamiento se da desde altos niveles de profundidad; esto significa que los procesos de cristalización fraccionada igualmente deberían estar ocurriendo a grandes profundidades, sin embargo, el ascenso magmático en campos volcánicos monogenéticos para dominios tectónicos extensionales es relativamente rápido, lo cual restringe el tiempo disponible para el fraccionamiento de los basaltos. Como punto a favor de la existencia de este proceso, el volumen de magma con firma peralcalina es mínimo en comparación con la cantidad de magmas calcoalcalinos emplazados en Acoculco. No se ha cuantificado el volumen de magma emitido durante la actividad volcánica monogenética del Plioceno-Pleistoceno, desconociéndose igualmente qué proporción de ese volumen presenta firma alcalina, de transición y calcoalcalina, no obstante, cabe señalar que, de ocho análisis geoquímicos practicados a rocas relacionadas al vulcanismo monogenético, dos presentan firma alcalina y dos más se encuentran en la transición entre las series alcalina y calcoalcalina; actualmente no existen reportes en el área de magmatismo alcalino previo a la formación de la CAc.

[López-Hernández et al. \(2009\)](#) establecen que posterior al colapso de la caldera hubo al menos dos fases de alteración hidrotermal que dieron lugar a una intensa precipitación mineral, autosellamiento y pérdida de permeabilidad en el yacimiento. Los registros térmicos obtenidos por la CFE durante la perforación de los pozos exploratorios EAC-1 y EAC-2 superaron los 300 °C de temperatura de fondo, por lo que el sistema se encuentra actualmente clasificado como HDR ([López-Hernández et al., 2009](#); [Viggiano-Guerra et al., 2011](#); [Lorenzo-Pulido et al., 2011](#)).

Aunque las perforaciones identificaron un batolito granítico y una zona de mármol y *skarn* de entre 600 y 800 m de espesor, se ha estipulado que actualmente el calor podría estar siendo aportado por intrusiones tardías de diques y sills relacionados al vulcanismo monogenético del CVAT ([Sosa-Ceballos et al., 2018](#); [López-Hernández et al., 2009](#)).

Aunque ya se había reconocido el fallamiento NW-SE, al que [López-Hernández et al. \(2009\)](#) denominaron Sistema de Fallas Tulancingo-Tlaxco, se le consideró como una fase de edad

miocénica, lo cual contrasta con la caracterización de la FAc. De igual forma, la falla lateral derecha cartografiada al este de la CAc corta a la Ignimbrita Pierdas Encimadas datada por [López-Hernández et al. \(2009\)](#) en 1.3 ± 0.2 Ma; la identificación de estas estructuras y los datos radiométricos de las unidades litológicas que desplazan son una clara evidencia de que las fallas NW-SE han tenido actividad durante el Plioceno-Pleistoceno.

El contexto tectónico regional se puede identificar en los sistemas estructurales caracterizados en el interior de la CAc, sin embargo, los procesos internos (colapso calderico, resurgencia, intrusiones máficas tardías, fallamiento local) generan estructuras locales asistemáticas. Probablemente las fallas intracaldera con mayor influencia regional corresponden a las estructuras medidas en las estaciones AcF-114 y AcF-135 (figuras 41A y 41B) en las que se observó una intensa alteración hidrotermal debido al flujo de fluidos, mientras que la deformación local se denota principalmente por fallamiento apical ~E-W en las porciones oeste, centro y noreste de la caldera (figura 41C) y por la deformación heterogénea de las secuencias lacustres.

Bajo un contexto tectónico extensional NW-SE, tanto en las fallas normales de dirección NE-SW como las fallas de transferencia de dirección NW-SE y NNW-SSE son estructuras potenciales para la conducción de fluidos, con mayor relevancia en las zonas de relevo e intersección entre dichos sistemas ([Curewitz y Karson, 1997](#); [Faulds et al., 2010](#); [2011](#); [2012](#)). En contraparte, los modelos digitales de elevación muestran que las fallas intracaldera de dirección promedio E-W y ENE-WSW son de longitud corta, congruente con la baja inclinación de los planos medidos en campo; estas particularidades indican que estas fallas son relativamente someras, por lo tanto, carecen de potencial para la conducción de fluidos.

Aunque [Avellán et al. \(2018\)](#) identificaron el depósito sin caldera, además de que existe una zona de colapso en el margen norte de la CAc que delimita la distribución de los sedimentos lacustres, los estudios geofísicos no han probado la existencia de una cámara magmática que pudiera considerarse como un cuerpo en enfriamiento potencialmente aprovechable. Si el calor está siendo aportado por intrusiones máficas relacionadas al vulcanismo monogenético tal como sugieren [López-Hernández et al. \(2009\)](#) y [Sosa-Ceballos et al. \(2018\)](#), la cantidad de calor disponible para ser aprovechado en un escenario en explotación estaría directamente relacionado al número de diques y sills entrampados debajo de la superficie, sin embargo, aun considerando la existencia de un “enjambre” de intrusiones, la dimensión de estos cuerpos es muy pequeña en comparación con una cámara magmática, de tal forma que la inyección de fluidos podría provocar un enfriamiento relativamente rápido de la fuente de calor y pérdida en la capacidad de producción.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1.- La evolución tectónica y magmática del área de estudio se agrupa en 5 fases principales entre las que se distinguen 3 etapas de deformación y dos hiatus. En orden cronológico del más antiguo al más reciente corresponde a:

i) Orogenia Laramide, evento compresivo con un σ_1 horizontal NE-SW que plegó las rocas terrígenas y carbonatadas de la SMO_r depositadas durante el Jurásico medio-Cretácico superior. En toda la porción NE del HCh se desarrollaron anticlinales y sinclinales recumbentes constituidos por pliegues tipo chevron con vergencia al NE, rampas de corrimiento y cabalgaduras.

ii) Las relaciones estratigráficas discordantes indican que después del plegamiento de las rocas sedimentarias del Mesozoico se registra un hiatus geológico extendido hasta hace 23.60 ± 0.07 Ma, aunque este magmatismo no corresponde a la actividad de la FVTM.

iii) La segunda fase de deformación tuvo lugar en el Mioceno medio-superior contemporáneamente a las etapas iniciales de la FVTM. Este evento se caracteriza por una tectónica extensional bajo un esfuerzo mínimo horizontal (σ_3) orientado NE-SW que formó fallas normales de dirección NW-SE y NNW-SSE y fallas de transferencia de dirección NE-SW. La extensión NE-SW controló el ascenso magmático y distribución del vulcanismo durante el Mioceno caracterizado por una fase intrusiva representada por cuerpos sub volcánicos de composición granito-diorita con registro de emplazamiento de hasta 7.27 ± 0.11 Ma, y pulsos efusivos dominados por magmas de composición intermedia que inició hace 12.7 Ma con la emisión de andesitas al este de Tlaxco, y se prolongó hasta 8.55 ± 0.20 Ma con el emplazamiento de domos dacíticos al noroeste del VCG.

iv) La transición Mioceno superior-Plioceno da paso a un cambio de régimen tectónico y magmático aparentemente desencadenado por el doblamiento de la Placa de Cocos. Los datos radiométricos señalan que después del emplazamiento de los domos dacíticos en el Mioceno superior, tuvo lugar un hiatus magmático que finalizó hace ~ 3 Ma cuando inició el vulcanismo monogenético en la región de Apan, aunque en el área de estudio se prolongó hasta 1.55 ± 0.09 Ma con el emplazamiento de basaltos alcalinos sobre la FAX al este de Chignahuapan.

v) La tercera fase de deformación de edad Plioceno-Pleistoceno está representada por la tectónica regional extensiva bajo un esfuerzo mínimo horizontal (σ_3) orientado NW-SE que formó fallas normales de dirección NE-SW y fallas de transferencia orientadas NW-SE. En este contexto tectónico se emplazaron al menos 94 volcanes monogenéticos principalmente al interior de la DAT y el GCh cuya distribución es controlada por el campo de esfuerzos regional, a la vez que se daba la apertura de los grabens de Apan, Chignahuapan y Aquixtla, así como los horst Rosario-Acoculco y Chignahuapan, estructuras delimitadas por las fallas Apan, Chignahuapan y Axaxalpa.

2.- El cambio en la dirección de extensión de NE-SW en el Mioceno a NW-SE en el Plioceno-Pleistoceno da paso a nuevos rompimientos corticales, sin embargo, algunas fallas heredadas se retoman con cinemática invertida, de tal forma que las fallas NW-SE con desplazamiento normal durante el Mioceno pasan a fungir como fallas de transferencia en el Plioceno-Pleistoceno, mientras las fallas que actuaron como zonas de transferencia con dirección NE-SW en el Mioceno se reactivaron como fallas normales en el Plioceno-Pleistoceno.

3.- Las rocas volcánicas emplazadas entre las calderas Acoculco y Los Humeros varían composicionalmente entre basalto y riolita con un rango de SiO_2 que va de 47.52 a 76.03 (wt%), agrupándose en dos sets magmáticos principales: i) la subducción de bajo ángulo de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana en el Mioceno medio-superior genera los magmas con firma calcoalcalina del Gpo. Aquixtla conformado por las rocas volcánicas intrusivas y extrusivas del HCh; ii) el doblamiento de la Placa de Cocos en el Mioceno superior propició una rápida apertura de las cuecas cuaternarias debido a la tectónica extensional, facilitando procesos de fusión parcial en el manto litosférico que generaron los basaltos alcalinos y de transición del Gpo. Apizaco-Chignahuapan, aparentemente involucrados en procesos de mezcla con magmas calcoalcalinos heredados de la subducción miocénica.

4.- La evidencia petrográfica y geoquímica sugiere la existencia de mezcla de magmas, asimilación, cristalización fraccionada y procesos de descompresión en las rocas del Gpo.

Aquixtla, mientras que el Gpo. Apizaco-Chignahuapan evidencia procesos de mezcla entre fundidos alcalinos y calcoalcalinos durante el Pleistoceno; los patrones geoquímicos son incongruentes para las rocas de la corteza superior, por lo que estos procesos deben estar ocurriendo en niveles corticales intermedios a profundos.

5.- Las riolitas peralcalinas emplazadas en la CAC podrían haberse generado a partir de la cristalización fraccionada de los basaltos alcalinos, aunque el tiempo requerido para la ocurrencia de este proceso podría contradecirse con el rápido ascenso de los magmas en campos volcánicos monogenéticos bajo dominios tectónicos extensionales.

6.- Los sistemas estructurales de la CAC reflejan el contexto regional extensivo y la deformación asociada a las fallas de transferencia (FAC), aunque los procesos internos (colapso, resurgencia e intrusiones tardías) dan lugar a fallamiento local incongruente con los sistemas regionales.

7.- Bajo un campo de esfuerzos regional extensivo orientado NW-SE, la intersección de estructuras regionales y zonas de fracturamiento asociadas a fallas NE-SW, NW-SE y NNW-SSE, pueden ser consideradas como estructuras potenciales para la condición de fluidos, mientras que las estructuras locales generalmente representadas por fallamiento apical de dirección ~E-W carecen capacidad penetrativa, parámetro limitante para su potencial geotérmico.

a) Se recomienda un análisis con mayor distribución de las estaciones estructurales que incluya como objetivo el muestreo y fechamiento de minerales de relleno de falla, de tal forma que las fases de deformación se puedan restringir con mayor precisión temporal.

b) Con el fin de reforzar la información sobre el contexto tectónico regional actual, se deben agregar datos de mecanismos focales, monitoreo GPS y análisis estructurales y cinemáticos detallados, así como calcular tasas de extensión y dirección de apertura de las cuencas.

c) Es necesario incrementar el muestreo de las rocas relacionadas al vulcanismo monogenético, de tal forma que se puedan hacer estimaciones cuantitativas sobre el volumen de magma alcalino emitido durante el Plioceno-Pleistoceno en relación a la proporción de magmas calcoalcalinos, aplicando además análisis isotópicos y técnicas analíticas, como pueden ser microsonda electrónica (Electron Micro Probe Analyzer, EMPA), difracción de rayos X (X-Ray Diffraction, XRD) y métodos espectroscópicos (infrarrojo, Raman), esto con el fin de establecer una mejor traza sobre la petrogénesis magmática identificando dónde y bajo qué condiciones ocurren los procesos de mezcla de magmas, asimilación, cristalización fraccionada, descompresión magmática.

d) La caracterización de la deformación de la CAC debe ser complementada con estudios estructurales detallados, así como profundizar en la relación espacial y temporal entre las fases de fallamiento-mineralización.

e) Los nuevos modelos conceptuales sobre la evolución y estado actual del yacimiento geotérmico de la CAC deben tomar en cuenta la influencia del contexto tectónico regional en los procesos locales o intracaldera, considerando la intersección entre los sistemas de fallamiento regional NE-SW y NW-SE, así como como las zonas de fracturamiento asociadas como estructuras potenciales para a conducción de fluidos.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology*, 26, 7, 591-594.
- 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. *Sociedad Geológica Mexicana*, 1, 65-82.
- Andreani, L., Le Pichon, X., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., 2008. The southern Mexico block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion. *Societe Geologique de France*, 179, 2, 209-223.
- Andreani, L., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., Le Roy, C., Aranda-García, M., Le Pichon, X., Peterson-Rodriguez, R., 2008. The Neogene Veracruz fault: evidences for left-lateral slip along the southern Mexico block. *Societe Geologique de France*, 179, 2, 195-208.
- Annen, A., Blundy, J. D., Sparks, S. J., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47, 3, 505-539.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005. El vulcanismo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 187-225.
- Avellán, D.R., Macías, J.L., Layer, P.W., Cisceros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., Pola, A., Sosa-Ceballos, G., García-Tenorio, F., Reyes-Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Mendiola, I. F., Marti, J., López-Loera, H., Benowitz, J., 2018. Geology of the late Pliocene-Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, DOI: 10.1080/17445647.2018.1531075.
- Bernal, J. P., Railsback, L. B., 2008. Introducción a la Tabla Periódica de los Elementos y sus Iones para Ciencias de la Tierra. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 2, 236-246.
- Bowen, N.L., 1937. Recent high temperature research on silicates and its significance in igneous petrology. *Am. J. Sci.* 33, 1-21.
- Calcagno, P., Evanno, G., Trumpy, E., Gutiérrez-Negrín, L. C., Macías, J. L., Carrasco-Núñez, G., Liotta, D., 2018. Preliminary 3-D geological models of Los Humeros and Acoculco geothermal fields (Mexico) – H2020 GEMex Project. *Advances in Geosciences*, 45, 321-333.
- Campa, M. F., Coney, P., 1982. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Journal Earth Sciences*, 20.
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, M. R., Franco, S.I., Villanueva-Estrada, R. E., Camprubí, A., Ramírez-Silva, G., López-Hernández, A., 2010. A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geochemical Exploration*. 105, 1-10.
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R. E., Alfonso, P., González-Partida, E., Salinas, S., 2015. Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics*. 53, 154-165.

- Cantagrel, J. M., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks: Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 1-2, 99-114: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90035-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90035-0).
- Carrasco-Núñez, G., Bernal, J. P., Dávila, P., Jicha, B., Giordano, G., Hernández, J., 2018. Reappraisal of Los Humeros Volcanic Complex by New U/Th Zircon and Ar⁴⁰/Ar³⁹ Dating: Implications for a Greater Geothermal Potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 132-149. <https://doi.org/10.1002/2017GC007044>.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano V, L., 1997. *Geologic Map of Cerro Grande Volcano and Surrounding Area, Central Mexico*. Geological Society of America.
- Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., 2005. Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 150, 423-440.
- Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Riggs, N.R., Ort, M.H., Zimmer, B.W., Willcox, C.P., Branney, M.J., 2012. Recent explosive volcanism at the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America*. 25, 83-113.
- Chávez-Cabello, G., Torres-ramos, J. A., Porrás-Vázquez, N. D., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J. J., 2011. Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *Sociedad Geológica Mexicana*. 63, 2, 253-270.
- Chesley, J., Ruis, J., Richter, K., Ferrari, L., Gómez-Tuena, A., 2001. Source contamination versus assimilation: an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc. *Earth and Planetary Science Letters*. 195, 211-221.
- Cuellar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, A. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012. Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 1, 179-203.
- Curewitz, D., Karson, J. A., 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 79, 149-168.
- Demant, A., Robin, C., 1975. Las Fases del Vulcanismo en México; una Síntesis en Relación con la Evolución Geodinámica desde el Cretácico. *Revista del Instituto de Geología U.N.A.M.* 1, 66-79.
- DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- DePaolo, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Dorantes C., González Partida E., Camprubi A., Canet C., González Ruiz L.F., Rodríguez Galeotte J. E., Castro Mora J., 2016. Características petrológicas y geoquímicas de los intrusivos relacionados a la mineralización del yacimiento tipo IOCG en la Zona Minera de las Minas, Estado de Veracruz, *INAGEQ* 112-121.
- Ego, F., Ansan, V., 2002. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99° W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics*, 359, 189-208.

- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000. *Tectónica de la Sierra Madre Oriental*. Sociedad Geológica Mexicana. 50, 1-26.
- English, J. M., Johnston, S. T., 2004. *The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces?*. *International Geology Review*, 46, 833-838.
- Farmer, G. L., 2014. *Continental Basaltic Rocks*. Elsevier, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00303-X>.
- Faulds, J. E., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moek, I., Oguz, K., 2010. *Characterizing Structural Controls of Geothermal Reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: Developing Successful Exploration Strategies in Extended Terranes*. International Geothermal Association.
- Faulds, J. E., Hinz, N. H., Coolbaugh, M. F., Cashman, P. H., Kratt, C., Dering, G., Edwards, J., Mayhew, B., McLachlan, H., 2011. *Assessment of Favorable Structural Settings of Geothermal Systems in the Great Basin, Western USA*. GRC Transactions, 35.
- Faulds, J. E., Hinz, N., Kreemer, C., 2012. *Structural and Tectonic Controls of Geothermal Activity in the Basin and Range Province, Western USA*. New Zealand Geothermal Workshop, 19-21 November.
- Faulds, J. E., Varga, R. J., 2015. *The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes*. Geological Society of America, 323.
- Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., Withjack, M. O., 2010. *A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones*. *Journal of Structural Geology*. 32, 1557-1575.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. M., Manetti, P., 2000. *Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Tectonophysics*. 318, 161-185.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Rios, F., 1999. *Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco Block*. *Geology Society of America*, 334.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C. M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. *Geology, geochronology and tectonic setting of the late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited*. *Journal of volcanology and geothermal research*, 146, 284-306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M. T., Menea, V., Menea, M., 2011. *The Dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. *Tectonophysics*.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vásquez-Serrano, A., 2012. *The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt*. *Geosphere*, 8, 4, 931-949.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., van der Pluijm, B., 2014. *Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults*. *International Geology Review*, 56, 6, 734-755, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.896228>
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Garduño-Monroy, V. H., 2000. *Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico*. *Tectonophysics*. 318, 281-302.

- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J. C., 2002. [Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geos. Int.* 41, 2, 133-150.](#)
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., Arce, J. L., Layer, P. L., Santoyo, M. A., Lermo-Santiago, J., 2017. [NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acoculco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*](#)
- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., Solé, J., Correa-Tello, J.C., Núñez-Castillo, E, Y., Guillón, H., Monroy-Rodríguez, E.M., 2105. [Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* 32, 1, 100-122.](#)
- García-Valles, M., Pi, T., Alfonso, P., Canet, C., Martínez, S., Jiménez-Franco, A., Tarrago, M., Hernández-Cruz, B., 2015. [Kaolin from Acoculco \(Puebla, Mexico\) as raw material: Mineralogical and thermal characterization. *Clay Minerals.* 50, 405-416.](#)
- Garduño-Monroy, V. H., Gutiérrez-Negrín, L. C. A., 1992. [Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional.* 31, 4, 417-429.](#)
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López, R., Irade-Alcantara, Rodríguez-Pascua, M. A., Szyuka-Ruk, E., Hernández-madrugal, V. M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V. H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J. C., 2009. [Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional,* 48, 319-335.](#)
- Garduño-Monroy, V. H., Spinnler, J., Ceragioli, E., 1993. [Geological and structural study of the Chapala rift, State of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional.* 32, 3, 487-499.](#)
- Gibbs, A. D., 1984. [Structural evolution of extensional basin margins: *Geological Society of London Journal,* 141, 609-620.](#)
- Gill, R., 2015. [Chemical Fundamentals of Geology and Environmental Geoscience. WILEY Blackwell, p. 153-176.](#)
- Gómez-Tuena, A., 1999. [Evolución Geológica del Volcán Cerro Grande, Sector Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.](#)
- Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000. [Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics.* 318, 249-280.](#)
- Gómez-Tuena, A., 2002. [Control Temporal del Magmatismo de Subducción en la Porción Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: Caracterización del Manto, Componentes de Subducción y Contaminación Cortical. Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México.](#)
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. [Temporal control of subduction magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry Geophysics Geosystems.* 4,8.](#)
- Gómez-Tuena, A., Orosco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., 2005. [Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Sociedad Geológica Mexicana.* 3, 227-283.](#)

Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez

- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S. M., 2016. [Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. Earth-Science Reviews.](#)
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Garduño-Monroy, V. H., Macías, J. L., Layer, P. W., Benowitz, J. A., 2015. [The Sierra de Mil Cumbres, Michoacan, Mexico: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 301, 128-147.](#)
- Gudmundsson, A., 2006. [How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. Earth Science Reviews. 79, 1-31.](#)
- Gudmundsson, A., 2012. [Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 237-238, 19-41.](#)
- Gudmundsson, A., 2012. [Strengths and strain energies of volcanic edifices: implications for eruptions, collapse calderas, and landslides. Natural Hazards and Earth System Science. 12, 2241-2258.](#)
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1985. [The cinder cones of Michoacan -Guanajuato: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 25, 105-124.](#)
- Hasenaka, T., Ban, M., Delgado-Granados, H., 1994. [Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. cinder cones. Geofísica Internacional. 33, 1, 125-138.](#)
- Hasenaka, T., 1994. [Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 63, 13-31.](#)
- Hiriart, G., Luis, I., Negrín, C. A. G., José, F., Quijano, L., Armando, L., Celis, O., Espíndola, I. S., Hernández, I. I., 2011. [Evaluación de la Energía Geotérmica en México.](#)
- Kelemen, P. B., Hanghoj, K., Greene, A. R., 2014. [One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. Elsevier, 3, 1-70: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00323-5>](#)
- Kereszturi, G., Németh, K., 2013. [Monogenetic basaltic volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. Chapter 1, 4-53.](#)
- López-Granados, E., Mora-Chaparro, J. C., 2009. [Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. Geofísica Internacional. 48, 3, 319-335.](#)
- López-Hernández, A., 2009. [Evolución volcánica del Complejo Tulancingo-Acoculco y su sistema hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México. Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México.](#)
- López-Hernández, A., García.estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-partida, E., palma-Guzmán, H., Quijano-León, J. L., 2009. [Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acoculco Calera Complex, central Mexico: Exploratory studies. Geothermics. 38, 279-273.](#)
- Lorenzo-Pulido, C., Flores-Armenta, M., Ramírez-Silva, G., 2011. [Caracterización de un yacimiento de roca seca caliente en la zona geotérmica de Acoculco, Pue. Geotermia. 24, 1.](#)
- Lowenstern, J.B., Mahood, G.A., 1991. [New data on magmatic H₂O contents of pantellerites with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. Bull. Volcanol. 54, 78–83.](#)

- Macdonald, R., 2012. [Evolution of peralkaline silicic complexes: lessons from the extrusive rocks. *Lithos* 152, 11–22.](#)
- Macdonald, R., Bailey, D.K., Sutherland, D.S., 1970. [Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenya. *J. Petrol.* 11, 129–149.](#)
- Macdonald, R., Davies, G.R., Bliss, C.M., Leat, P.T., Bailey, D.K., Smith, R.L., 1987. [Geochemistry of high silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. *J. Petrol.* 28, 979–1008.](#)
- Macdonald, R., Davies, G.R., Bliss, C.M., Leat, P.T., Bailey, D.K., Smith, R.L., 1987. [Geochemistry of high silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. *J. Petrol.* 28, 979–1008.](#)
- McDougall, I., 2015. [K/Ar and Ar⁴⁰/Ar³⁹ Isotopic Dating Techniques as Applied to Young Volcanic Rocks, Particularly Those Associated with Hominin Localities. Elsevier. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01201-8>](#)
- Mathieu, L., Wyk de Vries, B., Pilato, M., Troll, V. R., 2011. [The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: Analogue models and natural examples. *Journal of Structural Geology.* 1-9.](#)
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D., 2005. [La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Sociedad Geológica Mexicana.* 3, 319-341.](#)
- Nakamura, K., 1977. [Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation- principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 2, 1-16.](#)
- Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Wehrle, D., 1985. [Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional,* 24, 477–575.](#)
- Nelson, S. A., Gonzalez-Caver, E., 1992. [Geology and K-Ar dating of the Tuxtlas Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Volcanology.* 55, 85-96.](#)
- Padilla y Sánchez, R. J., 2007. [Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Sociedad Geológica Mexicana.* 1, 19-42.](#)
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. [Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in the southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research,* 100, 12357-12373.](#)
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. [Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. Geological Society of America.](#)
- Peiffer, L., Bernard-Romero, R., Mazot, A., Taran, Y. A., Guevara, M., Santoyo, E., 2014. [Fluid geochemistry and soil gas fluxes \(CO₂-CH₄-H₂S\) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acoculco caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 284, 122-137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.019>.](#)
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., Gurnis, M., 2008. [Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters.* DOI: 10.1029/2008GL035127.](#)

**Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las
Calderas Aocolulco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez**

- Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Pascua, M. A., Giner-Robles, J. L., 2010. [Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field \(Mexico\)](#). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 201, 65-72.
- Rollinson, H. R., 1993. [Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation](#). Pearson Prentice Hall, p. 48-170.
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2014. [Composition of the Continental Crust](#). Elsevier, 3, 1-64.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J. L., 2005. [Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico](#). *Journal of Petrology*. 46, 6, 1243-1282.
- Sibson, R. H., 1996. [Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes](#). *Journal of Structural Geology*. 18, 8, 1031-1042.
- Sceal, J.S.C., Weaver, S.D., 1971. [Trace elements data bearing on the origin of salic rocks from the Quaternary volcano Paka, Gregory rift, Kenya](#). *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 327-331.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993. [Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico](#). Geological Society of America.
- Servicio Geológico Mexicano, 1997. [Carta Geológico-Minera Zacatlán, clave E14-B14, escala 1: 50 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2002. [Carta Geológico-Minera Ciudad de México, clave E14-2, escala 1: 250 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2002. [Carta Geológico-Minera Veracruz, clave E14-3, escala 1: 250 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2005. [Carta Geológico-Minera Huachinango, clave F14-D83, escala 1: 50 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2007. [Carta Geológico-Minera Perote, clave E14-B26, escala 1: 50 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2011. [Carta Geológico-Minera Teziutlán, clave E14-B15, escala 1: 50 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2011. [Carta Geológico-Minera Xonacatlán, clave E14-B25, escala 1: 50 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2012. [Carta Geológico-Minera Mexcaltepec, clave E14-B24, escala 1: 50 000](#).
- Servicio Geológico Mexicano, 2017. [Carta Geológico-Minera Chignahuapan, clave E14-B13, escala 1: 50 000](#).
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-López, M. E., Pérez-Orozco, J. D., 2018. [The Aocolulco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Aocolulco geothermal system](#). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Suter, M., 1987. [Structural traverse across de Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico](#). *Geological Society of America*, 98, 249-264.

**Evolución Tectónica y Magmatismo en el Alto Estructural de Chignahuapan Localizado entre las
Calderas Acoculco y Los Humeros, Puebla
Fidel Gómez Alvarez**

- Suter, M., 1991. State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, in Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., and Blackwell, D. D., eds., Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map Volume 1.
- Suter, M., Contreras-Pérez, J., Ochoa-Camarillo, H., 1997. Structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. II Convención sobre la evolución geológica de México.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. Geological Society of America, 113, 6, 693-703.
- Takada, A., 1989. Magma transport and reservoir formation by a system of propagation cracks. *Volcanology*. 52, 118-126.
- Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*. 99, B7, 13563-13573.
- Verma, S. P., Salazar-V, A., Negendank, J. F. W., Milán, M., Navarro-L, I., Besh, T., 1993. Características petrográficas y geoquímicas de elementos mayores del Campo Volcánico de Los Tuxtlas, Veracruz, México. *Geofísica Internacional*, 32, 2, 237-248.
- Verma, S. P., 2001. Geochemical Evidence for a Lithospheric Source for Magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *International Geology, Review*, 43:1, 31–51.
- Verma, S. P., 2015. Origin, evolution and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central America Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 24, 111-164.
- Verma, S. P., 2018. Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?. *Geological Society of America*. 30, 12, 1095-1098.
- Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J. A., Velásco-Tapia, F., Orozco-Esquivel, M. T., 2009. Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *Ciencia UANL*, 7, 1.
- Viggiano-Guerra, J. C., Flores-Armenta, M., Ramírez-Silva, G. R., 2011. Evolución del sistema geotérmico de Acoculco, Pue., México: un estudio con base en estudios petrográficos del pozo EAC-2 y en otras consideraciones. *Geotermia*. 24, 1.
- White, J.C., Espejel-García, V.V., Anthony, E.Y., Omenda, P., 2012. Open system evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift. *Lithos* 152, 84–104.
- White, W. M., Klein, E. M., 2014. *Composition of the Oceanic Crust*. Elsevier, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6>.
- Yarbuh-Lugo, U. I., 2015. The interplay between deformation, erosion and sedimentation in the deep-water Mexican Ridges foldbelt, western Gulf of Mexico basin. Tesis doctoral, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.