



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

EVOLUCIÓN VOLCÁNICA DEL COMPLEJO TULANCINGO-ACOCULCO
Y SU SISTEMA HIDROTHERMAL, ESTADOS DE HIDALGO Y
PUEBLA, MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

AÍDA LÓPEZ HERNÁNDEZ

JURADO EXAMINADOR

- 1) Dr. Gerardo J. Aguirre Díaz. Director de tesis
- 2) Dr. Eduardo González Partida. Presidente
- 3) Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás. Vocal
- 4) Dr. Luca Ferrari Pedraglio. Suplente
- 5) Dr. José Luis Arce Saldaña. Suplente

Comité Tutorial: Dr. Gerardo J. Aguirre Díaz, Dr. Luca Ferrari, Dr. Eduardo González Partida



Agosto 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos de la Comisión Federal de Electricidad, en particular al Dr. Gerardo Iriart Lebert, y al Dr. José Luis Quijano León, gerente y subgerente respectivamente, durante el tiempo que se desarrolló el trabajo de campo, por el financiamiento de los estudios petrográficos, geoquímica de rocas y fechamientos, así como el apoyo logístico.

Al Dr. Gerardo J. Aguirre por haber aceptado ser mi director de tesis en un momento complicado, por su atinada dirección y por su actitud tan humana que lo caracteriza. También le agradezco el financiamiento para la realización de estudios de geoquímica de rocas complementarios como parte de su proyecto obtenido de la Universidad Autónoma de México, PAPIIT Grant IN.115302.

A los otros miembros de mi Comité Tutorial: Dr. Luca Ferrari y Dr. González Partida por los valiosos aportes dirigidos a mejorar el trabajo de tesis.

A los responsables del Posgrado en el Centro de Geociencias Campus Juriquilla y en particular al Dr. Carlos Mendoza por las facilidades otorgadas para la realización de los trámites administrativos para la obtención del grado. Muy especialmente agradezco a Marta Pereda M. por la orientación, apoyo administrativo, resolución de dudas y mensajes positivos que me permitieron alcanzar esta meta.

A los miembros del jurado por sus valiosas correcciones que contribuyeron claramente a mejorar el manuscrito original: Dr. Gerardo J. Aguirre Díaz, Dr. Luca Ferrari Pedaglio, Dr. Eduardo González Partida, Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás y al Dr. José Luis Arce Saldaña.

Al Ing. Daniel Castillo Hernández por la información y experiencias que compartió conmigo durante el desarrollo del trabajo de campo.

Al Ing. Julio C. Viggiano Guerra por su orientación en el ámbito de la petrografía hidrotermal.

A mis hijos por su comprensión y apoyo durante el tiempo que me tomó la realización de la tesis ya que siempre me animaron y confiaron en que lograría obtener el grado.

En forma muy especial a mi esposo Gerardo García E. a quien debo el logro de esta meta, primero por animarme a realizar estudios de posgrado, segundo por ayudarme durante la realización de la tesis y finalmente por motivarme a no desistir hasta alcanzar el objetivo.

A mi esposo Gerardo

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Propósito del Estudio	3
1.2. Antecedentes	4
1.3. Ubicación geográfica	5
1.4. Metodología	5
2. GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. Unidades Pre-Complejo Tulancingo-Acocolco	10
<i>2.1.1. Jurásico-Cretácico</i>	10
<i>2.1.2. Etapa intrusiva</i>	14
<i>2.1.3. Grupo Pachuca</i>	15
<i>2.1.4. Andesitas Apan</i>	16
<i>2.1.5. Dacita El Rosario</i>	17
<i>2.1.6. Andesita El Peñón</i>	18
<i>2.1.7. Ignimbrita Tetlapayac</i>	18
<i>2.1.8. Ignimbrita Alcholoaya</i>	19
2.2. Unidades del complejo de Tulancingo	21
<i>2.2.1. Riodacita Las Minas</i>	21
<i>2.2.2. Ignimbrita Los Azufres</i>	22
<i>2.2.3. Dacitas Acaxochitlán</i>	23
2.2.4. Domos de Tulancingo y productos piroclásticos	24
2.3. Unidades de la caldera de Acocolco	25
<i>2.3.1. Unidades Pre-caldera</i>	25
2.3.1.1 Andesitas basálticas Los Laureles	25
<i>2.3.1.2. Riolitas pre-caldera</i>	26
<i>2.3.1.3. Dacita Cruz Colorada</i>	26
<i>2.3.1.4. Basalto Cuautelolulco</i>	26
<i>2.3.2. Unidades sin-caldera de Acocolco</i>	27
<i>2.3.2.1. Ignimbrita Acocolco</i>	27
<i>2.3.3. Actividad postcaldérica en Acocolco</i>	36
2.3.3.1. Sedimentos lacustres	36
<i>2.3.3.2. Basalto Potrerillos</i>	38
<i>2.3.3.3. Riolita Acocolco</i>	39
<i>2.3.3.4. Ignimbrita Piedras Encimadas</i>	41
<i>2.3.3.5. Ignimbrita Tecoloquillo</i>	48
<i>2.3.3.6. Riolita Las Tetillas</i>	52
2.4. Vulcanismo periférico	54
2. 4.1. Depósitos del Volcán Navajas	54

2.4.2. <i>Secuencia volcán Telapón</i>	55
2.4.3. <i>Campo volcánico de Tezontepec-Chignahuapan</i>	55
2.5. Depósitos Aluviales	58
3. GEOCRONOLOGÍA	59
3.1. Método K-Ar	59
3.1.1. <i>Metodología</i>	59
3.1.2. <i>Preparación de las muestras</i>	60
3.1.3. <i>Análisis cuantitativo de K</i>	60
3.1.4. <i>Análisis isotópico del argón</i>	61
3.2. Método ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar	62
3.2.1. <i>Preparación de muestras</i>	63
3.2.2. <i>Análisis cuantitativo de Potasio</i>	64
3.2.3. <i>Irradiación de las muestras</i>	64
3.2.4. <i>Análisis isotópico de argón</i>	64
3.3. Resultados	65
4. GEOQUÍMICA DE ROCAS. ELEMENTOS MAYORES	70
5. INTERPRETACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS DEL COMPLEJO TULANCINGO-ACOCULCO	77
5.1. Gravimetría	77
5.2. Magnetometría	84
6. EVOLUCIÓN VOLCÁNICA DEL COMPLEJO	88
6.1. Primera Etapa. Vulcanismo Pachuca-Apan-El Peñón (>13.4 - 12.6 Ma)	88
6.2. Segunda Etapa. Actividad volcánica de la caldera de Tulancingo (>3-2.6 Ma)	90
6.2.1. <i>Primer evento de la caldera de Tulancingo (>3Ma)</i>	91
6.2.2. <i>Segundo evento de la Caldera de Tulancingo</i>	92
6.2.3. <i>Tercer evento de la Caldera de Tulancingo (3.0-2.6 Ma)</i>	92
6.3. Tercera Etapa. Evolución de la caldera de Acoculco	93
6.3.1 <i>Primer evento de Acoculco. Actividad volcánica pre-caldérica (1.7-1.6 Ma)</i>	94
6.3.2. <i>Segundo evento de Acoculco. Colapso caldérico (1.4 - 1.26 Ma)</i>	95
6.3.3. <i>Tercer evento de Acoculco. Actividad post-caldérica (1.3 – 0.8 Ma)</i>	99
6.3.4. <i>Evento terminal de Acoculco</i>	102
6. 4. 4ª Etapa. Vulcanismo periférico Atotonilco y Tezontepec-Chignahuapan	103
7. MARCO ESTRUCTURAL DE LA ZONA	104
7.1. Procesamiento de la información	104
7.2. Interpretación de los datos estructurales	105
7.2.1. <i>Nivel regional</i>	105
7.2.2. <i>Interpretación local</i>	110
8. SISTEMA HIDROTERMAL	115
8.1. Fuente de calor del sistema	116
8.2. Origen de la permeabilidad	116
8.2. Exploración geofísica	118

8.2.1. Resistividad eléctrica	118
8.3. Manifestaciones termales superficiales	120
8.3.1. Geoquímica de fluidos	123
8.3.2. Composición de gases	126
8.4. Perforación exploratoria	129
8.4.1. Columna litológica	129
8.4.2. Datos de la perforación	131
8.4.3. Mineralogía hidrotermal	131
8.4.3.1. Minerales arcillosos	134
8.4.4. Estudios de inclusiones fluidas	134
8.4.4.1. Temperaturas de homogeneización (Th)	135
8.4.4.2 Salinidades en las inclusiones fluidas y contenido de gas	136
8.5. Modelo geológico del sistema hidrotermal	138
9. DISCUSIÓN. EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE TULANCINGO-ACOCULCO	142
9.1. Control tectónico-estructural del vulcanismo	142
9.1.1. Primera fase vulcano-tectónica.	142
9.1.2. Segunda fase vulcano-tectónica.	143
9.2. Las calderas de Tulancingo y Acoculco	145
9.3. Sistema hidrotermal	147
10. CONCLUSIONES	152
ANEXO	156
REFERENCIAS	158

FIGURAS

<i>Figura 1. Mapa índice regional del centro de México en el que se muestra la Faja Volcánica Transmexicana, los principales campos geotérmicos, calderas, ciudades y la ubicación del área de estudio.</i>	2
<i>Figura 2. Ubicación geográfica del área de estudio.</i>	8
<i>Figura 3. Mapa geológico del complejo volcánico Tulancingo-Acocolco</i>	11
<i>Figura 4. Columna litológica del pozo EAC-1.</i>	12
<i>Figura 5. Secciones estratigráficas del área de Tulancingo-Acocolco.</i>	13
<i>Figura 6. Secciones estratigráficas del área de Tulancingo-Acocolco (continuación).</i>	14
<i>Figura 7. Vista microscópica del granito de hornblenda, recuperado a 1614 m de profundidad en el pozo EAC-1. 2.5X, NX.</i>	15
<i>Figura 8. Ignimbrita Tetlapayac 10X NX. Cristales rotos de cuarzo con bahías, matriz totalmente desvitrificada, plagioclasa con zoneamiento oscilatorio.</i>	19
<i>Figura 9. Depósitos muy finos y bien estratificados que corresponden a la cima de una de las unidades de flujo de la ignimbrita Alcholoaya.</i>	20
<i>Figura 10. Afloramiento de la Ignimbrita Alcholoaya en la barranca del mismo nombre, cubierta por lavas andesítico-basálticas.</i>	21
<i>Figura 11. Ignimbrita Los Azufres 10X, NX. Recorte del pozo EAC-1 a 370m de profundidad.</i>	23
<i>Figura 12. Secciones estratigráficas del área Acocolco y Piedras Encimadas.</i>	25
<i>Figura 13. Afloramiento de la Ignimbrita Acocolco en Potrerillos (SW Acocolco).</i>	28
<i>Figura 14. Detalle de la Ignimbrita Acocolcopertenece a la zona de mayor soldamiento. Se observan pómez colapsadas (fiammes).</i>	29
<i>Figura 15. Vista al microscopio de la Ignimbrita Acocolco 4X, NX. Se observan cristales rotos de cuarzo y de hornblenda, contenidos en una matriz vítrea desvitrificada.</i>	29
<i>Figura 16. Columna estratigráfica de la Ignimbrita Acocolco en el arroyo Potrerillos (SW de Acocolco).</i>	31
<i>Figura 17. Detalle de la brecha lítica co-ignimbrítica de la ignimbrita Acocolco.</i>	32
<i>Figura 18. Afloramiento de la Ignimbrita Acocolco en la zona de mayor soldamiento en el arroyo Potrerillos.</i>	32

<i>Figura 19. Detalle del lapilli acrecional observado en la ignimbrita Acoculco.</i>	33
<i>Figura 20. Poblado de Acoculco localizado en el centro del complejo volcánico donde aflora la secuencia lacustre.</i>	36
<i>Figura 21. Micropliegues formados en los sedimentos lacustres en la Hacienda de Acoculco.</i>	37
<i>Figura 22. Cabalgaduras en los sedimentos lacustres en Xahualalulco.</i>	38
<i>Figura 23. Basalto Potrerillos sobre ignimbrita Acoculco.</i>	39
<i>Figura 24. Domo riolíticos La Minilla, pertenece al anillo norte de Acoculco.</i>	40
<i>Figura 25. Reserva Natural de Piedras Encimadas.</i>	42
<i>Figura 26. Afloramiento del miembro inferior de la ignimbrita Piedras Encimadas en El Mirador (Zacatlán).</i>	43
<i>Figura 27. Miembro superior de la ignimbrita Piedras Encimadas en mina de Atexca.</i>	43
<i>Figura 28. Columnas estratigráficas de la ignimbrita Piedras Encimadas y la ignimbrita Tecoloquillo.</i>	44
<i>Figura 29. Presencia de líticos de andesita en la base del miembro inferior de la ignimbrita Piedras Encimadas</i>	45
<i>Figura. 30. Pipas de desgasificación en el miembro superior de la ignimbrita Piedras Encimadas.</i>	45
<i>Figura 31. Pómez compacta ligeramente colapsada, forma parte del miembro superior de la ignimbrita Piedras Encimadas.</i>	46
<i>Figura 32. Cráter de explosión en la ignimbrita Piedras Encimadas.</i>	46
<i>Figura 33. 4X,NX. Ignimbrita Piedras Encimadas con alto grado de soldamiento, se observan fiammes recristalizadas y cristales rotos de cuarzo y feldespatos.</i>	47
<i>Figura 34. Corte en la mina Juvencia que pertenece a la compañía Minerales de Ahuazotepac, localizado en Ahuetecaco a 9 km al NW de Zacatlán.</i>	48
<i>Figura 35. Detalle de la ignimbrita Tecoloquillo, a simple vista se observan cristales de cuarzo, feldespatos y horblenda.</i>	50
<i>Figura 36. Afloramiento de la Ignimbrita Tecoloquillo.</i>	50
<i>Figura 37. Vista microscópica de la ignimbrita Tecoloquillo. Se observa textura eutaxítica, cristales rotos de cuarzo. 4x, luz natural.</i>	51
<i>Figura 38. Ignimbrita Tecoloquillo cubriendo a un cono monogenético.</i>	52

<i>Figura 39. Domo riolítico Tetillas</i>	53
<i>Figura 40. Ignimbritas del volcán Navajas sobre basaltos de San Miguel Regla.</i>	54
<i>Figura 41. Cono monogenético del campo volcánico de Tezontepec-Chignahuapan, ubicado en los alrededores de Chignahuapan.</i>	55
<i>Figura 42. Mesas de Basalto ubicadas al E de Chignahuapan.</i>	57
<i>Fig.43. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenido de la muestra AC-129</i>	67
<i>Fig.45. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenido de la muestra AC-135</i>	68
<i>Fig.46. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenido de la muestra AC-103.</i>	69
<i>Fig. 47. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenido de la muestra AC-139.</i>	69
<i>Figura 48 . Diagrama TAS (álcalis total vs sílice) para rocas del área de estudio. Modificada de Le Bas et al., (1986). La línea gruesa marca la subdivisión de las rocas volcánicas en los campos alcalino y subalcalino (Irvine and Baragar, 1971).</i>	72
<i>Figura 49. Diagrama SiO_2 vs K_2O de rocas en el área de estudio.</i>	74
<i>Figura 50. Localización de los sitios donde se recolectaron las muestras para análisis químico. En los cuadros blancos se indica el número de la estación.</i>	76
<i>Figura 51. Anomalía de Bouguer con densidad 2.4 g/cm³.</i>	78
<i>Figura 53. Perfil' en el que se modelan las unidades de baja densidad (no diferenciadas) que causan la depresión gravimétrica estudiada.</i>	83
<i>Figura 54. Campo magnético total reducido al polo basado en datos de PEMEX.</i>	85
<i>Figura 55. Campo Total reducido al polo con datos del Servicio Geológico Mexicano.</i>	87
<i>Figura 56. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. 1^a Etapa Vulcanismo Pachuca-Apan-El Peñón.</i>	89
<i>Figura 57. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Segundo evento de la caldera Tulancingo (>3 Ma).</i>	91
<i>Figura 58. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Tercer evento de la Caldera de Tulancingo (3.0-2.6 Ma).</i>	93

<i>Figura 59. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Primer evento de Acoculco. Actividad volcánica pre-caldérica).</i>	94
<i>Figura 60. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Segundo evento de Acoculco. Colapso caldérico.</i>	96
<i>Figura 61 . Fallas generadas como consecuencia del colapso caldérico de Acoculco, durante la emisión de la ignimbrita Acoculco.</i>	97
<i>Figura 62. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Tercer evento de Acoculco. Actividad post-caldérica.</i>	100
<i>Figura 63. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Evento terminal de Acoculco</i>	102
<i>Figura 64. Lineamientos de volcanes de la zona Tulancingo- Tlaxco interpretados de la imagen de relieve sombreado.</i>	106
<i>Figura 65. Lineamientos interpretados de la gravimetría de la zona Tulancingo-Tlaxco.</i>	107
<i>Figura 66. Lineamientos interpretados a partir de la magnetometría de la zona Tulancingo-Tlaxco</i>	108
<i>Figura 67. Cabalgaduras observadas en los sedimentos lacustres en el borde norte de la caldera de Acoculco.</i>	110
<i>Figura 68. Sedimentos plegados ubicados al noreste del graben apical en el poblado de Acoculco.</i>	111
<i>Figura 69. Planos de fractura al interior de la Caldera de Acoculco (para la simbología de la litología consultar Figura 3).</i>	112
<i>Figura 70 . Ubicación de las estaciones donde se midió la dirección e inclinación de la estratificación de los sedimentos lacustres.</i>	114
<i>Figura 71. Distribución de la resistividad aparente (sondeos Schlumberger) con A/B2 = 750 m en el área de la caldera de Acoculco. Contornos en Ohmm-m.</i>	119
<i>Figura 72. Distribución de resistividades aparentes en la caldera de Acoculco basado en el método magnetotelúrico (MT) a 5 sec. Contornos en Ohm-m.</i>	120
<i>Figura 73 . Zona de desprendimiento de gases en Alcaparrosa.</i>	121
<i>Figura 74 . Zona de manantiales calientes en los Baños de Chignahuapan.</i>	123
<i>Figura 75. Composición química de muestras de agua superficial de la caldera de Acoculco.</i>	124

<i>Figura 76. Contenido de O^{18} y D en muestras de agua de manantiales calientes del área de Acoculco. Ver Tabla 8.2 para más detalles.</i>	127
<i>Figura 77. Contenido relativo de Ar, N_2 y He en muestras de gas en el área de Acoculco. Ver Tablas 8.1 y 8.2 para más detalles.</i>	128
<i>Figura 78. Datos más importantes obtenidos de la perforación del pozo EAC-1. Qz: cuarzo; CT: calcita; Py: pirita; B: biotita; EP: epidota; HM: hematita; TMA: todos los minerales arcillosos, CH: clorita; I: illita; SM: esmectita; K: caolinita.</i>	130
<i>Figura 79. Promedio de temperaturas de homogeneización vs. promedio de temperaturas de fusión en cristales de cuarzo y calcita.</i>	136
<i>Figura 80. Modelo geológico esquemático del Complejo Tulancingo-Acoculco y su sistema hidrotermal, elaborado con información geológica, gravimétrica y aeromagnética.</i>	139

TABLAS

Página

<i>Tabla 1. Edades del complejo volcánico Tulancingo-Acoculco obtenidas en este estudio.</i>	66
<i>Tabla 2. Análisis químicos de rocas del Complejo Volcánico de Tulancingo-Acoculco. Elementos Mayores.</i>	75
<i>Tabla 3. Composición química de muestras de agua del área de Tulancingo-Acoculco</i>	125
<i>Tabla 4. Composición química de muestras de gas del área de Tulancingo-Acoculco y Nueva Zelanda (Giggenbach, 1980).</i>	128
<i>Tabla 5. Mediciones micrométricas de inclusiones fluidas en recortes y núcleos recuperados del pozo EAC-1.</i>	135

RESUMEN

El complejo volcánico de Tulancingo-Acocolco se encuentra en la porción E del Cinturón Volcánico Mexicano. Esta región se caracteriza por la presencia de dos fenómenos íntimamente relacionados: el fallamiento y el ascenso de magma a través de estas zonas de ruptura. Por su composición química los productos pertenecen a la serie calcoalcalina, se encuentran rocas basálticas, andesíticas-basálticas, dacíticas y riolíticas.

El complejo volcánico de Tulancingo-Acocolco se emplazó en la intersección de dos sistemas de fallas de dirección NE-SW y NW-SE cuya existencia es inferida por el procesamiento de los datos geofísicos, gravimetría y magnetometría. Está formado por la acumulación de productos volcánicos resultantes de la evolución de dos calderas sobrepuestas. La más antigua, denominada Tulancingo, tiene 32 km de diámetro y se originó en el Plioceno. La más reciente, denominada Acocolco, tiene 18 km de diámetro, es de edad Pleistoceno y se encuentra anidada en la primera. La columna litológica está formada por tres unidades principales; de la base a la cima éstas incluyen, un cuerpo intrusivo de composición granítica, una secuencia sedimentaria intensamente metamorfizada y los productos volcánicos de las dos calderas de composición félsica.

A escala regional, en la periferia del complejo tuvieron lugar dos etapas principales de vulcanismo, cuyo emplazamiento estuvo controlado en ambos casos por sistemas de fallas que se relacionan con el proceso de subducción en el Pacífico. El más antiguo es anterior al complejo y está alineado con dirección NW-SE. A este evento pertenecen centros volcánicos importantes como el de Pachuca, Apan y Cerro Grande. Su edad varía de 13.4 a 9 Ma y se observa una migración de NW a SE. La otra etapa es de tipo monogenético y comprende edificios de composición principalmente andesita-basáltica. Se inició después de un hiatus volcánico de 4-5 Ma y se mantuvo activa entre 4.6 y 0.2 Ma. Su emplazamiento fue controlado por un sistema de fallas de dirección NE-SW.

La estructura caldérica de Acocolco posee un sistema hidrotermal activo que se ubica en su porción este. La actividad hidrotermal produjo en superficie extensas zonas de alteración y una capa sello que sólo permite el ascenso de gases fríos a través de angostas fisuras. En la actualidad dentro de la caldera sólo existen dos sitios de descarga superficial de gases, aunque su volumen es muy pequeño. Las inclusiones fluidas demuestran la presencia de dos eventos termales sobrepuestos de diferentes temperaturas y salinidades. El más antiguo relacionado con el emplazamiento de un cuerpo intrusivo, y el más reciente asociado al sistema hidrotermal del complejo volcánico. A profundidad el sistema hidrotermal se caracteriza por las altas temperaturas y la baja permeabilidad de las unidades litológicas.

A pesar de la baja permeabilidad observada en el centro del complejo, el sistema hidrotermal tiene descarga lateral hacia el SE. A 17 km aproximadamente en esa dirección se ubican los manantiales termales de los Baños de Chignahuapan y Quetzalapa. Las aguas son de tipo carbonatadas con 49°C y 30°C, respectivamente.

Finalmente, las elevadas temperaturas medidas en el pozo y la baja permeabilidad de la formación sólo pueden explicarse por la existencia de una intrusión en proceso de enfriamiento cuya edad no puede ser mayor a unos pocos cientos de miles de años. Esto permite descartar como origen del termalismo al vulcanismo silíceo asociado a la formación de la caldera de Acocolco (0.8 Ma) y en su lugar se asocia con el magmatismo más reciente (0.2 Ma) de tipo andesítico-basáltico que generó el vulcanismo monogenético y los diques que aparecen a diferentes profundidades en el

pozo. Interpretación consistente con los altos valores del cociente He^3/He^4 medidos en estudios previos y que resultan incluso más elevados que en los campos geotérmicos más importantes del país.

ABSTRACT

The Tulancingo-Acocolco volcanic complex is located in the Eastern portion of the Mexican Volcanic Belt. This region is characterized by the presence of two intimately related phenomena: the faulting and rising of magma through these rupture zones. Based on their chemical composition, the products belong to the calc-alkaline serie, we find basalts, basaltic-andesites dacites and rhyolites.

The Tulancingo-Acocolco volcanic complex formed in the intersection of two fault systems of direction NE-SW and NW-SE, the existence of which is inferred by processing of geophysical data, gravimetrics and magnetometrics. The complex is formed by the accumulation of volcanic products resulting from the evolution of two superimposed calderas. The oldest one, denominated Tulancingo, is 32 km in diameter and originated in the Pliocene. The most recent one, denominated Tulancingo, is 18 km in diameter, dates from the Pleistocene and is nested on the first one. The lithological column is composed by three main units. On the base these include a granite intrusive complex, a sedimentary sequence heavily metamorphosed, and the volcanic products of the two calderas of felsic composition.

On a regional scale, two main volcanism stages took place around the complex. Their formation was controlled by fault systems related to the subduction process in the Pacific. The oldest stage predates the complex and is aligned NW-SE. Important volcanic centers like Pachuca, Apan and Cerro Grande belong to this stage. Its age varies from 13.4 to 9 Ma and we can observe a migration from NW to SE. The other stage is monogenetic and encompasses building of mainly basaltic-andesitic composition. It started after a 4-5 Ma volcanic hiatus and it stayed active between 4.6 and 0.2 Ma. Its formation was controlled by a NE-SW fault system.

The active Acocolco hydrothermal system is located inside Acocolco caldera structure. The hydrothermalism produced extensive altered surface areas and a perfect cap rock that only permits the upflow of cold gasses through narrow fissures. Today, there are only two sites of surface gas discharge inside the caldera, and their volume is very low. The fluid inclusions demonstrate the presence of two thermal events of different temperatures and salinities. The oldest one is related to the emplacement of the intrusive body and the most recent one with the hydrothermal system of the volcanic complex. At depth the hydrothermal system is characterized by high temperature and low permeability of the lithological units.

Despite the low permeability observed inside the complex, the hydrothermal system has lateral discharge to the SE. Approximately 17 km in that direction, there are two thermal springs, Baños de Chignahuapan and Quetzalapa. The waters are carbonated and with temperatures of 49°C and 30°C, respectively.

Finally, the high temperatures measured in the well and the low permeability of the formation, can only be explained by the existence of a cooling intrusion which age cannot be more than a few hundred thousand years. This allows us to dismiss the silicic volcanism associated with the formation of the Acocolco caldera (0.8 Ma) as the origin of the thermalism, and instead to associate

it with the more recent magmatism (0.2 Ma) of the andesitic-basaltic type that generated the monogenetic volcanism and the dykes that appear at different depths in the well. This interpretation is consistent with the high values of the He^3/He^4 cocient measured in previos studies and that result even higher than in the most important geothermal fields in the country.

1. INTRODUCCIÓN

El complejo volcánico de Tulancingo-Acocolco se localiza en el centro-oriente de México, al SE de Tulancingo en los límites de los estados de Hidalgo y Puebla. Forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), provincia que se extiende desde Nayarit en el W hasta Veracruz en el E, y constituye un arco volcánico continental relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa de Norteamérica a lo largo de la trinchera Mesoamericana, (Molnar y Sykes, 1969); (Urrutia y Del Castillo, 1977; Karig., *et al.*, 1978; Demant, 1978,1982; Menard, 1978; Robin, 1982a; Nixon, 1982; Suárez y Sing, 1986; Urrutia y Böhnell, 1987; Pardo y Suárez, 1993, 1995). Otras teorías explican el origen de la FVTM debido a un mega-shear (Mooser, 1972), a un rompimiento cortical (Verma, 2001).

Aguirre *et al.* (1998, 2003), en su revisión sobre las características de la FVTM, infieren que en la FVTM existe una importante influencia de los diferentes bloques corticales sobre los cuales se formó éste, así como efectos del control estructural sobre el emplazamiento de magmas debido a los sistemas de fallas entre bloques y en el interior de ellos. La FVTM ha sido dividida en tres sectores principales de acuerdo a sus características volcánicas, petrológicas y estructurales (Pasquaré *et al.*, 1991; Aguirre *et al.* 1998) el occidental, el central y el oriental. El oriental donde se localiza el área de estudio se caracteriza por la presencia de estratovolcanes andesíticos-dacíticos, conos de escoria, volcanes escudo y algunos domos, en general todos ellos pertenecen a la serie calcialcalina (Fig. 1).

En el sector oriental la FVTM se sobrepone con la provincia de la Sierra Madre Oriental, la cual es paralela a la costa del golfo de México y está formada principalmente por rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico, las cuales fueron intensamente plegadas durante la orogenia Laramide a principios del Cenozoico (López-Ramos, 1981) (Fig. 1).

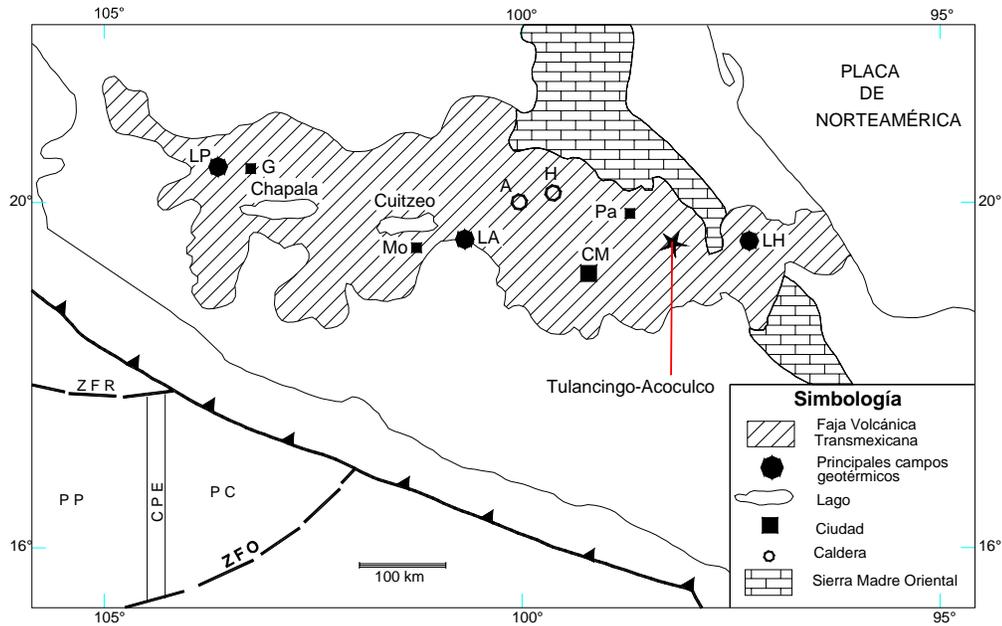


Figura 1. Mapa índice regional del centro de México en el que se muestra la Faja Volcánica Transmexicana, los principales campos geotérmicos, calderas, ciudades y la ubicación del área de estudio. Calderas y campos geotérmicos: A-Amealco, H-Huichapan, LP-La Primavera, LA-Los Azufres, LH-Los Humeros. Ciudades: G-Guadalajara, CM-Ciudad de México, Mo-Morelia, Pa-Pachuca,. Rasgos tectónicos: ZFO-Zona de fractura Orozco, ZFR-Zona de fractura Rivera, CPE-Cordillera del Pacífico Este, PP-Placa del Pacífico, PC-Placa de Cocos.

El complejo volcánico de Tulancingo-Acocolco se eleva en promedio 800 m sobre el nivel general de la zona, el cual está formado principalmente por la acumulación de productos volcánicos derivados de la actividad eruptiva. Es uno de los 6 complejos caldéricos principales de la FVTM, los cuales son: La Primavera (Mahood, 1980); Amealco (Verma *et al.*, 1991; Aguirre, 1996, Aguirre y McDowell, 2000); Huichapan (Milán, *et al.*, 1993; Aguirre, *et al.*, 1997, Aguirre y López 2009); Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1987; Carrasco y Branney, 2005), y Los Azufres, (Dobson y Mahood, 1985; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995) (Fig. 1).

El vulcanismo y la actividad hidrotermal no siempre están asociados entre sí; sin embargo, en el caso de las calderas, con frecuencia se desarrollan sistemas hidrotermales especialmente en la fase terminal de un ciclo eruptivo, como ocurre en Los Humeros y La Primavera (Ferriz y Mahood, 1987; Arnold y González-Partida, E., 1987; Mahood, 1980). A diferencia de las estructuras caldéricas antes mencionadas donde hay una relación directa

entre vulcanismo Cuaternario y extensas zonas de manifestaciones termales activas, en Tulancingo-Acozulco, el vulcanismo, aunque también es muy reciente, la actividad hidrotermal parece estar extinta. Sin embargo, en la zona central del complejo, se observan extensas zonas de alteración fósiles (actualmente inactivas), y sólo en dos de ellas, Los Azufres y Alcaparrosa, se ha observado desprendimiento escaso de gases fríos de origen magmático (De la Cruz y Castillo-Hernández, 1986).

La Comisión Federal de Electricidad perforó en la zona de Los Azufres un primer pozo exploratorio de 2,000 m de profundidad, en la búsqueda de un nuevo campo geotérmico. Los registros mostraron temperaturas superiores a los 300 °C, confirmando con ello la presencia de una fuente de calor asociada al episodio magmático más reciente de la zona (Gama, *et al.*, 1995). En los márgenes del complejo Tulancingo- Acozulco, varias decenas de kilómetros al SE, en Chignahuapan, Quetzalapa y Jicolapa, se localizan manantiales termales de temperatura moderada, posiblemente relacionados con el sistema hidrotermal de Acozulco (De la Cruz y Castillo-Hernández, 1986).

1.1. Propósito del Estudio

El objetivo principal consiste en establecer la evolución volcánica de la zona y presentar una hipótesis del funcionamiento del sistema hidrotermal asociado. Para ello, el estudio contempla tres temas principales, 1) vulcanología, 2) estructuras y 3), sistema hidrotermal.

Los objetivos específicos son:

1. Realizar un estudio geológico regional con el propósito de establecer la estratigrafía y distribución de los productos emitidos por las dos calderas. Asimismo, establecer su relación con otros centros volcánicos en tiempo y espacio.
2. A partir de la información geofísica y de datos estructurales medidos en campo, identificar los principales sistemas de fallamiento, su origen y explicar de que manera influyeron en el emplazamiento de los centros eruptivos y en el funcionamiento del sistema hidrotermal.
3. Proponer un modelo de la evolución volcánica de la zona, tomando como base la estratigrafía de las unidades volcánicas, la información estructural, los datos petrográficos, la geoquímica de rocas y las edades radiométricas.

4. Proponer un modelo geológico del sistema hidrotermal activo cuyas temperaturas son superiores a 300 °C.

1.2. Antecedentes

La zona ha sido estudiada desde 1981, principalmente por la Comisión Federal de Electricidad, con el objetivo de evaluar la posibilidad de explotar los recursos geotérmicos generados por el magmatismo que dio lugar al complejo volcánico.

En la etapa inicial, la Comisión Federal de Electricidad, realizó un trabajo de prospección dirigido a la búsqueda de recursos geotérmicos en el estado de Puebla (Romero y Hernández, 1981). Resultados de este trabajo fueron la identificación de la zona de Acoculco y de extensas áreas de alteración hidrotermal acompañadas de manantiales fríos ácidos, así como el reporte de emisión de gases y la presencia de animales muertos que se aproximaban a beber agua, aparentemente por envenenamiento por CO₂. Posteriormente, el interés geotérmico se confirmó con la medición de altos cocientes de ³He/⁴He que sugieren un origen magmático (Polak *et al.*, 1982). Desde 1986, la Comisión Federal de Electricidad continuó la exploración geotérmica por medio de estudios geológicos (De la Cruz y Castillo, 1986), exploración geofísica (Palma-Guzmán, 1987) y estudios geoquímicos de fluidos (Tello-Hinojosa, 1986). Paralelamente en 1987 el Instituto de Geología de la UNAM publicó la carta geológica de Calpulalpan que cubre parte de la zona estudiada (Ledesma-Guerrero, 1987). En 1994, la Comisión Federal de Electricidad retoma los estudios en el área y perfora un primer pozo exploratorio de 2,000 m de profundidad en la zona de mayor desprendimiento de gases, registrando temperaturas superiores a 300°C y escasa permeabilidad (Gama *et al.*, 1995). Con el propósito de comprender mejor los resultados del pozo perforado, se realizaron otros estudios complementarios, que incluyen, un estudio vulcanológico regional (López-Hernández y Martínez, 1996), y la reinterpretación de los datos geofísicos (García-Estrada, 1995, 2000; Palma-Guzmán, 1995).

A partir de 1997, investigadores de otras instituciones realizaron estudios con diferentes enfoques en la zona comprendida dentro del estudio. Nelson y Lighthart (1997), como parte de una excursión geológica, describe la zona del volcán Navajas, ubicado en el noroeste de la zona de estudio; Huizar-Álvarez *et al.* (1997) presentan la caracterización

geofísica e hidrológica de la subcuenca de Apan; Caballero *et al.* (1999) realizan estudios sobre los aspectos ambientales del lago de Tecocomulco; Quinto *et al.*, (1995) reporta los manantiales de la zona de Acoculco con un enfoque ambientalista; Verma (2001), basado en algunas muestras recolectadas en la zona presenta un modelo de la fuente litosférica de los magmas para este sector de la FVTM. García-Palomo *et al.* (2002) describen la estratigrafía y presentan un modelo de la evolución volcánica de la región de Apan. Finalmente, Campos *et al.* (2003) presentan una interpretación geofísica de la zona del lago de Tecocomulco. Por su parte, la Comisión Federal de Electricidad ha continuado con la realización de estudios en las zonas seleccionadas para la ubicación de nuevos pozos exploratorios.

1.3. Ubicación geográfica

La zona en estudio se localiza en el centro-este del país donde colindan los estados de Puebla, Hidalgo y Tlaxcala (Fig. 2). Las ciudades más importantes incluidas en el área son: Zacatlán, Chignahuapan y Huauchinango, del estado de Puebla, Tulancingo y Apan, del estado de Hidalgo, y Tlaxco del estado de Tlaxcala.

La zona esta muy bien comunicada por carreteras federales de primer orden, carreteras estatales, así como numerosos caminos vecinales, terracerías y brechas que comunican entre sí los numerosos poblados de la zona. La autopista que va de Jilotepec, Edo. de Mex. a Tuxpan, Ver., recorre la parte norte del área de estudio. La autopista Apizaco-Huauchinango, construida de norte a sur, conecta los poblados de Tlaxco, Chignahuapan y Zacatlán, localizados en el este. En el oeste existen carreteras pavimentadas que conectan a los poblados de los alrededores y la zona se cruza por caminos de terracería que unen Chignahuapan en el E con Tulancingo en el W, a este se interconectan otras brechas que mantienen comunicados a todos los poblados de la región. Toda la zona se encuentra electrificada.

1.4. Metodología

El presente estudio cubre un área aproximada de 4,000 km². Como referencia, los sitios geográficos en los extremos de la zona estudiada son, Real del Monte al NW, Calpulpan al SW (ambos en el estado de Hidalgo), Huauchinango, Puebla al NE, y el

poblado de Tlaxco, Tlax. al SE (Fig. 2). El área se cartografió usando mapas topográficos y fotografías aéreas escala 1:50 000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Basado en la interpretación de fotografías aéreas y en la compilación de trabajos realizados (De la Cruz y Castillo, 1986; Ledesma-Guerrero, 1987), se elaboró un mapa preliminar escala 1:100 000 para su verificación en campo. En cada estación se describió la columna estratigráfica. Se recolectaron muestras de rocas, con estricto control estratigráfico, para análisis petrográfico, geoquímica, y edades radiométricas. En la zona con manifestaciones termales, se colectaron datos de temperatura de los fluidos con pirómetro digital. Se midieron con brújula los datos cinemáticos en las zonas de fracturas.

En gabinete se procesó la información de campo. Las muestras para geocronología, petrografía y geoquímica se enviaron a los laboratorios correspondientes. Los fechamientos radiométricos fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología del CICESE (Ensenada) por la Dra. Margarita López. Los análisis químicos fueron elaborados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM por el Quím. Rufino Lozano. Las láminas delgadas se prepararon en el taller de laminación del Centro de Geociencias (Juriquilla, Qro.) de la UNAM. Más adelante se detallan los procedimientos y técnicas empleadas para geocronología (Capítulo 3). Con los resultados se elaboraron gráficas y tablas que se emplearon para la interpretación vulcanológica y estructural. Los resultados geoquímicos se usaron con fines de clasificación empleando los elementos mayores.

La Comisión Federal de Electricidad proporcionó datos geofísicos (García-Estrada, 1995; Palma-Guzmán, 1995), de geoquímica de aguas relacionados con el sistema hidrotermal (Tello-Hinojosa, 1986) y datos del pozo perforado EAC-1 (Gama *et al.*, 1995). Esta información no está publicada, se reinterpreto y se utilizó en la elaboración de un modelo geológico del funcionamiento del sistema termal asociado a la actividad volcánica. Asimismo, por su amplia cobertura, la información gravimétrica y magnetométrica se empleó como apoyo en la interpretación de estructuras tanto de origen vulcanológico como tectónico.

Con frecuencia los rasgos estructurales o de origen volcánico más antiguos se encuentran cubiertos por productos volcánicos y/o sedimentarios más recientes por ello se recurrió al análisis de la morfología del terreno a fin de identificar lineamientos de centros

de emisión que pudieran indicar zonas de debilidad relacionadas con algún sistema de fallas, rasgos circulares relacionados con el emplazamiento de alguna estructura volcánica, etc. Para este procedimiento se emplearon modelos digitales de elevación con diferentes iluminaciones.

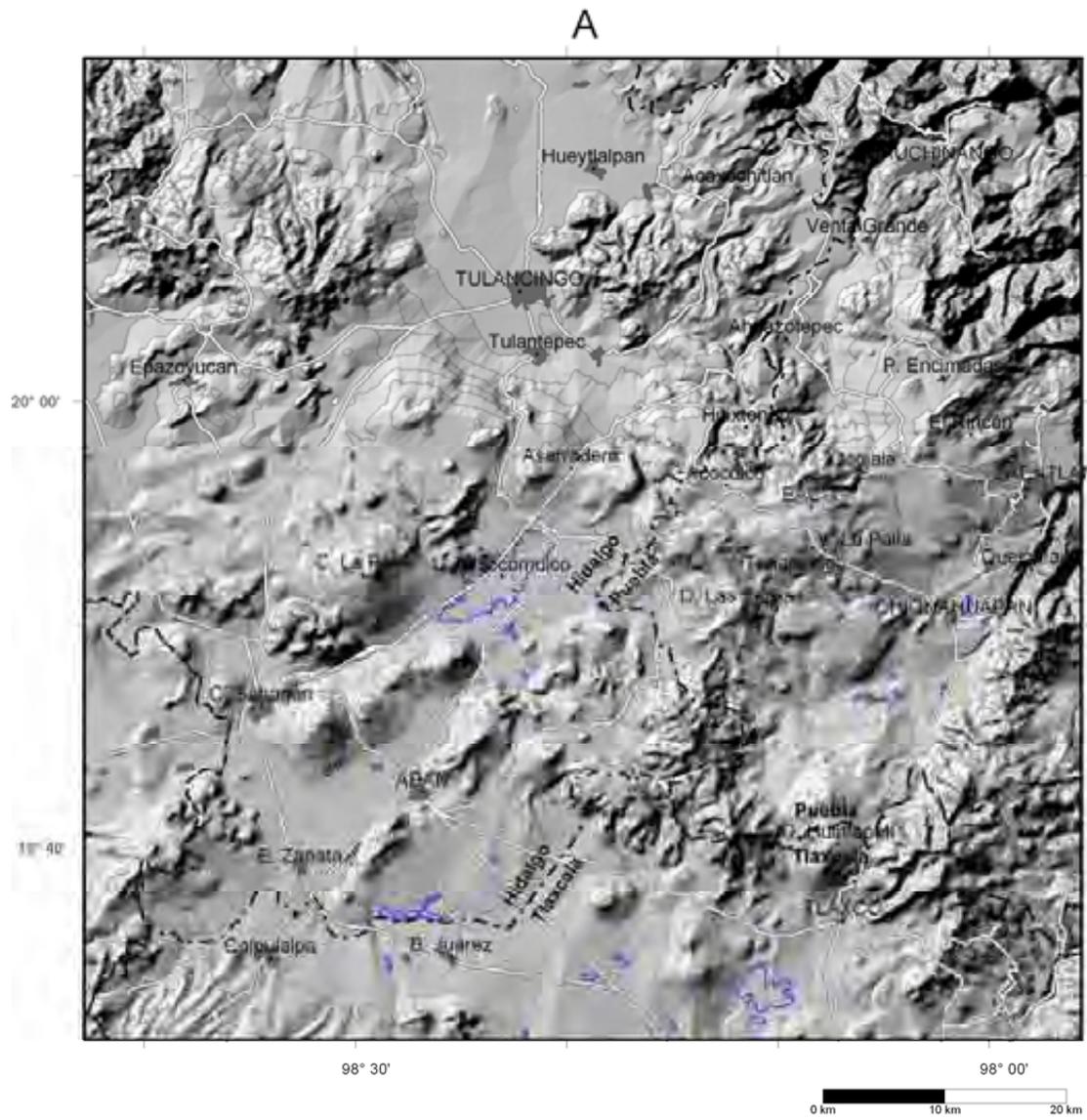


Figura 2. Ubicación geográfica del área de estudio. A) Modelo de topografía digital con las principales carreteras y poblados. B) Localización de la zona de estudio mostrada en A (cuadro negro) en un contexto regional.

2. GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

Tulancingo-Acocolco es un complejo del Plioceno-Cuaternario, constituido principalmente por la acumulación de derrames de lava, domos y productos piroclásticos, que incluyen ignimbritas, y depósitos de oleadas y de caída. Este complejo se formó durante dos ciclos volcánicos importantes, el más antiguo denominado Tulancingo tiene una edad del Plioceno Medio. El más reciente, de edad Pleistoceno asociado a la formación de una caldera fue denominado como Acocolco (De la Cruz y Castillo-Hernández, 1986). La traza de esta caldera es semicircular, con 18 Km. de diámetro y se emplazó en el centro del complejo de Tulancingo(Fig. 3).

El complejo se eleva aproximadamente 800 m sobre sus alrededores, y está circundado por depósitos volcánicos de diferentes edades. En el sur existen productos volcánicos del Mioceno que varían en composición de andesitas a riolitas (García-Palomo *et al.*, 2002). En el NW del área, simultáneamente a la actividad de Acocolco, se formó el volcán Navajas, otro centro eruptivo importante cuyos productos son en su mayoría riolíticos (Nelson y Lighthart, 1997). En el resto del área se encuentran extensas mesetas de lavas basáltico-andesíticas formadas durante el Plioceno, así como conos monogenéticos y algunos volcanes escudo que cubren a las rocas más antiguas. Los conos están alineados con dirección preferencial NE-SW y continuaron formándose en el Cuaternario, siendo las rocas volcánicas más jóvenes de la región. Al NE aflora la secuencia sedimentaria sobre la cual se emplazaron los depósitos volcánicos (Fig. 3).

La secuencia estratigráfica del complejo Tulancingo-Acocolco solo puede ser descrita en su totalidad si se consideran además los datos obtenidos por el pozo exploratorio EAC-1, el cual fue perforado por la CFE en el centro del complejo de Acocolco, en una zona de intensa alteración hidrotermal y de mayor desprendimiento de gases denominada Los Azufres (Fig. 3). En general, la sección obtenida del pozo incluye, de la base a la cima, las siguientes litologías (Fig. 4): 340 m de un cuerpo intrusivo responsable del metamorfismo de la roca encajonante, 870 m de espesor de una secuencia sedimentaria intensamente metamorfizada (skarn), y 790m de una secuencia volcánica relacionada con la actividad del complejo Tulancingo-Acocolco.

A continuación se describen las características principales de todas las unidades litológicas cartografiadas haciendo especial énfasis en las secuencias relacionadas con los complejos volcánicos.

2.1. Unidades Pre-Complejo Tulancingo-Acocolco

2.1.1. Jurásico-Cretácico

Una gruesa secuencia sedimentaria marina no diferenciada que forma parte de la provincia geológica-tectónica de la Sierra Madre Oriental, aflora principalmente en el sector NE de la zona cartografiada, y también al NW de Tulancingo y E de Chignahuapan (Fig. 3). Esta secuencia se observa cubierta discordantemente por productos de origen volcánico relacionados con los centros eruptivos de la zona.

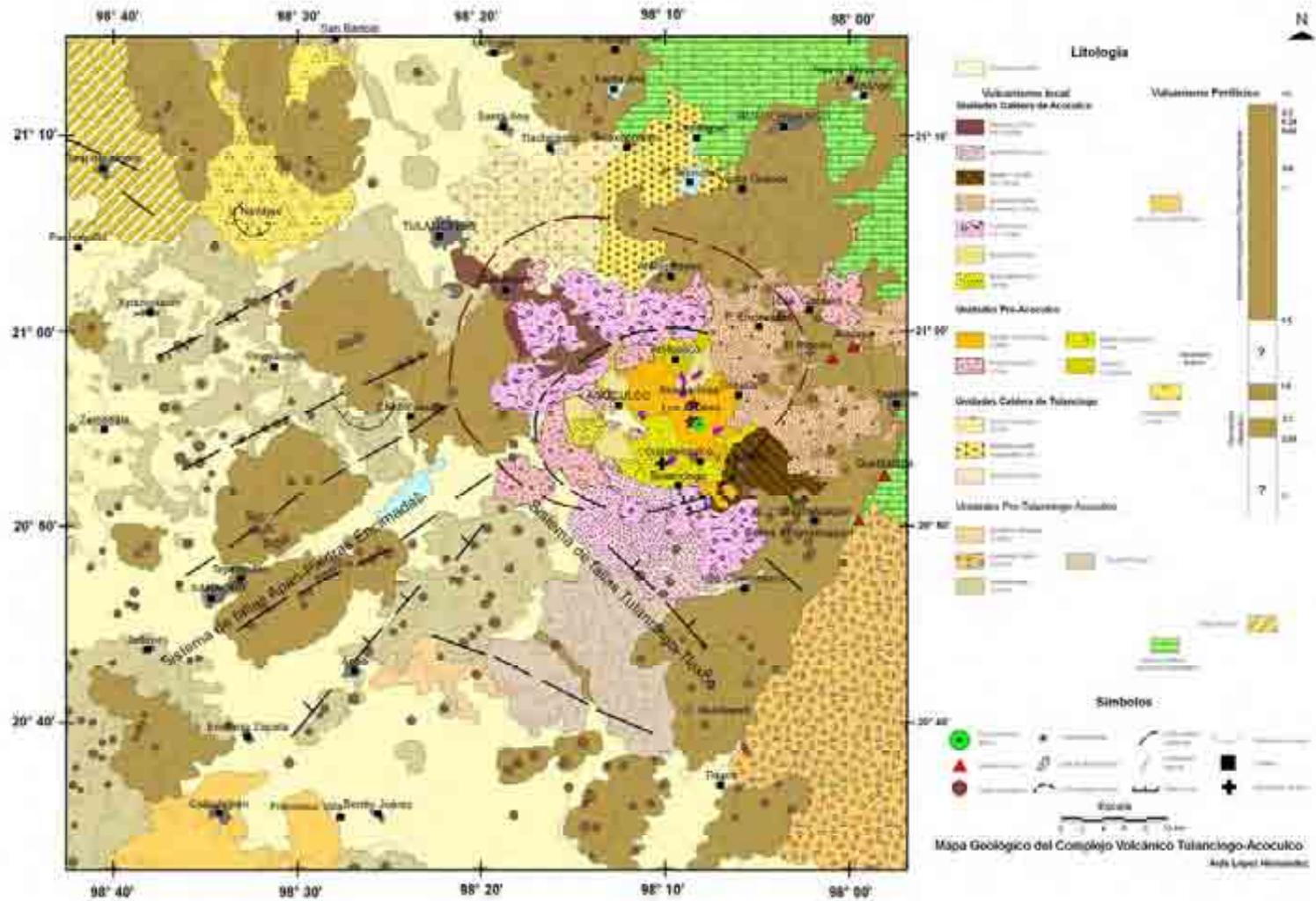


Figura 3. Mapa geológico del complejo volcánico Tulancingo-Acozulco

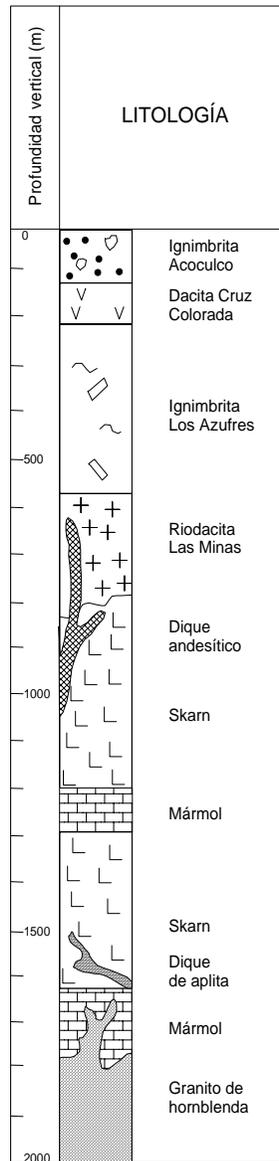


Figura 4. Columna litológica del pozo EAC-1.

Al NW de Tulancingo, en el poblado de San Bartolo (NE de V. Navajas, Fig. 3), es posible observar una sección más completa de la estratigrafía inferior del área de estudio. En esta cañada profunda se exponen 165 m de la secuencia, desde rocas marinas del Cretácico hasta lavas del volcán Las Navajas (Fig. 5). La sección está formada en la base por lutitas de estratificación delgada e intensamente plegadas probablemente de la Fm. Soyatal, las cuales se encuentran cubiertas en discordancia angular por depósitos piroclásticos (Fig. 5). El espesor observado fue de 12 m. Se les considera del Cretácico superior (Morales y Garduño, 1984) (SGM, 1997).

Al E de Chignahuapan en Tenexapa, en la zona de los Baños de Chignahuapan y sobre el río Axaxalpan E de Chignahuapan (Fig. 6), aflora una secuencia compuesta en la base por calizas intercaladas con lutitas y hacia la parte superior predominan las calizas con nódulos de pedernal negro, por su semejanza con la descripción de unidades similares al E de Zacatlán realizada por Morales y Garduño (1984), se les considera a las primeras del Jurásico superior (Fms. Tamán, Palo Blanco, Pimienta) y a las que las sobreyacen del Cretácico, Fms. Tamaulipas inferior y superior (SGM, 1997).

En la zona de los Baños el espesor observado es mayor a 150 m y se incrementa río abajo, la unidad sedimentaria está intensamente plegada y la cubre una meseta de basaltos de inicios del Pleistoceno. Al E del río esta sobreyacida por productos andesíticos de la sierra del Peñón cuya edad es Mioceno (García Palomo, et al., 2002).

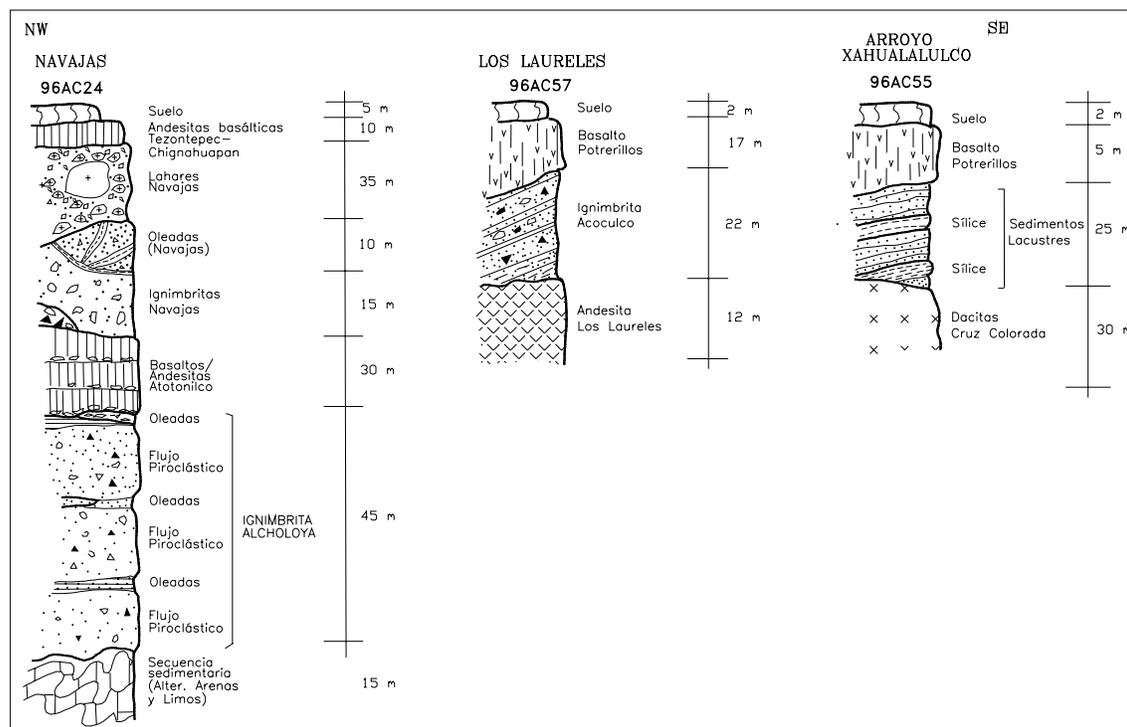


Figura 5. Secciones estratigráficas del área de Tulancingo-Acoculco.

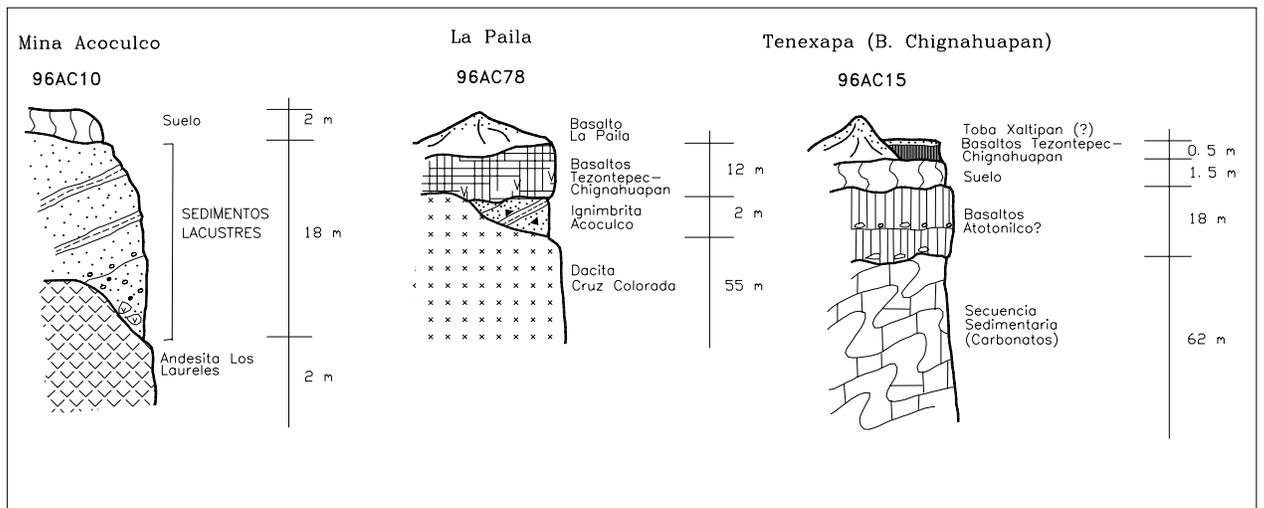


Figura 6. Secciones estratigráficas del área de Tulancingo-Acozulco (continuación).

En la zona donde se localiza el pozo EAC-1, al centro de la caldera de Acozulco (Fig. 3), la secuencia sedimentaria tiene un espesor de 870 m, y se encuentra totalmente metamorfizada por un cuerpo intrusivo subyacente (Fig. 4). Está constituida por un skarn en el cual se observan las siguientes facies mineralógicas descritas de la cima a la base: Facies calcárea (790-900 m de profundidad), facies de granate (910-1010 m), facies de diópsida y epidota (1010-1200m), facies de mármol (1210-1290 m), facies de diópsida y epidota (1300-1560 m), facies de adularia, cuarzo y epidota (1560-1600 m) y facies de mármol (1610-1650 m) (IIE, 1995).

2.1.2. Etapa intrusiva

Granito de Hornblenda.

En el área de estudio no afloran cuerpos intrusivos; sin embargo, el pozo EAC-1 cortó entre 1,660 y 2,000 m de profundidad una roca ígnea de textura holocristalina que corresponde a un granito de hornblenda, el cual probablemente causó el metamorfismo observado en la secuencia sedimentaria adyacente (Fig. 4 y 7). El tamaño de grano es fino en la parte más superficial y transicionalmente se incrementa a grano grueso (3 mm) a mayor profundidad. Los minerales principales son ortoclasa (50-60 %) y cuarzo (18-27%) (Fig. 7). El mineral accesorio principal es la hornblenda. En muestras profundas se detectó

biotita primaria. No se conoce la edad de este intrusivo. Por su relación con las unidades sedimentarias y dado que no afectó la secuencia volcánica sobreyacente, se le considera más antiguo que la actividad ígnea de Tulancingo. Por sus características texturales y relaciones estratigráficas, podría correlacionarse con el intrusivo identificado en el área de Los Humeros, al este del área de estudio, donde se reportan edades K-Ar de 14 Ma (Yáñez-García, 1980). Si esta apreciación es la correcta, entonces se podría asociar con la actividad volcánica del Apan (García-Palomo *et al.*, 2002), y correspondería al inicio de la actividad ígnea en el sector E de la FVTM.

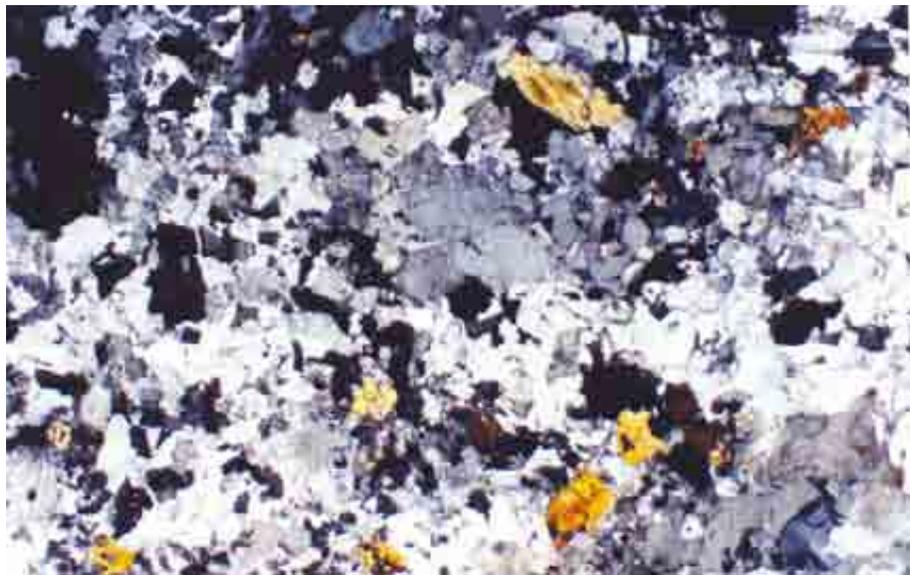


Figura 7. Vista microscópica del granito de horblenda, recuperado a 1614 m de profundidad en el pozo EAC-1. 2.5X, NX.

En el núcleo recuperado a 1,614 m de profundidad en el pozo antes mencionado, el granito se observa ligeramente alterado por hidrotermalismo. Aparecen cavidades y pequeñas vetillas rellenas por cuarzo y pirita, además se observan minerales arcillosos diseminados, biotita y epidota en porcentajes muy bajos.

2.1.3. Grupo Pachuca

En el sector NW de la zona de estudio, se encuentran en discordancia angular sobre las rocas sedimentarias del Cretácico, gruesos paquetes de depósitos volcánicos producto de la actividad de un importante complejo que forma la sierra de Pachuca y Real del Monte (Fig.

3), el cual se prolonga hacia el NW fuera del área de estudio. Se caracteriza por estar intensamente mineralizado (Geyne *et al.* 1963).

A grandes rasgos, este grupo está constituido por dos paquetes principales de rocas con un espesor de alrededor de 2000 m, sólo observable en las obras mineras del distrito Pachuca-Real del Monte. El paquete más antiguo es de composición principalmente andesítica, y está formado en general por lavas acompañadas de tobas y brechas. Geyne *et al.* (1963) dividen este paquete en seis unidades con base en su composición, textura y posición con respecto a ciertas capas de tobas. La mayor parte de estas lavas son porfídicas, los fenocristales más abundantes son de plagioclasa y los accesorios de anfíboles y piroxenos.

Según Geyne *et al.* (1963), después de un lapso prolongado de erosión se depositó en discordancia angular el segundo paquete de composición riolítica que incluye una serie de lavas con interestratificaciones de tobas y aglomerados, su textura es porfídica con fenocristales de cuarzo. Su color varía de blanco a rosa. Después de la extrusión de estos productos se produjo la mineralización del Distrito de Pachuca-Real del Monte. Sobreyace de forma discordante, una serie de lavas de composición dacítica acompañadas de tobas no mineralizadas. Su textura es porfídica, matriz afanítica y fenocristales grandes de plagioclasa.

La secuencia del grupo fue afectada por un gran número de intrusiones en forma de diques. Su composición cubre el intervalo de andesítica a dacítica y riolítica. Aparentemente las intrusiones andesíticas se relacionan con el evento más antiguo de la misma composición y los otros dos corresponden a la etapa previa a la mineralización. No existen edades radiométricas, sin embargo por sus relaciones estratigráficas y la presencia de fósiles se consideran del Oligoceno medio-Mioceno (Geyne *et al.*, 1963).

2.1.4. Andesitas Apan

Se denomina como Andesitas Apan a un grupo de conos y derrames de composición andesítica ubicados al NW, NE y SW de Apan. Están constituidas por varios flujos de lava con base autobrechada de color gris oscuro. El espesor observado en superficie varía de 300 a 500 m. La base no se observa y al NE de Apan se encuentran cubiertas por derrames basálticos y conos monogenéticos cuaternarios. Su textura varía de afanítica a porfídica, al

microscopio se observa una matriz vítrea y cristales de plagioclasa, hornblenda y augita. Ledesma-Guerrero (1987) las consideró como “rocas volcánicas no diferenciadas del Terciario” y García Palomo *et al.* (2002) las redefinieron como Andesitas Apan, estos últimos autores obtuvieron para esta unidad una edad K-Ar de 13.4 Ma. Como parte de esta unidad se incluyen los derrames andesíticos que forman un antiguo volcán andesítico de 5 km de diámetro, colapsado en su sector norte y denominado caldera de Chichicauitla por Ledesma-Guerrero (1987) (Fig. 3).

2.1.5. Dacita El Rosario

Se consideran como parte de esta unidad a dos centros eruptivos con una composición mineralógica y textura similar. Están formados por la acumulación de lavas dacíticas que formaron gruesos derrames, actualmente tienen una topografía muy disectada. Uno de ellos se localiza al E de El Rosario (NW de Tlaxco), de donde toma su nombre, y el otro se ubica al S de Topozán (W de C. Huintepetl) (Fig. 3). Su espesor máximo, obtenido a partir de las curvas de nivel varía de 200 a 500 m. El conjunto subyace a la ignimbrita Tetlapayac y a su vez se encuentra cubierto parcialmente en su extremo NE y N por derrames basálticos asociados a conos monogenéticos del grupo Tezontepec-Chignahuapan del Cuaternario.

Ledesma-Guerrero (1987) incluye esta unidad como parte de la andesita El Peñón. Aquí se sugiere abandonar esta clasificación y usar el nombre de dacita El Rosario, debido a que su petrografía es diferente y fue derivada de centros eruptivos claramente independientes.

La dacita El Rosario está formada por un conjunto de rocas porfídicas con cristales grandes (0.4 cm) de plagioclasa y en menor proporción de augita. La matriz es hipocristalina, constituida por vidrio-cuarzo-augita. Su color es gris oscuro e intemperiza a blanco-amarillento. Con frecuencia se observan incluidos en la matriz fragmentos de una roca de color gris oscuro de composición andesítica y textura afanítica que pueden ser considerados como xenolitos. Su grado de alteración es elevado. Se incluyen en esta unidad unos derrames de lava de composición andesítica y textura porfídica con abundantes cristales de plagioclasa y hornblenda de menor tamaño que afloran al N del Rosario. No se observa la base de los depósitos y se encuentra cubierta parcialmente por conos

monogenéticos y derrames asociados así como los depósitos más distales de la Ignimbrita Tecoloquillo.

2.1.6. Andesita El Peñón

La andesita El Peñón se encuentra al NE de Tlaxco formando una zona montañosa, en la porción SE del área de estudio (Fig. 3). Inicialmente Ledesma-Guerrero (1987) la describió como una secuencia de derrames andesíticos cubierta por derrames de riolita. García-Palomo (2002) considera que se trata de un complejo volcánico formado por estratovolcanes, domos y depósitos de flujos piroclásticos de corta extensión. Las lavas andesíticas observadas son de color gris oscuro con textura porfídica y abundantes fenocristales de plagioclasa y en menor porcentaje de augita, incluidos en una matriz vítrea.

Este complejo tiene una forma alargada con dirección NNW-SSE y se encuentra paralela al río Axaxalpa sobre su margen oriental. Abarca desde Chignahuapan en el N hasta Tlaxco al S. En la porción sur en el poblado de Atotonilco, se observa un sector con un colapso incipiente. Su espesor varía de 100 a 700 m (Ledesma-Guerrero, 1987).

En el río Axaxalpa sobreyace discordantemente a la secuencia sedimentaria y se encuentra parcialmente cubierta por derrames de composición andesítico-basálticos y conos monogenéticos del Campo Volcánico Tezontepec-Chignahuapan. García-Palomo (2002) obtuvo una edad de 12.7 Ma para una muestra recolectada al S del cerro El Peñón.

2.1.7. Ignimbrita Tetlapayac

Al SE de Apan, en un pequeño poblado llamado Ocotepc y siguiendo hacia el E hasta las cercanías del poblado El Rosario (Fig. 3), se observa una ignimbrita riolítica de color gris crema, con matriz de ceniza desvitrificada con evidencias de flujo, contiene cristales de cuarzo subredondeados y corroídos, de plagioclasa sódica y feldespatos potásico ($Qz > PL \geq KF$) (Fig. 8). Su grado de soldamiento varía de escaso en la zona de Ocotepc y es mucho más elevado en los afloramientos de la Hacienda de Tetlapayac. Su base no se observa y se encuentra cubierta al E por las dacitas El Rosario y por derrames andesíticos y conos monogenéticos hacia el W. Su máximo espesor observado fue aproximadamente de 300 m. Un pequeño afloramiento se observa al N, 2 km al E de Tepozán.



Figura 8. Ignimbrita Tetlapayac10X NX. Cristales rotos de cuarzo con bahías, matriz totalmente desvitrificada, plagioclasa con zoneamiento oscilatorio.

En este trabajo se propone abandonar el nombre Ignimbrita Matamoros introducido por García-Palomo (2002) para designar a esta unidad y retomar el nombre de ignimbrita Tetlapayac, originalmente propuesto por Ledesma-Guerrero (1987) por ser la hacienda de Tetlapayac donde se encuentra mejor expuesta. Sin embargo, se le considerará como una unidad independiente del grupo “Riolita Chignahuapan” asignado al Plioceno por Ledesma-Guerrero (1987), debido a que en este estudio se obtuvo una edad radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 12.6 Ma (Tabla 1).

2.1.8. Ignimbrita Alcholoya

Se propone el nombre informal de ignimbrita Alcholoya a un paquete de depósitos piroclásticos que descansan discordantemente sobre la secuencia sedimentaria Mesozoica al NE de Tulancingo y que están expuestos en la barranca de Alcholoya donde se asienta el poblado de San Bartolo, justo en el límite norte del área estudiada y pertenece a las cañadas labradas por los tributarios del río Tulancingo. (Figs. 3 y 5).

El paquete está formado por 3 ignimbritas con características muy similares. La más antigua tiene 15 m de espesor y se trata de un depósito masivo soportado por ceniza con fragmentos grano a grano de pómez y escasos líticos de andesita. La pómez no contiene

cristales, su tamaño es de 5 a 6 cm y el de los fragmentos de andesita de 1 a 1.5 cm. Hacia la cima pasa transicionalmente a un depósito estratificado de 5 m de espesor, constituido por fragmentos soportados de pómez y andesita. Todo el paquete podría clasificarse como flujo de pómez y ceniza. Su color es gris verdoso y el grado de soldamiento es nulo.

La unidad intermedia tiene 15 m de espesor y se trata de un depósito masivo similar al primero, que hacia la cima pasa gradualmente a un depósito estratificado de material muy fino (Fig. 9), el cual contiene algunos lentes de bloques angulosos de andesita. La más reciente tiene 25 m de espesor, es similar a las dos anteriores, los últimos 5 m están formados por un depósito piroclástico estratificado rico en líticos, lateralmente cambian a depósitos de material muy fino y bien estratificado. Los depósitos acumulados en la cima de las 3 ignimbritas podrían corresponder a depósitos de oleada piroclástica.

En total las tres unidades alcanzan un espesor de 60 m. Su grado de soldamiento es nulo y todo el paquete tiene una coloración gris verdoso. No se observó la distribución lateral porque sólo aflora en las paredes de las barrancas próximas al río Tulancingo. En el sitio donde se describe descansa discordantemente sobre la secuencia sedimentaria intensamente plegada y se encuentra cubierta por 60 m de lavas tabulares andesíticas-basálticas (Fig. 10).



Figura 9. Depósitos muy finos y bien estratificados que corresponden a la cima de una de las unidades de flujo de la ignimbrita Alcholoaya.



Figura 10. Afloramiento de la Ignimbrita Alcholoya en la barranca del mismo nombre, cubierta por lavas andesítico-basálticas.

Por su relativa cercanía a Tulancingo y por los espesores relativamente gruesos que indican un paquete de gran volumen, se infiere que la Ignimbrita Alcholoya corresponde a las ignimbritas generadas durante el colapso de la caldera de Tulancingo. Sin embargo, esta interpretación aún debe confirmarse al conocer una distribución más completa y la edad de la misma. Cabe señalar que esta unidad podría también haberse derivado del colapso del volcán localizado en Chichicuaultla, ubicado 34 km al S de la barranca de Alcholoya (Fig. 3).

2.2. Unidades del complejo de Tulancingo

2.2.1. Riodacita Las Minas

La riodacita Las Minas es una unidad observada exclusivamente en el pozo EAC-1 perforado por la CFE en la zona del centro de la caldera de Acoculco (Figs.3 y 4). No se ha

encontrado relación con alguna otra unidad en los alrededores. Constituye la base de la secuencia volcánica en la zona donde se llevó a cabo la perforación.

La descripción de esta unidad se realizó a partir del estudio petrográfico de los ripios y del núcleo recuperado durante la perforación.

La unidad está constituida por un paquete de 230 m de una roca intensamente silicificada donde no se observa su textura original. Podría tratarse de una roca porfídica con fenocristales de oligoclasa, ortoclasa y cuarzo. La matriz es microgranular, constituida por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Se observaron fragmentos de una roca andesítica/dacítica de hornblenda que podría corresponder a la presencia de diques de esta composición, así como fragmentos de otro pórfido. Su color es gris-blanco debido a la silicificación producida por alteración hidrotermal. Descansa sobre la secuencia sedimentaria metamorfozada y la sobreyace la ignimbrita Los Azufres (Fig.4).

Se desconoce su edad pero por su posición estratigráfica se relaciona con la primera etapa del vulcanismo asociado al complejo de Tulancingo.

2.2.2. Ignimbrita Los Azufres

La ignimbrita Los Azufres se encontró únicamente en el pozo EAC-1, entre 210 y 560 m de profundidad, o sea, con 350 m de espesor (Figs. 4). Al igual que la unidad previamente descrita, está totalmente alterada por fluidos hidrotermales, lo que hace muy difícil la interpretación de su textura original. Un análisis minucioso de recortes y un núcleo recuperado permitió dilucidar su origen. Se observaron fenocristales de cuarzo, oligoclasa y ortoclasa, así como fragmentos de una roca andesítica contenidos en una matriz desvitrificada que muestra rastros de flujo y esquirilas (Fig. 11). Se encuentra muy alterada, sus minerales originales fueron reemplazados por arcillas y los huecos se rellenaron por la depositación de cuarzo. Se clasificó como ignimbrita riolítica silicificada.

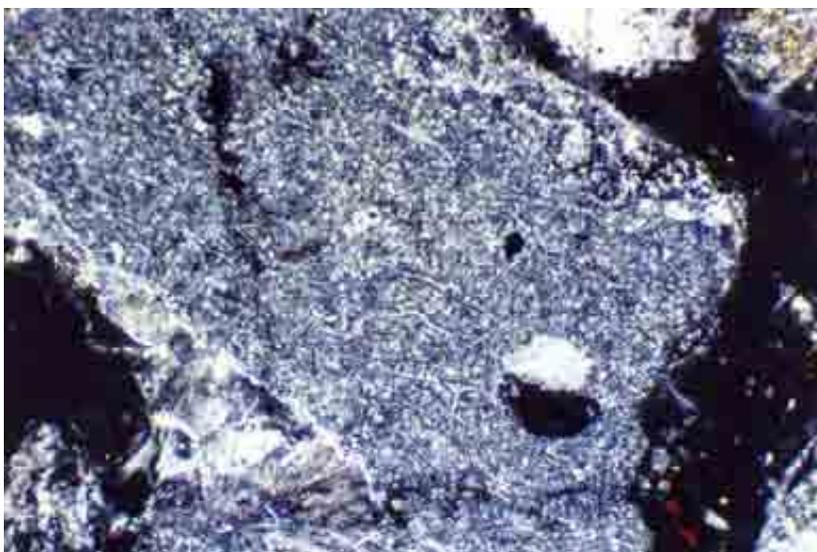


Figura 11. Ignimbrita Los Azufres 10X, NX. Recorte del pozo EAC-1 a 370m de profundidad.

La Ignimbrita Los Azufres sobreyace a la riodacita Las Minas y subyace a la dacita Cruz Colorada. No se cuenta con edades radiométricas, pero se le considera como parte del vulcanismo de Tulancingo lo mismo que la ignimbrita Alcholoya. No es posible conocer su distribución por estar cubierta de depósitos más recientes. Apoyándose en la configuración de los datos gravimétricos, se estima que abarcó al menos el área propuesta como zona de colapso.

Inicialmente, las dos unidades antes mencionadas fueron consideradas como productos efusivos (IIE, 1995). No obstante, el análisis minucioso de las láminas delgadas permite plantear una hipótesis alternativa, ya que existen fuertes evidencias de que ambas unidades podrían corresponder a ignimbritas de alto grado, aunque muy alteradas por el hidrotermalismo posterior. Las evidencias sobre un origen piroclástico son más claras en la parte superior, (Ignimbrita Los Azufres), por lo que se optó por dividir las en dos cuerpos hasta no contar con más datos de subsuelo.

2.2.3. Dacitas Acaxochitlán

Las dacitas Acaxochitlán están formadas por derrames que aparentemente fueron poco viscosos y que descendieron hacia la zona de Huauchinango, dando lugar a una topografía de poca pendiente pero muy disectada (Fig. 3). En una muestra recolectada a 1 km del poblado del mismo nombre la roca tiene un color gris oscuro y se observan escasos

microcristales de plagioclasa en una matriz afanítica. Un análisis químico de esta muestra corresponde a una composición dacítica en tanto que el fechamiento por K-Ar indicó una edad de 3.0 Ma (Tabla 1).

En el N y E cubren discordantemente a la secuencia sedimentaria, en el sur están cubiertos por los depósitos volcánicos más recientes de Acoculco.

2.2.4. Domos de Tulancingo y productos piroclásticos

Esta unidad está formada principalmente por el domo riodacítico denominado Yolo, al E de Tulancingo (Fig. 3). El domo está intensamente disectado. Alcanza una altura (espesor) máxima de 400 m. En la porción NW se encuentran domos de menor tamaño, y menos erosionados, pero de la misma composición, y por lo tanto, forman parte de la misma unidad. Una muestra recolectada 2 km al NE de Tulancingo presenta matriz desvitrificada, fenocristales de feldespato, cuarzo y hornblenda. Esta roca se encuentra cubierta discordantemente por un depósito de pómez de color gris claro sin cristales que a su vez está cubierto por un delgado horizonte de obsidiana.

En las porciones SE y NE del domo El Yolo (NE de Cuauhtec y oeste de Acaxochitlán, respectivamente (Fig. 3), se encuentran depósitos de flujos piroclásticos asociados con ese complejo. Al W de Acaxochitlán se observa una ignimbrita color crema medianamente soldada de corta distribución que contiene abundantes cristales de cuarzo, feldespatos y hornblenda, en una matriz vítrea. No se observa su base y se encuentra cubierta por derrames de basalto. Su espesor máximo aflorante es de 80 m. Se recolectó una muestra para fechamiento resultando una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2.7 Ma (Tabla 1).

En la zona NE de Cuauhtec el depósito tiene una distribución más corta, y está formado por dos ignimbritas separadas por un paleosuelo. La ignimbrita inferior está constituida por pómez, ceniza y líticos. Estos últimos son de obsidiana y vitrófido. El tamaño máximo de los líticos de vitrófidos es de 40 cm y el de la pómez de 18 cm. Su espesor es de 6 m y en la cima se encuentra cubierto por material retrabajado y un paleosuelo. La segunda ignimbrita incluye desde su base 26 cm de una ceniza muy fina sin estructura que podría ser un depósito de caída. Este a su vez cambia a un depósito masivo formado por una matriz de ceniza y fragmentos de andesita, de pómez y de vitrófido; los dos últimos tienen cristales de plagioclasa. En esta unidad se observan lentes de ceniza fina.

En la base el tamaño de los fragmentos es más pequeño. Su espesor mínimo es de 8 m. Lo cubre un paleosuelo y posteriormente un derrame de basalto.

2.3. Unidades de la caldera de Acoculco

Posterior a la actividad volcánica de Tulancingo y después de un hiatus de 0.8-0.9 Ma, en la región de Acoculco se acumularon lavas de composición basáltica, basáltico-andesítica, dacítica y riolítica.

2.3.1. Unidades Pre-caldera

2.3.1.1 Andesitas basálticas Los Laureles

Esta unidad aflora aproximadamente 2 km al NW de Acoculco, cerca del poblado Los Laureles. Consiste de flujos de lava de composición andesítico-basáltica, textura microporfídica con fenocristales de plagioclasa y una matriz muy intemperizada de la cual no se observa su trama original. Su color es café-ocre. Se les ha localizado en la base de los arroyos de la zona norte, en el camino San Isidro-Atotonilco, donde se observa muy fracturada o afallada, y formando grandes bloques limitados por fracturas y cubiertos por la ignimbrita Acoculco, igualmente fallada.

En los sitios donde aflora están cubiertas por la ignimbrita Acoculco, por sedimentos lacustres y por dacitas (Fig. 5, 6, y 12). No se obtuvieron edades de esta unidad. El espesor máximo observado fue de 30 m. No se observa la base.

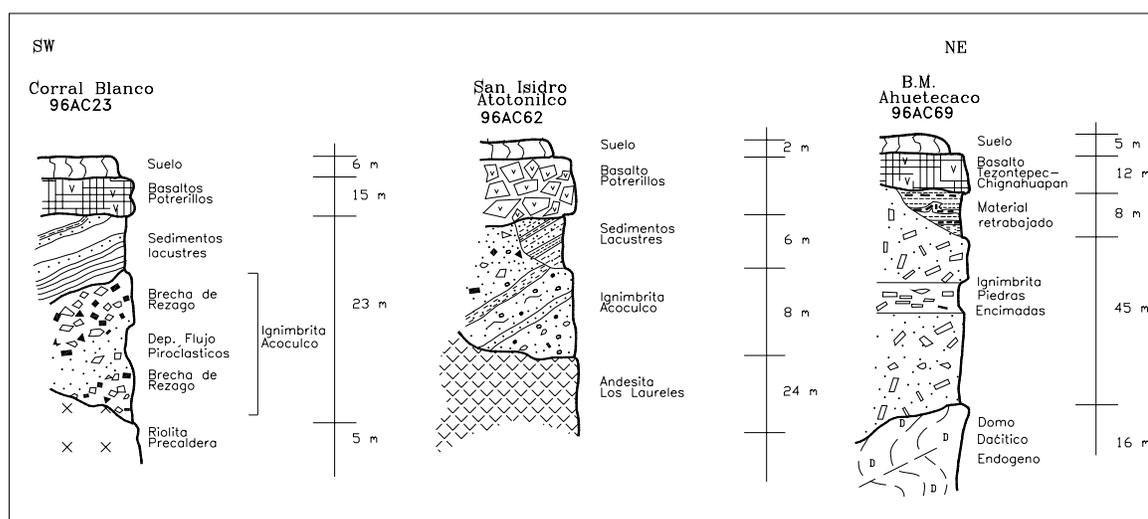


Figura 12. Secciones estratigráficas del área Acoculco y Piedras Encimadas.

2.3.1.2. Riolitas pre-caldera

Dentro de esta unidad se incluyen unos cuerpos de composición riolítica en forma de domos. Están constituidos por lavas riolíticas de textura vitrofídica con esferulitas producidas por desvitrificación. La matriz es un vidrio ácido. Al microscopio se observan cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, biotita y hornblenda, los cuales son incompatibles paragenéticamente con el vidrio. Su espesor máximo es de 200 m. No se observa su base y se encuentran cubiertas parcialmente por la ignimbrita Acoculco. Una muestra recolectada al W del poblado de Acoculco (Fig. 3) arrojó una edad K-Ar de 1.7 Ma (Tabla 1).

2.3.1.3. Dacita Cruz Colorada

La dacita Cruz Colorada toma su nombre de un caserío ubicado 8 km al SE de Acoculco (Fig. 3). En este sitio se encuentran gruesos derrames de dacita formando las zonas más elevadas de la región. Por encontrarse sobrepuestos no es sencillo identificar los centros de emisión de los derrames. Al NE de Jonuco, donde se localizan las emisiones de gases de Alcaparrosa, se ubica posiblemente el centro de emisión más importante. Se eleva a más de 3,000 m snm y cubre el sector centro-noreste de la caldera de Acoculco. Su textura es porfídica con cristales de plagioclasa hasta de 1 cm, contenidos en una matriz afanítica. Algunas zonas se encuentran intensamente alteradas por hidrotermalismo. Su base no se observa en superficie pero en el pozo EAC-1 se encontró que sobreyace a la ignimbrita Los Azufres (Fig. 4). A su vez se encuentra cubierta por la ignimbrita Acoculco y los sedimentos lacustres (Fig. 5 y 6). Su espesor cortado en el pozo fue de 80 m. Se recolectó una muestra al N del pozo EAC-1 y se obtuvo una edad por K-Ar de 1.6 Ma (Tabla 1).

2.3.1.4. Basalto Cuautelolulco

El basalto Cuautelolulco toma su nombre de una población ubicada 3 km al sur del pozo EAC-1 (Fig. 3). Se trata de flujos de lava de alta densidad de color negro con textura microporfídica hialopilítica. Sus fenocristales son de plagioclasas > piroxenos >> olivino, así como xenocristales de cuarzo corroído. Se observan vetillas de vidrio. Se distribuye desde Cuadro de Fierro hacia el SE, forma mesas de poca pendiente. Por su corta distribución no se cortó en el pozo EAC-1, no se observa su base y se encuentra cubierto

por la riolita Mesillas al SW y la andesita basáltica La Paila al NE y SE. Su espesor máximo observado en el campo es de 15 m. Se recolectó una muestra al S de Cuautelolulco en la que se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1.6 Ma (Tabla 1)

2.3.2. Unidades sin-caldera de Acoculco

2.3.2.1. Ignimbrita Acoculco

Se propone el nombre de ignimbrita Acoculco para la unidad piroclástica más importante que se observa en el interior de la caldera de Acoculco, (Fig. 3). Ledesma-Guerrero (1987) la describió como parte del grupo “riolita Chignahuapan”; sin embargo, por sus características texturales no corresponde a flujos de lava y debe ser considerada como otra unidad. De acuerdo con observaciones de campo, la Ignimbrita Acoculco está formada por siete unidades de flujo principales, separadas por depósitos de caída y/o de oleadas piroclásticas. La columna completa se observa en el interior de la estructura caldérica al W del poblado de Acoculco en el lugar conocido como Potrerillos. Con frecuencia se le observa inclinada (Fig.13 y 14).

En general su grado de soldamiento es muy bajo. En la parte inferior se observan zonas de alto grado que lateralmente cambian a zonas sin soldar. La unidad más reciente gradualmente cambia hacia la parte superior a una ignimbrita muy bien soldada.

En general las siete unidades de flujo están constituidas por depósitos masivos de flujos de ceniza con diferentes contenidos de pómez y de líticos, principalmente de andesita-basáltica, lo cual es característico en estos depósitos. El contenido de líticos es mayor en las dos unidades inferiores, correspondiendo con las fases de apertura y ampliación del conducto. En un núcleo recuperado en el pozo EAC-1, a 100 m de profundidad, se observó que la base de esta ignimbrita, que no aflora en superficie, incluye fragmentos de skarn, lo que confirma que este depósito es producto de la apertura del conducto.



Figura 13. Afloramiento de la Ignimbrita Acoculco en Poterillos (SW Acoculco).

Distribución y volumen. La ignimbrita Acoculco aflora dentro de la caldera en el centro y hacia el N. No se encontraron afloramientos de esta ignimbrita fuera de la caldera. En la zona central el espesor de la ignimbrita es muy delgado (10-20 m) y los afloramientos son aislados (discontinuos). En la zona donde se localiza el pozo se cortaron 130 m de esta unidad, sugiriendo que aparentemente relleno un valle situado entre dos centros de emisión elevados asociados con la dacita Cruz Colorada. El sitio donde mejor se encuentra expuesta es al W de Acoculco, donde posiblemente se produjo un fenómeno de resurgencia que expuso los niveles inferiores. En este sitio el espesor máximo de toda la secuencia que forma la ignimbrita Acoculco fue de 170 m. En la zona sur no se observa, pero se cree que podría encontrarse bajo los depósitos volcánicos y aluviales más recientes. La distribución tan irregular y a la vez la cobertura parcial de los depósitos impiden hacer una estimación precisa de su volumen. Considerando un promedio de 85 m de los espesores observados y el área cubierta (92 km^2), se obtuvo un volumen de roca de 7.8 km^3 que debe ser considerado como mínimo.

Descripción petrográfica. La siguiente descripción corresponde a una muestra recolectada en la zona de Potrerillos donde se presenta intensamente soldada. A simple vista la matriz tiene un color rosa oscuro, se observan cristales y pómez colapsadas alineadas sugiriendo una textura piroclástica fluidal. Al microscopio se confirma la textura piroclástica

constituída por gran cantidad de cristales de feldespato potásico, cuarzo y en menor proporción de hornblenda, todos ellos rotos. Se encuentran contenidos en una matriz vítrea en proceso de desvitrificación. Las formas vítreas observables son shards y fiammes alineados y colapsados (Figs. 14 y 15).



Figura 14. Detalle de la Ignimbrita Acoculcopertenece a la zona de mayor soldamiento. Se observan pómez colapsadas (fiammes).



Figura 15. Vista al microscopio de la Ignimbrita Acoculco 4X,NX. Se observan cristales rotos de cuarzo y de hornblenda, contenidos en una matriz vítrea desvitrificada.

Descripción de la columna tipo. El sitio donde mejor se encuentra expuesta la ignimbrita Acoculco se localiza al W de Acoculco, en el arroyo Potrerillos (Fig.3 y 16). En este lugar es posible observar las 7 ignimbritas que la componen. De la base a la cima las unidades y sus características son las siguientes:

1- La ignimbrita más antigua tiene 12.5 m de espesor y no se observa su base salvo en el pozo EAC-1, donde se observó su contacto inferior con la dacita Cruz Colorada. Se trata de una ignimbrita masiva, con abundantes líticos de composición andesítico-basáltica y en menor proporción riolítica, así como fragmentos vítreos con caparazón de corteza de pan y escasos fragmentos de skarn, todos ellos soportados por escasa matriz de esquirlas de vidrio (Fig. 17). Por sus características se le considera como una brecha lítica co-ignimbrítica de rezago. Lateralmente, la cantidad de líticos disminuye y pasa gradualmente a un depósito masivo de ceniza con gran cantidad de cristales de cuarzo y feldespatos, fragmentos de riolita y de caparazón de vidrio, posiblemente de un domo fragmentado. El grado de soldamiento se incrementa y se observan fiammes muy colapsadas (Figs 14, 15 y 18). Río abajo se observan cambios horizontales en el grado de soldamiento de la ignimbrita. Hacia la cima, pasa paulatinamente a un depósito piroclástico masivo de 2.5 m de espesor, formado por una ceniza de color blanco sin estratificación con cristales rotos de plagioclasa y hornblenda, posee fragmentos escoriáceos de andesitas o basaltos color gris oscuro. Este a su vez finaliza con un depósito de 90 cm de espesor soportado por pómez riolítica angulosa y con líticos angulosos de andesita porfídica y vidrio. Esta unidad corresponde a un depósito de caída de lapilli.

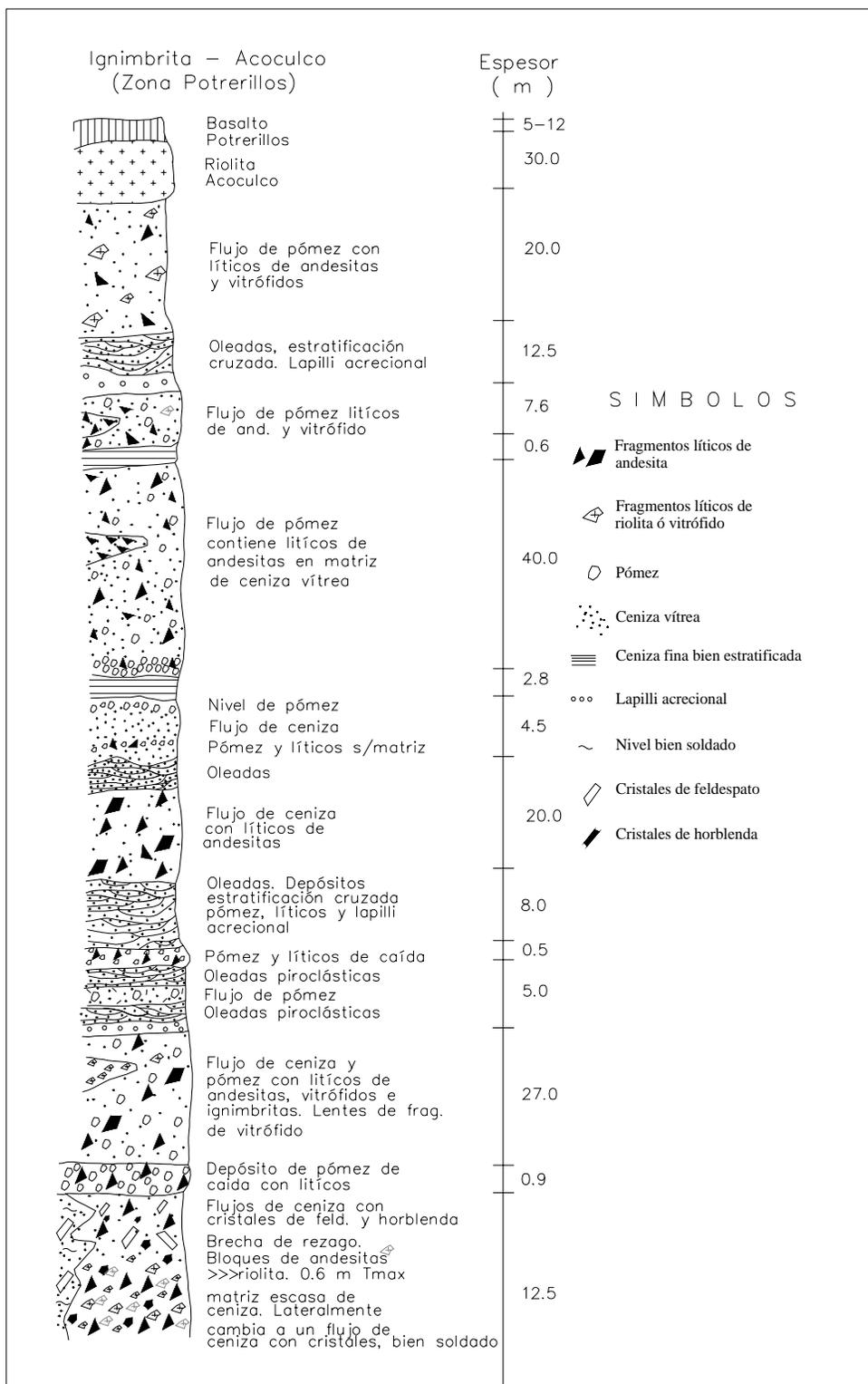


Figura 16. Columna estratigráfica de la Ignimbrita Acoculco en el arroyo Potrerillos (SW de Acoculco).



Figura 17. Detalle de la brecha lítica co-ignimbrítica de la ignimbrita Acoculco.



Figura 18. Afloramiento de la Ignimbrita Acoculco en la zona de mayor soldamiento en el arroyo Potrerillos.

2- Sobre la pómez de caída, la segunda ignimbrita inicia con una capa de 40 cm de espesor de ceniza muy fina que pasa gradualmente a un depósito masivo con matriz de ceniza vítrea fina, pómez y fragmentos de vidrio de 8 mm, así como líticos de andesita y escoria basáltica-andesítica (2-20 cm). Se observan lentes de líticos de composición riolítica. Hacia

la cima predominan los fragmentos de pómez, su espesor total es de 27 m. Sobre esta ignimbrita se observa una secuencia piroclástica estratificada de 13 m de espesor formada por estratos muy delgados de material muy fino, algunas capas presentan estratificación cruzada y en un estrato intermedio se aprecia lapilli acrecional (Fig.19). También existen horizontes delgados de pómez de caída intercalados con depósitos masivos y depósitos de material muy fino estratificado. Por sus características este intervalo podría corresponder a pequeñas pulsaciones y a depósitos de oleadas que precedieron a la tercera ignimbrita.



Figura 19. Detalle del lapilli acrecional observado en la ignimbrita Acoculco.

3- La tercera ignimbrita tiene 20 m de espesor y está constituida por un depósito masivo de ceniza con líticos de andesita. Le sobryace otro depósito piroclástico con estratificación cruzada constituido por fragmentos muy finos que podría ser otra oleada que marca el inicio de la cuarta ignimbrita.

4- La cuarta ignimbrita está formada por 4.5 m de un depósito masivo de ceniza vítrea con líticos y pómez, se distingue por poseer dos horizontes delgados de pómez. Sobre éste y aparentemente en discordancia se encuentran 2.8 m de una ceniza blanca bien estratificada en forma de planos ondulados formada por fragmentos de vidrio que podría corresponder a las oleadas que precedieron la quinta ignimbrita.

5. La quinta ignimbrita tiene un espesor de 40 m y está constituida por pómez y matriz de ceniza. Contiene líticos de andesita que con frecuencia se concentran en lentes dentro la ignimbrita, sugiriendo un depósito agradado y turbulento según lo describen Branney y

Kokelar (2002). Se encuentra cubierta por 0.6 m de una ceniza muy fina constituida por fragmentos de vidrio en capas muy delgadas. Este depósito podría corresponder a otra oleada que marca el inicio de la ignimbrita número seis.

6. La sexta ignimbrita es un depósito masivo de 7.6 m de espesor, formado por ceniza vítrea, abundante pómez y con líticos de andesita y obsidiana. Igual que en la quinta ignimbrita, los líticos muestran un arreglo en forma de lentes, y por lo tanto pudiese tratarse de otro depósito agradado. Sobre este se encuentra un depósito de 12.5 m de espesor, en capas delgadas con estratificación cruzada y lapilli acrecional que corresponden a otro depósito de oleadas. Le sobreyacen a su vez 20 m de una ignimbrita que corresponde a la séptima unidad,

7. La séptima ignimbrita contiene pómez en una matriz de ceniza y líticos de andesita y vidrio. Los eventos piroclásticos finalizan con 30-40 m de una lava riolítica que en su base presenta un depósito delgado de productos de caída aérea cubiertos por una autobrecha riolítica. La columna finaliza con un espesor variable de lavas basálticas.

Descripción de otros afloramientos relevantes. En Corral Blanco, localizado 4 km al SE de Potrerillos (Figs. 3 y 12) se encuentra un afloramiento masivo de brecha volcánica que sobreyace discordantemente a una lava riolítica. La brecha tiene un espesor de 40 m formada por un depósito masivo rico en fragmentos líticos sin clasificar de varias composiciones, principalmente andesita, vitrófidos, andesita escoriácea y riolita. Los líticos varían en tamaño de 2 mm a 1 m. Los líticos están soportados en una matriz formada por pómez y fragmentos pequeños de andesita de 1 a 2 mm de diámetro. En la parte media del depósito el contenido de líticos decrece y se observa una matriz de ceniza. Le sobreyace un depósito epiclástico de 8 m de espesor compuesto por estratos delgados de 2 a 8 cm que aparentemente es material retrabajado y podría corresponder con los depósitos lacustres próximos a la fuente de origen. En este sitio no aparecen las otras unidades de flujo mencionadas arriba, se encuentra cubierto por los derrames de basalto Potrerillos. La presencia abundante de líticos contenidos en ceniza, y su paso gradual a depósitos finos indican que, al igual que en Potrerillos, este depósito corresponde a una brecha co-ignimbrítica lítica de rezago, la cual se formó durante la apertura del conducto y se acumuló en las inmediaciones de los sitios de emisión.

En la zona norte, dentro de la estructura caldérica, en el camino que va de San Isidro a Atotonilco, la ignimbrita Acoculco cubre a los basaltos andesíticos Los Laureles, los cuales se observan intensamente fracturados. En forma discordante, sobre la ignimbrita Acoculco se acumuló una brecha basáltico andesítica localmente denominada brecha de Tlachaloya, por su relación estratigráfica se incluyó dentro de la unidad Basalto Potrerillos. En el arroyo El Manzanito, localizado 7 km al SW del pozo EAC-1, donde coinciden en contacto lateral la ignimbrita Acoculco y la ignimbrita Tecoloquillo, se observó que la primera se encuentra debajo de toda la secuencia, cubierta por una andesítica basáltica y a su vez sobreyacida por la secuencia relacionada con la actividad de Tecoloquillo.

En el pozo perforado EAC-1 se cortaron 130 m de un depósito piroclástico constituido por material vítreo, líticos y cristales rotos de feldespatos potásicos (Fig. 4). El material está intensamente alterado por hidrotermalismo. Los fragmentos vítreos casi en su totalidad han sido reemplazados por arcillas. En un núcleo recuperado a 100 m de profundidad se observa una roca de textura piroclástica formada por una matriz de ceniza, líticos de color gris oscuro (andesita?), y pómez argilizada. Este depósito se correlaciona con la ignimbrita Acoculco y se encuentra desde la superficie hasta 130 m de profundidad. Subyaciéndolo se encontró a una dacita porfídica que se relaciona con la dacita Cruz Colorada.

Relaciones estratigráficas y edad. En la zona central de la caldera, donde se localiza el pozo EAC-1, la ignimbrita Acoculco aflora sobre la dacita Cruz Colorada. En la zona norte descansa sobre el basalto andesítico de Los Laureles, y al sur del poblado de Acoculco, en Corral Blanco, se encuentra sobre las riolitas. En todos los casos siempre se observa en discordancia, ya sea angular o estratigráfica (Figs. 5, 6 y 12).

Por lo que respecta a su relación estratigráfica superior, en varios puntos está cubierta por sedimentos lacustres, al suroeste por basalto, al oeste por las riolitas Acoculco, y al norte por basaltos andesíticos cartografiados como parte de la unidad de dacitas Cruz Colorada.

La edad radiométrica obtenida por K-Ar para la ignimbrita Acoculco fue 1.4 Ma, (Tabla 1).

2.3.3. Actividad postcaldérica en Acoculco

2.3.3.1. Sedimentos lacustres

Se propone este nombre para los sedimentos lacustres intracaldéricos que se acumularon después de la extravasación de la ignimbrita Acoculco. Para fines de cartografía, por ser muy reducidos los afloramientos de depósitos lacustres, no aparece en el mapa como una unidad independiente.

Estos depósitos están formados por la acumulación del material derivado de la erosión de los productos volcánicos. Según los datos de campo se acumularon en pequeñas cuencas aisladas. El sitio donde mejor se encuentra expuesta la sección es al sur de la hacienda Acoculco, que corresponde al centro del complejo volcánico (Fig. 20).



Figura 20. Poblado de Acoculco localizado en el centro del complejo volcánico donde aflora la secuencia lacustre.

Dado que se trata de pequeñas cuencas rodeadas de zonas elevadas, la granulometría del material depositado es más gruesa de lo esperado en un ambiente lacustre típico debido a que el material ha sufrido poco transporte; consta de capas muy delgadas de 2 a 20 cm de espesor formadas por arenas, limos y conglomerados de grano fino. Estos últimos aparecen principalmente en las capas inferiores. Están formados por fragmentos de riolitas y escasamente de dacitas. Hacia la cima del depósito la granulometría de los fragmentos es de menor diámetro. En los niveles superiores se encuentra una capa con nódulos de pedernal y

sobre éste se observan capas delgadas de limos con micropliegues (Fig. 21). El depósito tiene aproximadamente 50 m de espesor y las capas tienen una dirección N75°E y una inclinación de 40° SE. No se observa la base y están cubiertos por la riolita Acoculco.



*Figura 21.
Micropliegues formados
en los sedimentos
lacustres en la
Hacienda de Acoculco.*

En el arroyo Xahualalulco, al noreste de Acoculco (Fig. 5), estos depósitos están formados por capas delgadas de limos y arcillas de 2 a 7 cm de espesor intercaladas con algunas capas de 10 cm de pedernal. La secuencia tiene un espesor de 20 a 25 m. Las capas tienen una dirección N18°E y están inclinadas 20° al NW. En la mina de Acoculco (Fig.6), se observa una secuencia lacustre formada por capas de depósitos masivos de granulometría gruesa, gradación normal no muy acentuada y se encuentran intercalados con capas delgadas de material más fino. La base presenta fragmentos de basalto de gran tamaño. Tienen una dirección N 80°E con inclinación de 52° al NW.

En la zona SW, en el arroyo El Manzanito, se observa una secuencia de sedimentos lacustres intercalados con depósitos piroclásticos y flujos de lodo. En la cima ya no se observan depósitos lacustres sino que se incrementa el relleno por aporte de productos piroclásticos relacionados con la actividad de los domos riolíticos del SW. Las capas están inclinadas 18° al SE. El espesor es de 29 m incluidos los depósitos piroclásticos.

En el N, en el caserío de Xahualalulco, ubicado 6 km al SW de Ahuazotepec los sedimentos lacustres están formados por capas delgadas principalmente de limos. Esta unidad incluye bloques de roca de gran tamaño. En una distancia de 5 m se observan dentro de la secuencia lacustre varias fallas inversas que dan lugar a pequeñas cabalgaduras (Fig.

22) (la base del martillo descansa sobre uno de los planos de cabalgadura). Esta deformación se asocia con la etapa de resurgencia generada al W del poblado de Acozulco.



Figura 22. Cabalgaduras en los sedimentos lacustres en Xahualalulco.

En Corral Blanco se observan 8 m de sedimentos lacustres en capas delgadas de 2 a 8 cm de espesor, formadas por material volcánico re trabajado (Fig. 11). Los estratos están basculados 26° al NE y tienen una dirección NW 15° . Descansan sobre una brecha de rezago relacionada con la ignimbrita Acozulco.

2.3.3.2. Basalto Potrerillos

Esta unidad toma su nombre de un caserío ubicado 1 km al SW de Acozulco (Fig. 3). Está formada por derrames de lava de color gris oscuro de grano fino. Aflora principalmente al W de Acozulco. Su espesor es variable, de 5 a 80 m. Sus relaciones estratigráficas indican que es más reciente que la ignimbrita Acozulco y los sedimentos lacustres, ya que los sobreyace discordantemente (Fig. 5 y 12). A su vez estos derrames están cubiertos por un espesor de 2 a 3 m de una ceniza de caída aérea de composición riolítica relacionada con la actividad explosiva de los domos riolíticos más recientes. Sus relaciones estratigráficas se observan en la Figura 6a. El basalto es de textura afanítica., holocristalina, la mesostasis es intergranular. Su mineralogía es plagioclasas >> augita > óxidos > olivino.

Se considera como parte de este evento a una brecha denominada Tlachaloya, debido a que ésta tiene una relación estratigráfica similar a la de Potrerillos aflora al NE de Alcaparrosa. Es decir, ambos sobreyacen a la ignimbrita Acoculco. La brecha está formada por bloques angulosos de basalto aglutinado, cuyo espesor varía de 2 a 30 m. Su centro de emisión probablemente es un cráter ubicado en la zona de Alcaparrosa, que se observa en las imágenes de relieve sombreado. Su textura es microporfídica con una mineralogía de plagioclasa > vidrio > clinopiroxeno > olivino. Se clasifica como una brecha andesítica-basáltica, probablemente formada por autobrechamiento a partir de una lava muy viscosa parcialmente solidificada y extravasada sobre una pendiente abrupta, como se observa en el terreno, lo que facilitó la ruptura del material, que conservó suficiente calor para aglutinarse.

Esta brecha se distribuye en el NE entre Alcaparrosa y San Isidro Tlachaloya. Cubre a la ignimbrita Acoculco y está sobreyacida por un suelo de poco espesor. No se tiene edad radiométricas de esta unidad, pero por estar sobre la ignimbrita Acoculco, debe ser <1.4 Ma (Fig. 23).



Figura 23. Basalto Potrerillos sobre ignimbrita Acoculco.

2.3.3.3. Riolita Acoculco

Se propone este nombre para denominar a un conjunto de 7 domos de composición riolítica que se emplazaron siguiendo una traza anular en forma de semicorona (Fig. 3). En

la zona norte y oeste forman parte de este conjunto los domos Mesa Chica, La Minilla y La Paila y dos más sin nombre local (Fig. 24); en tanto que en la zona sur únicamente se encuentra el domo Las Mesillas que es el de mayor tamaño. En el centro de la caldera, muy cerca del poblado de Acoculco, se encuentran pequeños domos formados por un vidrio perlizado que corta en contacto intrusivo a los depósitos lacustres, estos domos no exceden los 15 m por 3 m de altura.



Figura 24. Domo riolíticos La Minilla, pertenece al anillo norte de Acoculco.

Estas rocas fueron incluidas por Ledesma-Guerrero (1987) como parte de una unidad denominada riolita Chignahuapan, sin embargo, en el presente trabajo se propone abandonar esta denominación porque Ledesma-Guerrero englobó bajo este nombre, además de las riolitas, a los depósitos piroclásticos de diferentes orígenes. En general están formados por derrames que seguramente fueron muy viscosos, con espesores que varían entre 5 y 200 m. En los afloramientos se observan dos tipos de estructuras, una fluidal con lentes de obsidiana, y otra granular-perlítica, común en rocas vítreas. Cuando se encuentra muy intemperizada, la roca se desvitrifica y se observa una textura esferulítica.

Al microscopio la textura es porfídica. La matriz está formada por vidrio ácido que engloba a fenocristales de feldespatos, cuarzo y biotita.

En la zona central de la caldera, las riolitas sobreyacen a los sedimentos lacustres, a los derrames basálticos de Cuautelolulco, y a la ignimbrita de Acoculco. Fuera de la caldera, la riolita cubre a las mesas de basalto en el sur. También cubre a los derrames de basaltos y

andesitas del grupo Tezontepec-Chignahuapan en el norte. A su vez, el domo riolítico de La Paila, en el sector NW, se encuentra cubierto por un cono monogenético que emitió derrames basáltico-andesíticos. Los domos riolíticos restantes únicamente están sobreyacidos por suelo residual resultado del intemperismo.

Las datos radiométricos obtenidos en tres domos indican edades K-Ar de 1.36, 1.34 (De la Cruz y Castillo, 1986) y 1.3 Ma (este estudio) (Tabla 1).

El emplazamiento de los domos riolíticos que forman parte de esta unidad en forma anular, es una de las evidencias que sugiere la presencia de una zona de debilidad relacionada con el colapso caldérico de Acozulco (De la Cruz y Castillo-Hernández 1986).

2.3.3.4. Ignimbrita Piedras Encimadas

Inicialmente, De la Cruz-Martínez y Castillo-Hernández (1986), describen a esta unidad como una secuencia de derrames de riolita. Por su morfología y relaciones estratigráficas estos autores asignan una edad Plioceno. Posteriormente, en la cartografía de la hoja Calpulalpan, Ledesma-Guerrero (1987) incluye a este depósito en la unidad “Riolita Chignahuapan” y la ubican de igual manera en el Plioceno. Por otra parte, la Compañía Minera de Ahuazotepec, en un informe interno, la clasifica como riolita.

Investigaciones del presente estudio indican que se trata de depósitos de flujo piroclástico ricos en cristales, de muy alta densidad y alto grado de soldamiento. Consecuentemente se le clasifica como una ignimbrita con una distribución muy restringida alrededor del centro de emisión. En este trabajo se considera como una unidad independiente y con un origen diferente a lo reportado anteriormente. Se propone aquí el nombre de ignimbrita Piedras Encimadas para esta nueva unidad, ya que esta es la localidad mejor conocida donde se encuentra expuesta. Se trata de una zona natural protegida donde se observan extrañas esculturas pétreas causadas por la erosión diferencial, la Reserva Natural de Piedras Encimadas, cercana a Zacatlán, Puebla (Fig. 3 y 23).



Figura 25. Reserva Natural de Piedras Encimadas.

Esta unidad está formada por depósitos de flujos piroclásticos viscosos, los cuales por su alto grado de soldamiento tienen el aspecto de lavas de color café o gris oscuro con lajeamiento delgado. Se caracteriza por el alto contenido de cristales de cuarzo y feldespatos.

Descripción de la unidad tipo. La columna tipo es compuesta y se construyó a partir de dos afloramientos separados, ya que en ningún sitio se encuentra totalmente expuesta. Por sus características se considera que está constituida por dos miembros principales, el inferior está

intensamente soldado y el segundo posee un zoneamiento muy escaso. El miembro inferior aflora completo en El Mirador, sitio ubicado inmediatamente al sur de Zacatlán (Fig.26), el miembro superior aflora en la zona de Atexca (W de Zacatlán), donde se explota comercialmente como arena silíceo (Figs. 27 y 28).

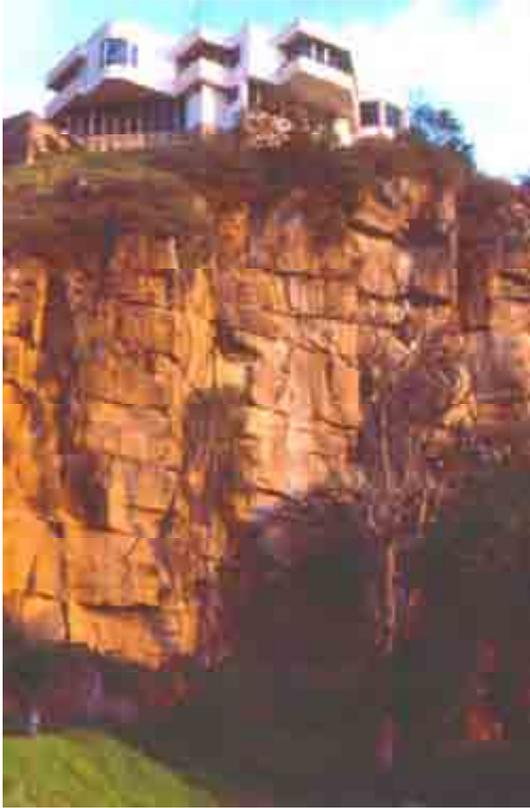


Figura 26. Afloramiento del miembro inferior de la ignimbrita Piedras Encimadas en El Mirador (Zacatlán).

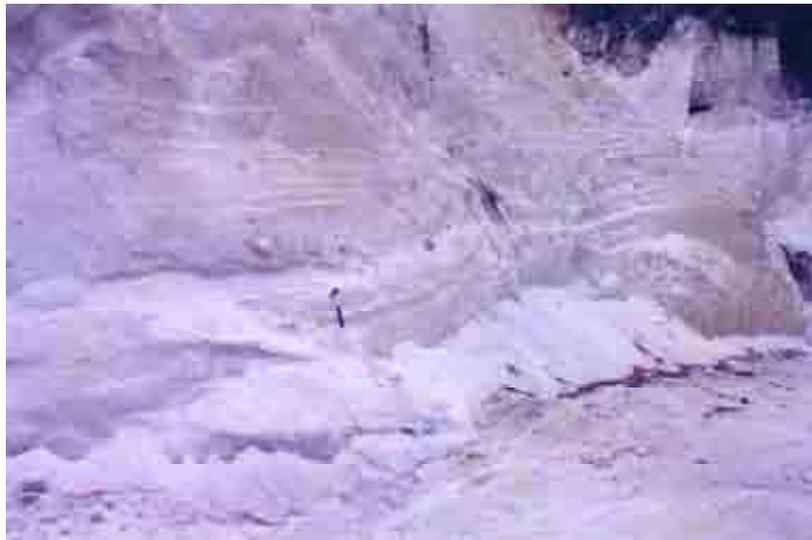


Figura 27. Miembro superior de la ignimbrita Piedras Encimadas en mina de Atexca.

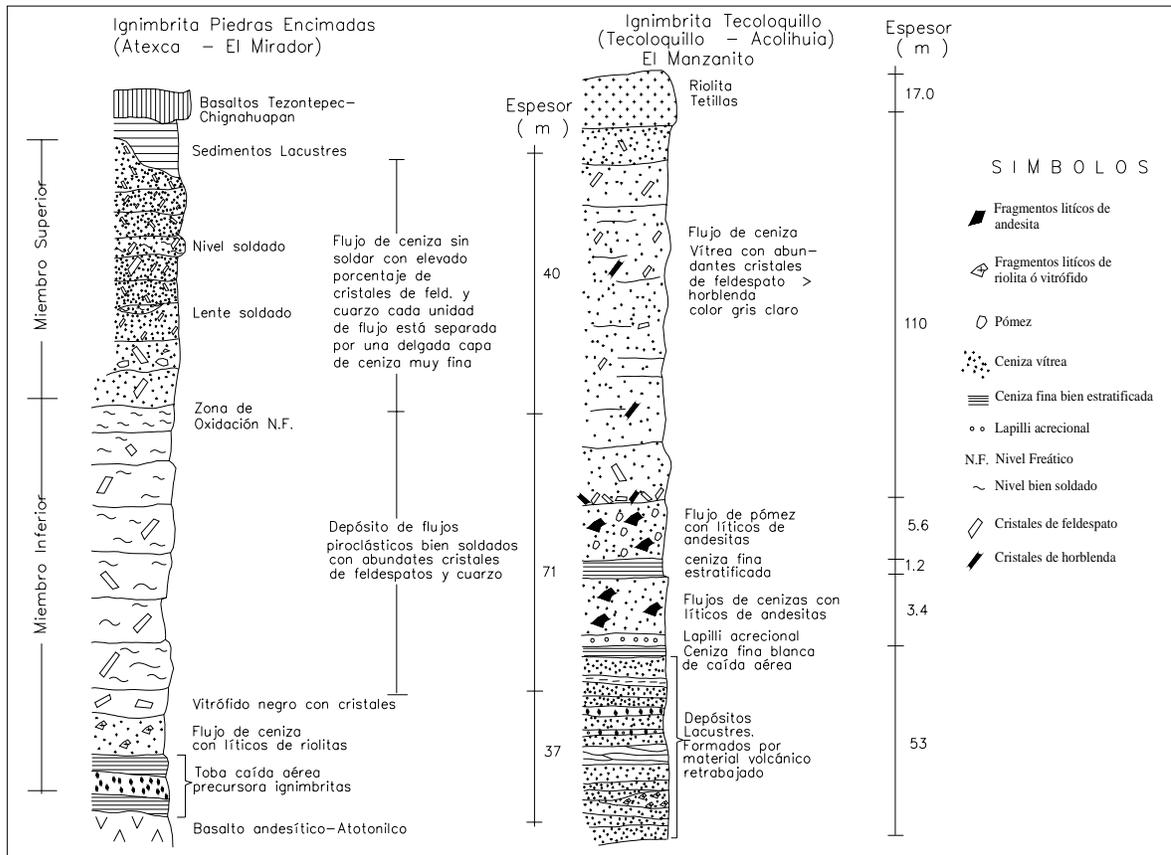


Figura 28. Columnas estratigráficas de la ignimbrita Piedras Encimadas y la ignimbrita Tecoloquillo.

Miembro inferior. La secuencia se inicia con 1.8 m de un depósito de caída formado por dos niveles de ceniza muy fina separados por un horizonte de 0.6 m de espesor, constituido por fragmentos de vidrio y cristales. Sobre este depósito se encuentra un pequeño flujo de ceniza con líticos de riolita y termina con un vitrófido negro con abundantes cristales de feldespato, en total tiene 3.7 m de espesor. Le sobreyace un paquete masivo intensamente soldado constituido por una matriz vítrea en proceso de desvitrificación con abundantes cristales, se observa una pseudo-estratificación gruesa generada por diaclasas horizontales que simulan capas de 3 a 5 m de espesor. Se trata de estructuras formadas durante el proceso de enfriamiento, lo que indica que se trata de una roca piroclástica con un grado extremo de soldamiento. El espesor máximo observado es 71 m.

Miembro superior. El contacto entre los dos miembros no se observa en campo, por lo que esta relación se describe con base en los datos de perforación proporcionados por la compañía Minerales de Ahuazotepec. En un reporte elaborado por esta empresa el contacto

entre las dos unidades corresponde a una zona de oxidación. Sobre este nivel descansan 40-50 m de un depósito vítreo sin soldar muy rico en cristales, en el que se observan algunos lentes intensamente soldados de hasta 4 m de espesor. En ese reporte se considera a la unidad como un flujo de lava riolítico. Sin embargo, en los bancos de material donde se extrae la arena, la roca presenta ciertas características que indican un emplazamiento como flujo piroclástico. Por ejemplo, en la parte baja del depósito se observan algunos niveles con líticos de vitrófido, de andesita porfídica y basaltos (Fig. 29); 5 a 6 metros más arriba aparecen chimeneas (pipas) de desgasificación (Fig. 30); además, se observan hasta 3 capas de 30-40 cm de espesor con gran cantidad de pómez compacta, ligeramente colapsada (Fig. 31). Todos estos datos indican que se trata de un depósito de ignimbrita.



Figura 29. Presencia de líticos de andesita en la base del miembro inferior de la ignimbrita Piedras Encimadas



Figura. 30. Pipas de desgasificación en el miembro superior de la ignimbrita Piedras Encimadas.



Figura 31. Pómez compacta ligeramente colapsada, forma parte del miembro superior de la ignimbrita Piedras Encimadas.

En los sitios en explotación se observa estratificación en capas de 1 a 2 m de espesor, que se debe a la intercalación de las ignimbritas con capas muy delgadas de 1 a 2 cm de espesor, de cenizas muy finas alteradas a arcillas. Hacia la parte superior, se pasa transicionalmente a los últimos 2 m que muestran un mayor grado de soldamiento. En los alrededores del poblado de Ayotla, ubicado al W de Zacatlán, se encuentran varios cráteres de explosión de 100-150m de diámetro (Fig. 32).



Figura 32. Cráter de explosión en la ignimbrita Piedras Encimadas.

Características petrográficas. Ambos miembros se caracterizan por tener una fábrica eutaxítica (Fig. 33). Están formados por una matriz de ceniza vítrea de color gris claro-blanco en proceso de desvitrificación. Contienen abundantes cristales de feldespato potásico >> cuarzo >> hornblenda. Las pómez son muy densas, poco vesiculadas, y parcialmente colapsadas a totalmente colapsadas, dependiendo del miembro superior o inferior, respectivamente. Como ya se mencionó, el miembro inferior posee un grado de soldamiento muy elevado y el superior muy bajo, con algunos lentes endurecidos.

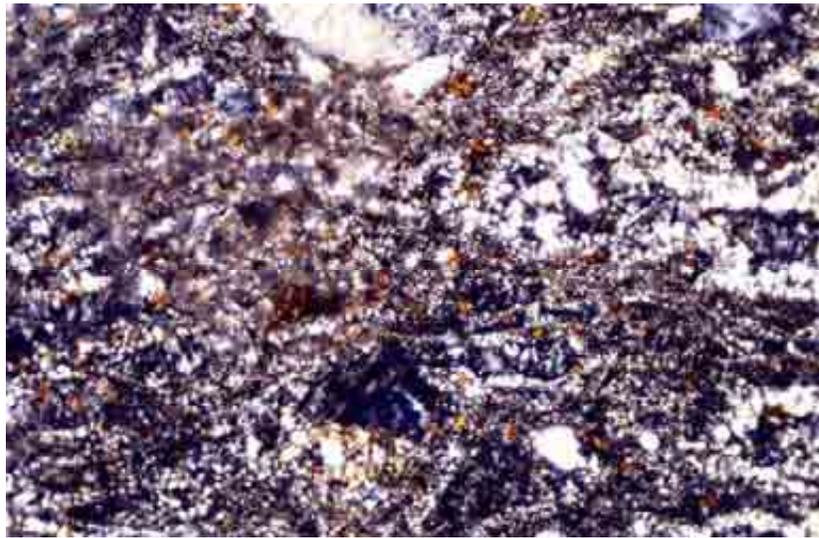


Figura 33. 4X,NX. Ignimbrita Piedras Encimadas con alto grado de soldamiento, se observan fiammes recrystalizadas y cristales rotos de cuarzo y feldespato.

Distribución y espesor. La ignimbrita Piedras Encimadas aflora en la porción E de la zona de estudio. Tiene una extensión muy reducida, se distribuyó 7 a 10 km alrededor de la fuente de emisión, localizada en Ahuetecaco, aproximadamente 9 km al NW de Zacatlán (Fig. 3). En general se considera que rellenó la topografía existente y es probable que el máximo espesor se haya depositado inmediatamente al sur de Zacatlán. Cubrió un área de 260 km² aproximadamente. Su espesor promedio es de 80 m, lo que da un volumen de 21.5 km³.

Estratigrafía. En casi todos los sitios donde es posible observar la base se encuentra cubriendo a derrames basálticos posiblemente de la unidad Atotonilco (Segestrom, 1961), que forman parte del campo volcánico de Tezontepec-Chignahuapan. Le sobreyacen

depósitos retrabajados de la misma ignimbrita, posiblemente acumulados en un lago efímero, y estos a su vez, están sobreyacidos por derrames de andesita basáltica que fueron emitidos por un volcán monogénico ubicado sobre la zona de emisión del grupo Tezontepec-Chignahuapan (Fig. 34).



Figura 34. Corte en la mina Juvencia que pertenece a la compañía Minerales de Ahuazotepec, localizado en Ahuetepec a 9 km al NW de Zacatlán.

Edad radiométrica. En dos muestras recolectadas en el miembro superior, se obtuvieron por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 1.3 y 1.26 Ma (Tabla 1). La más confiable es la segunda debido a que el proceso de fechamiento se realizó en un concentrado de cristales de feldespato recolectado en la zona de explotación de arenas.

2.3.3.5. Ignimbrita Tecoloquillo

El nombre de Tecoloquillo inicialmente se utilizó en un estudio donde se analizaron las características ambientales del lago de Tecocomulco (Caballero *et al.*, 1999) (Fig. 3). Estos autores consideran que los depósitos de tobas intercalados en los sedimentos lacustres recuperados en dos sondeos, perforados sobre el margen SE del lago, podrían derivarse del “Volcán de Tecoloquillo”, o debido a su cercanía, de la caldera de Acoculco. Las 5 determinaciones de radio-carbón obtenidas en sedimentos lacustres ubicaron a la secuencias de tobas entre 41 ka y 3 ka.

Posteriormente, en un estudio vulcano-estratigráfico regional de la zona de Apan, García-Palomo *et al.* (2002) emplearon el nombre de ignimbrita Tecoloquillo para describir a un conjunto de productos formado por depósitos de flujo piroclástico y un domo riolítico. Estos autores mencionan que aún no se conoce su edad, pero argumentan que si la relación entre las tefras del lago de Tecocomulco y el volcán de Tecoloquillo propuesta por Caballero *et al.* (1999) fuese la correcta, entonces la ignimbrita Tecoloquillo sería del Pleistoceno tardío.

Los nuevos datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos en el presente estudio permiten ubicar con precisión los eventos volcánicos del área. La edad de 0.8 Ma obtenida en una muestra del domo riolítico que sobreyace a la ignimbrita Tecoloquillo sugiere que, las tefras recolectadas por Caballero *et al.* (1999) en el lago de Tecocomulco, no corresponden al vulcanismo de Acoculco-Tecoloquillo. Posiblemente provienen de un centro de emisión más reciente. Por su cercanía pueden haber sido emitidas desde la parte N de la Sierra Nevada (volcanes Telapón y Tlaloc).

La mineralogía confirma lo antes dicho, ya que en las tefras del lago se reportó la presencia principalmente de plagioclasa, hiperstena y augita, mientras que en los depósitos piroclásticos de Tecoloquillo los minerales principales son cuarzo, feldespato y hornblenda.

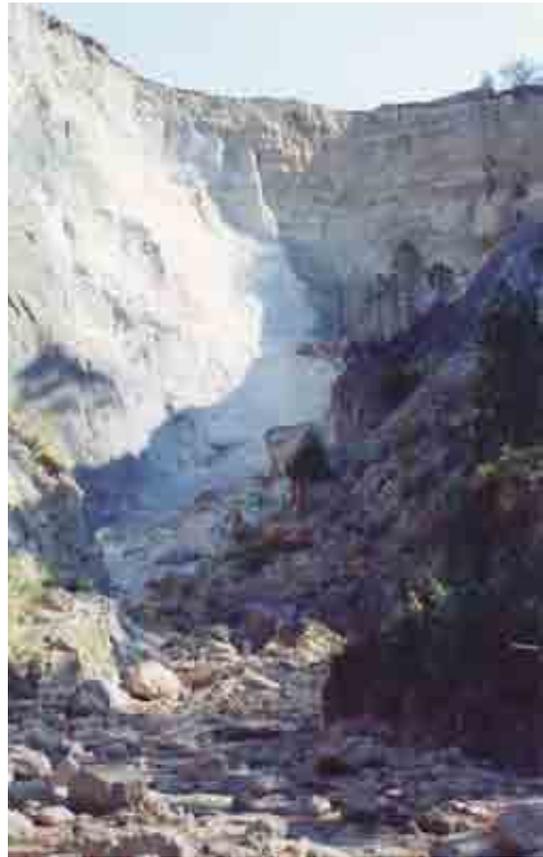
En un reporte interno de la CFE este depósito piroclástico se denominó toba Tetillas (De la Cruz y Castillo, 1986). Sin embargo, en el presente estudio se propone conservar el nombre de ignimbrita Tecoloquillo por congruencia con la información publicada. Se excluye el domo riolítico incluido en esta unidad por García-Palomo *et al.* (2002) ya que se describirá de forma independiente más adelante.

Esta secuencia está constituida por depósitos de flujo piroclástico de color gris blanco, con un porcentaje muy elevado de cristales y un soldamiento muy bajo, que forma depósitos fácilmente deleznable (Fig. 35 y 36). Su zona de emisión se ubica bajo el domo de Las Tetillas.



Figura 35. Detalle de la ignimbrita Tecoloquillo, a simple vista se observan cristales de cuarzo, feldespato y horblenda.

Figura 36. Afloramiento de la Ignimbrita Tecoloquillo.



En la Figura 28 se observa la columna completa de esta secuencia, la cual se construyó a partir de las observaciones en dos sitios. Inicia con una ceniza muy fina de caída aérea de escasos centímetros de espesor, con lapilli acrecional hacia la cima. Le sobryace un

depósito de flujo piroclástico de ceniza de 3.4 m de espesor con líticos de andesita basáltica. La matriz está formada por esquirlas de vidrio ácido. A su vez, está cubierto por una ceniza muy fina bien estratificada, hacia la cima pasa a un flujo de pómez de color naranja con matriz de ceniza y con líticos de andesita. El tamaño máximo de la pómez es de 3 cm y el de los líticos es de 6 cm. El espesor de este flujo es de 5.6 m. Hacia la cima cambia abruptamente a un depósito masivo de color gris claro constituido de ceniza vítrea, se caracteriza por ser muy rico en cristales, la base está formada principalmente por cristales y la matriz es muy escasa. Este paquete tiene más de 100 m de espesor. A distancia se observa pseudo-estratificación por la presencia de intercalaciones discontinuas de ceniza vítrea muy fina que ha sido alterada a arcillas. En la zona de Tecoloquillo, donde se observa el máximo espesor de este miembro, la parte superior muestra un ligero grado de soldamiento, disminuye el contenido porcentual de cristales, y aparecen líticos de andesita basáltica de 2 o 3 mm de diámetro. Al SE de la zona de emisión se observa en la base el estrato de mayor soldamiento y en un nivel intermedio se observa una capa de pómez colapsada con cristales contenidos en la matriz de ceniza vítrea.

Petrografía. Esta unidad piroclástica tiene una composición riolítica. Está constituida por fragmentos de vidrio que contiene abundantes cristales. Al microscopio se reconoce cuarzo >> feldespatos potásicos > hornblenda >> biotita > magnetita (Fig. 37).



Figura 37. Vista microscópica de la ignimbrita Tecoloquillo. Se observa textura eutaxítica, cristales rotos de cuarzo. 4x, luz natural.

Distribución y espesor. Esta ignimbrita aflora en la porción sur del área de estudio y fue emitida a partir del borde SW de la caldera de Acozulco (Fig. 3). Se distribuye tanto dentro como fuera de la caldera de Acozulco. Su distribución es corta, cubre un área de 117 km² y se calcula un espesor máximo de 0.08 km.

Estratigrafía. Esta secuencia piroclástica está sobreyaciendo a sedimentos lacustres. Cubre a conos monogenéticos fuera del borde caldérico (sur de Nacaloyo) (Fig. 38) y se encuentra en contacto lateral con la riolita Las Mesillas. A su vez está cubierta por el domo riolítico Las Tetillas.



Figura 38. Ignimbrita Tecoloquillo cubriendo a un cono monogenético.

Edad. No se obtuvo edad radiométrica de estos productos, sin embargo, en una muestra del domo riolítico sobreyacente se obtuvo una edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 0.8 Ma (Tabla 1). Por su relación de campo es muy probable que el domo corresponda al cierre del ciclo eruptivo, por lo que su relación es muy estrecha y el intervalo de tiempo entre ambos eventos debió ser corto. Por lo tanto la edad de la emisión de los depósitos piroclásticos es muy cercana a los 0.8 Ma.

2.3.3.6. Riolita Las Tetillas

Inicialmente, en un estudio paleoambiental, esta unidad de composición riolítica fue denominada como volcán Tecoloquillo (Caballero, *et al.*, 1999). En estudios más recientes, de la zona de Apan, no se le menciona como un domo y se le incluye como parte de la ignimbrita Tecoloquillo (García-Palomo *et al.*, 2002).

En el presente estudio se propone retomar el nombre de riolita Tetillas, originalmente propuesto por De la Cruz y Castillo (1986), para designar al domo de composición riolítica que sobreyace a la ignimbrita Tecoloquillo (Fig. 3). Se tomó esta decisión porque, además de ser una unidad independiente, en la región se le conoce con ese apelativo que describe su morfología.

Petrografía. Se trata de un flujo de lava riolítica que formó un domo de cima plana de geometría casi circular con un diámetro de poco más de 2 km y 200 m de espesor (Fig. 39). En la cima se observa un pequeño cono de ceniza con un cráter de 0.6 km de diámetro donde se anidó otro pequeño domo. Al microscopio la roca presenta una textura porfídica cuya matriz es vítrea en proceso de desvitrificación. Los fenocristales están constituidos por feldespatos potásico > cuarzo >> hornblenda > óxidos. Su distribución es muy reducida seguramente debida a su elevada viscosidad al momento de emplazarse, ocasionada por un elevado porcentaje de cristales y la composición riolítica del magma. Se emplazó sobre la fractura anular de la caldera de Acoculco en su porción SW sellando la zona de emisión de la ignimbrita Tecoloquillo.



Figura 39. Domo riolítico Tetillas

Estratigrafía. Sobreyace a la ignimbrita Tecoloquillo y a su vez se encuentra cubierta por una delgada capa de suelo residual.

Edad. En una muestra recolectada se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 0.8 Ma, ubicando el evento en el Pleistoceno medio (Tabla 1).

2.4. Vulcanismo periférico

2. 4.1. Depósitos del Volcán Navajas

Este centro eruptivo se localiza al W de Tulancingo (Fig. 3). Fue descrito por Nelson y Lighthart, (1997). Esta compuesto por flujos de lava y domos de composición riolítica peralcalina intercalados con depósitos piroclásticos de caída y de flujo que dieron lugar a un estratovolcán. El sector N del complejo sufrió un fuerte colapso y se produjo un depósito de avalancha de escombros que se observa al N en la cañada del río Grande de Tulancingo. En este sitio los productos de la avalancha cubren a depósitos de flujo piroclástico y estos a su vez a un paquete de derrames basálticos de 60 m de espesor cuya parte superior fue fechada con 1.80 Ma (Fig. 40) (Nelson y Lighthart, 1997), mejor conocidos como los basaltos columnares de San Miguel Regla, por lo que el complejo debe ser más reciente. Esta edad sugiere que los eventos ligados a este centro eruptivo fueron contemporáneos a la actividad de la caldera de Acoculco. En la Figura 5, se observa un perfil donde se muestran las unidades que afloran en la barranca de Alcholoja que forma parte del sistema hidrológico del río Tulancingo.



Figura 40. Ignimbritas del volcán Navajas sobre basaltos de San Miguel Regla.

2.4.2. Secuencia volcán Telapón

Esta unidad corresponde a los afloramientos de la parte norte del volcán Telapón, que constituye el límite norte de la cadena volcánica Sierra Nevada. Está formado por un paquete de más de 40 m de espesor de depósitos de flujos de pómez, lahares, depósitos de caída y flujos de bloques y ceniza. Están intercalados con depósitos de caída de los conos monogénicos de los alrededores. Por sus relaciones estratigráficas se le considera que tiene una edad que varía desde el Plioceno, para la estructura principal y Pleistoceno para los productos más recientes, (García-Palomo et al., 2002). Al sur de Calpulalpan se observa un centro eruptivo constituido por derrames de lava dacítica que forma parte de esta estructura (Fig. 3).

2.4.3. Campo volcánico de Tezontepec-Chignahuapan

El nombre de campo volcánico de Tezontepec fue propuesto inicialmente por De Cserna *et al.* (1987) para describir una zona formada por centenares de volcanes monogénicos ubicada al NE de la cuenca del valle de México. García-Palomo *et al.* (2002), en su trabajo de la zona de Apan, modifica el nombre por “campo volcánico Apan-Tezontepec”. En nuestro estudio, se propone adoptar el nombre de campo volcánico Tezontepec-Chignahuapan con el propósito de indicar que este estilo de vulcanismo se extiende hacia el E, hasta la zona de Chignahuapan (Figs.3 y 41).



Figura 41. Cono monogénico del campo volcánico de Tezontepec-Chignahuapan, ubicado en los alrededores de Chignahuapan.

Esta unidad abarca el vulcanismo periférico de composición básica. Está formada por dos unidades principales, la primera incluye derrames que forman mesetas, y la segunda abarca diferentes tipos de estructuras volcánicas como: volcanes tipo escudo, numerosos volcanes monogenéticos y muy pocos domos. Gran parte de ellos están acompañados por flujos de lava y escasos productos piroclásticos. De acuerdo a las observaciones de campo, las mesetas forman las partes bajas de la secuencia y el resto de los productos las sobreyacen. Con base en el análisis químico estos productos tienen una composición basáltica y basáltico-andesítica.

Al microscopio su textura es variable, las rocas que forman mesetas tienen una textura holocristalina que varía de subequigranular a equigranular, y una mineralogía de plagioclasas > augita > magnetita. Por otra parte, las rocas relacionadas con los volcanes monogenéticos tienen textura porfídica y su matriz es hialopilitica o intergranular; los minerales observables al microscopio son plagioclasa > augita > magnetita > olivino. Cuando la matriz es vítrea se observa plagioclasa > vidrio > augita > magnetita/ilmenita > olivino.

La distribución es muy amplia, pues cubre gran parte de los alrededores del complejo volcánico Tulancingo-Acocolco (Fig. 3). Asimismo, debido a similitudes en su composición mineralógica y en su edad, es posible que formen parte de esta unidad los basaltos más jóvenes del complejo Tulancingo-Acocolco. Entre éstos se incluyen a los productos basálticos del interior de la caldera de Acocolco emitidos antes (Basalto Cuautelolulco) y después (Basalto Potrerillos) de la emisión de la ignimbrita de Acocolco, así como los volcanes monogenéticos que aprovecharon la fractura anular del colapso caldérico, emplazados sobre el borde de la fractura anular de la caldera de Acocolco en su porción NW (cartografiado como La Paila NW y edad K-Ar de 0.24 Ma) y al SE un volcán escudo (cartografiado como La Paila SE con una edad de 0.9 Ma), (Figs. 3 y 6). Finalmente, también los diques de andesita basáltica reportados a diferentes niveles durante la perforación del pozo EAC-1 pudieran correlacionarse con este episodio de vulcanismo monogenético.

Estratigráficamente estas lavas máficas y conos sobreyacen en el E a la secuencia sedimentaria (fig. 42), y en el N a los productos del volcán Navajas (Fig. 3). En el centro de la caldera, sobreyacen a la ignimbrita Acocolco y sedimentos lacustres. En la zona sur,

desde Apan hasta el Peñón, cubren a las rocas miocénicas. En Piedras Encimadas y en el borde NW de la falla anular sobreyacen a domos riolíticos o depósitos de flujo piroclástico. En las zonas más bajas, en donde se forman mesetas, se encuentran cubiertos por depósitos aluviales.



Figura 42. Mesas de Basalto ubicadas al E de Chignahuapan.

Varias muestras recolectadas de los derrames de lava, asociados a los volcanes monogenéticos dieron edades que varían entre 2.1 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002), 1.8 Ma (Nelson y Lighthart, 1997) 1.3, 1.0, 0.9 Ma (el presente estudio), 0.42 Ma (Carrasco-Núñez *et al.*, 1997), 0.24, 0.2 Ma (el presente estudio). Al E del área de estudio, entre Huauchinango y Poza Rica, Ferrari, et al., (2005), fecharon 6 muestras de flujos de lava masiva cuyas edades fluctuaron entre 1.64 y 1.31 Ma, estas lavas probablemente se correlacionan con el vulcanismo de Tezontepec-Chignahuapan. Este rango de edades indica que este vulcanismo estuvo activo durante el tiempo que evolucionó la caldera de Aocolco y posterior a ella. No se obtuvieron edades radiométricas de las mesetas de basalto que subyacen a los depósitos de Aocolco, pero es posible que sean parte de la formación Atotonilco (Segestrom, 1961) y se correlacionen con el vulcanismo básico que reportan Cantagrel y Robin (1979) al NE de esta zona y cuyas edades varían entre 2.38 y 2.5 Ma .

En el área estudiada no existen diferencias físicas apreciables que permitan cartografiar de manera independiente las mesetas de basalto y los productos derivados de los conos monogenéticos. Asimismo, no se cuenta con suficientes edades radiométricas para

realizar la separación entre ambas unidades, por lo que se optó por reunir en una sola unidad cartográfica (Campo Volcánico de Tezontepec-Chignahuapan) a todos los productos de composición basáltica y andesita basáltica emplazados dentro y fuera del centro volcánico de Tulancingo-Acocolco y que cubren a todas las rocas volcánicas más antiguas.

El emplazamiento de algunos conos monogenéticos en forma anular circundando la caldera de Acocolco, en conjunto con la ubicación de los domos de Tulancingo y la dacita de Acaxochitlán, sugieren la presencia de otro rasgo anular posiblemente relacionado con un colapso caldérico mayor y más antiguo que podría estar relacionado con la ignimbrita Alcholoya y otros depósitos similares localizados al norte (Cantagrel y Robin, 1979; Ferrari, et al., 2005). Los conos monogenéticos antes mencionados corresponderían a reactivaciones sobre una zona de debilidad antigua, lo mismo que la zona de emisión de la ignimbrita Piedras Encimadas que se ubica sobre el mismo trazo anular (Fig. 3), se propone el nombre de caldera de Tulancingo para esta estructura. En el capítulo de 5 se presentan evidencias geofísicas que apoyan esta interpretación.

2.5. Depósitos Aluviales

Estos depósitos son los más recientes de la zona de estudio. Consisten de material granular que fue depositado en las zonas bajas. Están constituidos principalmente por material retrabajado de origen volcánico. Los fragmentos de mayor tamaño, como las gravas, se encuentran muy cerca de las zonas elevadas y lateralmente cambian a interdigitaciones de arenas y limos. También se encuentran suelos residuales sobre algunos edificios volcánicos. En la zona del lago de Tecocomulco, ubicada al SW de la caldera de Acocolco, se depositaron sedimentos lacustres que consisten de arenas, arenas finas, limos y arcillas, los cuales se interdigitan con un delgado horizonte de depósitos de caída y descansan sobre una secuencia más gruesa de una toba más antigua (Caballero *et al.*, 1999). En el mapa geológico (Fig. 3) esta unidad se representa en amarillo claro y en las columnas estratigráficas aparece como suelo (Figs. 5,6 y 12). Su espesor es muy variable, dependiendo de la antigüedad de la unidad subyacente. Incluso sobre los materiales más recientes no existe suelo tal como ocurre sobre los productos del volcán Michac al NW de Chignahuapan cuya edad K-Ar es de 0.2 Ma. El espesor varía de 0.5 m a 12 m.

3. GEOCROLOGÍA

En este estudio se realizaron análisis de fechamiento por el método de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a 17 muestras de roca en el Laboratorio de Geocronometría del Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE), por Margarita López Martínez.

3.1. Método K-Ar

3.1. 1. Metodología

El método K-Ar está basado en el decaimiento radiactivo de un isótopo de ocurrencia natural del potasio, el ^{40}K , el cual tiene una vida media ($t_{1/2}$) de 1250 millones de años (Ma). La desintegración radiactiva del ^{40}K produce isótopos de ^{40}Ca y $^{40}\text{Ar}^*$, este último es el que ha permitido determinar el tiempo transcurrido desde la formación de la roca, se rige por la ecuación:

$$Edad = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right]$$

En donde la *Edad* esta en esta en años (aunque generalmente se expresa en millones de años (Ma). λ y λ_e son las constantes de decaimiento del ^{40}K (Faure, 1977). Debido a la naturaleza del argón (gas noble) que es generado en una roca o mineral por el decaimiento radioactivo del ^{40}K , no forma enlaces químicos con los elementos presentes en las rocas, de modo que únicamente es retenido en la estructura cristalina de los minerales cuando estos alcanzan una temperatura tal (temperatura de bloqueo del argón) que no permiten que este se escape de la roca. En consecuencia las edades obtenidas por K-Ar permiten determinar el tiempo transcurrido desde que los minerales componentes de la roca se enfriaron por debajo de su temperatura de bloqueo. En el caso de análisis de muestras de roca total de lavas, la edad obtenida será representativa de la actividad volcánica. Mientras que para rocas intrusivas las edades de los diferentes minerales permiten reconstruir su historia de enfriamiento. En el caso de rocas metamórficas, dependiendo del grado de metamorfismo con las edades de K-Ar es posible determinar el tiempo en que ocurrió el metamorfismo.

El análisis puede ser practicado en muestras de roca total o en concentrados minerales. Por su contenido de potasio los minerales más apropiados para fechamiento por K-Ar son: hornblenda, biotita, sanidino, muscovita y plagioclasa. Las muestras alteradas no fueron analizadas puesto que los resultados arrojarían datos que no son representativos del enfriamiento de las rocas.

3.1.2. Preparación de las muestras

La separación de las muestras analizadas se llevó a cabo en el Laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología del CICESE. Se llevó a cabo el siguiente proceso: por medio de una lámina delgada de cada muestra se selecciona el material que será utilizado ya sea para roca total, matriz o concentrado mineral. Las muestras son molidas en un mortero de fierro y tamizadas, se recuperan las fracciones -25 +45, -45+60; -60+80 y -80. Las fracciones -25 +45, -45+60; -60+80 son lavadas con H₂O destilada en un baño ultrasónico para eliminar todo el material fino antes de proceder a la separación. Las muestras son secadas a 60° C por 4 h. Después se vuelven a tamizar y son examinadas bajo el microscopio binocular para determinar en que fracción se encuentra el mineral que se ha separado. En este momento se determina si la muestra será procesada en el separador magnético Frantz o pasará directamente a la separación por líquidos pesados. En algunos casos en que se observa la presencia de carbonatos, la muestra se lava con HCl al 10 % y se seca nuevamente. Después de que fueron procesadas por separador magnético y por líquidos pesados, todas las muestras se examinan bajo el microscopio binocular para seccionar el mejor material.

3.1.3. Análisis cuantitativo de K

El análisis cuantitativo de K se realiza por fotometría de flama, para esto es necesario disolver la muestra de roca. Se utilizan 3 alícuotas de 50mg aproximadamente. Se digieren en 1 ml de HF y 2 de HNO₃ a 40 C por 24 h, después se neutralizan con 40 ml de HBO₃ al 2%, se dejan 4h a 40C. A las soluciones que serán analizadas directamente se les agregan 10 ml de solución buffer (5,000 ppm Na y 5,000 ppm Li) y se aforan a 100 ml con H₂O destilada. Las muestras de basalto se diluyen 2:1 y las de minerales ricas en K se diluyen 5:1. Estas soluciones son comparadas contra una serie de estándares de K preparadas en

concentraciones de 5 ppm de K. Las lecturas obtenidas en el fotómetro de flama para los estándares de K son ajustadas a una línea recta utilizando una rutina de ajuste por mínimos cuadrados. La concentración de K se calcula a partir de los parámetros obtenidos con los estándares. El error calculado para cada muestra depende de la incertidumbre en los parámetros de la línea recta calculada con los estándares. Con cada grupo de muestras que se analizan se corre un testigo para monitorear el procedimiento y detectar algún problema de contaminación en los ácidos y/o estándares.

3.1.4. Análisis isotópico del argón

Dependiendo de la edad y contenido de K de la muestra se preparan sobres de aluminio con alícuotas de la muestra que será analizada. Estos sobres de aluminio son montados en el contenedor de muestras de la línea de extracción de argón. Este contenedor se instala encima de un horno de tantalio. Una vez sellado el sistema se utiliza una bomba turbomolecular respaldada con una bomba rotatoria para producir una presión $P = \leq 2 \times 10^{-7}$ torres en la línea de extracción de argón. Cuando se han alcanzado las condiciones de vacío de trabajo, se aísla la línea de extracción de argón de las bombas y se inicia la extracción de argón.

La muestra se funde a 1400 °C, mientras se está liberando el argón que se encuentra atrapado en la estructura cristalina de la roca, este se mezcla con un trazador enriquecido en ^{38}Ar para realizar análisis cuantitativo del argón en el espectrómetro de masas. Los gases que emanan de la roca son purificados en el área mediante una trampa enfriada con nitrógeno líquido y una malla de titanio metálico a 700 °C. La muestra de gas, la cual consiste principalmente de argón, es atrapada en el área de entrada del espectrómetro de masas con carbón activado el cual se enfría con nitrógeno líquido. Antes de introducir el argón el espectrómetro de masas se vuelve a purificar con una malla de aleación de zirconio y aluminio a 400 °C.

El análisis isotópico del argón se realiza en un espectrómetro de masas tipo MS10. La muestra de gas se introduce en el espectrómetro a través de una válvula de hoyo variable, después de que la muestra de gas se equilibra en el espectrómetro, se sintoniza el voltaje de aceleración para la masa 40, este valor permite ajustar automáticamente los voltajes de aceleración de las masas 36 y 38. Se hacen 7 barridos desde la masa 35.5 a la masa 40.5

sintonizando la masa 40 al final del barrido. El procedimiento de barrido, sintonización y adquisición de datos se hace con una PC. Los datos de los barridos son ajustados al tiempo 0 mediante una regresión lineal. El pico de ^{36}Ar , permite corregir por contaminación de Ar atmosférico. El pico de ^{38}Ar es el trazador y el pico de ^{40}Ar esta compuesto de argón atmosférico y radiogénico (^{40}Ar).

Antes de analizar cualquier muestra de roca se mide el gas en la línea de extracción (blanco línea) siguiendo el mismo procedimiento que se sigue en la muestra con la excepción de que no se agrega muestra ni trazador.

3.2. Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Este método se basa en la cuantificación de ^{40}Ar producido por la desintegración del ^{40}K , isótopo radioactivo del potasio de ocurrencia natural. En este método se cuantifica la concentración del potasio mediante el isótopo ^{39}Ar , este método permite la cuantificación simultánea de ^{40}Ar y ^{40}K por espectrometría de masas. La extracción de argón se realiza en un sistema de extracción similar al usado en el método de K-Ar. Los datos son corregidos por blanco, por discriminación, fraccionación, decaimiento de ^{37}Ar y ^{39}Ar y las reacciones de interferencia que ocurren durante la irradiación. El método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ requiere de un monitor de irradiación de edad conocida, por lo que se envían a irradiar las muestras junto con los monitores de irradiación. Para este estudio se utilizó como monitor de irradiación la biotita LP-6 para evaluar la eficiencia de la reacción de ^{40}K (Roddick, 1983). Se prepararon alícuotas de la muestra y del monitor en sobres de aluminio de alta pureza. Éstos fueron colocados dentro de latas de aluminio de aproximadamente 2.5 cm de diámetro por 10 cm de altura. Se emplearon 8 muestras de monitor (s) distribuidas a diferentes alturas entre las muestras. La extracción de argón de los monitores se realizó a 1450°C . Después de hacer las correcciones de rutina arriba mencionadas se calculó el factor de irradiación J de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$J = (e^{\lambda t_s} - 1) (^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar}_k)$$

Se calcula el promedio ponderado del factor J de los monitores ubicados más cerca de la muestra. Para determinar la edad de las muestras se aplica la ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) J + 1 \right]$$

En donde t es la Edad, λ es la constante de decaimiento, se utilizó el valor $5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ recomendado por Steiger y Jäger, (1977), ${}^{40}\text{Ar}^*$ es la concentración de ${}^{40}\text{Ar}$ radiogénico y ${}^{39}\text{Ar}_K$ es el isótopo 39 que proviene del potasio, ambos medidos en la muestra. Una de las ventajas del método ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ es que permite analizar los isótopos ${}^{40}\text{Ar}$ y ${}^{39}\text{Ar}$ simultáneamente de modo que es posible calentar la muestra por pasos a diferentes temperaturas y analizar las fracciones de argón individualmente. De cada fracción de gas obtenida se calcula una edad y a su representación gráfica se le conoce como espectro de edad. Los espectros de edad permiten determinar si las muestras han sufrido pérdida o ganancia de argón (Lanphere y Dalrymple, 1976). Además es posible monitorear la relación Ca/K en la muestra mediante los isótopos ${}^{37}\text{Ar}_{Ca}$ y ${}^{39}\text{Ar}_K$. Los valores de la razón ${}^{37}\text{Ar}_{Ca}/{}^{39}\text{Ar}_K$ se grafican contra el porcentaje de ${}^{39}\text{Ar}$ liberado para evaluar la pureza de los concentrados minerales o identificar fracciones de argón radiogénico (${}^{40}\text{Ar}^*$) que provengan de la misma fase mineral (Hanes y Hall, 1985).

3.2.1. Preparación de muestras

Las muestras son lavadas con agua destilada. Se muelen en mortero de fierro y se tamizan para obtener las fracciones: -25 +45, -45 +60, -60 +80 ϕ . Una vez que se lavan, se secan a 60°C por 4 h. Se vuelven a tamizar para eliminar el material fino. Se procesan con el separador magnético Franz, líquidos pesados y por último bajo el microscopio binocular. En el caso de las muestras de basalto (AC-103 y AC-115) se seleccionó la fracción -25 +45 ϕ para preparar una muestra de roca total. En estas muestras se tuvo especial cuidado de eliminar bajo el microscopio binocular los fenocristales y material alterado. Se obtuvieron fracciones de 4 g para cada muestra. En el caso de las muestras AC-135 y AC-139 se prepararon concentrados de sandino. Para la muestra AC-135 se seleccionó la fracción de -25 +45. La muestra AC-139 consiste de material no consolidado, se tamizó y después de lavar con agua destilada se seleccionó la fracción -45 +60 ϕ .

3.2.2. Análisis cuantitativo de Potasio

Este procedimiento se realiza por fotometría de flama. Se utilizan 3 alícuotas de 50 mg de muestra, se digieren en una mezcla de ácido fluorhídrico y ácido nítrico concentrados. Después de diluirlas a una concentración apropiada se comparan contra una serie de 10 estándares de potasio entre 0 y 5 ppm. Las concentraciones de potasio de la muestra se calculan a través de la línea recta ajustada por mínimos cuadrados de las lecturas obtenidas con las soluciones estándar de K utilizando las ecuaciones de York (1966). Los errores en los porcentajes de potasio se calculan a partir de las incertidumbres obtenidas en la regresión lineal de los estándares. Se calcula el promedio de los porcentajes obtenidos para las tres alícuotas, se usa como error en el promedio la desviación estándar a menos que ésta sea menor que el error obtenido en una determinación individual.

3.2.3. Irradiación de las muestras

Se prepararon alícuotas de muestra (*m*) y monitor (*s*) en sobres de aluminio de alta pureza. La cantidad de muestra que se envió a irradiar es función de la edad y contenido de potasio. Las muestras y los monitores (biotita LP-6) se empaquetaron en una lata de aluminio de 2.5 cm de diámetro por 10 cm de altura, esta lata se identificó con la etiqueta CIC-4. Se irradió por 5 horas a una potencia de 2 MW por hora en la posición 5C del reactor nuclear de la Universidad de Mc Master, en Hamilton, Ontario, Canadá. Una vez irradiadas las muestras se dejaron enfriar por 2 semanas antes de enviarlas a CICESE. Después de recibirlas se desempacaron y se procedió primero al análisis isotópico de los monitores y después se analizaron las muestras.

3.2.4. Análisis isotópico de argón

Se utiliza el mismo sistema de extracción de argón para el análisis de monitores y muestras. El material a analizar se coloca en el contenedor de muestras de la línea de extracción de argón. Una vez que se ha sellado el sistema se utiliza una bomba turbomolecular para alcanzar una presión $\leq 2 \times 10^{-7}$ torrs. Los monitores son llevados directamente a 1450 °C, mientras que las muestras son calentadas a diferentes temperaturas y las fracciones de gas obtenidas para cada temperatura son analizadas individualmente. Para separar el Ar de los gases que son liberados, se utiliza una trampa de nitrógeno

líquido, una malla de titanio a 700°C, un SAES *getter* (a 2 .2 amps de corriente) y un SORBAC *getter*. Una vez que la muestra de argón ha sido purificada, se analiza en un espectrómetro tipo MS-10, en modo estático. Se colectan siete barridos desde la masa 36 a la masa 40. Los datos son corregidos por blanco, discriminación, fraccionación y decaimiento de los isótopos ^{37}Ar (vida media 35.1 días) y ^{40}Ar (vida media 269 años), y por las reacciones de interferencia de Ca, K, Cl (McDougall y Harrison, 1988).

3.3. Resultados

Los resultados de las 17 muestras analizadas en este estudio se presentan en la Tabla 1 y en la tabla inferior se incluyen los fechamientos obtenidos por otros autores, que son de importancia para comprender la evolución volcánica de la zona. Asimismo se presentan los espectros de las edades de las muestras fechadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Tabla 1. Edades del complejo volcánico Tulancingo-Acozulco obtenidas en este estudio.

Muestra	Longitud	Latitud	Unidad/Localidad	Tipo de Roca	Mineral	Método	wt % K	Edad en Ma
AC-122	19° 50.8'	98° 03.7'	Michac	Basalto Andesítico	Matriz	K-Ar	1.27 ± 0.03	0.2 ± 0.4
AC-113	19° 51.1'	98° 11.9'	Domo Tetillas	Riolita	Sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	5.21 ± 0.04	0.8 ± 0.1
AC-137	19° 50'	98° 27.9'	Basalto Tecocomulco	Basalto Andesítico	Roca total	K-Ar	0.91 ± 0.02	0.8 ± 0.2
AC-103	19° 53.1'	98° 06.7'	La Paila SE	Basalto	Roca total	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	1.05 ± 0.01	0.9 ± 0.3
AC-101	19° 57.9'	98° 02'	Basalto Atexca	Basalto Andesítico	Matriz	K-Ar	1.57 ± 0.02	0.9 ± 0.2
AC-77	19° 51.6'	98° 06.2'	Ajolotla	Basalto Andesítico	Roca total	K-Ar	1.28 ± 0.02	1.0 ± 0.3
AC-144	19° 58'	98° 02.7'	Toba Atexca	Toba riolítica	Sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	4.87 ± 0.03	1.26 ± 0.05
AC-66	19° 59.5'	98° 09'	Domo exterior	Riolita	Horblenda	K-Ar	0.47 ± 0.01	1.3 ± 0.6
AC-135	19° 58.6'	98° 06.7'	Ignimbrita Piedras Enc.	Ignimbrita riolítica	Sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	4.69 ± 0.04	1.3 ± 0.2
AC-117	19° 38.6'	98° 06.4'	Escudo Tlaxco	Andesita basáltica	Roca total	K-Ar	0.98 ± 0.01	1.3 ± 0.2
AC-13	19° 55.4'	98° 13.8'	Toba Acozulco	Ignimbrita riolítica	Sanidino	K-Ar	4.46 ± 0.11	1.4 ± 0.2
AC-104	19° 55.7'	98° 08.5'	Dacita Cruz Colorada	Dacita	Matriz	K-Ar	3.28 ± 0.05	1.6 ± 0.1
AC-115	19° 53.4'	98° 08'	Cuautelelulco	Basalto	Roca total	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	2.32 ± 0.05	1.6 ± 0.2
AC-111	19° 54'	98° 15.8'	Domo	Riolita	Horblenda	K-Ar	0.56 ± 0.03	1.7 ± 0.4
AC-131	20° 09.4'	98° 14'	Ignimbrita Acaxochitlan	Ignimbrita riolítica	Sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	6.03 ± 0.01	2.7 ± 0.1
AC-130	20° 09'	98° 12'	Dacita Acaxochitlan	Dacita	Roca total	K-Ar	0.79 ± 0.01	3.0 ± 0.3
AC-129	19° 41.8'	98° 26.2'	Ignimbrita Apan	Ignimbrita riolítica	Plagioclasa	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	0.91 ± 0.01	12.6 ± 0.4

Edades reportadas por otros autores

Muestra	Longitud	Latitud	Unidad/Localidad	Método	Edad	Referencia
MRE-28	19° 58.3'	98° 14.3'	Basalto La Paila NW	K-Ar	0.24 ± 0.04	De la Cruz y Castillo, 1986
MRE-27	19° 57.9'	98° 14.3'	Riolita La Paila	K-Ar	1.34 ± 0.03	De la Cruz y Castillo, 1986
MRE-4	19° 53.2'	98° 16.8'	Domo Tres Cabezas	K-Ar	1.36 ± 0.04	De la Cruz y Castillo, 1986
MRE-6	19° 57.8'	98° 14.6'	Domo NW	K-Ar	1.4 ± 0.03	De la Cruz y Castillo, 1986
NA-1	?	?	Basalto bajo Navajas	?	1.8 ± 0.4	Nelson y Lighthart 1997
APA-94	19° 35' 42"	98° 02' 09"	Andesita Peñón	K-Ar	12.7 ± 0.6	García Palomo, et al., 2002
APA 84	19° 45' 25"	98° 25'	Andesita Apan	K-Ar	13.4 ± 0.6	García Palomo, et al., 2002

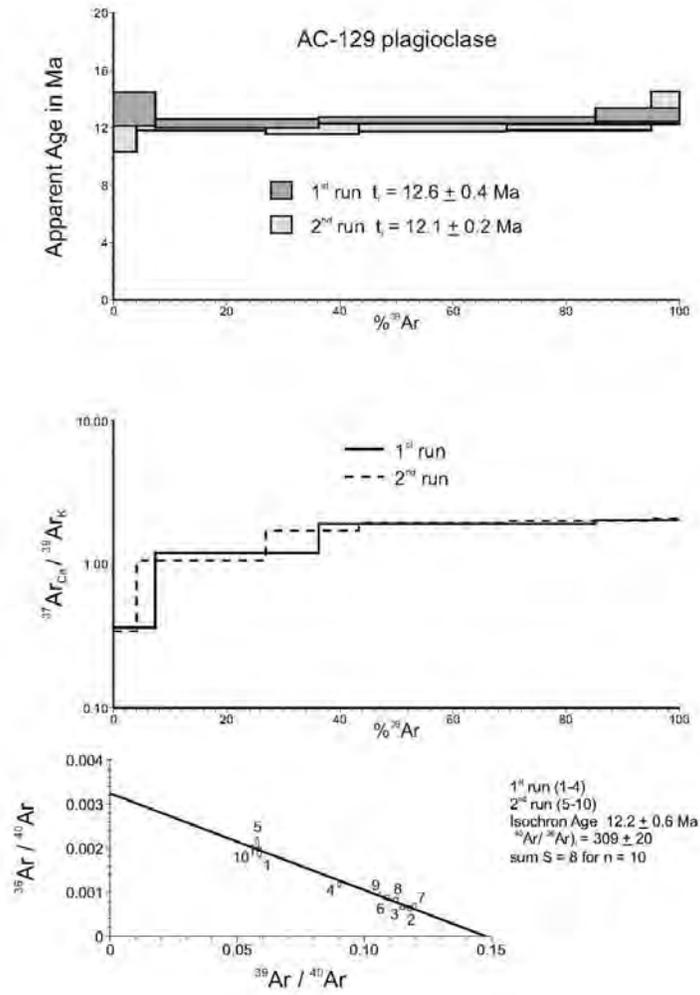


Fig.43. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{38}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenido de la muestra AC-129

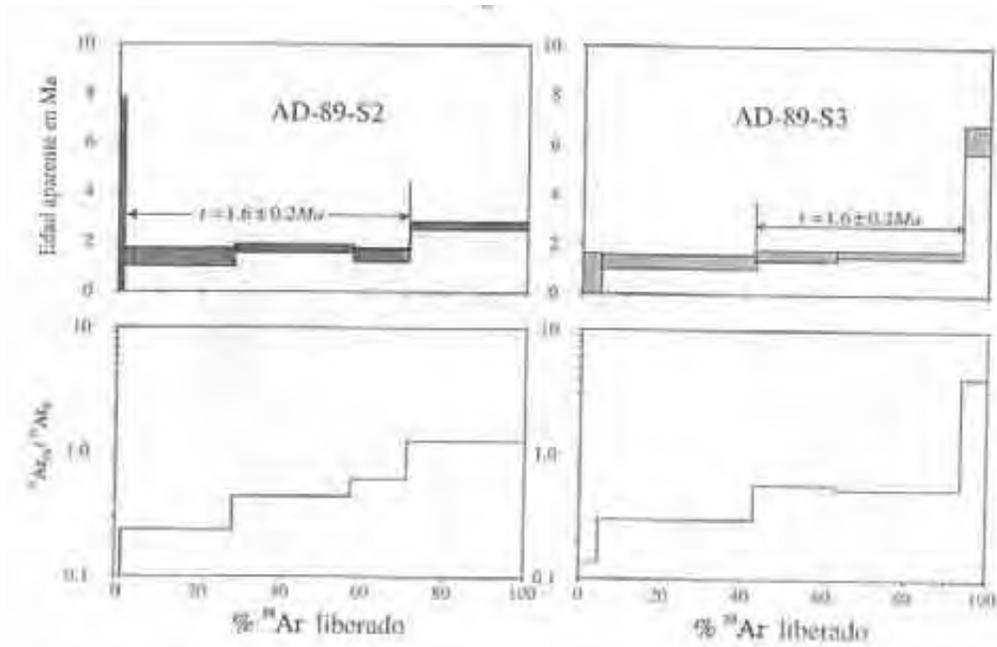


Fig.44. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ obtenido de la muestra AC-115

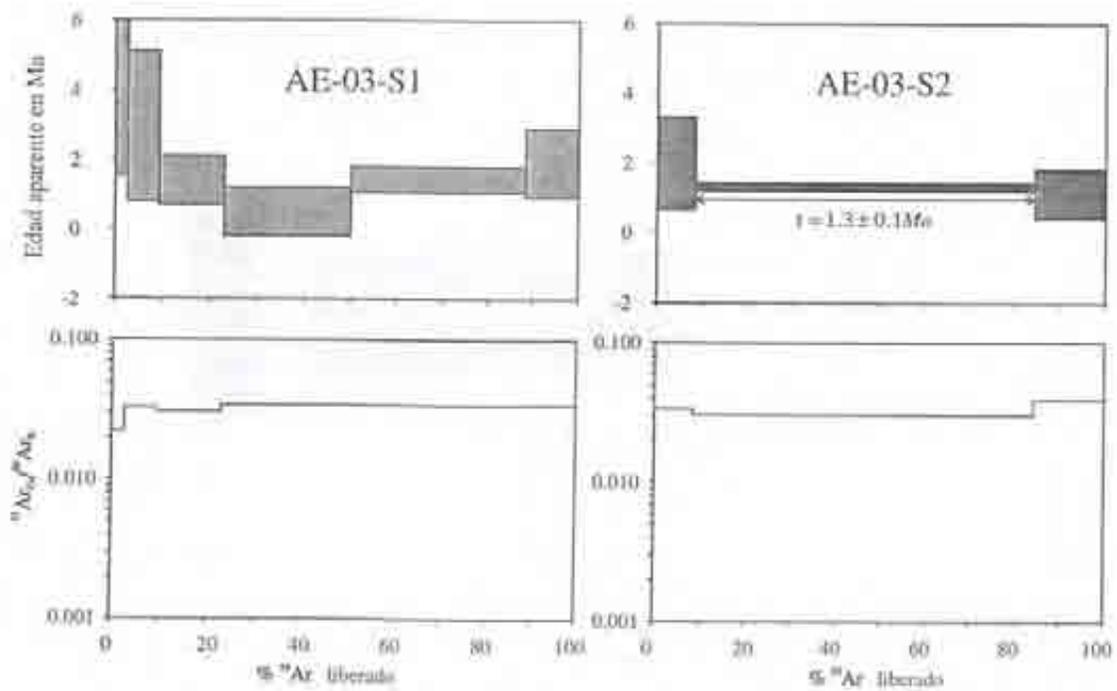


Fig.45. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ obtenido de la muestra AC-135

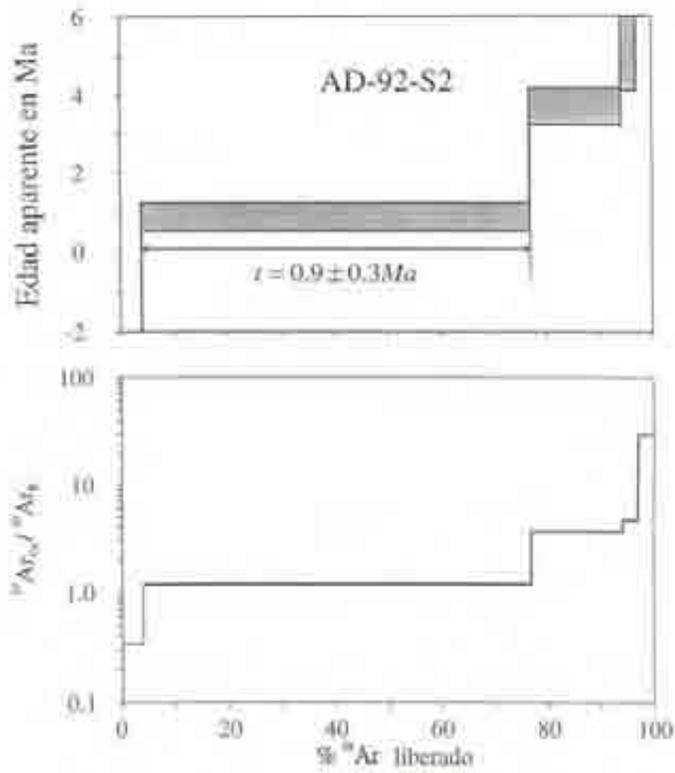


Fig.46. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenido de la muestra AC-103.

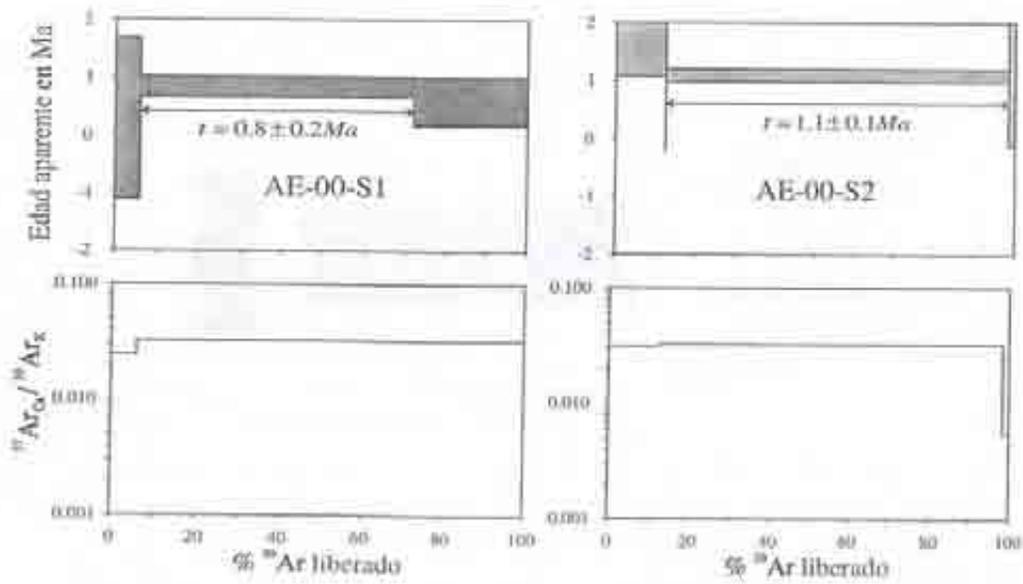


Fig. 47. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ obtenido de la muestra AC-139.

4. GEOQUÍMICA DE ROCAS. ELEMENTOS MAYORES

Se analizaron los elementos mayores en 30 muestras representativas del área de estudio (Tabla 4.1). Los datos químicos obtenidos se usaron únicamente para fines de clasificación geoquímica de acuerdo con Le Bas et al. (1986), y Peccerillo y Taylor (1976). No se pretende en este estudio elaborar inferencias petrológicas o modelos petrogenéticos con estos resultados.

Las 30 muestras recolectadas pertenecen a los centros eruptivos principales del complejo Tulancingo-Acocolco. Los análisis fueron realizados por la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM por Rufino Lozano. El listado de los datos resultantes se muestra en la Tabla 3.1.

En general, la gráfica de TAS (Fig. 48) muestra una tendencia subalcalina y un rango de composiciones desde basaltos ($\text{SiO}_2=48\%$ en peso) hasta riolitas ($\text{SiO}_2=74\%$ en peso). Notoriamente, en el diagrama no se observan datos en el campo de las andesitas y muy escasas en las dacitas-traquidacitas. Lo anterior se debe a que no se recolectaron muestras de las andesitas de Apan clasificadas por García-Palomo et al. (2002).

Cuando se agrupan por edades y por evento volcánico, resaltan las siguientes observaciones:

- 1- De acuerdo al presente estudio las rocas volcánicas más antiguas (12.6 Ma) de la zona de Apan son de composición dacítica y riolítica. Si además se incluyen las rocas de composición andesítica (13.4 Ma), analizadas por García-Palomo et al., (2002) se puede asumir que en ese periodo las rocas abarcan el rango de andesitas a riolitas ya que no se han reportado basaltos.
- 2- La actividad volcánica ligada a la caldera de Tulancingo (3-2.7 Ma) varía de andesita-dacita a dacita-riolita. Nuevamente no aparecen basaltos.
- 3- En el caso de la actividad volcánica asociada a la caldera de Acocolco (1.6-0.8 Ma) el comportamiento químico de las rocas es más complejo. Se trata de un vulcanismo bimodal, las rocas más abundantes son las dacitas y las riolitas. No se observan andesitas; sin embargo, dentro del borde caldérico hay basaltos y andesitas basálticas que fueron emitidos antes y después de los productos más diferenciados.

En composición son similares a las rocas del vulcanismo periférico (lavas Zacatlán de 1.8 Ma < 1.3 Ma que forman la base del grupo Tezontepec-Chignahuapan).

- 4- Finalmente, las rocas que dieron lugar a mesetas y volcanes monogenéticos, incluyendo algunos edificios tipo escudo, como el volcán de Huintepetl (norte de Tlaxco), forman el grupo de rocas menos diferenciadas. En términos muy generales las rocas más antiguas de este grupo tienen una composición basáltica y forman mesetas que probablemente pertenecen a la formación Atotonilco (Segerstrom, 1961), y edades entre 2.38 y 2.5 Ma (Cantagrel y Robin, 1979). Los volcanes monogenéticos representan el vulcanismo más joven en el área, los cuales tienen una composición andesita-basáltica y edades entre 1.3 y 0.2 Ma. Ferrari, et al., (2005) fechan lavas de este grupo que se localizan al NE de Tulancingo y se distribuyen hasta Poza Rica (1.64 - 1.31 Ma).

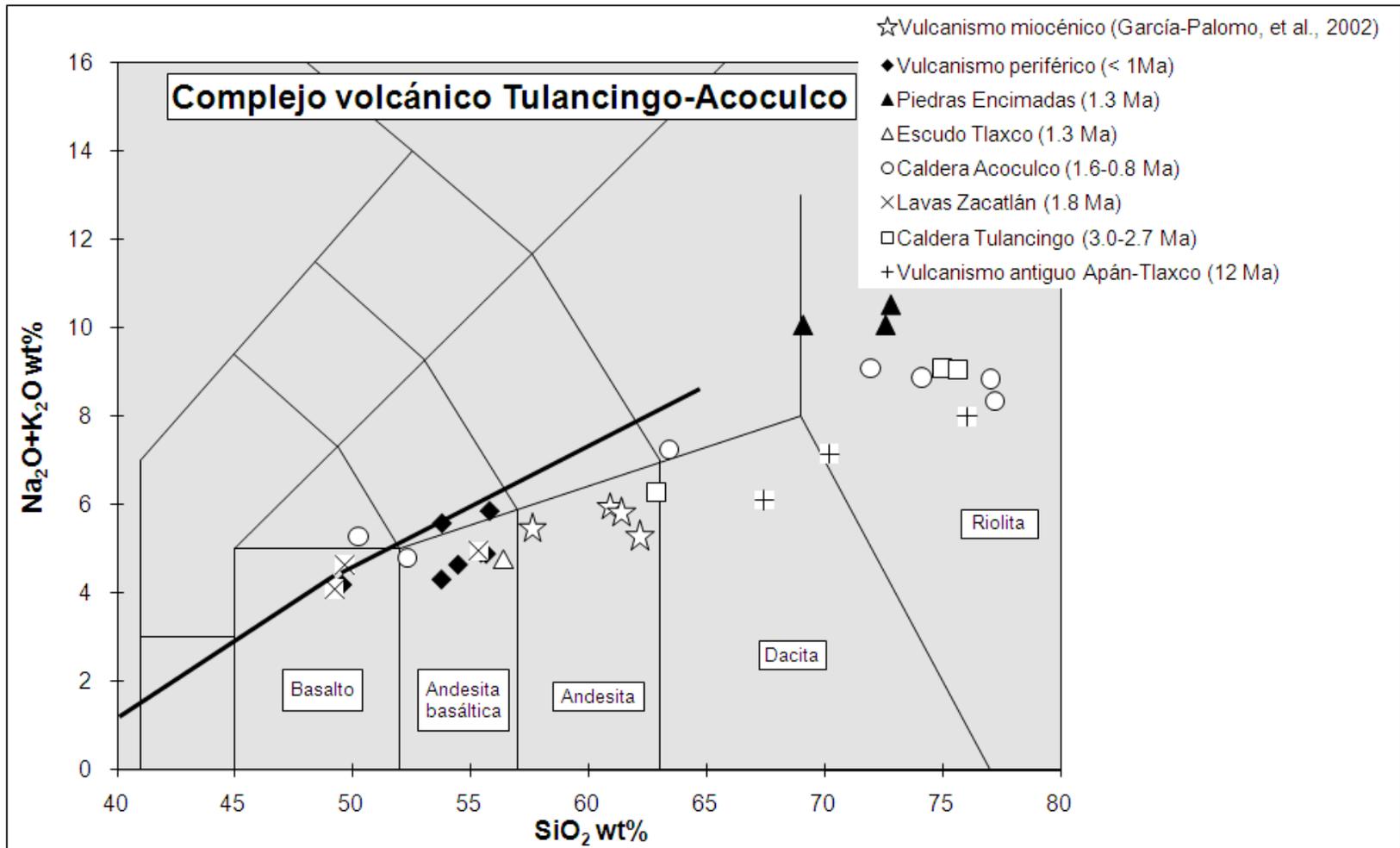


Figura 48. Diagrama TAS (álcalis total vs sílice) para rocas del área de estudio. Modificada de Le Bas et al., (1986). La línea gruesa marca la subdivisión de las rocas volcánicas en los campos alcalino y subalcalino (Irvine and Baragar, 1971).

Por otra parte, en el diagrama SiO_2 vs K_2O (Fig. 49) se puede observar que el contenido de álcalis de los productos más diferenciados (riolitas) aumenta de las rocas más antiguas a las más recientes. Por ejemplo, las rocas de Tetlapayac (12.6 Ma) tienen porcentajes más bajos de estos compuestos, mientras que las de Piedras Encimadas, que son las más recientes, contienen los valores más elevados.

En la gráfica de SiO_2 vs. K_2O (Fig. 49), las rocas analizadas se dividen en dos grupos principales:

- 1- Las más evolucionadas que incluyen desde las dacitas hasta las riolitas, se grafican dentro del campo de las calci-alcálicas con alto contenido de potasio. Pertenecen a este conjunto desde las rocas más antiguas del Mioceno medio, hasta las más recientes de Piedras Encimadas; estas últimas presentan los valores más altos de potasio.
- 2- En el segundo grupo se incluyen las rocas de las mesetas y los volcanes monogénicos de composición basáltica y andesita basáltica. Se ubican en el campo de las calci-alcálicas con un contenido medio de potasio.

Al observar de manera conjunta la geoquímica de rocas y los fechamientos disponibles, se confirma que el vulcanismo de Acoculco coexistió entre el Pleistoceno y el Cuaternario (1.8-0.2 Ma) con el vulcanismo de composición basáltica, monogénico y de tipo escudo de Tezontepec-Chignahuapan, el cual tiene una distribución regional, y que está controlado por el sistema de fallas NE-SW, como lo confirma García-Palomo et al. (2002) para la parte sur de este vulcanismo.

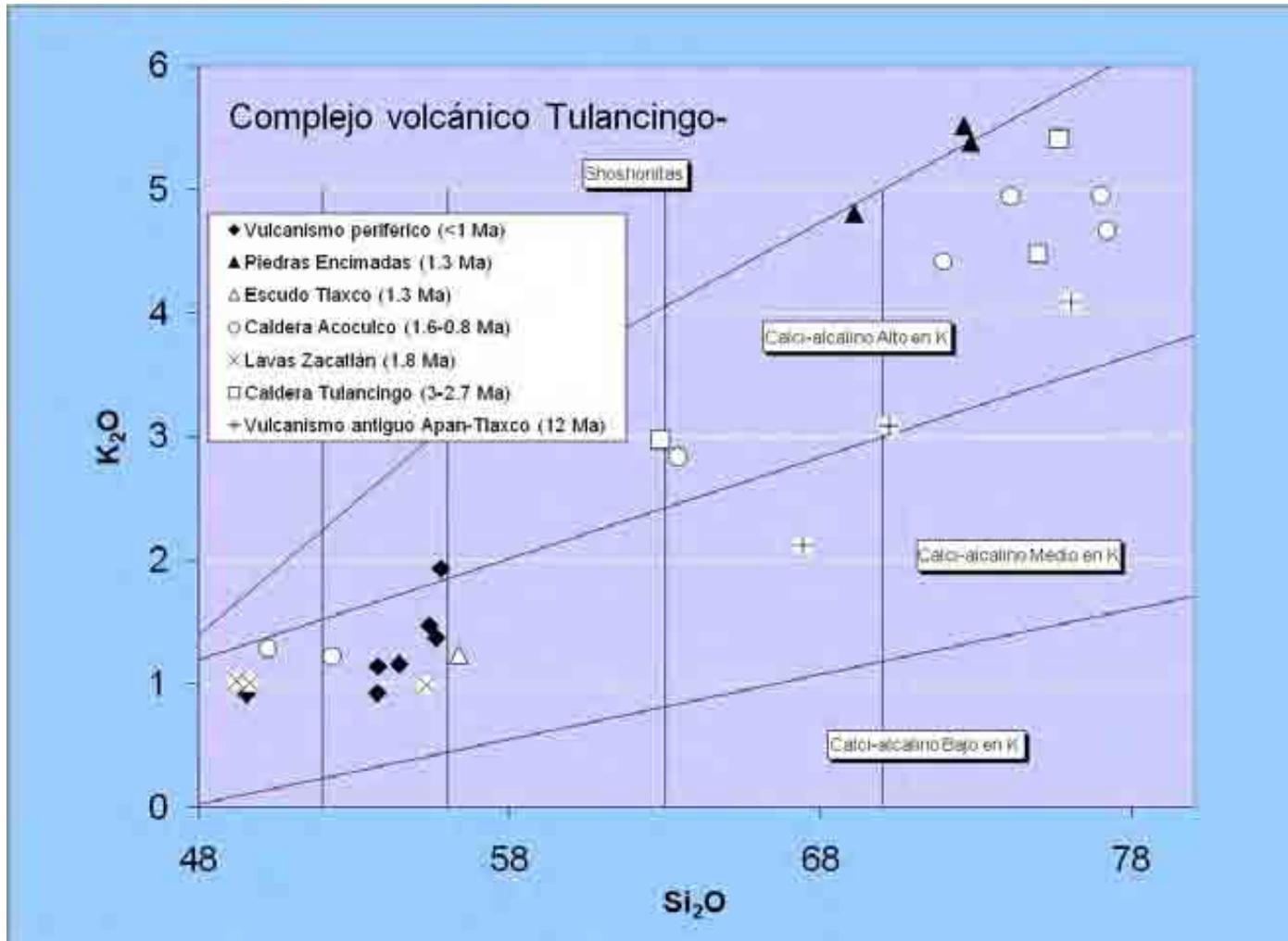


Figura 49. Diagrama SiO_2 vs K_2O de rocas en el área de estudio.

Tabla 2. Análisis químicos de rocas del Complejo Volcánico de Tulancingo-Acocul. Elementos Mayores.

(AC-Muestras de este estudio; APA-Muestras de García-Palomo, et al., 2002)

N° Muestra	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	FeO %	FeO ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	PxC %	Suma %
AC-12	49.557	2.037	17.522	6.78	3.29	0.15	5.771	9.356	3.426	0.775	0.364	0.04	99.068
AC-37	73.416	0.246	13.986	0.26	1.64	0.065	0	0.142	4.364	5.16	0	0.5	99.779
AC-51	54.109	1.281	17.298	5.86	1.33	0.131	4.313	7.904	3.436	1.493	0.255	2.06	99.47
AC-66	72.106	0.325	13.317	0.65	1.1	0.065	0.266	0.806	3.839	4.811	0	2.35	99.635
AC-69	67.418	0.576	16.421	0.13	2.54	0.054	0.087	0.453	5.148	4.688	0.069	1.59	99.174
AC-77	54.989	1.129	18.089	5.08	1.64	0.116	4.808	7.896	3.484	1.357	0.217	-0.03	98.775
AC-84	61.808	0.853	17.24	2.08	2.54	0.1	1.439	4.116	4.318	2.768	0.234	1.47	98.966
AC-87	54.142	1.276	18.453	5.47	1.56	0.126	4.367	7.318	3.884	0.967	0.271	2.27	100.104
AC-101	54.639	1.949	16.227	3.52	6.42	0.148	2.471	6.416	3.854	1.895	0.37	1.53	99.439
AC-102	72.105	0.29	15.611	0.13	0.2	0.007	0	0.233	5.1	5.324	0	0.4	99.4
AC-103	51.608	1.773	17.015	5.73	3.24	0.15	5.706	8.128	3.533	1.212	0.603	0.08	98.778
AC-111	70.311	0.381	14.304	1.3	0.87	0.076	0.354	1.185	4.564	4.318	0.067	1.75	99.48
AC-112	76.601	0.157	12.418	0.91	0.16	0.052	0.012	0.326	3.879	4.93	0	0.37	99.815
AC-115	48.672	2.472	16.756	5.21	6.9	0.176	2.918	8.219	3.867	1.25	0.462	2.24	99.142
AC-116	65.161	0.583	17.616	1.04	2.71	0.039	0.476	2.96	3.856	2.047	0.119	2.71	99.317
AC-117	55.447	1.032	17.35	4.69	1.55	0.11	5.37	7.929	3.48	1.215	0.183	0.24	98.596
AC-118	69.164	0.396	15.134	1.3	1.33	0.06	1.191	2.832	4.006	3.044	0.052	0.62	99.129
AC-122	59.949	1.148	18.153	3.52	3.46	0.116	4.666	8.001	3.42	1.46	0.222	0.24	104.355
AC-129	75.848	0.241	13.27	0.26	1.12	0.046	0.086	0.878	3.903	4.078	0.001	0.29	100.021
AC-130	62.054	1.212	14.824	4.85	2.25	0.146	2.52	4.488	3.274	2.941	0.168	0.54	99.267
AC-132	74.771	0.203	12.777	1.17	1.39	0.053	0	0.271	4.604	4.467	0	0.03	99.736
AC-133	73.292	0.2	12.721	0.91	0.34	0.056	0.093	0.466	3.542	5.239	0	2.57	99.429
AC-136	47.613	2.233	16.793	6.91	4.49	0.166	5.768	8.443	2.972	0.995	0.349	2.83	99.562
AC-137	53.721	1.357	17.339	4.69	2.83	0.131	5.389	8.282	3.444	1.145	0.31	0.21	98.848
AC-138	53.096	1.331	17.707	1.17	7.17	0.129	4.857	8.857	3.35	0.915	0.193	0.21	98.985
AC-141	70.884	0.235	14.273	0.65	1.25	0.047	0.025	0.393	4.462	5.384	0.024	2.08	99.707
AC-142	48.108	2.125	16.313	5.86	4.71	0.146	6.7	8.63	3.184	0.893	0.431	2.71	99.81
AC-143	49.016	1.982	17.805	6.12	4.45	0.189	5.66	8.455	3.598	0.995	0.454	0.54	99.264
AC-150	53.083	1.712	17.916	3.78	5.99	0.153	3.019	7.026	4.394	1.127	0.511	0.81	99.521
AC-154	76.989	0.198	12.346	0.13	1.45	0.033	0.036	0.178	3.679	4.654	0.011	0.76	100.464
APA-79	61.30	0.93	16.57	6.12t		0.086	3.98	5.53	3.22	1.43	0.21	0.53	99.96
APA-84	60.07	0.79	18.21	5.49t		0.087	2.82	6.14	4.23	1.30	0.25	0.73	100.15
APA-132	57.44	1.04	19.01	6.51t		0.09	3.41	6.96	4.25	1.12	0.21	0.24	100.30
APA-176	60.60	0.74	17.06	4.79t		0.06	2.60	5.47	4.05	1.81	0.16	1.39	98.73

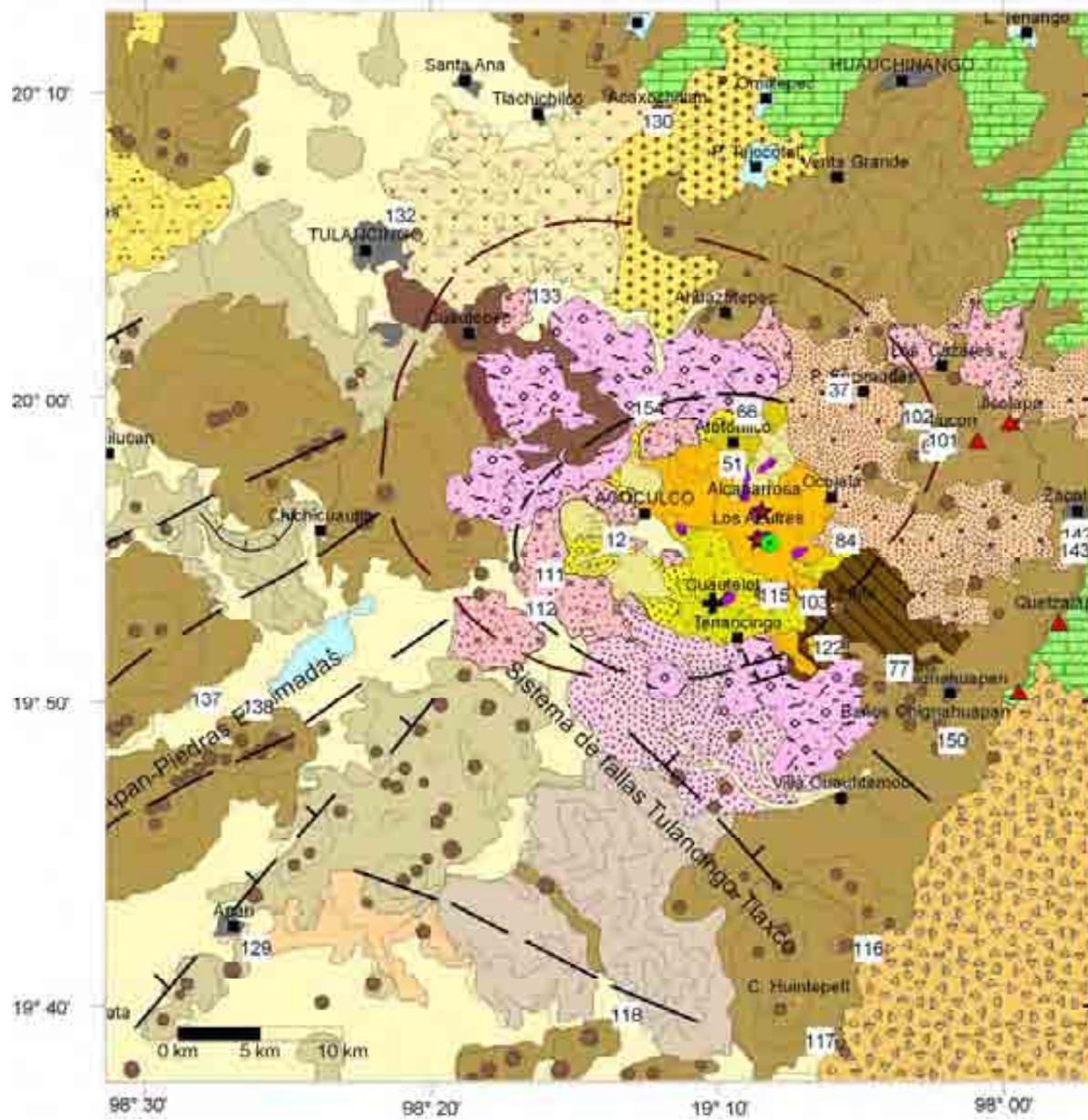


Figura 50. Localización de los sitios donde se recolectaron las muestras para análisis químico. En los cuadros blancos se indica el número de la estación.

5. INTERPRETACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS DEL COMPLEJO TULANCINGO-ACOCULCO

En este capítulo se discuten los resultados de los estudios geofísicos preexistentes en el **área de estudio (García-Estrada, 2000), con el propósito de evaluar si se observa alguna** evidencia que sugiera la presencia del colapso caldérico de Acoculco (De la Cruz y Castillo-Hernández, 1986) y el de Tulancingo, propuesto en este estudio, relacionado con la extravasación de productos piroclásticos, así como para identificar rasgos estructurales sepultados por los depósitos recientes.

5.1. Gravimetría

Para este estudio de cobertura regional se emplearon datos gravimétricos provenientes de diversos estudios realizados por PEMEX (Petróleos Mexicanos, 1980 y 1981) e integrados por el IMP (Instituto Mexicano del Petróleo). Estos fueron proporcionados a la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos por convenio con estas instituciones para realizar su interpretación con fines geotérmicos (García-Estrada, 2000).

El estudio gravimétrico se basa en datos medidos en estaciones situadas a los largo de los caminos y carreteras existentes en el área para formar una red de estaciones distribuidas en forma de polígonos con un diámetro medio de unos 5 km y puntos de medida separados cada 250 m. Las medidas se hicieron con gravímetros Worden Master (Texas Instruments) cuya precisión es de centésimas de mGal. La nivelación de las estaciones para el cálculo de la anomalía de Bouguer se hizo con topografía terrestre cuya precisión es superior a 20 cm para variaciones relativas de altura.

Con el procedimiento descrito se logra sin problemas una precisión en la anomalía de Bouguer mejor que 0.1 mGal. Sin embargo, la exactitud de los datos está determinada principalmente por el uso de métodos de interpolación y separaciones regionales-residuales para aislar el efecto de los cuerpos de interés, pues los datos al estar medidos a lo largo de los caminos de acceso con frecuencia evaden las prominencias topográficas que corresponden a edificios volcánicos. Se considera que la exactitud del estudio se sitúa en el orden de 1 mGal, que si bien es grande, resulta suficiente para estudiar anomalías que como puede observarse en las Figuras 50 y 51 tienen una amplitud de varios miligales.

La gravimetría es útil para la identificación del colapso asociado con una caldera porque permite inferir la presencia de los materiales de baja densidad presentes en el subsuelo (Grant y West, 1965; Telford et al., 1990; Yokoyama, 1987; García-Estrada, 2000, 2004), lo que da lugar a contornos con un alineamiento más o menos curvilíneo. Como la anomalía de Bouguer registra los efectos superpuestos de todos los cuerpos (Telford et al, 1990), no sólo la baja densidad asociada al relleno del colapso, los límites de la zona de valores bajos no necesariamente coincide con los bordes de las calderas postuladas con base en los estudios geológicos (Yokoyama, 1987; Arredondo-Fragoso, 1985; García-Estrada, 2004).

En la zona de Tulancingo-Acozulco el mapa regional de anomalía de Bouguer (Fig. 50) muestra una tendencia dominada por efectos isostáticos, con valores altos en las zonas costeras y menores en el altiplano. Los contornos gravimétricos muestran los mayores gradientes horizontales en el límite entre la Sierra Madre Oriental y las rocas ígneas de la FVTM. El complejo de Tulancingo-Acozulco se encuentra en el límite occidental de una zona de alto gradiente cuyos contornos están alineados en dirección NW-SE.

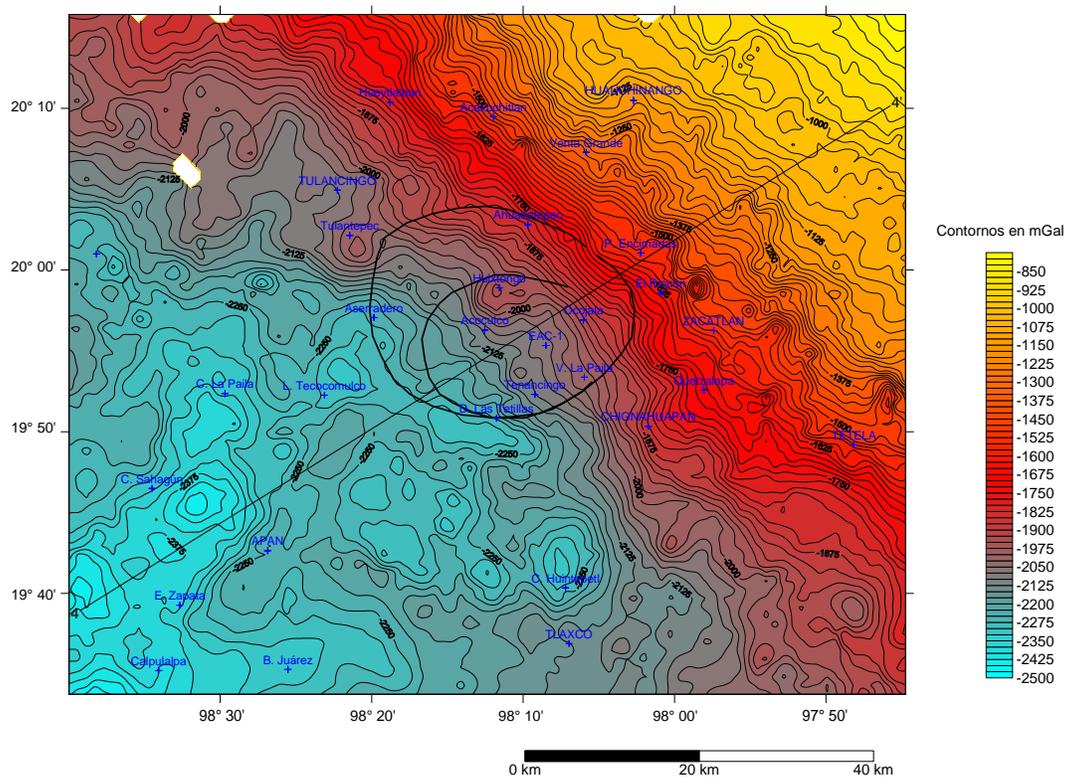


Figura 51. Anomalía de Bouguer con densidad 2.4 g/cm³.

Se hizo una separación regional residual de la anomalía de Bouguer mediante el ajuste por mínimos cuadrados de un polinomio de tercer grado. Como resultado de este proceso se obtuvo el mapa mostrado en la Figura 51.

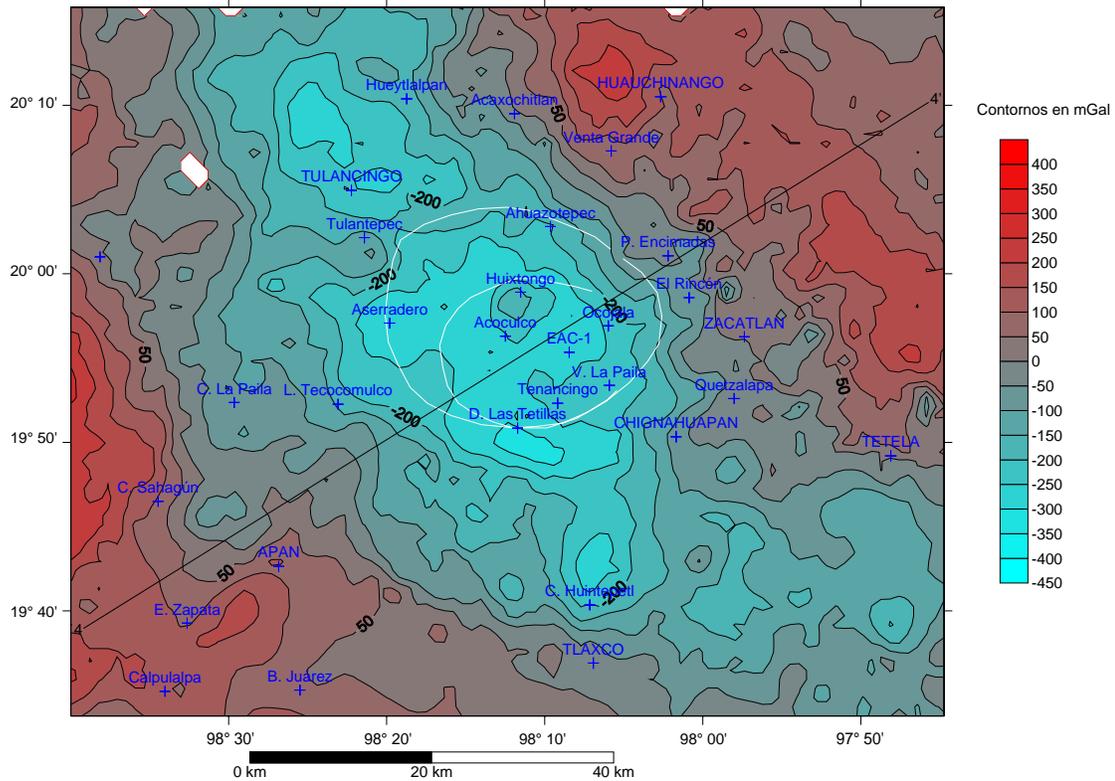


Figura 52. Residual polinomial de grado 3 de la Anomalía de Bouguer. En azul las zonas de valor bajo.

En el mapa residual se observa un mínimo lobulado de la anomalía de Bouguer asociado con la que se denominó caldera de Tulancingo, pero alterado por la superposición de mínimos y máximos locales que causan deformaciones y corrimientos de los límites de la anomalía con respecto a la traza de la caldera basada en la interpretación geológica.

Dentro de las estructuras anulares resalta la presencia de una anomalía asociada con un cuerpo denso local en el centro y otro más pequeño hacia el SW del primero. Por su forma circular, estos se deben a la presencia de cuerpos ígneos, densos y someros, emplazados en una zona de debilidad regional NE-SW, hipótesis compatible con los datos aeromagnéticos que se discuten posteriormente. Un cuerpo similar, pero de menores

dimensiones, se encuentra al NW de Tenancingo y se asocia a una zona denominada Cuadro de Fierro. Esta última anomalía está asociada con una zona fósil de manifestaciones termales, en la que se observa una importante zona de depositación superficial de fierro.

La anomalía gravimétrica positiva en el centro de la caldera de Tulancingo está relacionada con un evento volcánico somero y una intrusión subyacente, puede tener, además, una componente debida a un fenómeno de resurgencia, pero esto es sólo una especulación en tanto no se disponga de datos del subsuelo que permitan separar el efecto gravimétrico del cuerpo ígneo somero, y el que pueda corresponder al ascenso del basamento calcáreo o granítico dentro de la caldera, elevados por el efecto de una intrusión local.

En la caldera de Los Humeros, Pue., ubicada al SE de Acapulco, se han encontrado calizas a profundidades medias del orden de 1000 m bajo el nivel del terreno cuya densidad medida es de 2.7 g/cm^3 , lo que hace que su respuesta gravimétrica sea muy parecida a la que produciría el granito (densidad común de 2.67 g/cm^3) a la misma profundidad. Esto da lugar a la formación de altos gravimétricos que se ha comprobado, mediante perforaciones, son producto del levantamiento de estas rocas sedimentarias en el subsuelo (García-Estrada, 2004).

El mínimo gravimétrico asociado a la caldera de Tulancingo se encuentra en la parte media de un alineamiento de mínimos regionales que ocupan el límite de las provincias SMO y FVTM. El bajo gravimétrico muestra que se trata de una zona de baja densidad relativa con orientación NW-SE y sus flancos tienen un comportamiento abrupto y elongado, por lo que es probable que sea causado por una falla o sistema de fallas escalonadas con orientación NW-SE, disectadas por estructuras menos evidentes NE-SW y algunas más pequeñas N-S. La coincidencia de estos rasgos con la distribución de conos volcánicos alineados sugiere que el cruce de los dos primeros sistemas de fallas favoreció el emplazamiento del magma y la generación del complejo volcánico de Tulancingo, como ocurre en calderas como La Primavera, Jal. y Los Humeros, Pue. (Garduño-Monroy y López-Hernández, 1987).

Al NW de la anomalía descrita antes existe otra de baja densidad más elongada y de menor extensión, que también forma parte de la zona de baja densidad regional NW-SE. Se postula que la existencia de este mínimo se debe a una mayor acumulación de productos

piroclásticos provenientes de la caldera de Tulancingo, hipótesis razonable por la similitud que presenta esta anomalía con la que se observa en la caldera de Los Humeros, situada en el mismo corredor NW-SE pero que está fuera del mapa mostrado (García-Estrada, 2004). El mínimo de Tulancingo se encuentra separado del primero por un eje (NE-SW) de valores gravimétricos altos y de escasa cobertura que se considera asociado a rocas someras densas, probablemente de tipo ígneo. Por su orientación y amplitud se considera poco probable que se deba a un alto calcáreo sepultado.

En el extremo SE del mínimo principal existe una elongación de baja densidad en dirección N-S que se asocia con los edificios volcánicos que se encuentran desde el SW de Chignahuapan, hasta el cerro Huintépetl. Sus flancos están formados por altos gradientes de contornos elongados y consecuentemente es posible la existencia de fallas N-S que controlaron el emplazamiento de estos volcanes. Esta pequeña anomalía se encuentra separada de la principal por un alto relativo poco evidente de dirección general NE-SW.

La identificación de rasgos gravimétricos lineales se hizo con el apoyo de técnicas de iluminación artificial, derivación horizontal y segunda derivada vertical, estándares del procesamiento geofísico (Telford et al, 1990).

Si se supone que la traza más confiable de la falla del colapso de Tulancingo es la que se identifica con la disposición de los volcanes periféricos post-colapso, entonces los límites de la depresión gravimétrica asociada tienen bordes con un diámetro mayor, lo que significa que tales edificios están formados por rocas posiblemente de tipo ácido de baja densidad relativa. De cualquier manera, se considera que las anomalías observadas en planta son compatibles con la existencia de la caldera de Tulancingo tal como se postula por las evidencias geológicas.

El colapso asociado a la caldera de Acoculco no se observa como un rasgo separado. De existir, su efecto estaría superpuesto al de la anomalía de mayor extensión y amplitud geofísica asociada con la caldera de Tulancingo así como a la respuesta de la zona de baja densidad de dirección NW-SE. Es importante mencionar que ni siquiera en zonas donde existen calderas en las que la falla anular es visible, se observa una concordancia absoluta entre la traza de la falla anular y los bordes del mínimo gravimétrico, como se ha visto en la caldera de Los Humeros, Pue., La Primavera, Jal., y Los Azufres, Mich. (García-Estrada, 2000, 2004).

A diferencia de lo que ocurre en las otras calderas citadas, en Acoculco el mínimo gravimétrico no es notorio directamente en la anomalía de Bouguer. Esto se debe al efecto regional relacionado con la frontera entre la SMO y la FVTM, y a la existencia, dentro de la caldera, de anomalías locales de alta densidad más importantes que en el caso de Los Humeros o La Primavera. Una explicación posible para la presencia del alto gravimétrico circular en el área de Huixtongo es que se trate de una intrusión reciente. La existencia de intrusiones cuaternarias es indispensable para explicar las altas temperaturas medidas en el pozo EAC-1 (Gama et al., 1995), así como las elevadas anomalías de helio observadas por Polak, et al., (1982), que se consideran como efecto del ascenso reciente de material del manto.

Tanto en la Figura 50 como en la 51 se muestra la traza del perfil cuyo modelado de 2.5 dimensiones se discute en los siguientes párrafos. El modelo tuvo por objeto evaluar las características del relleno volcánico-sedimentario que origina el bajo gravimétrico regional de dirección NW-SE. Se utilizó un programa comercial que forma parte del software WinGlink de la compañía Geosystems de Milán, Italia. El modelo se aplicó sobre la anomalía residual a lo largo del perfil mostrado en la Figura 51. Como ya se mencionó la densidad de Bouguer es de 2.6 g/cm^3 por lo que los déficits o excesos de masa estarían referidos a ese valor.

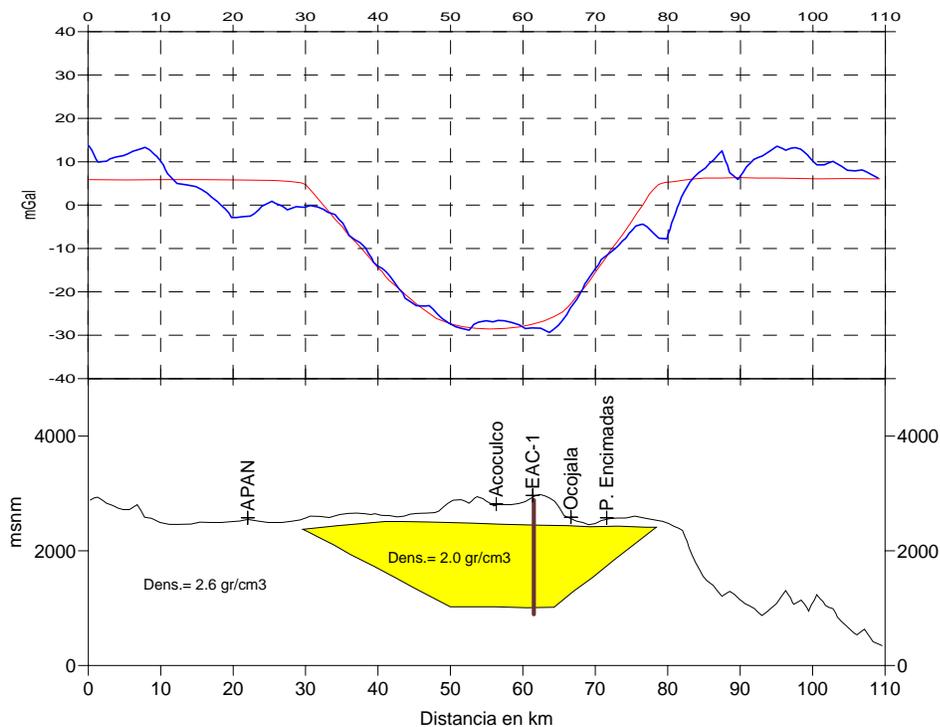


Figura 53. Perfil en el que se modelan las unidades de baja densidad (no diferenciadas) que causan la depresión gravimétrica estudiada. En este caso la amplitud de la depresión se midió desde el valor 6 mGal. La depresión gravimétrica incluye el efecto superpuesto de la depresión tectónica regional como de la depresión asociada con la caldera de Tulancingo.

En el modelo (Fig. 52) se incluye tanto la topografía como la ubicación de localidades de referencia y el pozo EAC-1, cuya columna litológica se muestra en la Figura 2.1. De acuerdo con los datos del modelo, el relleno vulcano-sedimentario de baja densidad podría alcanzar cerca de 2000 m de profundidad, si el contraste de densidad es alto (0.6 g/cm^3), lo que podría corresponder a un volumen de rocas ácidas y abundantes piroclastos sobre un basamento granítico o de calizas densas, tal como se ha encontrado en el campo de Los Humeros. Si, alternativamente, la amplitud de la anomalía se mide desde el valor 0 mGal se obtiene una estimación de una zona de relleno de unos 1500 m de profundidad máxima, en cuya base se encontraría el cuerpo de mármol-granito encontrado en el pozo.

El modelado en perfil muestra un déficit de masa en el que se combinan los efectos de una depresión tectónica y una posible depresión caldérica en el centro, sin que sea posible separar ambos efectos dado que no existe ninguna inflexión evidente en la anomalía residual, excepto por una pequeña irregularidad entre los km 45 y 49, cuyo valor es de

apenas unos 2 mGal. En conclusión, el soporte de la gravimetría a la probable existencia de las calderas no proviene de este modelado bidimensional sino del comportamiento en planta de la anomalía en donde los contornos presentan rasgos circulares en torno a la zona de Tulancingo-Acocolco.

El modelado sugiere que el relleno de la depresión tectónica, está constituido por un cuerpo con un importante déficit de densidad con respecto sus alrededores. Este contraste ocurre entre el relleno de material volcánico (probablemente piroclástico) y las rocas volcánicas y los cuerpos de skarn someros, en tanto que las protuberancias topográficas están formada por cuerpos ígneos (derrames) de densidad cercana a 2.6 g/cm^3 lo que corresponde a rocas de composición andesítica o basáltica (García-Estrada, 2000).

5.2. Magnetometría

La información aeromagnética regional, cuya cobertura es comparable a la de la gravimetría utilizada para realizar este estudio, fue proporcionada por PEMEX, (1980). Se utilizó información de un levantamiento aéreo a lo largo de líneas N-S con una separación de 5 km y una altura de vuelo de 3500 msnm realizado entre 1979 y 1980.

Con objeto de facilitar la interpretación magnética se redujo el comportamiento dipolar de las anomalías mediante el procedimiento denominado reducción al polo (Baranov, 1957; Ervin, 1976) (Fig. 53), que provoca que el polo positivo se haga dominante y se ubique exactamente sobre el cuerpo fuente. La reducción de datos se hizo tomando como base los parámetros magnéticos calculados con el modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field para 1980).

En los estudios aeromagnéticos el efecto de cuerpos pequeños y superficiales disminuye mucho, lo que permite observar el efecto de cuerpos ígneos a mayor profundidad. Se ha encontrado que estas anomalías son causadas por diques y conductos volcánicos que constituyen intrusiones someras. En el caso de las calderas de Tulancingo-Acocolco tales intrusiones parecen asociarse al magmatismo más reciente que actúa como fuente de calor para el sistema hidrotermal actual.

En el mapa de reducción al polo (Figura 53) se observa un gran mínimo regional que cruza la zona de estudio de NW a SE. Esta anomalía es flanqueada hacia el SW por un máximo elongado en dirección NW-SE que se asocia con rocas ígneas e intrusiones de la

FVTM. Por comparación con la litología regional y datos aeromagnéticos con mayor cobertura se observa que se trata de una cadena alargada de cuerpos magnéticos en dirección NW-SE.

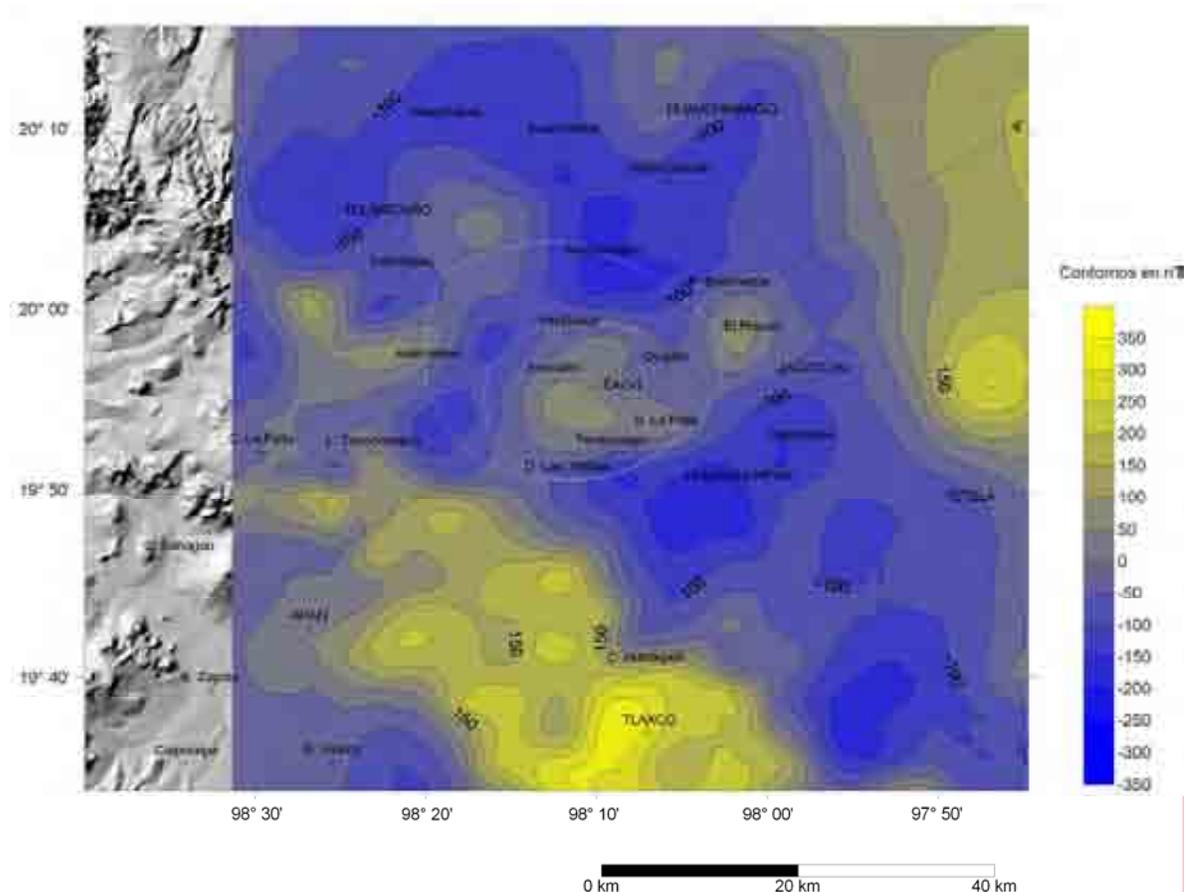


Figura 54. Campo magnético total reducido al polo basado en datos de PEMEX.

El bajo magnético regional está dividido en sectores más pequeños, separados por altos magnéticos locales alargados en dirección NE-SW. El más importante de estos altos relativos ocupa el sector central de la caldera de Tulancingo en donde claramente se observa un alineamiento de dos anomalías magnéticas circulares en dirección NE-SW. Debido a que estos cuerpos tienen una respuesta magnética intensa y se observan como anomalías gravimétricas positivas, se concluye que se trata del efecto de intrusiones someras. Una de ellas ocupa el centro de la caldera de Acozulco y la otra se ubica entre Zacatlán y Piedras Encimadas. Es posible que la primera se asocie con los diques andesíticos cortados por el pozo EAC-1 y la última se relacione la zona de alimentación de

un cono monogenético que se emplazó sobre la zona de emisión que produjo los depósitos de Piedras Encimadas.

Tanto en el caso gravimétrico como en el magnético se trata de anomalías magnéticas relativas, causadas por el contraste de densidad o susceptibilidad magnética con las rocas de sus inmediaciones. Por esta razón, las rocas, probablemente félsicas que constituyen a estos cuerpos se observan como de densidad y susceptibilidad relativamente altas con respecto a los piroclastos y el material de relleno que los rodea. Una anomalía magnética de tamaño y amplitud parecida a las descritas se encuentra al E de Tulancingo, prácticamente en el borde de la caldera del mismo nombre y en consecuencia puede tratarse de magmatismo en el borde caldérico relacionado con los domos de Tulancingo.

La información aeromagnética local del Servicio Geológico Mexicano cubre el sector comprendido por la caldera de Acoculco con una densidad de datos correspondientes a líneas con separación de 1 km medidas a 300 msnt (metros sobre el nivel del terreno)(SGM carta INEGI E14B13, 1999). Esta información reducida al polo proporciona resultados que coinciden con los del estudio de PEMEX (1980) en cuanto a la localización de una zona de alta susceptibilidad magnética que cubre el centro de la caldera de Acoculco (Fig. 54), pero desde luego, aporta una mayor cantidad de detalles locales y refleja un mayor efecto de los cuerpos someros.

Es muy claro el predominio de las tendencias locales NE-SW y NW-SE que delimitan al alto magnético dentro de la caldera de Acoculco, hecho que dan mayor soporte a la hipótesis de que los cuerpos ígneos someros (y probablemente recientes) tienen un control estructural. En este caso es más clara aún la relación entre los altos magnéticos NE-SW al N de Tenancingo que se asocian a los eventos que dan origen a la localidad denominada Cuadro de Fierro, así como la existencia de una anomalía interna más intensa al SE de Huixtongo que da lugar a una anomalía con elongación en dirección NNE-SSW.

Aunque la cobertura es limitada, se observan anomalías individuales asociadas al borde de ambas calderas, la de Acoculco y la de Tulancingo aunque en ésta última se encuentran anomalías 'monopolares' negativas, lo que sugiere que se trata de cuerpos con magnetismo remanente en una dirección distinta a la actual y en consecuencia se trata de cuerpos más antiguos.

En resumen, la información magnética no muestra evidencias directas de la existencia de un colapso caldérico pero la distribución de las anomalías es compatible con el volcanismo somero asociado a etapas tardías de estos eventos.

La hipótesis alternativa de que los resultados gravimétricos y magnéticos tengan un origen exclusivamente tectónico requiere ser complementada con evidencias tectónicas que expliquen el comportamiento gruesamente circular de la anomalía gravimétrica. Por el momento, se considera que la hipótesis de la existencia de una caldera permite explicar los hechos de una forma más simple y apegada a la evidencia geológica disponible.

Una alternativa por estudiar consiste en evaluar la posibilidad de que se trate de calderas controladas por la tectónica regional, mejor conocidas como graben calderas (Aguirre-Díaz et al., 2008; Aguirre-Díaz, 2008a, 2008b); en este caso controladas por el fallamiento NW-SE, o la intersección de los sistemas NW-SE y NE-SW que se observan en los estudios geofísicos y geológicos.

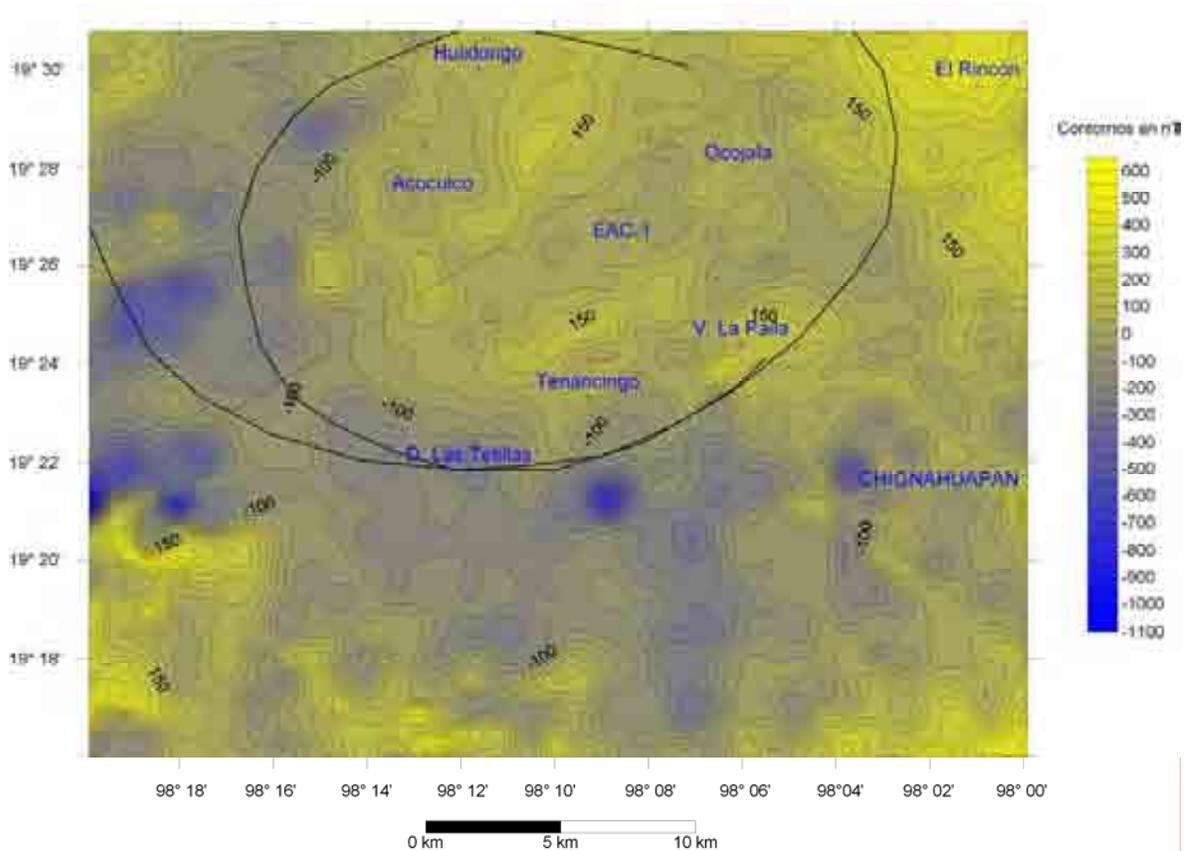


Figura 55. Campo Total reducido al polo con datos del Servicio Geológico Mexicano. Vuelo aeromagnético a 300 m de altura a lo largo de líneas N-S con separación de 1 km.

6. EVOLUCIÓN VOLCÁNICA DEL COMPLEJO

La evolución volcánica de la zona, se estableció tomando como base la geología, estratigrafía, la geocronología, la geomorfología, estructuras volcánicas y los datos de geoquímica de rocas.

La actividad volcánica de la zona ocurrió en cuatro etapas principales. La más antigua corresponde al vulcanismo de Pachuca-Apan-Cerro Grande, la segunda se relaciona con la caldera de Tulancingo, la tercera se asocia a la caldera de Acoculco y una cuarta etapa incluye el vulcanismo periférico de tipo máfico. A continuación se describe cada una de estas etapas que dieron lugar al complejo Tulancingo-Acoculco.

6.1. Primera Etapa. Vulcanismo Pachuca-Apan-El Peñón (>13.4 - 12.6 Ma)

En este sector de la Faja Volcánica Mexicana la actividad probablemente se inició en la zona de Pachuca-Real del Monte entre el Oligoceno y Mioceno. La acumulación de productos volcánicos formó una sierra constituida por varios centros eruptivos importantes que se emplazaron en dos episodios principales el primero de mayor volumen es de composición andesítica y el segundo se compone de lavas riolíticas con algunos depósitos piroclásticos y aglomerados (Geyne, et al., 1963) (Fig. 55).

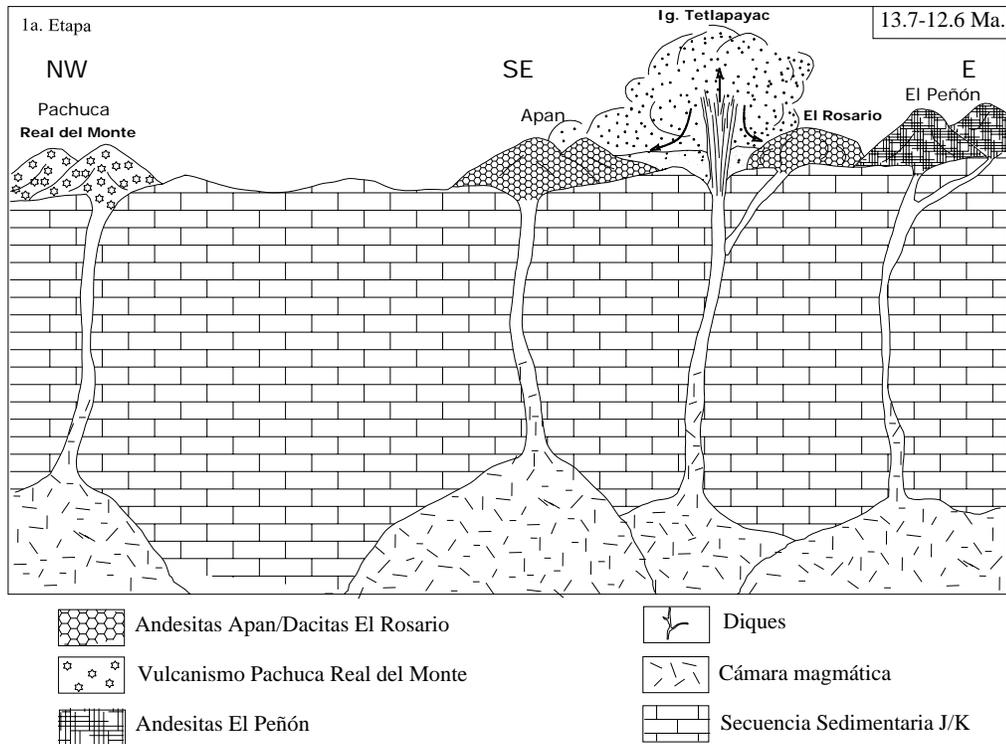


Figura 56. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoaculco. 1ª Etapa Vulcanismo Pachuca-Apan-El Peñón.

En el SE de Pachuca y hasta la zona de Apan se acumularon lavas de composición andesítica formando un paquete de 800-900 m de espesor. Actualmente se encuentran muy erosionadas. García –Palomo et al., (2002) reportan una edad de 13.4 Ma para estas rocas. Posiblemente como parte de este evento se generó un cono compuesto, cuya porción norte se colapsó y dio lugar a una caldera en forma de herradura de 5km de diámetro conocida como caldera de Chichicuautila (Ledesma-Guerrero, 1987).

Continuando hacia el SE, en Tetlapayac (zona sur del complejo Tulancingo-Acoaculco), se emplazaron domos riolíticos acompañados de ignimbritas que se distribuyeron desde esta zona hasta los alrededores de Apan, cuya edad obtenida en este estudio es de 12.6 Ma (Tabla 3.1) Al SE, en El Rosario, se formaron dos grandes complejos de composición dacítica, los cuales están intensamente erosionados. Al SE de este sitio e interrumpido por una zona de volcanes alineados N-S, se encuentra la andesita -dacita El Peñón de 12.7 Ma (García-Palomo et al., 2002), formada por estratovolcanes compuestos, domos y algunos depósitos de flujos piroclásticos (Ledesma-Guerrero, 1987). Esta etapa volcánica culmina

al ESE fuera de la zona de estudio en Cerro Grande, un volcán compuesto de poca pendiente que se emplazó entre 11 y 9 Ma. Está compuesto por lavas que formaron un cono, ignimbritas ricas en líticos, un domo colapsado y flujos de lava fisurales (Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).

La orientación de estos centros eruptivos sigue una trayectoria NW-SE que coincide con las tendencias interpretadas en las configuraciones de gravimetría y magnetometría, lo cual corrobora que durante el Mioceno en esta región de la FVTM se produjo una fase tectónica que favoreció el ascenso y emplazamiento de rocas volcánicas. Condiciones similares se han observado en el centro de México (Pasquaré et al., 1991; Suter et al., 1995), esto sugiere que la fase tectónica que generó estas fallas con dirección NW y el vulcanismo que lo acompaña son el resultado de un evento regional.

Finalmente, la disminución de la edad de las rocas volcánicas de este periodo de 13.4 Ma en el NW (Apan) (García-Palomo et al., 2002) a 11-9 Ma en el SE (Cerro Grande), sugiere una migración del vulcanismo en el Mioceno de NW a SE (Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).

6.2. Segunda Etapa. Actividad volcánica de la caldera de Tulancingo (>3-2.6 Ma)

El vulcanismo relacionado con la caldera de Tulancingo se inició después de un hiatus volcánico de casi 8 Ma en la zona donde se ubica el complejo, se relaciona con un periodo de reorganización de las placas en el Pacífico que finalizó hace 3.5 Ma cuando se extinguió el último segmento de la dorsal Matemáticos (Mammerickx and Klitgord, 1982). Esta etapa no pudo ser totalmente documentada debido a que gran parte de los productos se encuentran cubiertos por depósitos más recientes y por lo tanto la secuencia de eventos se ha interpretado a partir de la morfología de las unidades, su distribución en el terreno y datos de subsuelo obtenidos en el pozo EAC-1 y con escasas edades radiométricas.

La identificación de esta caldera se hizo en base a la presencia de mínimos gravimétricos relacionados con zonas de baja densidad que podrían estar relacionados con los rellenos formados por la extravasación de las ignimbritas que se observan al norte. En particular la geometría del borde caldérico se dedujo a partir del trazo anular que resulta de unir los centros de emisión pliocénicos (Domos de <Tulancingo y dacitas de Acaxochitlán)

con algunos conos monogenéticos y el centro de emisión de Piedras encimadas, estos últimos más recientes que se consideran una reactivación del borde Pliocénico.

Con los datos antes mencionados, la evolución de este centro puede agruparse en tres eventos principales. El más antiguo, previo al colapso; el segundo, relacionado con la emisión de gruesos depósitos de flujos piroclásticos asociados al colapso y el más reciente, posterior al colapso.

6.2.1. Primer evento de la caldera de Tulancingo (>3Ma)

El primer evento está constituido por la emisión de lavas de composición riodacítica Las Minas, emplazadas directamente sobre la secuencia sedimentaria metamorfizada. No se sabe si emitieron otro tipo de productos en este periodo porque no existen afloramientos de estas unidades y solo se cuenta con los datos de subsuelo en un solo sitio, obtenidos por el pozo perforado (EAC-1) (Figs. 3 y Fig. 4). No se tiene una edad para este evento.

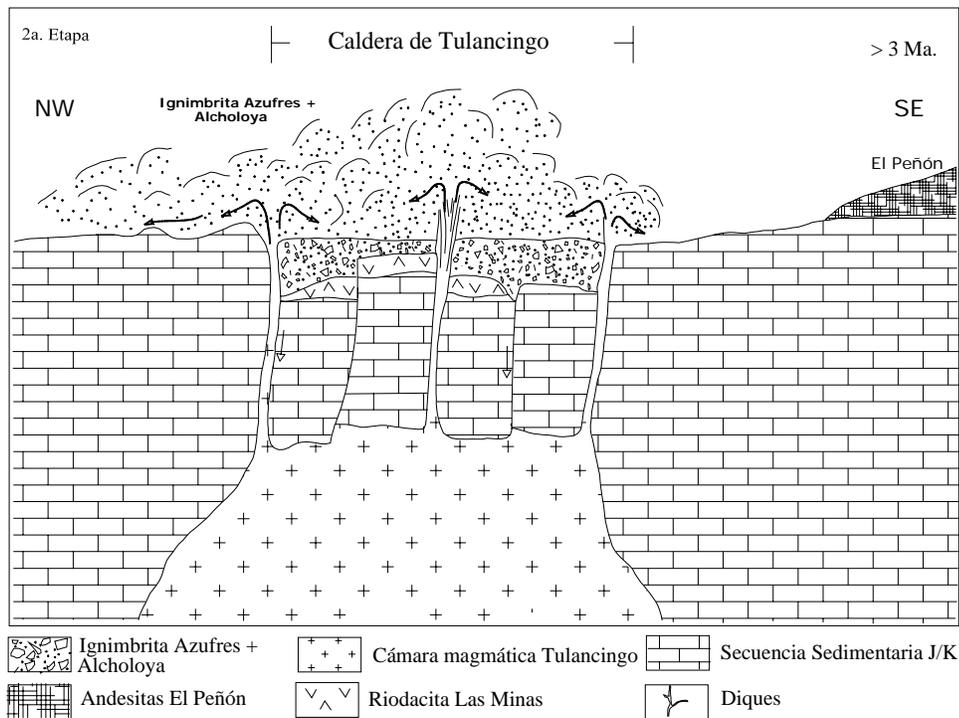


Figura 57. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acocolco. Segundo evento de la caldera Tulancingo (>3 Ma).

6.2.2. Segundo evento de la Caldera de Tulancingo

Sobre la riodacita Las Minas se emplazó un grueso depósito de productos piroclásticos que pertenecen a la ignimbrita Los Azufres de composición riolítica (Fig. 56). Se depositaron dentro de la estructura caldérica y se infiere que su emisión fue la causante del colapso caldérico de 36 km de diámetro. Al NNW de la caldera, en la barranca de Alcholoja, se observan sobre la secuencia sedimentaria Mesozoica depósitos piroclásticos formados por tres unidades de flujo que podrían relacionarse con este evento. No se conocen edades radiométricas de los productos emitidos en los eventos anteriores porque no fue posible muestrearlos dado que no afloran. Las únicas muestras de que se dispone provienen del pozo EAC-1 y se encuentran intensamente silicificadas lo que impide su fechamiento.

6.2.3. Tercer evento de la Caldera de Tulancingo (3.0-2.6 Ma)

El último evento es post-caldérico. Corresponde a dos centros eruptivos complejos emplazados sobre la falla de colapso en la zona N (Fig. 57). De acuerdo a las edades radiométricas esta actividad sucedió hace 3 Ma en la región de Acaxochitlán, a lo largo de la fractura anular del borde caldérico. A través de esta fractura se emitieron lavas de composición dacítica que se distribuyeron principalmente hacia el NE sobre la secuencia sedimentaria, formando un paquete de lavas de espesor variable.

Posteriormente, hace 2.6 Ma, al W de Acaxochitlán y al E de Tulancingo, sobre el borde caldérico se emplazó el complejo del Yolo. Esta actividad desarrolló un domo riodacítico que formó la parte principal del complejo. Al N se emplazaron dos domos de menores dimensiones (0.67 y 1.75 km³) de composición riolítica. La actividad finalizó con la emisión de flujos piroclásticos de composición riolítica, de poco volumen (1.7 km³) y corta distribución (8 km max.), que se emplazaron al N y S del complejo de domos el Yolo. Los depósitos del N tienen mayor espesor y distribución y dieron lugar a la ignimbrita de Acaxochitlán, cuyo grado de soldamiento es medio. En el S los dos depósitos están separados por un suelo, lo que implica un periodo de erosión entre ambos eventos. La edad radiométrica se determinó en muestras de la ignimbrita Acaxochitlán.

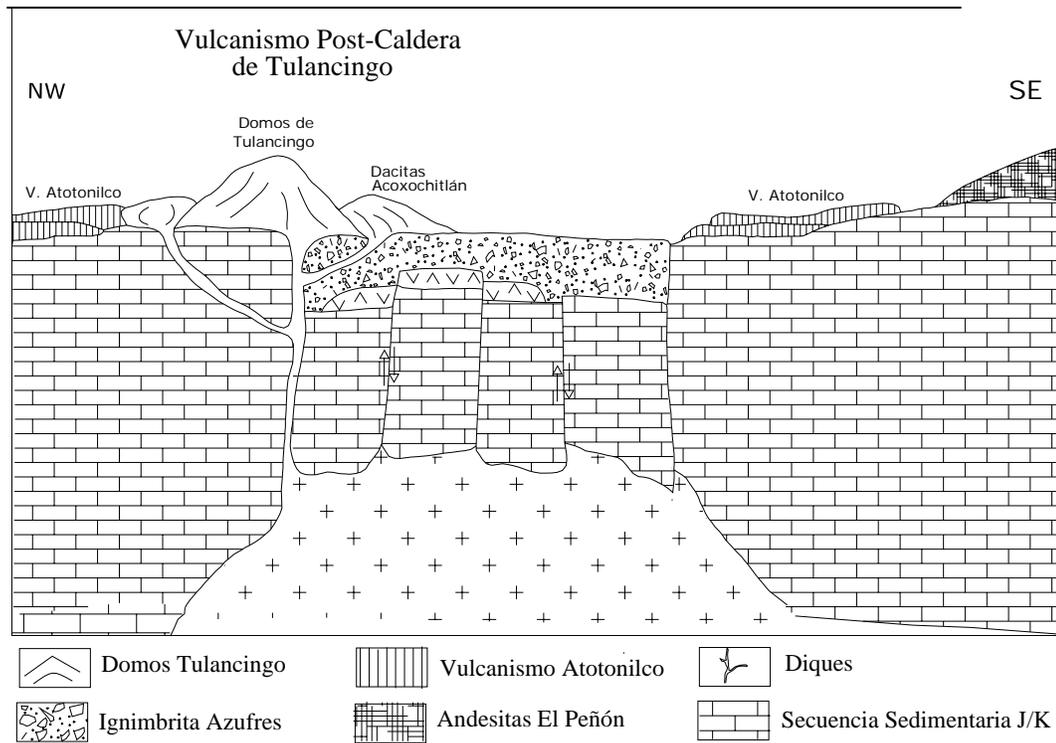


Figura 58. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acozulco. Tercer evento de la Caldera de Tulancingo (3.0-2.6 Ma).

6.3. Tercera Etapa. Evolución de la caldera de Acozulco

Esta etapa es la mejor documentada de la zona debido a que la mayor parte de los productos se encuentran expuestos en superficie, por lo que fue posible establecer las relaciones estratigráficas y obtener muestras para su fechamiento.

A grandes rasgos, la actividad volcánica se puede agrupar en cuatro eventos volcánicos principales: el primero, relacionado con el vulcanismo previo al colapso caldérico, el segundo, asociado con la generación del colapso, el tercero, ligado a la actividad volcánica poscaldérica y el cuarto y más reciente relacionado con la reactivación de la falla del borde caldérico con el emplazamiento de conos monogenéticos.

6.3.1 Primer evento de Aocolco. Actividad volcánica pre-caldérica (1.7-1.6 Ma)

El vulcanismo de Aocolco se inició después de un hiatus volcánico de 0.9 Ma que ocurrió sólo dentro de la caldera de Tulancingo mientras que en las inmediaciones se emplazaban volcanes monogenéticos.

Se inició con actividad efusiva que dio origen a la acumulación de cuatro unidades de diferente composición química. En el N se extravasaron las lavas más antiguas de composición andesítica-basáltica conocidas como Los Laureles. En el centro y E, sobre la unidad anterior se acumularon las lavas dacíticas de Cruz Colorada (1.6 Ma). En el S fluyeron las lavas basálticas de Cuautelolulco que formaron una extensa mesa hace 1.6 Ma, y al W se emplazaron los primeros domos riolíticos a los 1.7 Ma (Fig. 3 y 58).

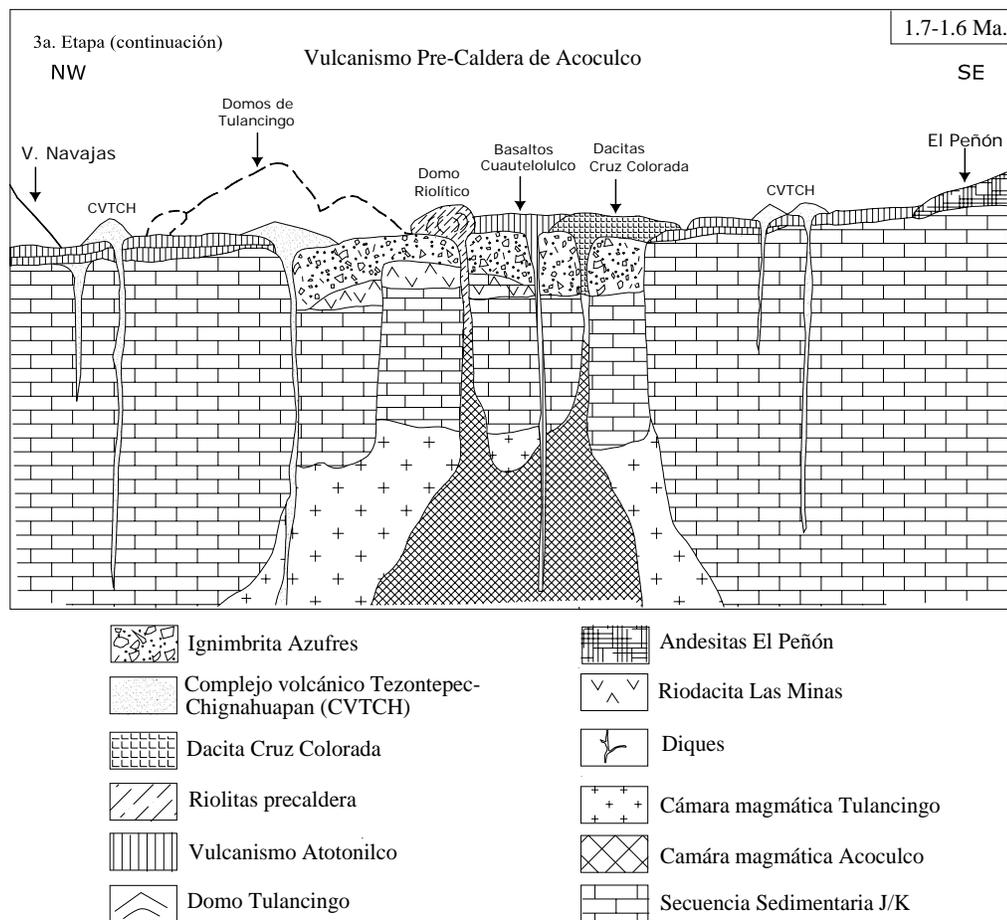


Figura 59. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Aocolco. Primer evento de Aocolco. Actividad volcánica pre-caldérica).

6.3.2. Segundo evento de Acoculco. Colapso caldérico (1.4 - 1.26 Ma)

Después de un pequeño lapso de 0.2 Ma la actividad efusiva fue reemplazada por actividad explosiva que dio lugar a la emisión de flujos piroclásticos que formaron la ignimbrita Acoculco de 1.4 Ma (Fig. 59). La presencia de brechas co-ignimbríticas líticas de rezago, ubicadas al W de Acoculco, en la zona de Potrerillos y en Corral Blanco, al S de Acoculco, indican que las zonas de emisión están muy próximas a estas localidades (Fig. 3). Hacia la cima del depósito el contenido de líticos de andesita basáltica disminuye y se incrementan los líticos de riolita. Esta característica indica que la emisión se inició con la apertura del conducto a través de un cuerpo andesítico-basáltico y al avanzar la erupción se amplió la zona de conductos cortando la zona de riolitas para permitir la libre descarga de los productos. Lateralmente esta unidad cambia a un depósito masivo de cenizas y se observa intensamente soldado con fiammes aplanadas y sobre todo con un elevado contenido de cristales de feldespato. Este último rasgo sugiere que el magma se encontraba en un alto nivel de cristalización y por lo tanto con una viscosidad elevada, estos productos se distribuyeron en una zona muy reducida.

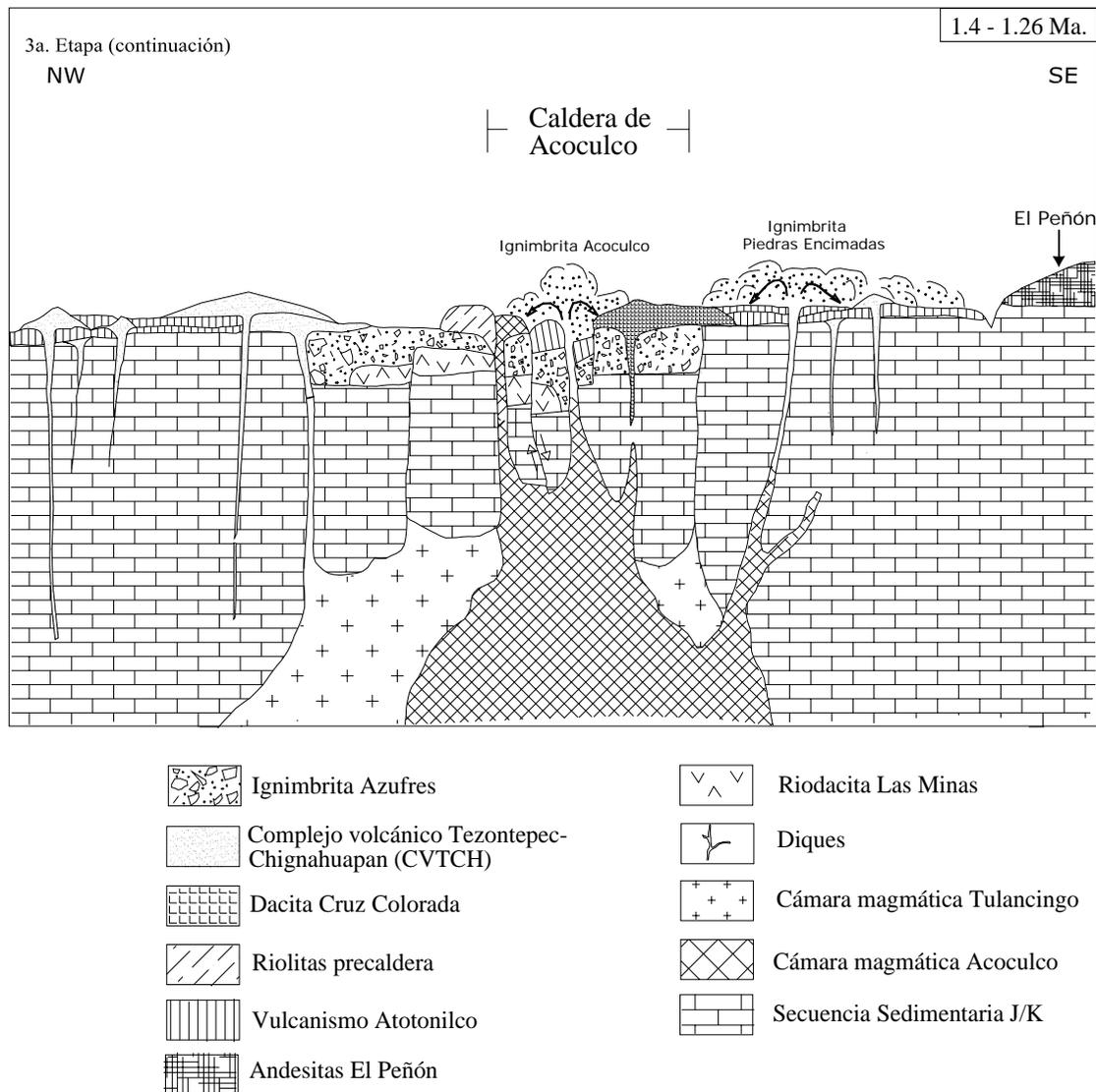


Figura 60. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acozulco. Segundo evento de Acozulco. Colapso caldérico.

La erupción continuó con un depósito delgado de caída aérea con abundantes líticos de andesita bien compactos, algunos escoriáceos y pómez. Después de este evento se emplazaron seis unidades de flujos piroclásticos de diferentes espesores, caracterizadas por la abundancia de líticos de andesita, pómez y fragmentos de vitrófido en diferentes proporciones. En general, se aprecia en campo que las unidades inferiores contienen mayores cantidades de líticos de andesita que disminuyen hacia la cima, incrementándose los líticos de riolita y de vitrófidros, lo mismo que el contenido de pómez. Ocasionalmente,

dentro de los depósitos de flujo piroclástico se observaron lentes de líticos, posiblemente formados por segregación y turbulencia durante el flujo.

Cada unidad de flujo o ignimbrita fue precedida por depósitos de caída y de oleada piroclástica, de espesores variables, lo que sugiere que el paquete de la ignimbrita Acoculco se formó por varios pulsos precedidos por una etapa explosiva que al avanzar la erupción disminuyó el contenido de los gases y se transformó cada uno en una nube piroclástica. En algunos de los depósitos de oleada se observan capas de ceniza muy fina con lapilli acrecional hasta de 1 cm de diámetro, lo que sugiere aporte de agua al sistema magmático, posiblemente debido a la interacción del magma con agua subterránea contenida en la roca huésped o a la presencia de humedad ambiental.

De acuerdo a los datos de campo, el volumen total de la ignimbrita Acoculco fue escaso (7.8 km^3), los depósitos se acumularon principalmente en los valles, dentro del borde caldérico, lo cual produjo un colapso tipo “*trap door*” (Lipman, 1997), con mayor subsidencia en la zona N. En el NE se observan evidencias de este colapso, existe un conjunto de fallas normales que afectaron a las rocas más antiguas (andesitas Los Laureles) y las partes bajas de la ignimbrita Acoculco (Fig. 60). Esto demuestra que el fallamiento ocurrió simultáneamente con la acumulación de la ignimbrita.

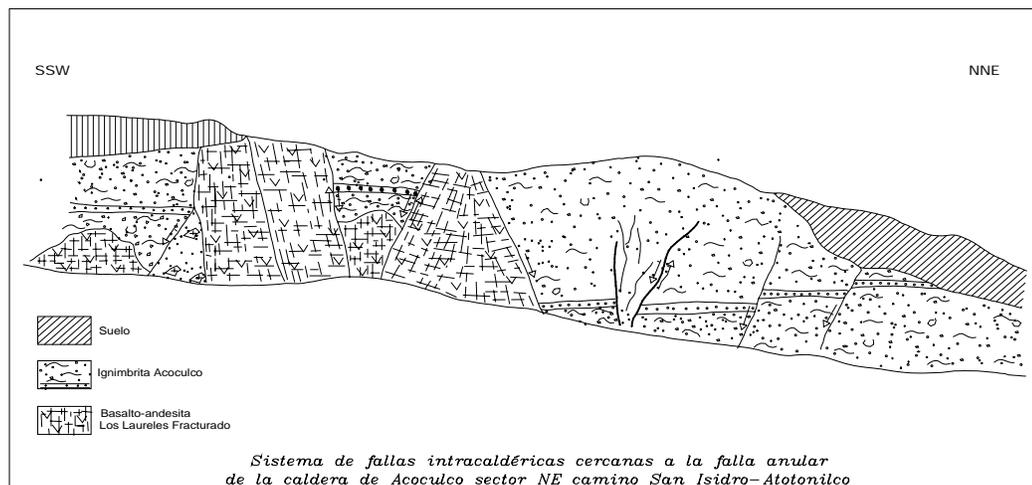


Figura 61 . Fallas generadas como consecuencia del colapso caldérico de Acoculco, durante la emisión de la ignimbrita Acoculco.

En el sector E la traza de la caldera no es visible. En su lugar se reactivó el antiguo borde de la caldera de Tulancingo. Esto ocurrió en la zona de Atexca, en donde se formó un importante centro de emisión que dio lugar a la ignimbrita Piedras Encimadas hace 1.3-1.26 Ma (Fig. 59). En este sitio y sobre las mesas de basalto del grupo Tezontepec-Chignahuapan, se acumularon los depósitos piroclásticos de este evento. La característica principal de esta unidad es el elevado porcentaje de cristales de cuarzo y feldespato contenidos en una matriz vítrea de ceniza. Este alto contenido de cristales implica un avanzado estado de cristalización del magma, lo que eleva la viscosidad y da lugar a emisiones piroclásticas de corta distribución. La erosión de esta unidad da lugar a esculturas pétreas naturales donde resaltan capas muy delgadas que dan la apariencia de lineación o estratificación muy delgada. Esta estructura se forma por la acumulación de flujos piroclásticos debido a un continuo incremento en la depositación y se conoce como proceso de agradación (Braney y Kokelaar, 1992; 2002). La ignimbrita Piedras Encimadas se divide en dos miembros principales, el inferior, intensamente soldado y el superior, en general sin soldamiento.

El miembro inferior comenzó con la emisión de productos de caída seguidos por un delgado flujo piroclástico que contiene líticos de vidrio riolítico y podría estar relacionado con la apertura del conducto. Esta etapa basal termina con una delgada capa de un vitrófido negro con abundantes cristales de feldespato y cuarzo. El resto son 71 m de una ignimbrita intensamente soldada donde se observan varias unidades de flujo con gran cantidad de cristales.

El miembro inferior, de manera transicional pasa al segundo miembro, constituido por una ignimbrita vítrea, que se caracteriza por su bajo grado de soldamiento y su elevado contenido de cristales de cuarzo y sanidino. Ambas características favorecen su explotación comercial. Se observan algunas zonas verticales de mayor soldamiento y otras de forma lenticular, las primeras al erosionarse originan bloques verticales aislados que dan la impresión de esculturas pétreas, de ahí el nombre asignado al parque nacional de Piedras Encimadas.

En la zona de Atexca donde posiblemente se encuentra el centro de emisión de las ignimbritas, se emplazó un domo endógeno de composición dacítica relacionado posiblemente con la etapa final del emplazamiento de la ignimbrita Piedras Encimadas.

El elevado contenido de cristales generó el aumento de la viscosidad, por lo que su distribución fue muy restringida, relleno la topografía preexistente y formó una meseta. Por estas características y su alto grado de soldamiento el miembro inferior se le podría considerar como una ignimbrita de alto grado.

Después de un periodo muy corto, al término de la actividad explosiva y posterior al colapso, se formaron dentro de la zona delimitada por el borde caldérico, principalmente en la zona N y en los alrededores de Acoculco y en el SW en el Manzanito, pequeñas cuencas aisladas donde se acumularon sedimentos lacustres de poco espesor, formados principalmente por material piroclástico re TRABAJADO.

En la zona de Ayotla se observan varios cráteres de explosión sobre esta ignimbrita, se ha considerado que estas estructuras se formaron cuando los flujos piroclásticos a elevada temperatura pasaron sobre un lago antiguo evaporando de forma súbita el agua y generando varios puntos de explosión. (Mahood, 1980)(Fig. 30).

6.3.3. Tercer evento de Acoculco. Actividad post-caldérica (1.3 – 0.8 Ma)

Durante la sedimentación lacustre y como resultados de un reajuste de la presión en la cámara magmática se produjo una ligera resurgencia que tuvo su centro al W del poblado de Acoculco. En este sitio debido al empuje vertical se generó un esfuerzo de tensión que formó un conjunto de fallas normales escalonadas de dirección E-W que dieron lugar a un graben apical (Fig. 3). Paralelamente se emplazaron algunos domos riolíticos principalmente en los alrededores del poblado de Acoculco.

Como resultado de este fenómeno, los sedimentos lacustres se bascularon y deformaron. La inclinación de estos depósitos con diferentes orientaciones muestra que el levantamiento no se concentró en un solo sitio. En la zona NNW cercana al colapso los sedimentos lacustres muestran una deformación más intensa, se observan pequeños pliegues y cabalgaduras, debido a que los sedimentos posiblemente aún en estado plástico, al ser inclinados fluyeron de las partes altas a las bajas y se plegaron en las zonas donde encontraron barreras laterales. Esta deformación es muy superficial y es común en las calderas donde se formaron lagos intracaldéricos que posteriormente fueron afectadas por resurgencia (López-Hernández, 1991).

Sobre el borde caldérico, a través de la fractura anular, principalmente en la zona N, continuó la actividad efusiva, se emplazaron domos riolíticos, formando una semicorona entre 1.34 y 1.3 Ma (Fig. 61). En el S sólo se extravasó el domo de Las Mesillas (Fig. 3).

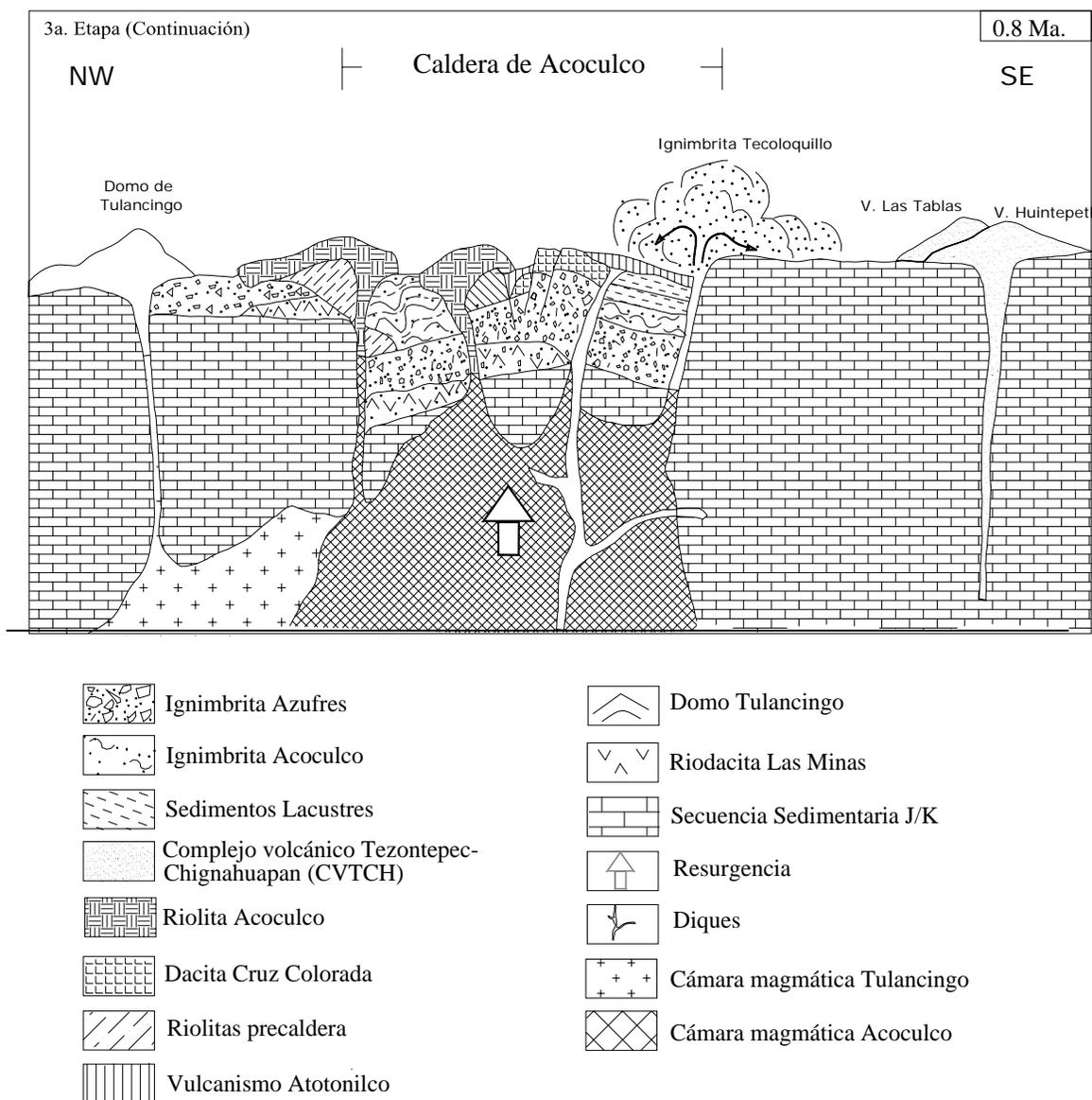


Figura 62. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Tercer evento de Acoculco. Actividad post-caldérica.

Por un lapso de 0.5 Ma la actividad post-caldérica se interrumpió y se reinició hace 0.8 Ma. Se extravasó la ignimbrita Tecoloquillo en el sector S de la falla de colapso (Fig. 5.6).

Esta unidad, al igual que la de Piedras Encimadas se caracteriza por el elevado contenido de cristales, sin embargo, en este caso el porcentaje es menor (los ingenieros de la compañía Minerales de Ahuazotepic con objetivos de explotación hicieron estudios de cuantificación de cristales y concluyeron que su porcentaje es menor al de Piedras Encimadas, común verbal), además de los cristales de cuarzo y feldespatos se observan cristales de hornblenda. De igual manera, su viscosidad debió ser alta, porque su distribución es muy restringida. Se acumuló sobre depósitos lacustres basculados y conos monogenéticos, formando varias unidades de depósito principales. La primera se relaciona con el inicio de la actividad explosiva y la apertura del conducto, está constituida por una capa basal de ceniza de caída muy fina; a su vez está cubierta por una capa muy delgada de ceniza que contiene lapilli acrecional, esto sugiere aporte de agua subterránea durante la erupción. Continuó un flujo piroclástico de ceniza con algunos líticos de andesita. Posteriormente se depositó otro horizonte delgado de ceniza muy fina que pasa gradualmente a un flujo de pómez con líticos de andesita. Ambos flujos muestran evidencias del ensanchamiento del conducto. Al final, se acumuló un depósito constituido por flujos piroclásticos de más de 100 m de espesor sin soldamiento en el que se observan delgadas capas discontinuas de fragmentos muy finos.

En la zona de Tecoloquillo, sobre los depósitos piroclásticos, la actividad concluye con el emplazamiento del domo riolítico Las Tetillas de 0.8 Ma que sella el conducto. En la parte superior de este domo se formó un pequeño cono de ceniza que resultó de una breve y tardía actividad explosiva.

Prácticamente de forma simultánea, a los 0.9 Ma, sobre el anillo de la caldera en su sector SE, y en la zona de emisión de la Ignimbrita de Piedras Encimadas se emplazaron dos edificios volcánicos de andesita basáltica. El primero es un volcán tipo escudo (La Paila SE) y el segundo es un cono monogenético, ambos son muy similares a los conos del vulcanismo periférico.

Al mismo tiempo que ocurría la actividad asociada a la caldera de Acoculco, al NW de Tulancingo se emplazaron los productos que formaron el volcán Las Navajas que fue cubierto posteriormente por los productos del vulcanismo monogenético Tezontepec-Chignahuapan (Nelson y Lighthart, 1997).

6.3.4. Evento terminal de Acoculco

Después de un lapso de 0.5 Ma de inactividad, el ciclo volcánico de la caldera concluye con el emplazamiento de un cono monogénico en el NW, sobre la fractura anular, conocido como La Paila NW, de composición andesita basáltica a los 0.24 Ma (Fig. 62). Actualmente, esta caldera se encuentra en la etapa hidrotermal que constituye la fase terminal del ciclo volcánico. Este fenómeno ha originado la depositación de minerales secundarios, disminuyendo la permeabilidad y dando lugar al autosellamiento del sistema hidrotermal. Esto impide la formación de manifestaciones termales superficiales y en su lugar sólo se liberan a la atmosfera gases fríos de origen magmático que logran ascender a través de fisuras muy reducidas, perdiendo casi toda su temperatura.

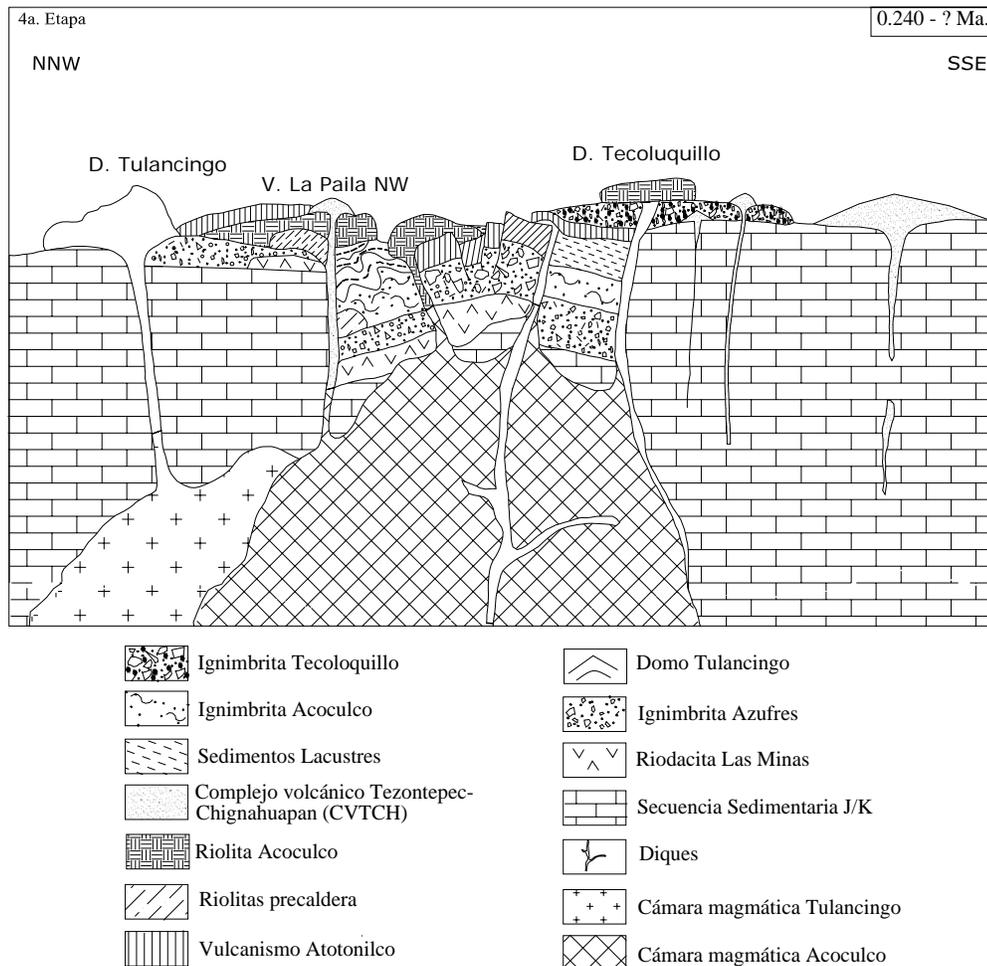


Figura 63. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco. Evento terminal de Acoculco

6. 4. 4ª Etapa. Vulcanismo periférico Atotonilco y Tezontepec-Chignahuapan

Al término de la actividad de la caldera de Tulancingo, en una zona muy amplia alrededor de esta estructura volcánica, desde el N de Tulancingo, hasta Cd. Sahagún, Apan, Tlaxco y Chignahuapan, se acumularon lavas de composición basáltica que formaron extensas mesetas. Al N de Pachuca unidades similares fueron fechadas en 2.5 y 2.3 Ma (Cantagrel y Robin, 1979) y se les considera parte de la formación Atotonilco (Geyne et al., 1963). Las mesetas de basalto de San Miguel Regla (1.8 Ma) podrían ser parte de este evento (Nelson y Lighthart, 1997).

Posteriormente, en el área de estudio, tanto las mesetas como los depósitos de la caldera de Acozulco fueron cubiertos por volcanes monogenéticos y sus productos asociados, como lavas y cenizas de caída, así como volcanes escudo, lavas asociadas y algunos domos. La mayoría de este vulcanismo es de composición andesítico-basáltica. Estos edificios volcánicos forman parte de la unidad más reciente Tezontepec-Chignahuapan y están controlados por fallas y fracturas de dirección NE-SW que pertenecen al sistema de fallas Tenochtitlan (De Cserna et al., 1987). Derrames basálticos ubicados desde Huauchinango y que se distribuyen hasta la planicie costera pertenecen a este evento (Ferrari et al., 2005). La edad de esta unidad varía de 1.62 a 0.2 Ma (Tabla 1).

La amplia distribución de unidades con edades radiométricas similares sugiere que se trata de un evento volcánico regional continuo que se inició desde hace 2.5 Ma y aún podría encontrarse activo (Tabla 1). Lo anterior implica que durante la evolución de la caldera de Acozulco se emplazaron en la periferia varios volcanes monogenéticos y es posible que algunos de los productos emitidos dentro de la caldera estén relacionados con este evento, por ejemplo, las unidades precaldéricas (basalto Cuautelolulco) y algunos eventos poscaldéricos (basalto Potrerillos, basaltos La Paila). De igual manera, algunos diques andesíticos reportados durante la perforación del pozo EAC-1 podrían pertenecer a esta etapa.

Los datos anteriores implican que el vulcanismo monogenético basáltico-andesítico asociado con este evento tectónico, jugó un papel muy importante en la evolución de la caldera de Acozulco.

7. MARCO ESTRUCTURAL DE LA ZONA

La zona donde se localiza el Complejo de Tulancingo-Acoaculco, en el centro-oriental de México, pertenece a la provincia de la FVTM. El campo de esfuerzos generado en esta provincia por el proceso de subducción varía de W a E, aparentemente debido a diferencias en la respuesta de la corteza relacionadas con su origen y su espesor (Suter, 1991). La corteza es más gruesa hacia el E, alcanzando casi 50 km de espesor (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). En cuanto a su origen, se considera que la FVTM se ha emplazado sobre antiguos terrenos acrecionados (Sedlock et al, 1993), lo que generó sectores con distintos estilos tectónicos (Pasquaré et al., 1991; Aguirre-Díaz et al., 1998).

A diferencia de los sectores W y centro, donde los sistemas de fallamiento están claramente definidos, en el E, donde se ubica el complejo Tulancingo-Acoaculco, los sistemas de fallas no son tan evidentes, en su lugar sólo se observa el alineamiento de centros de emisión volcánicos, cuyo emplazamiento en apariencia fue controlado por fracturas o fallas profundas de origen tectónico (Nakamura, 1977; Hasenaka y Carmichael, 1985; Aguirre-Díaz et al., 2006). Asimismo, los depósitos derivados de la erosión cubren gran parte de la zona, incluyendo las posibles fallas, lo mismo que los productos volcánicos.

7.1. Procesamiento de la información

La ausencia de estructuras superficiales dificultó la interpretación directa de los eventos deformantes. Por ello fue necesario emplear información indirecta para lograr este objetivo. En las imágenes de relieve sombreado de modelos digitales de elevación se marcaron las tendencias basadas en la alineación de centros eruptivos, asumiendo que el emplazamiento ocurrió a través de fracturas o fallas de origen tectónico (Fig.). Asimismo, se trazaron rasgos lineales en las configuraciones en planta en el residual polinomial de tercer grado de la gravimetría y en el campo magnético total reducido al polo (Fig.). Con el propósito de establecer la cronología de la deformación, siempre que fue posible, se unieron edificios volcánicos de la misma edad. Esto último se realizó con base en las edades radiométricas obtenidas como parte de este estudio, semejanzas morfológicas y complementando con fechamientos publicados (Cantagrel y Robin, 1979; Carrasco-Núñez

et al., 1997; García-Palomo et al., 2002). Igualmente fue de gran utilidad la información reportada en las obras mineras de la zona Pachuca-Real del Monte (Geyne et al., 1963). A nivel local, en el área comprendida dentro de la Caldera de Acoculco, se realizaron algunas estaciones estructurales donde fue posible medir la dirección del fracturamiento. Con estos datos se construyeron diagramas de planos que permitieron definir diferentes tendencias estructurales locales.

7.2. Interpretación de los datos estructurales

7.2.1. Nivel regional

En la zona donde se ubican las calderas del presente estudio, el paquete volcánico que constituye la provincia de la FVTM se encuentra sobrepuesto directamente sobre una secuencia sedimentaria del J-K, deformada por un evento tectónico de fines del K-principios del Cenozoico, conocida como orogenia Laramide, que dio lugar a pliegues y cabalgaduras de dirección NW-SE con vergencia principal hacia el NE, el conjunto forma parte del Cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental (Morales y Garduño, 1980; Yañez-García, 1980, López-Ramos, 1981).

Los centros eruptivos de la zona que forman la cubierta volcánica se caracterizan por estar alineados en varias direcciones principales. La interpretación de las imágenes de relieve sombreado (Fig.63) y las edades radiométricas disponibles sugieren que su emplazamiento ocurrió durante diferentes etapas de deformación tectónica en las que existieron cambios en la dirección de los esfuerzos, de manera análoga a otras regiones en la FVTM (Suter, 1991; Pasquaré et al., 1991; Carasco-Núñez et al., 1997; Alaniz et al., 1998; Suter et al., 2001; Aguirre-Díaz et al., 2006).

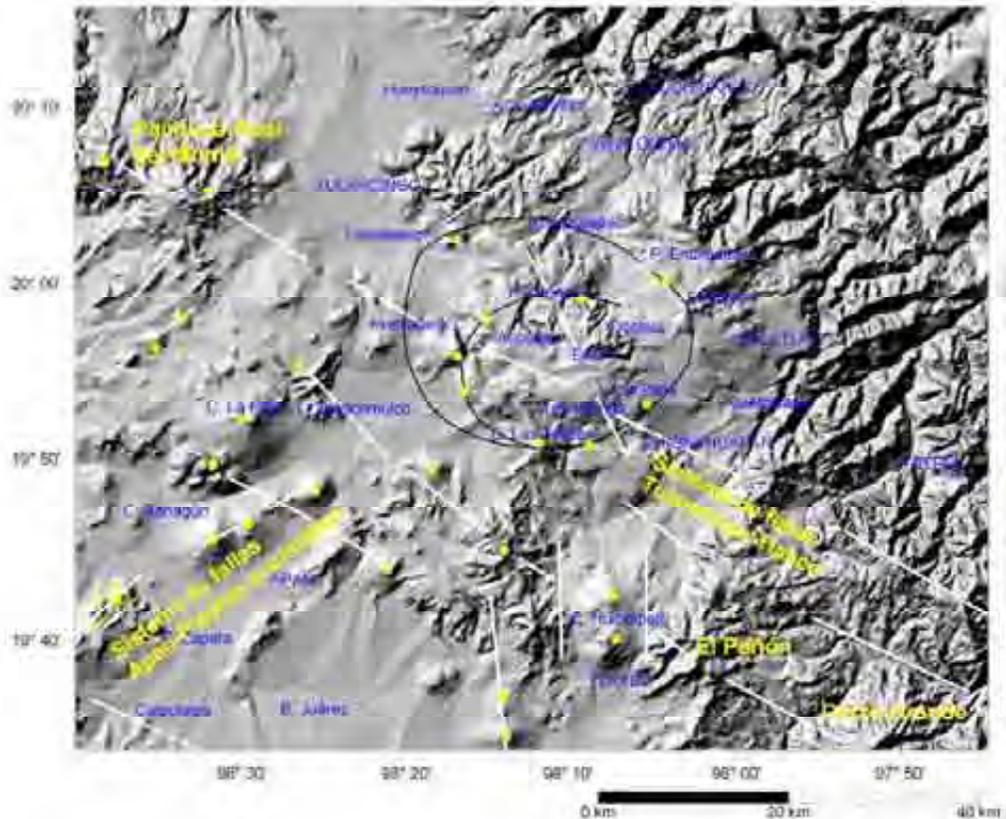


Figura 64. Lineamientos de volcanes de la zona Tulancingo- Tlaxco interpretados de la imagen de relieve sombreado. Las líneas negras indican el trazo de las dos calderas y las de color blanco los lineamientos que podrían estar asociados con estructuras más antiguas. Los puntos blancos son los conductos de emisión ligados con las posibles fallas.

El lineamiento más antiguo es de dirección NW y se infiere a partir del rasgo lineal que forman los centros de emisión miocénicos. Lo constituyen de NW a SE, Pachuca-Real del Monte, Apan (13.7 Ma) (García-Palomo, et al., 2000), Tetlapayac (12.6 Ma) (este estudio), El Rosario, El Peñón (12.7 Ma) (García-Palomo, et al., 2000), Cerro Grande (11-9 Ma) (Carrasco-Núñez et al., 1997) y Cuyoaco (9 Ma) (Carrasco-Núñez et al., 1997). Los fechamientos sugieren una migración del vulcanismo de NW a SE, posiblemente controlado por una falla en esa dirección. La alineación de volcanes no es continua, se interrumpe en la zona de Apan por los lineamientos de dirección NE-SW más recientes y se desplaza al SW. Este cambio de posición podría relacionarse con la megacizalla propuesta por De Cerna et al.(1987).

El procesamiento de la información geofísica confirma la presencia de tendencias en dirección NW-SE. En la configuración del residual de tercer grado de la anomalía de

Bouguer (Fig. 64) es posible observar fuertes gradientes en esa dirección que delimitan bloques de alta y baja densidad, lo cual podría ser evidencia de la presencia de fallas y fracturas con esa dirección en el subsuelo. De igual manera, en la configuración de los datos magnetométricos (campo magnético total reducido al polo) (Fig. 65) se muestran tendencias con dirección NW-SE similares, limitando cuerpos de alta susceptibilidad magnética con esa orientación.

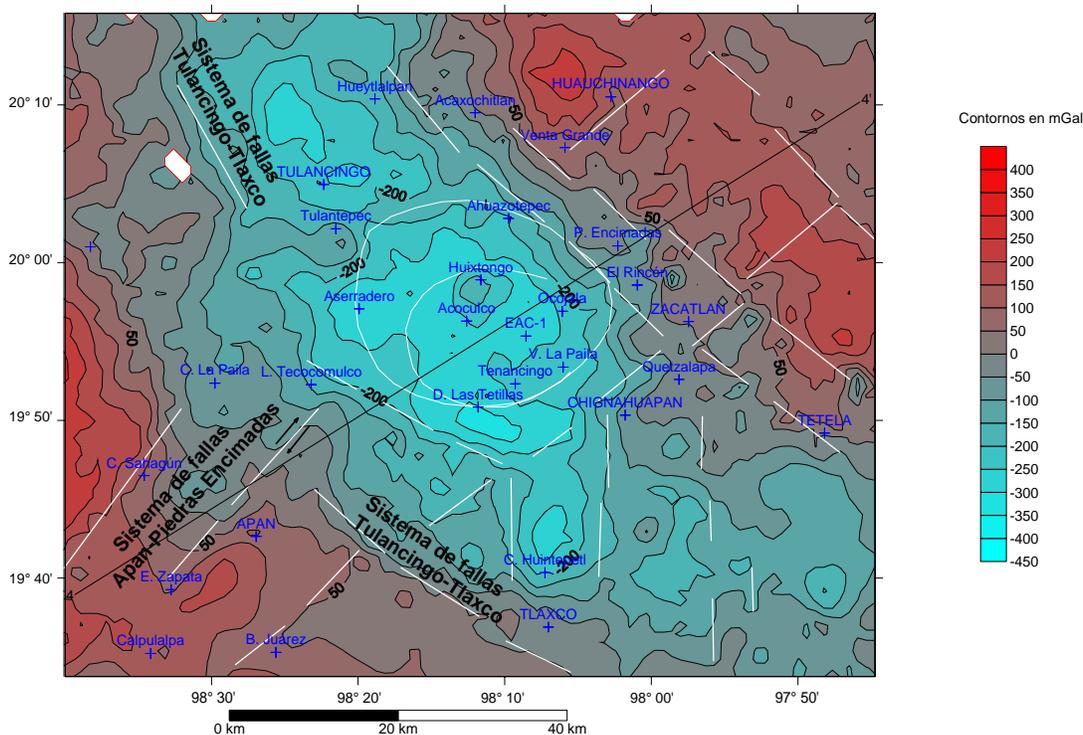


Figura 65. Lineamientos interpretados de la gravimetría de la zona Tulancingo-Tlaxco. Las líneas circulares de color negro indican la traza de las calderas y las líneas blancas los lineamientos interpretados a partir de la presencia de gradientes abruptos.

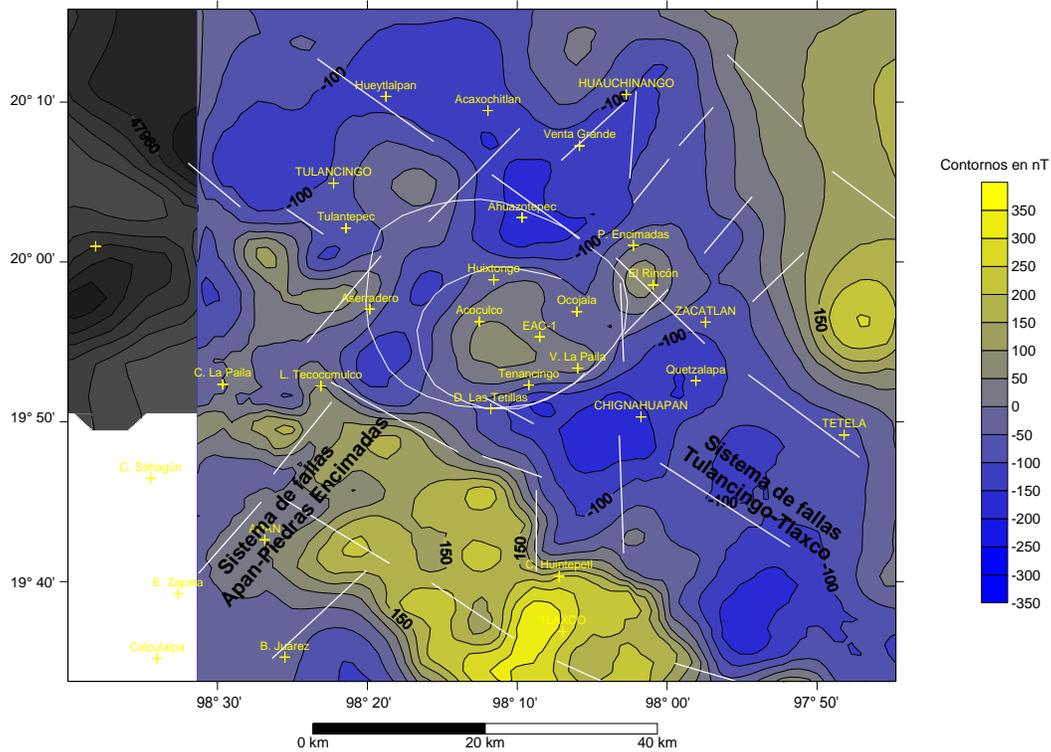


Figura 66. Lineamientos interpretados a partir de la magnetometría de la zona Tulancingo-Tlaxco. Las líneas circulares de color negro indican la traza de las calderas y las líneas blancas los lineamientos interpretados a partir de la presencia de gradientes abruptos.

Al norte de la zona N del estudio, sur del estado de Hidalgo, se han observado grandes fallas de dirección NNW relacionadas probablemente con el mismo evento tectónico, con desplazamientos muy importantes cercanos a los 2,000 m (Cantagrel y Robin, 1979) y que no afectan a las rocas del Plioceno (Morales y Garduño, 1984; Ferrari, et al., 2005). Finalmente, en la zona minera de Pachuca el sistema de fallas predominante tiene una dirección NW-SE, el cual permaneció activo durante la evolución de la Sierra de Pachuca, y en el que las principales vetas presentan la misma orientación (Geyne et al., 1963). Estas estructuras se debieron a esfuerzos de tensión que dieron lugar a fallas normales con desplazamientos de 200-300 m, con un sistema de fracturas subordinado de dirección NE-SW (Geyne et al., 1963). Al final de la mineralización se generaron fracturas N-S y el sistema NW-SE se reactivó esencialmente con desplazamientos horizontales hasta de 100 m (Geyne et al., 1963).

Por su orientación y el alineamiento de estructuras volcánicas en la misma dirección, este sistema de fallas podría confirmar la existencia de una etapa de distensión en el Mioceno Medio acompañada del emplazamiento de vulcanismo y sería la continuación hacia el sur del sistema de Sierras y Cuencas, como lo sugieren algunos autores (Pasquaré et al, 1991; Henry y Aranda, 1992; Suter et al., 1995; Alaniz et al. 1998; Aguirre-Díaz y Labarte-Hernández, 2003; Aguirre-Díaz et al., 2005; Aguirre-Díaz et al., 2006).

Partiendo de los datos expuestos anteriormente, en la zona de estudio el sistema de fallas NW-SE se observa interrumpido por lineamientos y fallas en dirección NE-SW. En las configuraciones de geofísica se muestra esta relación (Figs. 7.2 y 7.3) y lo mismo en los lineamientos formados por centros eruptivos en la imagen sombreada (Fig. 7.1).

Existen dos conjuntos de lineamientos de volcanes de dirección NE (Fig. 7.1). Los más erosionados tienen una dirección que varía entre $N30^{\circ}$ - 35° E, en tanto que los que por su morfología aparentan ser más recientes tienen dirección $N50^{\circ}$ - 60° E. De estos últimos se cuenta con una edad K-Ar de 0.9 Ma (Tabla 3.1). La existencia de vulcanismo con esta dirección aparentemente controlado por sistemas estructurales con una dirección similar, sugiere un segundo episodio de extensión que ocurrió entre 1.8 y 0.24 Ma y que podría estar aún activo. Esta pequeña diferencia en la orientación de los alineamientos de volcanes podría estar relacionada con cambios en la dirección de los esfuerzos, posiblemente debido a reajustes del ángulo de subducción o en la dirección de convergencia, como lo sugieren Aguirre-Díaz et al. (2006) para otros sectores de la FVTM con vulcanismo similar tanto en edad como en estilo volcánico y composición.

En la zona SE de la caldera de Acoculco, al N de Tlaxco (Fig. 63), se observaron dos volcanes tipo escudo alineados N-S, cuya edad es de 1.3 Ma (Tabla 1). En la configuración de la gravimetría (Fig. 64), la zona donde se emplazaron estos volcanes corresponde a una región de baja densidad limitada por altos gradientes de dirección N-S. Esto indica un control estructural con esta dirección. Este sistema fue también descrito en el distrito minero de Pachuca y corresponde al evento de deformación más reciente de esa zona (Geyne et al., 1963).

7.2.2. Interpretación local

A escala local, en el área comprendida dentro de las estructuras caldéricas, el único rasgo estructural claramente visible en las imágenes de relieve sombreado y en las fotografías aéreas, es un conjunto de fallas normales de dirección E-W que se encuentra al W del poblado de Acoculco (Fig. 3.). Este sistema corresponde a un sistema escalonado que culmina en un graben apical relacionado con un evento de resurgencia de la caldera Acoculco. En el graben apical es posible observar la base de la ignimbrita Acoculco, por lo que la resurgencia causó desplazamientos importantes en las fallas asociadas al domo estructural.

El resto de las estructuras observadas en el terreno en la zona intra-caldérica son principalmente fracturas cuyos rumbos fueron registrados en estaciones estructurales. En la zona N se encuentran pliegues y pequeñas cabalgaduras en los sedimentos lacustres intra-caldéricos (Figs. 66 y 67). Ambos, fracturamientos y pliegues están relacionados con el evento de resurgencia.



Figura 67. Cabalgaduras observadas en los sedimentos lacustres en el borde norte de la caldera de Acoculco.



Figura 68. Sedimentos plegados ubicados al noreste del graben apical en el poblado de Acozulco.

A partir de la interpretación de diagramas de planos de fractura que resultaron al graficar las fracturas de cada estación (Fig. 68) se deduce que en esta zona existen tres sistemas de fracturas principales con direcciones NW-SE, NE-SW y N-S. Estas orientaciones pueden interpretarse como resultado de un fracturamiento con arreglo radial al combarse el área afectada por el domo estructural resurgente. Aunque no puede descartarse la influencia de los tres sistemas de lineamientos regionales identificados a partir de los datos geofísicos y por los alineamientos de volcanes que ya se mencionaron. La primera interpretación, es decir la relación con el domo estructural, explicaría además el hecho de que en el sector W, donde se encuentra el graben apical, aparece un cuarto sistema con dirección E-W que no se observa en los sistemas regionales.

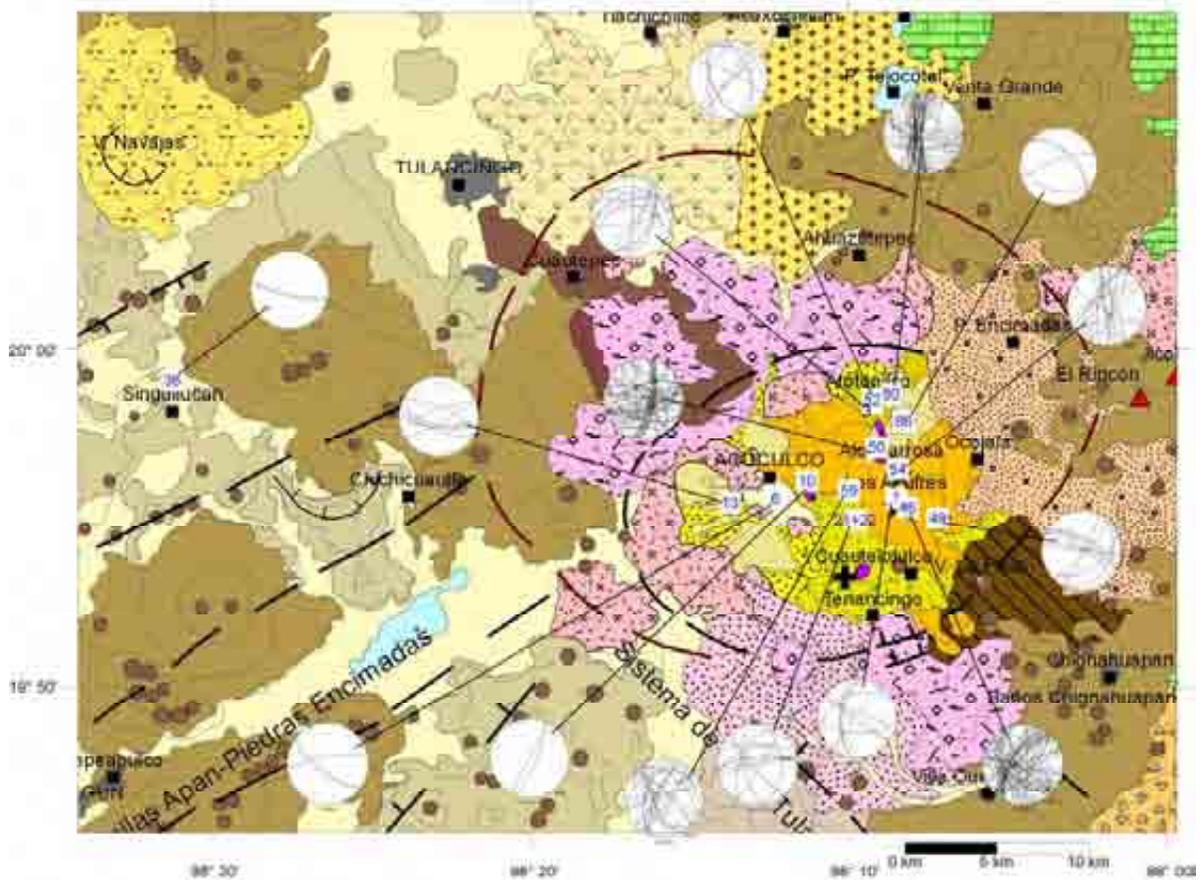


Figura 69. Planos de fractura al interior de la Caldera de Acapulco (para la simbología de la litología consultar Figura 3).

Las diferencias estructurales observadas entre la zona W de la caldera de Acapulco con respecto al resto del área estudiada se pueden deber a dos factores. 1) Las fracturas medidas en las estaciones 13 y 6 (zona W) se realizaron en unidades más recientes y por lo tanto registraron un menor número de etapas de deformación. 2) Porque en esta zona la deformación está íntimamente ligada a los esfuerzos que se generaron durante la etapa de resurgencia que se concentró al W del poblado de Acapulco y se manifiesta por la presencia de fallas con dirección E-W. En este caso la dirección de σ_3 sería N-S. Para el resto del área, y considerando que las fracturas pertenecen a un sistema conjugado, en general el σ_3 tendría una dirección NW-SE a excepción de la zona del pozo EAC-1 (sector SW) en donde a grandes rasgos σ_3 tendría una dirección NE-SW.

De lo anterior se puede deducir lo siguiente para el interior de la caldera: 1) En el sector SE el sistema de fracturamiento con dirección NW sería el de mayor importancia, y por lo tanto el sistema regional NW-SE seguramente influyó en su desarrollo. 2) En el resto del área que queda comprendida en del colapso de la caldera de Acoculco, incluyendo el graben apical, los sistemas de fracturamiento suceden en todas direcciones, aunque predominan los orientados E-W, NE y el NS, y por lo tanto es probable que esten relacionados con la resurgencia de la caldera Acoculco. 3) En la zona N dentro de la caldera, donde se observan los pliegues y cabalgaduras en la secuencia lacustre, se considera que estas estructuras se asocian también con los esfuerzos de compresión debidos al mismo fenómeno de resurgencia que se localizó al sur en la zona de Acoculco. La dirección de las cabalgaduras varía de N20°- 47°E.

Los sedimentos lacustres se acumularon del centro hacia el norte. En los sitios donde afloran se midió la inclinación y la dirección de los estratos ((Fig. 69). En todos los casos los estratos se encuentran inclinados, al ubicarlos en el mapa geológico se observó que en el centro no existe un patrón regular que sugiera la existencia de un sistema de deformación bien definido, sin embargo, hacia los extremos los estratos están inclinados hacia el borde caldérico.

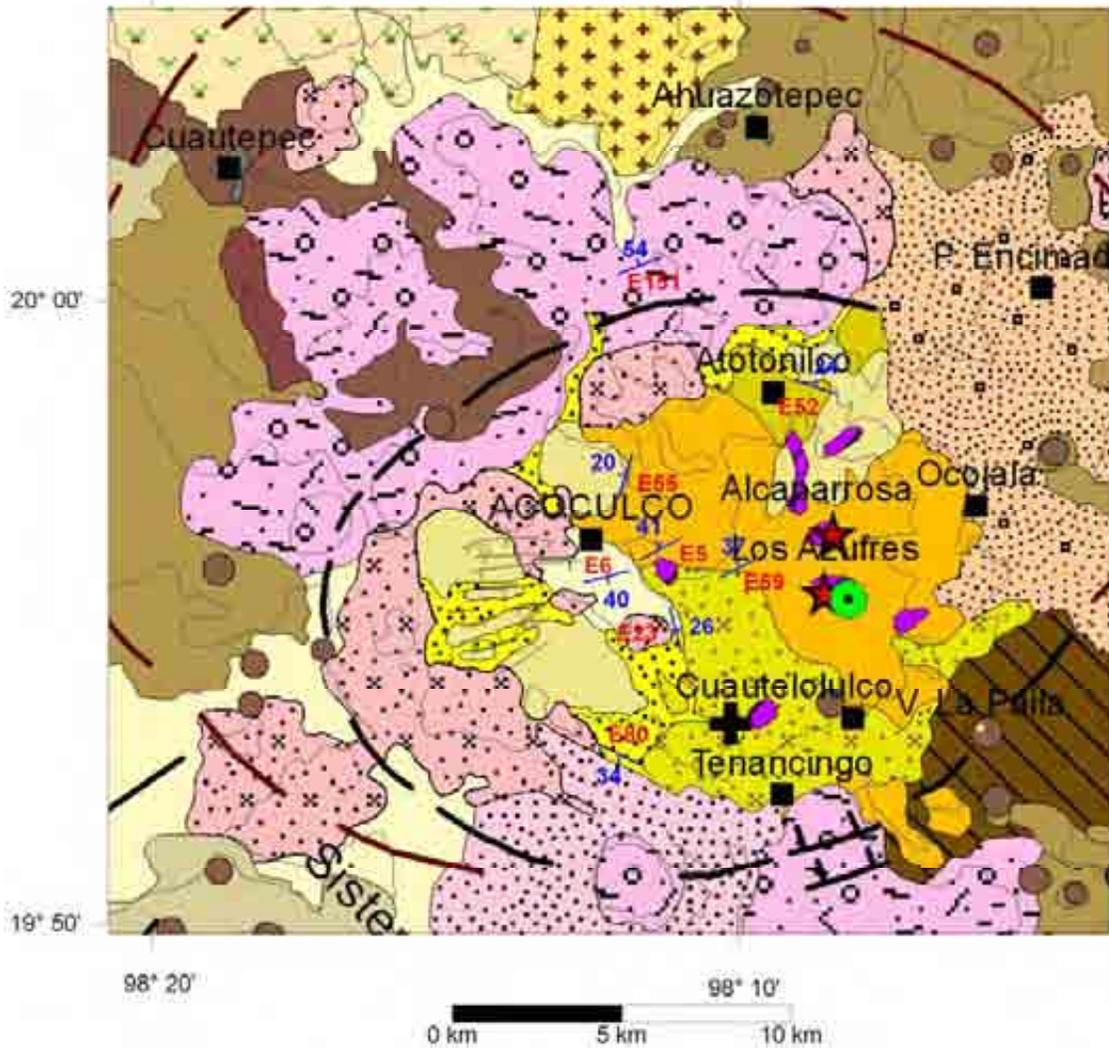


Figura 70 . Ubicación de las estaciones donde se midió la dirección e inclinación de la estratificación de los sedimentos lacustres.

8. SISTEMA HIDROTHERMAL

En su etapa terminal los grandes complejos volcánicos suelen desarrollar sistemas hidrotermales (Henley y Ellis, 1983; Sigurdsson et al., 2000). Generalmente los centros con calderas pueden durar activos por 1 Ma (Simkin et al., 1981; Decker y Decker, 1991; Sigurdsson et al., 2000), incluyendo el sistema hidrotermal. Cuando el sistema hidrotermal está aún activo frecuentemente se manifiesta de distintas maneras en la superficie, tales como manantiales calientes, fumarolas, suelos calientes, volcanes de lodo, etc. Las calderas volcánicas son los sitios ideales para el desarrollo de los sistemas hidrotermales de gran magnitud debido a los grandes volúmenes de magma que se acumulan en el subsuelo a poca profundidad (Sigurdsson et al., 2000; Gottsmann y Martí, 2008). Estos cuerpos en proceso de enfriamiento funcionan como la fuente de calor del sistema debido a las altas temperaturas existentes y los grandes volúmenes de magma almacenados en cámaras someras. Si la permeabilidad de las rocas en el subsuelo es elevada, lo mismo que la recarga de los acuíferos, se reúnen las condiciones ideales para la formación de un sistema hidrotermal.

A diferencia de lo que ocurre en otros sistemas hidrotermales asociados a calderas volcánicas, donde existen extensas zonas de manifestaciones termales activas en superficie, como los casos de Los Azufres, La Primavera o Los Humeros, en el complejo Tulancingo-Acocolco los manantiales presentan temperaturas muy bajas. Sólo dos sitios en el sector E dentro de la caldera de Acocolco, en Alcaparrosa y Los Azufres, se observa pequeño burbujeo en manantiales fríos causado por el desprendimiento de gases, algunos de ellos de carácter tóxico. Asimismo, existen extensas zonas dentro de esta estructura caldérica de Acocolco que son térmicamente inactivas pero presentan una intensa alteración hidrotermal.

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) durante un estudio de reconocimiento regional identificó a esta zona como un sitio de interés geotérmico por su asociación con un centro volcánico de gran talla (Romero y Hernández, 1981). Posteriormente, en un estudio de recolección de aguas y gases a nivel nacional, Polak et al. (1982) registraron valores altos de $3\text{He}/4\text{He}$ que sugieren influencia magmática, confirmando el potencial geotérmico

del área. En 1994 La CFE perforó el primer pozo exploratorio (EAC-1) a 2000 m de profundidad donde se midieron temperaturas superiores a los 307 °C.

En secciones anteriores se describieron las características tanto geológicas como estructurales de la zona, que permiten ubicar el contexto en el que se aloja el sistema hidrotermal. A continuación se presentan los resultados de los diferentes estudios geofísicos, geológicos, petrográficos, de inclusiones fluidas, etc., enfocados exclusivamente a definir las características del sistema hidrotermal activo, es decir como funcionó éste en el pasado y cuáles son sus condiciones actuales.

8.1. Fuente de calor del sistema

La presencia de zonas de alteración hidrotermal, el desprendimiento de gases y existencia de manantiales termales en los alrededores del complejo volcánico, fueron evidencias iniciales para inferir la presencia de una sistema hidrotermal activo en la zona. Posteriormente los resultados de los estudios mencionados en los capítulos anteriores confirmaron la existencia de productos volcánicos asociados al complejo pleistocénico de Acoculco de grandes dimensiones con una historia evolutiva prolongada que aparentemente provienen de una cámara magmática emplazada a poca profundidad ya que sus productos diferenciados indican un tiempo de estadía dentro de la corteza que permitió el proceso de acumulación de magma y la posterior diferenciación de sus productos. La edad de las emisiones volcánicas más recientes (0.24 Ma) sugieren que la cámara magmática de Acoculco aún podría encontrarse en enfriamiento y funcionar como la fuente de calor de este sistema hidrotermal activo (García-Estrada, et al.,2002). Los 307°C registrados en el pozo perforado por la CFE a 2000 m de profundidad confirman que en efecto existe a una fuente de calor activa a nivel profundo.

No se descarta la generación de un sistema hidrotermal más antiguo asociado al vulcanismo de Tulancingo, sin embargo, el objetivo de este estudio se centra en el estudio del sistema activo relacionado con Acoculco.

8.2. Origen de la permeabilidad

La permeabilidad en los sistemas hidrotermales es muy importante porque de ella depende el tipo de sistema que se desarrollará. La permeabilidad puede ser primaria,

derivada de la génesis de los materiales que se acumularon en la zona o secundaria por efecto de la deformación de las rocas y/o por procesos químicos que generen disolución. La permeabilidad en las rocas permitirá a los fluidos hidrotermales desplazarse a través en las rocas para extraer calor de las zonas de alta temperatura y junto con minerales disueltos transportarlo hacia la superficie.

En Acoculco los sistemas regionales de fallas NW-SE y NE-SW constituyeron en el pasado las principales zonas permeables a través de los cuales los fluidos se desplazaron. Estudios realizados en el distrito minero de Pachuca-Real del Monte, localizado al NW del complejo volcánico de Tulancingo-Acoculco, confirman la presencia de estos sistemas estructurales (Segerstrom, 1961; Geyne et al., 1963). Según estos estudios la mineralización ocurrió a través de vetas con ambas direcciones durante el Plioceno (Geyne et al., 1963).

En la actualidad la permeabilidad en Acoculco es muy escasa, al menos en la zona donde se perforó el pozo exploratorio EAC-1, debido a que las zonas permeables fueron selladas por los minerales disueltos en los fluidos hidrotermales a través del tiempo que ha funcionado el sistema hidrotermal. Asimismo, las fallas locales de dirección E-W del graben apical, generadas por el evento resurgente dentro de la caldera de Acoculco, aparentemente son de poca penetración ya que las fallas no tiene sobre sus trazas depositación de minerales que prueben su conexión con algún sistema hidrotermal profundo. Estas características sumadas a la ausencia de fallamientos de origen magmático o tectónico recientes que reactiven las estructuras antiguas, han dado lugar a la baja permeabilidad del medio. En la actualidad solo se observa escasa circulación de fluidos a través de los pocos y delgados conductos que aún se mantienen abiertos. Este comportamiento es diferente si se compara con lo que ocurre en otros campos geotérmicos en México, en los que las deformaciones causadas por la actividad tectónica y magmática recientes ha mantenido las fallas y fracturas abiertas, lo que permite una alta permeabilidad vertical, tal como ocurre en los campos geotérmicos de La Primavera y Los Azufres (López-Hernández, 1988, 1991, 1994) o en las islas Filipinas (Reyes, 1990).

En el contexto regional existe otra fuente de permeabilidad que podría favorecer el desplazamiento de los fluidos hidrotermales y es la presencia de una red de canales de disolución que se produce en las rocas calcáreas a causa de la circulación del agua subterránea. Esta parece ser la vía que permite el movimiento de fluidos calientes desde un

yacimiento profundo de baja permeabilidad en el área de Acoculco hasta su descarga en las calizas cavernosas del manantial termal de Chignahuapan, localizado 19 km hacia el SE (Fig. 3).

8.2. Exploración geofísica

Entre los estudios geofísicos realizados en el campo geotérmico de Acoculco se incluyen, prospecciones gravimétricas y magnéticas (ya antes descritas), y con objetivo de definir las características del sistema hidrotermal se analizarán los estudios de resistividad con corriente continua (sondeos Schlumberger), y sondeos magnetoteléuticos. Estos últimos estudios se describen brevemente a continuación.

8.2.1. Resistividad eléctrica

Las medidas de resistividad son sensibles a las bajas resistividades eléctricas que se producen debido a aguas salinas de alta temperatura así como a la de rocas cercanas a la superficie alteradas hidrotermalmente, por los fluidos ácidos que producen los depósitos argilíticos (Dobrin y Savit, 1988). Para estudiar la distribución de este parámetro, como parte de la campaña de estudios de geofísica, se hicieron 61 sondeos eléctricos verticales que cubren un área aproximada de 5000 km². La distribución de los sondeos tiene una densidad promedio de 2 sondeos eléctricos verticales por cada km² (Palma-Guzmán, 1987, 1995). Se hizo un modelado unidimensional por capas, así como una inversión suavizada de Occam, lo que permitió delinear el patrón de estructuras hasta una profundidad de 400 m. La limitada penetración del estudio se debe a la presencia de anomalías de baja resistividad que alcanzan la superficie del suelo cubriendo casi completamente toda el área de estudio, exceptuando un pequeño sector de alta resistividad ubicado hacia el NW (Fig. 70)

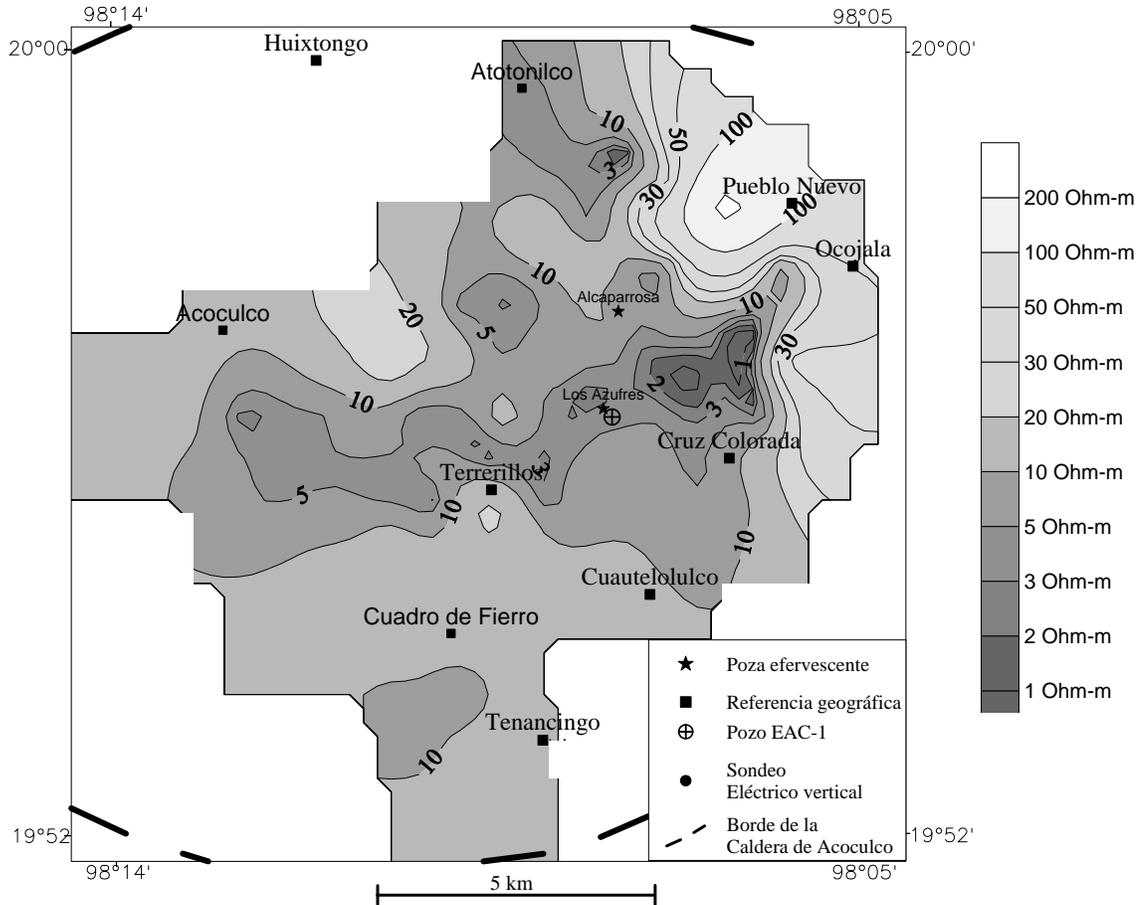


Figura 71. Distribución de la resistividad aparente (sondeos Schlumberger) con $A/B2 = 750 \text{ m}$ en el área de la caldera de Acoculco. Contornos en Ohm-m. Las áreas más oscuras indican valores bajos de resistividad.

La anomalía de baja resistividad se relaciona con la presencia de rocas argilitizadas que se encuentran tanto en la superficie como en el pozo EAC-1. Como puede observarse, los contornos de resistividad aparente inferior a 10 Ohm-m se extienden desde Acoculco hasta Cruz Colorada. Los contornos de resistividad aparente tienen una tendencia dominante NW-SE, con rasgos locales NE-SW correspondientes a los rasgos estructurales mencionados con anterioridad.

Con objeto de estudiar la estructura de la caldera de Acoculco a mayor profundidad se realizaron 63 sondeos magnetoteléuricos que cubrieron un área de 2200 km². (Departamento de Exploración CFE, 2000). Los datos fueron interpretados por medio de una inversión de Bostick del modo TE (Bostick, 1977). Los resultados indican que el área geotérmica se localiza en una zona de alta densidad relativa que alcanza valores superiores a 100 Ohm-m

en el área del pozo EAC-1 (Fig. 71). Se considera que este efecto es causado por una elevada depositación de minerales hidrotermales cerca del sitio de la perforación o causado por un levantamiento tectónico del basamento granítico dentro de los límites del borde caldérico de Acoculco.

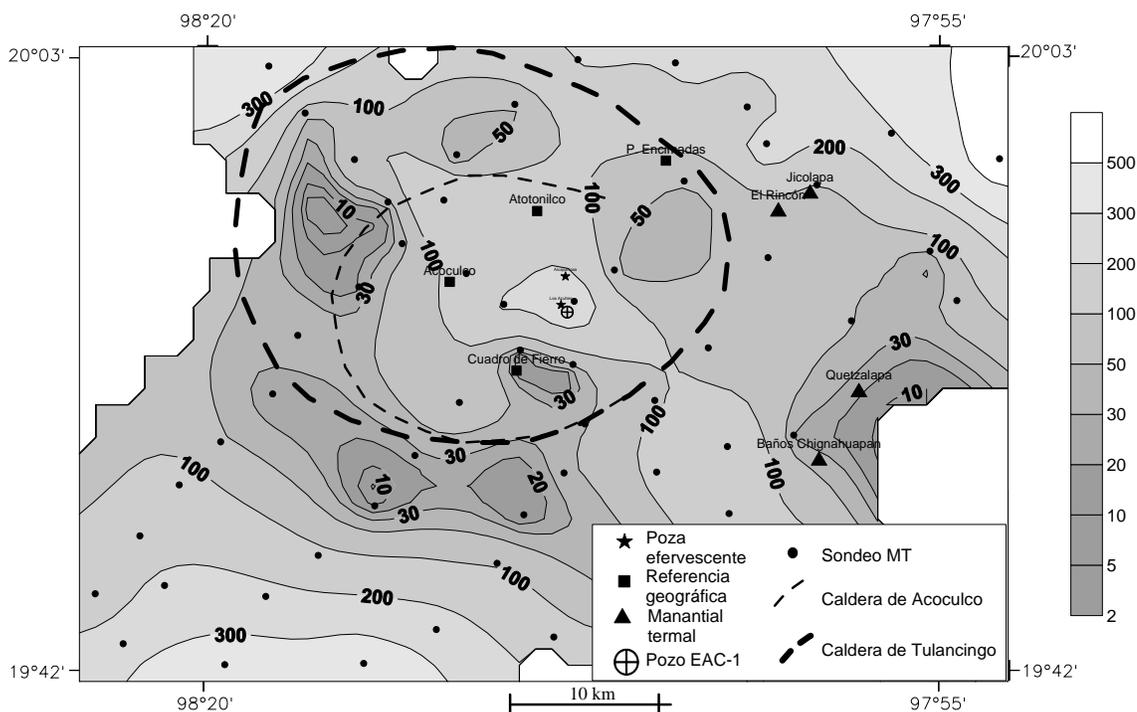


Figura 72. Distribución de resistividades aparentes en la caldera de Acoculco basado en el método magnetotelúrico (MT) a 5 sec. Contornos en Ohm-m.

Este estudio permitió identificar lineamientos estructurales a profundidades superiores a 1000 m por debajo del nivel del terreno (Fig. 71). Los contornos de resistividad aparente muestran una tendencia NW-SE asociada con las estructuras principales ya mencionadas, así como el de pequeños efectos locales con dirección NE-SW que pueden estar relacionados a las estructuras más locales con tendencias NE.

8.3. Manifestaciones termales superficiales

El sistema hidrotermal activo de Acoculco se ubica en una región de alto relieve en la que se han acumulado los productos volcánicos de las calderas de Tulancingo y Acoculco, lo que ha dado lugar a una prominencia topográfica de 800 m por encima de los valles

circundantes. Un hecho singular señalado desde el inicio de la exploración geotérmica, fue la presencia de grandes zonas inactivas de alteración hidrotermal y la ausencia de manantiales termales en la superficie.

En Los Azufres y Alcaparrosa, en el sector E dentro de la caldera de Acoculco (Fig. 3 y 72), se encuentran pozas frías burbujeantes en las que se produce la emisión difusa de CO₂ y H₂S (Polak et al., 1982). Estas pozas se encuentran asociadas con zonas de alteración argilítica (. En ellas las temperaturas medidas de 14° y 20°C respectivamente son ligeramente mayores a los 12°C esperados para la cota de 2800 msnm en que se encuentran los manantiales. Las temperaturas medidas no constituyen una evidencia clara de las altas temperaturas que se observaron incluso a profundidades someras en el pozo EAC-1.



Figura 73 . Zona de desprendimiento de gases en Alcaparrosa.

En los dos sitios mencionados el agua de lluvia se acumula en pequeñas depresiones de poca profundidad gracias a la existencia de una cubierta impermeable de arcillas. Cuando

tales acumulaciones se producen sobre los conductos de emisión de gas el agua se hace muy ácida (con pH tan bajo como 2.4) y se produce una efervescencia vigorosa. En la poza Alcaparrosa los depósitos dacíticos y piroclásticos han sido intensamente alterados para formar arcillas blancas que durante algunas épocas han sido explotadas como caolín. Vegetación moribunda y animales muertos son encontrados frecuentemente en ambos sitios (De la Cruz y Castillo, 1986; Castillo, 1986). En la localidad denominada Cuadro de Fierro se encuentra otra zona hidrotermal inactiva, constituida por depósitos de óxidos de hierro que han formado una gruesa capa rojiza sin que exista una emisión de gas perceptible. Por otra parte, en Los Azufres, donde fue perforado el pozo exploratorio EAC-1 existe desprendimiento de ácido sulfhídrico, tan intenso que durante la perforación muchos trabajadores presentaron síntomas de aturdimiento, así como de problemas respiratorios causados por los gases emitidos por el pozo.

Las características físicas de los manantiales dentro de la caldera de Aocolco, así como su comportamiento muestran similitudes con los de algunos sistemas hidrotermales en las Filipinas (López-Hernández y Castillo, 1997), en donde los manantiales fríos asociados con la emisión difusa de gases son denominados “kaipohans” y se los considera como indicios de un alto potencial geotérmico (Bogie et al., 1987).

Fuera del complejo volcánico se encuentran varios manantiales termales con temperaturas moderadas. Por ejemplo, en los Baños de Chignahuapan y en Quetzalapa, existen manantiales calientes localizados a 19 km al SE de la poza de Los Azufres. Esos manantiales termales tienen temperaturas de 49° y 39°C, respectivamente (Fig. 73). También existen manantiales termales en Jicolapa (30°C) y en El Rincón (30°C), ubicados a 15 km al NE de la poza de Los Azufres, cerca del centro eruptivo de Piedras Encimadas (Fig. 2.1). El gasto de agua tanto en Chignahuapan como en Jicolapa es muy elevado, probablemente mayor a 20 litros/segundo. Esto se debe a que ambos se relacionan con un importante sistema de agua subterránea, el cual formó grandes cavernas y canales dentro de la secuencia sedimentaria calcárea de la Sierra Madre Oriental.



Figura 74 . Zona de manantiales calientes en los Baños de Chignahuapan. El agua que brota de las paredes de las construcciones corresponde a la descarga de los manantiales.

A 2km al NW de los Baños de Chignahuapan se encuentran depósitos de travertino en forma de terrazas que representan una zona fósil de manantiales, su presencia indica que en el pasado el foco de actividad hidrotermal se desplazó hacia el SE.

8.3.1. Geoquímica de fluidos

Tres tipos contrastantes de agua se han encontrado en el complejo formado por las calderas de Tulancingo y Acozulco, de acuerdo con los análisis químicos de muestras tomadas en los manantiales (Fig.74a). La primera de ellas es de tipo sulfatada ácida y corresponde a los manantiales fríos de Alcaparrosa y los Azufres, producida por la percolación de gases provenientes del subsuelo hacia los acuíferos agrícolas colgados. El segundo tipo de agua es de composición bicarbonatada y corresponde a los manantiales termales de Chignahuapan y Quetzalapa, ambos localizados fuera del complejo caldérico Tulancingo-Acozulco. El tercer tipo es agua de composición sódico-bicarbonatada que proviene de algunos manantiales del norte en la periferia del complejo caldérico y de dos pozas en Los Azufres y Agua Salada. Esta última ubicada 4.1 km al NNE de Alcaparrosa. Los manantiales termales de Chignahuapan tienen concentraciones anómalas de cloruros y boro (Tabla 3).

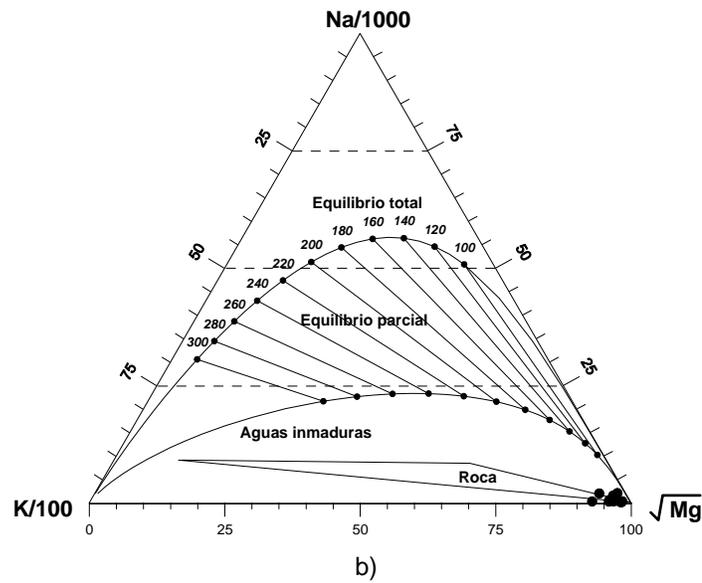
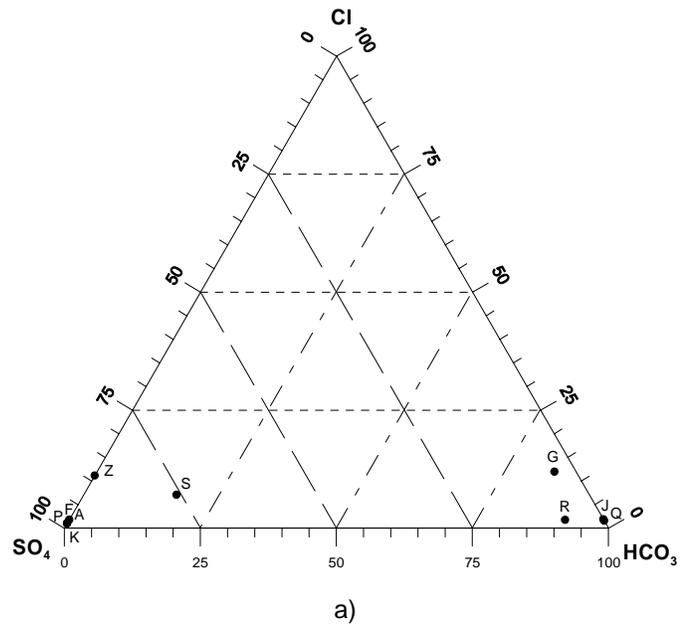


Figura 75. Composición química de muestras de agua superficial de la caldera de Acochulco. (a) Cl, SO₄, HCO₃. (b) Na, K, Mg. La línea de equilibrio total y la y el área de aguas inmaduras son de Giggenbach (1988). Ver Tabla 8.1 para más detalles.

Tabla 3. Composición química de muestras de agua del área de Tulancingo-Acocolco y de Filipinas. Todos los componentes están dados en mg/kg.

Localidad	Muestra	Fecha Muestreo	Temp (°C)	pH	Na	K	Ca	Mg	B	Cl	Li	SO ₄	SiO ₂	HCO ₃	Reportado por
Quetzalapa*	Q	18/06/1986	12	6.9	157.1	10.5	193.2	47.8	0.74	23.5	0.149	nd	53.6	1479	a
El Rincón 7*	R	19/06/1986	32	6.6	12.8	12.7	143.4	9.58	0.09	9.8	0.1	40	67.2	514	a
Cuadro Fierro 9*	F	20/06/1986	23	4.3	42.3	13.6	144.6	87.2	1.48	13.7	0.1	1245	32.5	nd	a
Alcaparrosa 17*	A	24/06/1986	15	2.4	13.7	9.5	36.4	9.2	12.6	13.7	0.1	1271	63.8	nd	a
Los Azufres 21*	Z	25/06/1986	25	6.4	123.8	28.4	99.8	29.8	167	37.2	0.1	297	31.3	nd	a
Los Azufres 22*	S	25/06/1986	25	6.8	17.7	30.1	64.4	15.8	36.6	19.6	0.1	211	36.8	47.5	a
Chignahuapan 33*	G	02/07/1986	49	7.3	95.4	14.4	173.2	30.5	3.2	118	0.372	39	24.3	831	a
Jicolapa 34*	J	03/07/1986	32	6.9	31.4	15.9	229.8	17.1	1.2	17.6	0.1	nd	66.9	924	a
Kaipohan 5**	K	08/08/1980	23	1.94	5.64	4.14	17	5.6	nd	12.1	nd	1280	92.2	nil	b
Kaipohan 3**	P	10/01/1982	"cold"	2.71	7.74	4.6	6.77	5.71	0.19	15.6	nd	854	89		b

* Acocolco **Filipinas nd = no detectado a = Tello-Hinojosa (1994) b = Ruaya (1980, citado en Bogie et al. (1987))

El diagrama triangular Na-K-Mg (Fig. 74b) muestra la presencia de aguas inmaduras que no han alcanzado el equilibrio con la roca huésped. Las aguas sulfatadas ácidas pertenecen a descarga de fluidos que se encuentran lejos del equilibrio. Por otra parte, las aguas cálcicas bicarbonatadas normalmente están asociadas con sistemas de aguas subterráneas someras y jóvenes, en comparación con las salmueras geotérmicas, que suelen ser del tipo clorurado (Ellis y Mahon, 1977). No obstante, el contenido anómalo de cloruros y boro en los manantiales de Chignahuapan sugieren la existencia de una componente pequeña de agua de circulación profunda. El índice de saturación con respecto a la calcita en los manantiales de Quetzalapa, Chignahuapan y Jicolapa es de 0.61, 1.14 y 0.70, respectivamente, lo que indica que tales aguas están saturadas debido a su circulación a través de rocas carbonatadas (Ellis, 1959). La temperatura de descarga fue utilizada para realizar el cálculo del índice.

Elementos traza tales como As³⁺, Hg²⁺, Cu²⁺, Cd²⁺, Fe²⁺, Pb²⁺ y Mn²⁺ fueron analizados como parte de un estudio para detectar los niveles de contaminación de los acuíferos antes de la explotación (Quinto et al., 1995). Se encontraron valores por encima de la norma únicamente en Los Azufres y Alcaparrosa. Las altas concentraciones se deben en parte al carácter ácido del agua y posiblemente a su origen profundo.

Aunque aún no se discute en detalle la concentración de isótopos estables, es interesante mencionar que la mayoría de las muestras se sitúan cerca de la línea meteórica en el diagrama de δD‰ contra δ¹⁸O‰ (Fig. 75), sin importar el tipo químico del agua ni su

ubicación. La muestra de Los Azufres es la única que indica un enriquecimiento isotópico de oxígeno, pero lo más probable es que éste sea debido a la evaporación en la superficie, lo que es común para este tipo de pozas someras.

8.3.2. Composición de gases

Los análisis hechos en muestras de gases fríos muestran que el CO₂ es el gas más abundante, el cual varía su concentración desde 930.6 hasta 986.1 mmol/mol, seguido por el sulfhídrico (Tabla 4). Helio y metano se encuentran en grandes cantidades y el hidrógeno en pequeñas concentraciones. La concentración relativamente alta de metano puede ser producida por la descomposición de material bituminoso proveniente e los sedimentos calcáreos.

El origen del gas puede deducirse al graficar los contenidos relativos de N₂, He y Ar en un diagrama triangular (Fig. 76). La muestra de Alcaparrosa se sitúa cerca del vértice del helio lo que sugiere un origen cortical, el cual es corroborado por un cociente molar de 0.006-3.27, el cual es mayor que el valor atmosférico de 5.7×10^{-4} (Mazor, 1977). Los valores medidos en El Rincón, Jicolapa y Quetzalapa se ubican en la línea meteórica-cortical, lo que sugiere que los gases corticales están diluidos en agua subterránea saturada de aire. Los datos de Los Azufres se ubican cerca del vértice del argón, lo que indica la contaminación por aire antes o durante el muestreo. Como comparación, el contenido de gas de manantiales en las zonas geotérmicas de Nueva Zelanda tienen una mayor influencia magmática (Giggenbach y Lyon , 1980, citado in Bogie, et al. (1987).

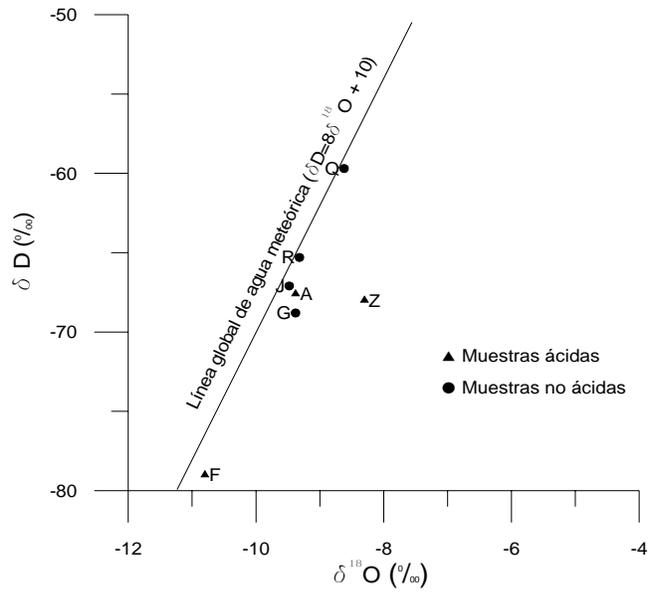


Figura 76. Contenido de O^{18} y D en muestras de agua de manantiales calientes del área de Acochulco. Ver Tabla 8.2 para más detalles.

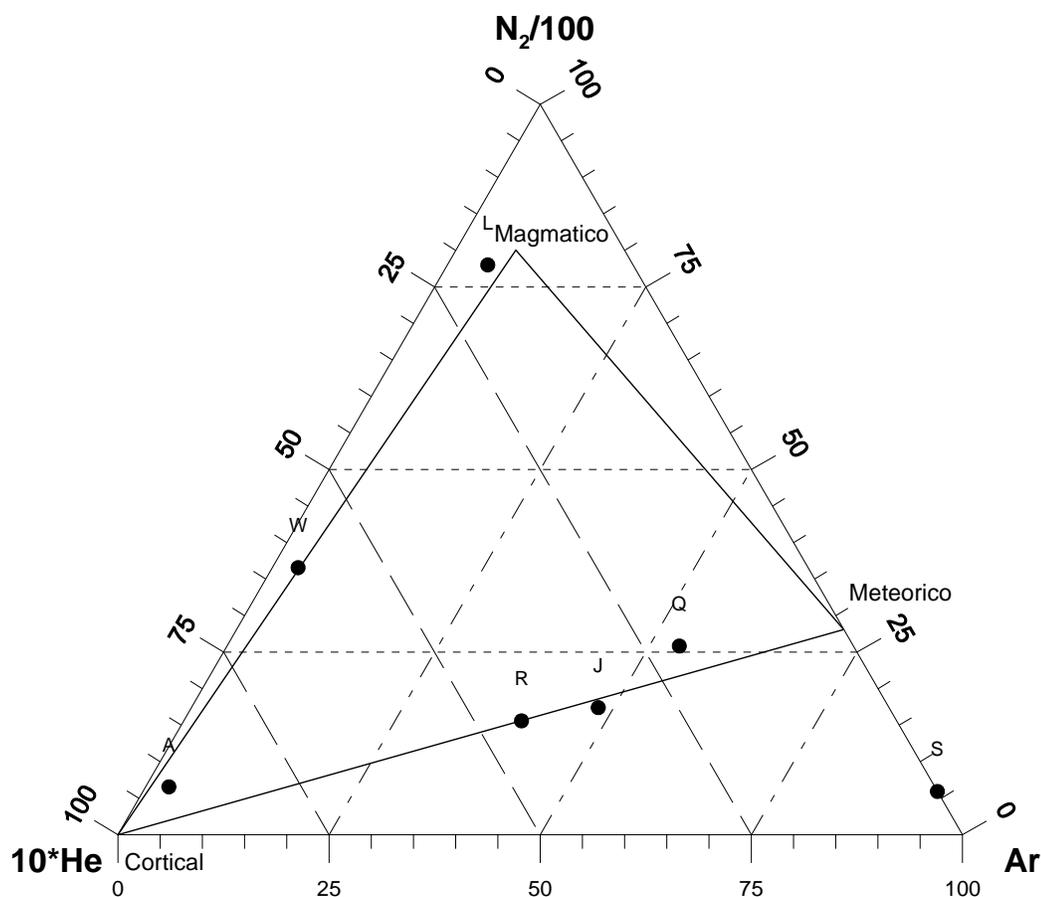


Figura 77. Contenido relativo de Ar, N₂ y He en muestras de gas en el área de Acoculco. Ver Tablas 8.1 y 8.2 para más detalles.

Tabla 4. Composición química de muestras de gas del área de Tulancingo-Acoculco y Nueva Zelanda (Giggenbach, 1980). Todos los componentes están dados en % molar de gases no condensables.

Localidad	Muestra	Fecha	CO ₂	H ₂ S	NH ₃	He	H ₂	Ar	O ₂	N ₂	CH ₄	Reportado por
Quetzalapa*	Q	18/06/1986	986.1	3.08	0.481	0.004	0.0003	0.104	0.699	5.016	4.53	a
El Rincon*	R	19/07/1986	930.6	2.36	0.665	0.175	0.0004	1.576	2.779	61.46	0.38	a
Alcaparrosa 17*	A	24/06/1986	942.4	22.33	0.038	0.135	0.0017	0.041	nd	9.77	25.31	a
Los Azufres 21*	S	25/06/1986	966.3	29.46	0.305	nd	0.0009	0.6	nd	3.78	0.166	a
Jicolapa*	J	03/07/1986	984.7	9.12	0.455	0.01	0.001	0.149	0.344	5.06	0.131	a
Pool**	L	23/05/1981	86.3	0.29	0.0008	0.00028	0.00024	0.00078	0.00081	1.27	12.1	b
Waitotara**	W	29/06/1977	71	0.2	nd	0.0018	0.0018	0.00091	nd	1.09	6.12	c

* Acoculco ** Nueva Zelanda nd = no detectado

a = Tello-Hinojosa (1994) mmol/mol

b = Sheppard (1986), citado en Bogie et al. (1987) molar % of total NCG

c = Giggenbach (1980), citado en Bogie et al. (1987)

Los altos valores del cociente $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($R/R_a = 8.5 \times 10^{-6}$), así como el exceso de Ne en las emisiones de gas de la poza Los Azufres, indican el alto potencial geotérmico para esta área en particular (Polak et al., 1982; Tello-Hinojosa, 1986).

8.4. Perforación exploratoria

El pozo vertical EAC-1 fue perforado en 1994 hasta una profundidad total de 2000 m. Su objetivo fue verificar la presencia de altas temperaturas a profundidad y estudiar las condiciones de permeabilidad en el subsuelo. Este pozo profundo fue ubicado cerca de la zona activa de emisión de gases más intensa, en torno a la poza de Los Azufres (Fig. 3). Los resultados de la perforación proporcionaron evidencias sólidas de la existencia de una zona de altas temperaturas que se asocia con la actividad post-caldérica más reciente. Se recabaron muestras de roca tanto de los recortes como de núcleos, estos últimos obtenidos a profundidades de especial interés.

8.4.1. Columna litológica

Se identificaron tres unidades litológicas principales (Fig.77). La más reciente es una secuencia volcánica de 790 m de espesor relacionada con la evolución del complejo caldérico Tulancingo-Acocolco. En el pozo EAC-1 esta unidad está formada, desde la base hacia la cima, por la riodacita Las Minas, la ignimbrita Los Azufres, la dacita Cruz Colorada y la ignimbrita Acocolco. Las dos unidades más profundas están intensamente silicificadas, lo que hace difícil identificar su textura original. Ambas unidades pueden corresponder al relleno ignimbrítico causante del colapso volcánico que dio lugar a la caldera de Tulancingo. Esta secuencia volcánica cubre el intervalo Plioceno-Cuaternario.

Las rocas volcánicas descritas antes sobreyacen a la segunda unidad, que consiste de 870 m de una secuencia de rocas metamórficas compuesta principalmente de skarn y dos zonas delgadas de mármol, una de ellas en contacto con un cuerpo intrusivo. Esta secuencia es parte de los sedimentos cretácicos de la Sierra Madre Oriental localmente metamorfizados por un granito de hornblenda, la cual es la unidad más profunda penetrada por el pozo. El granito fue encontrado desde 1660 m de profundidad hasta el fondo del pozo (2000 m).

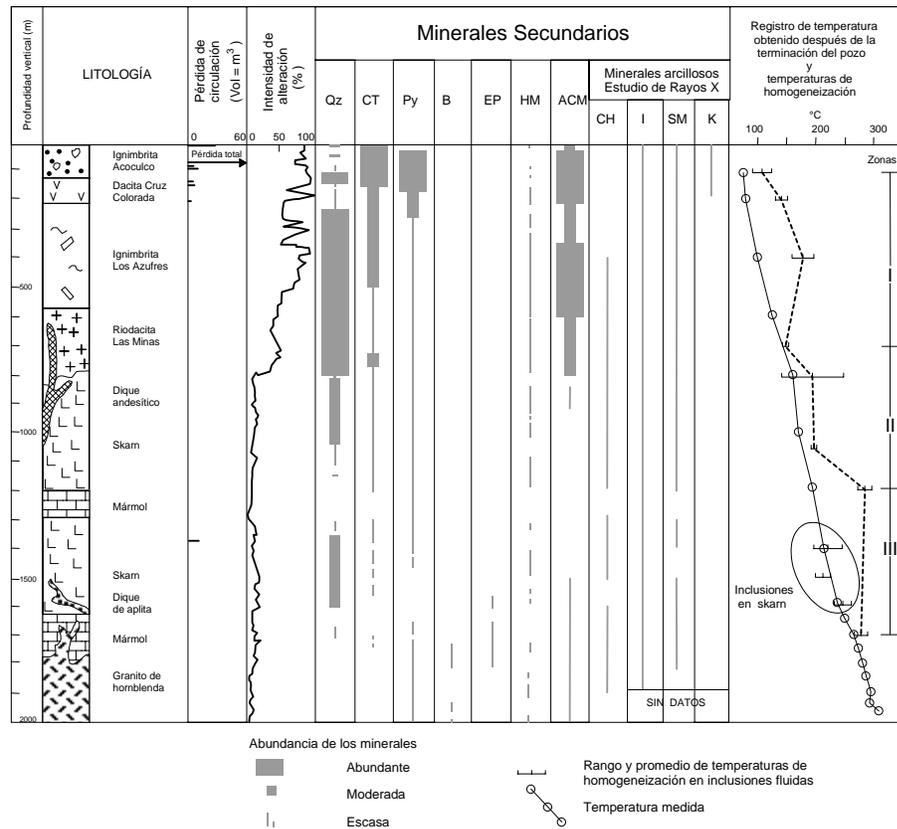


Figura 78. Datos más importantes obtenidos de la perforación del pozo EAC-1. Qz: cuarzo; CT: calcita; Py: pirita; B: biotita; EP: epidota; HM: hematita; TMA: todos los minerales arcillosos, CH: clorita; I: illita; SM: esmectita; K: caolinita.

Se encontraron diques de apilita cortando al skarn pero no intrusionan la secuencia volcánica sobreyacente, fenómeno que es interpretado como producto de la etapa final del proceso de intrusión granítica. Por otra parte, existen diques más recientes de composición andesita basáltica que intrusionan a la secuencia sedimentaria así como a la base del paquete volcánico sobreyacente. En este caso, los diques pueden estar relacionados con los flujos de lava de andesita basáltica expuestos en los alrededores, que corresponden a los eventos volcánicos más recientes en el área de estudio.

8.4.2. Datos de la perforación

Durante la perforación las pérdidas de circulación de lodo fueron escasas, todas ellas menores de 10 m³/h. Sin embargo, a 70 m de profundidad se encontró una importante zona permeable situada dentro de la ignimbrita Acoculco. El arribo de la barrena a esta zona dio lugar a una abundante emisión de gases, lo que aumentó el peligro de que se produjera el descontrol del pozo (Gama et al., 1995). Se midieron series de registros de temperatura y presión a cuatro profundidades distintas. Si se excluye a la zona permeable somera, los perfiles de temperatura muestran un incremento constante con la profundidad con un gradiente de 11°C/100 m, valor que corresponde a más de tres veces el gradiente normal en la FVTM (Polak et al. 1982). El último registro de temperatura fue tomado 288 h después de haberse detenido la perforación durante la etapa de evaluación. En éste se observa un gradiente constante de 13.8°C/m con una máxima temperatura medida de 307°C en el fondo del pozo (Fig. 77). No se hizo ningún intento por inducir el flujo del pozo EAC-1 para medir su gasto, porque la falta de permeabilidad impediría la inducción. Finalmente, se consideró que los resultados indicaban la existencia cuando menos de un régimen conductivo de transferencia de calor con alta temperatura, determinado por la baja permeabilidad de las formaciones geológicas.

8.4.3. Mineralogía hidrotermal

Los minerales de alteración fueron identificados con un microscopio óptico petrográfico en láminas delgadas de muestras de recortes y núcleos a cada 10 m de profundidad. La fracción de arcilla fue analizada por difracción de rayos X cada 100 m, desde 100 m hasta 1800 m de profundidad. Se empleó un difractómetro Siemens D 500, usando radiación de cobre filtrada. Las muestras de arcilla fueron separadas de los recortes de perforación con un baño ultrasónico. Las secciones delgadas fueron secadas a temperatura ambiente, y saturadas con etilglicol (IIE, 1995).

Las muestras de los primeros 800 m del pozo presentan los mayores índices de alteración de toda la secuencia. Los porcentajes de alteración varían desde 40% hasta 100%, particularmente en los intervalos de 0 a 200 m y de 350 a 500 m de profundidad. A mayor profundidad disminuye de forma brusca hasta niveles de 10% en los intervalos más profundos correspondientes al exoskarn y el intrusivo (Fig. 77).

Los principales minerales hidrotermales observados son cuarzo, pirita, arcillas (illita, esmectita, caolinita), zeolitas (estilbita) y óxidos de hierro (hematita). Los minerales típicos del skarn también están presentes, tales como wollastonita, granate, diopsida y epidota, además de sulfuros de cobre. Los minerales secundarios se encuentran principalmente reemplazando a los minerales primarios o rellenando poros, vetillas y oquedades.

Con base en la mineralogía hidrotermal y en la intensidad de la alteración se identificaron cuatro zonas mineralógicas. Las dos más someras están relacionadas con la actividad hidrotermal de las calderas de Tulancingo y Acoculco, en tanto que las otras dos se asocian con el skarn, el cual se formó como consecuencia de la intrusión granítica. En orden de profundidad creciente estas zonas minerales son las siguientes:

- A) En los primeros 200 m de profundidad se encuentra una zona somera de alteración argilítica ácida, caracterizada por caolinita + pirita + ópalo.
- B) Entre 165 y 780 m de profundidad se encuentra una zona con alta intensidad de alteración conformada por minerales pH neutros esmectita + illita + cuarzo + calcita.
- C) Entre 780 y 1660 m de profundidad. Existe una zona de skarn calcáreo compuesto por wollastonita + granate + diopsida. Esta asociación mineral es típica en condiciones elevadas de P y T (Lentz, 1998).
- D) Una zona mineralógica retrógrada de skarn en la que se presenta cuarzo + epidota + calcita + clorita + pirita, junto con sulfuros de cobre representados por la asociación calcopirita, bornita, idaita, asociada con arsenopirita y marcasita. Esta mineralogía está típicamente controlada por fallas y se sobrepone a la secuencia de progradación del skarn.

El cuarzo se observó a todo lo largo de la columna litológica, con los mayores porcentajes en los intervalos de 100 a 130 m y de 220 a 800 m de profundidad. La sílice coloidal aparece en la ignimbrita Acoculco. Se observa también una intensa silicificación (zona hidrotermal B) en la Ignimbrita Los Azufres (Tlachaloya) y en la riodacita Las Minas. Mucho del sílice se deriva de la alteración de la matriz de la roca. En la tercera zona hidrotermal (secuencia del skarn), el cuarzo se observa rellenando vetas asociado con wollastonita y calcita. En el cuerpo granítico el cuarzo secundario se presenta como vetillas.

La calcita aparece principalmente en los primeros 800 m de profundidad (Fig. 3), en las zonas hidrotermales A y B, afectando a la secuencia volcánica. Se le encuentra reemplazando a las plagioclasas y llenando poros y vetillas. Alcanza un máximo de 60% a 550 m de profundidad y disminuye gradualmente hasta que desaparece por debajo de 1500 m de profundidad. En el skarn la calcita es escasa y aparece como vetillas.

La pirita es el sulfuro más abundante. En general, aparece en la paragénesis cuarzo + calcita + pirita. La concentración más alta se observa desde 20 hasta 280 m de profundidad, con un máximo de 25%. A partir de esa profundidad hacia el fondo su abundancia disminuye. En el intrusivo granítico aparece diseminado y rellenando oquedades.

Las zeolitas del grupo de la estilbita aparecen en forma errática a profundidades someras en la ignimbrita Acoculco, asociada con la alteración de vidrio ácido. La clorita es el mineral menos abundante y aparece a 400 m de profundidad. También se le encuentra en porcentajes pequeños en intervalos de profundidad aislados hasta el fondo del pozo EAC-1 (Fig. 77).

La adularia, un mineral asociado con zonas permeables (Browne y Ellis, 1970), está ausente en toda la secuencia exceptuando un dique de aplita cerca del contacto entre la secuencia sedimentaria marina y la intrusión granítica. Esta ocurrencia aislada es una consecuencia de la baja permeabilidad general del sistema hidrotermal activo.

La hematita fue observada a todo lo largo del pozo. Los mayores porcentajes se encontraron entre 100 y 800 m de profundidad. Su abundancia aumenta a 140 m de profundidad, en el contacto entre la ignimbrita Acoculco y la dacita Cruz Colorada.

La epidota es un mineral común en los sistemas geotérmicos cuando la temperatura supera los 240°C (Browne y Ellis, 1970). Sin embargo, en Acoculco, este mineral es muy escaso a pesar de que existen temperaturas superiores a 300°C. Aparece diseminado solamente en el skarn.

La calcopirita está relacionada con la formación de los mármoles y aparece en dos delgados intervalos, uno a 1210 m y otro a 1450 m de profundidad. La pirrotita fue observada entre 1450-1690 m en el skarn y desaparece en el contacto con el intrusivo granítico. Escasa idaita asociada con la pirrotita se observa a 1460 y 1600 de profundidad.

8.4.3.1. *Minerales arcillosos*

Los minerales arcillosos que se observan se originan a partir de la alteración del vidrio volcánico y los feldespatos potásicos. Aparecen en las cuatro zonas de alteración identificadas. La máxima abundancia se encuentra en la secuencia volcánica a profundidades inferiores a 800 m. En el paquete volcánico, los minerales arcillosos alcanzan abundancias hasta del 52% con un valor promedio de 17%. Por debajo de 800 m de profundidad su abundancia disminuye a 1-2 % (Fig. 77)

Como puede observarse en la Figura 8.10, la asociación caolinita-pirita se observa a profundidades someras menores a 200 m, lo que sugiere la interacción de gases geotérmicos con aguas subterráneas someras. La illita es el mineral arcilloso más común. Se le observa a lo largo de todo el pozo incluso a las profundidades más someras en las que la temperatura actual es mucho menor a 130°C. La esmectita también aparece a lo largo de toda la columna litológica, exceptuando dos intervalos de profundidad, de 1200 a 1300 m y de 1400 a 1500 m.

La intensa depositación de minerales secundarios en los 800 m de espesor que constituyen la secuencia volcánica, particularmente en los primeros 580 m, generó un proceso de autosellamiento que dio como resultado una capa sello muy eficaz.

8.4.4. *Estudios de inclusiones fluidas*

Las determinaciones microtermométricas se hicieron en muestras tomadas tanto de recortes como de núcleos del pozo EAC-1 en los que se encontraron vetas rellenas por minerales secundarios (calcita y cuarzo). La mayoría de los fluidos estudiados consisten de líquido + vapor a temperatura ambiente, predominando la fase líquida. Su tamaño varía de 10 a 20 micrones (IIE, 1995).

La Tabla 5 resume la información obtenida del estudio de inclusiones fluidas. En la Figura 77 se muestra la relación entre la temperatura de homogeneización (Th) y la profundidad en el pozo EAC-1, así como, la litología, las pérdidas de circulación de lodos, los porcentajes de alteración, los minerales secundarios y las temperaturas medidas.

Tabla 5. Mediciones micrométricas de inclusiones fluidas en recortes y núcleos recuperados del pozo EAC-1.

Profundidad (m)	Pozo EAC-1 Mineral	Th rango (°C)	Th promedio (°C)(n)	Tf rango (°C)	Tf promedio °C(n)	Salinidad (peso%NaCl)
100	Ca	103-131	113(20)	+2.6 to +5.6	+3.6(20)	N.C.*
200	Ca	141-152	145(25)	+1.8 to +2.1	+1.9(25)	N.C.*
400	Ca	166-199	178(40)	-0.5 to -1.4	-0.72(30)	1.25
710	Ca	153-166	155(15)	-0.7 to -0.7	-0.7(15)	1.23
803	Ca	139-258	201(35)	-0.1 to -0.1	-0.1(29)	0.18
1100	Ca	214-217	215(28)	-0.1 to -0.1	-0.1(20)	0.18
1200	Ca	278-297	282(45)	-0.5 to -0.5	-0.5(35)	0.88
1400	Ca Skarn	205-250	223(20)	-12 to -12	-12(15)	15.96
1500	Ca Skarn	216-236	226(35)	-13 to -13	-13(22)	16.89
1600	Ca Skarn	240-268	252(49)	-7 to -15.8	-12.7(30)	16.62
1700	Qz	272-303	284(35)	-0.2 to -0.2	-0.2(28)	0.35

Ca:calcita; Qz:cuarzo; Tf: Temperatura de fusión; Th: Temperatura de homogeneización; n: numero de muestras; N.C.: no calculado; * Temperatura de disociación del CO₂ clatrato; Salinidad fue calculada para Tf con ecuación de Bordar (1993).

8.4.4.1. Temperaturas de homogeneización (Th)

La columna geológica cortada por el pozo EAC-1 se puede dividir en tres zonas con base en las temperaturas de homogeneización obtenidas de las inclusiones fluidas en los recortes y en los núcleos (Fig. 77).

La zona I, entre 100 y 800 m de profundidad, se caracteriza por un incremento de temperatura de 103°C a 100 m de profundidad a un máximo de 166°C a 400 m, seguida por una disminución a 139°C. Este comportamiento refleja la existencia de una zona bajo la superficie donde los volátiles fueron atrapados, lo cual se confirma con la medición de temperaturas de fusión positivas, indicando la presencia de CO₂ en las inclusiones fluidas.

En la zona II que va de 800 a 1200 m, los datos de las inclusiones muestran un gradiente positivo de temperatura con la profundidad, el cual podría ser el resultado de un régimen térmico con una importante componente conductiva. Th se incrementa hasta alcanzar un máximo de 278°C a 1200 m de profundidad.

En la zona III (la más profunda) que va de 1400 a 1700 m de profundidad, se observa un decremento en las temperaturas de homogeneización. Se midieron 205°C a 1400 m. A mayores profundidades, estas temperaturas otra vez se incrementan hasta alcanzar 272°C a 1700 m de profundidad.

8.4.4.2 Salinidades en las inclusiones fluidas y contenido de gas

La relación entre la temperatura de fusión (T_{mi}) vs. la temperatura de homogeneización se muestra en la Figura 8.10. Basado en diferencias en T_{mi} (Tabla 8.3), se distinguen 2 grupos de inclusiones fluidas (Fig. 78). El Grupo 1 corresponde a las muestras con alta temperatura y alta salinidad, y está relacionado con el evento de formación del skarn (entre 1400 y 1600 m de profundidad). El segundo grupo es más joven y tiene una salinidad más baja. Se observa a todo lo largo del pozo, incluyendo la zona del skarn y la zona más somera del granito, se considera asociado con el hidrotermalismo del complejo de calderas Tulancingo-Acocolco.

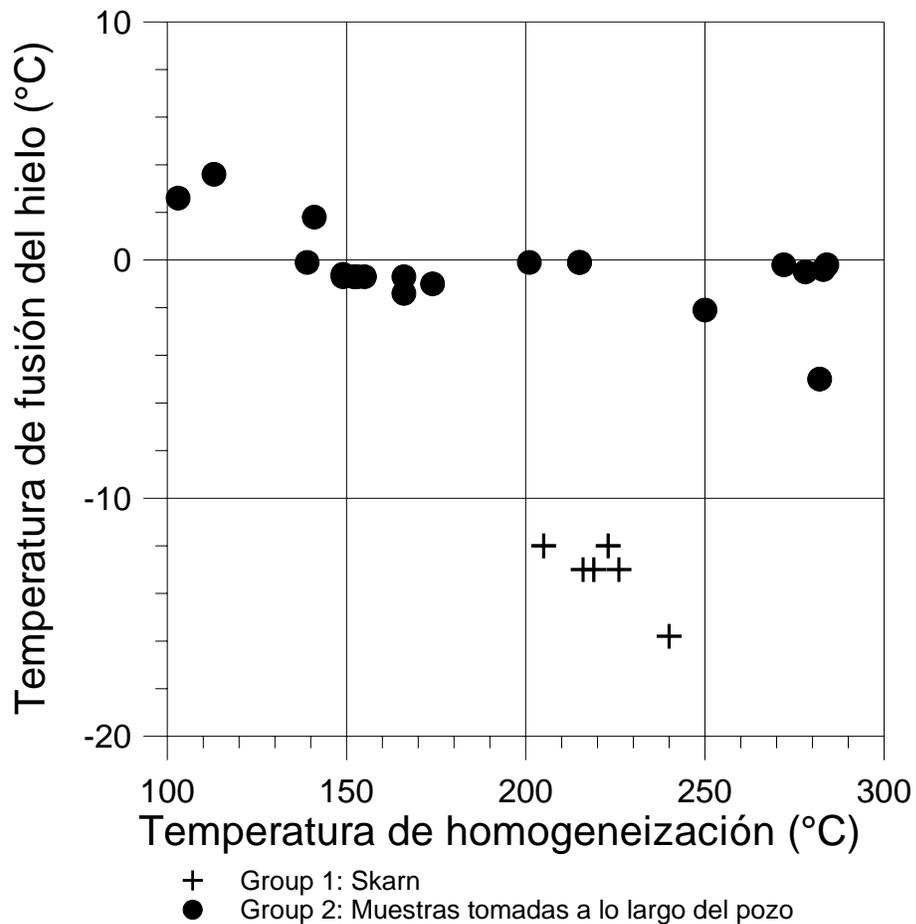


Figura 79. Promedio de temperaturas de homogeneización vs. promedio de temperaturas de fusión en cristales de cuarzo y calcita.

El análisis de los fluidos del exoskarn correspondientes al sistema fósil (profundidades de 1400 a 1600 m) muestra valores de T_{mi} que varían de -12°C a -15.8°C . A partir de Bodnar (1993) estos valores corresponden a salinidades entre 15.96 y 16.89 en peso % de NaCl equivalente (Tabla 5). Estas altas salinidades son típicas en sistemas magmáticos y depósitos del tipo skarn (Einaudi et al., 1981, Roedder 1984, y Meinert 1992). En contraste, las inclusiones del Grupo 2 tienen bajas salinidades que son típicas de sistemas geotérmicos, como sucede en Ahuachapán en El Salvador y Los Azufres en México (González-Partida et al., 1997, 2000, 2005).

En el Grupo 2 las inclusiones muestran dos tipos de comportamiento de la fusión después de haber sido congeladas. Aquellas muestras tomadas arriba de los 200 m de profundidad exhiben temperaturas de disociación positivas que van de $+1.8$ a $+5.6^{\circ}\text{C}$, sugiriendo la formación de CO_2 (clatratos) durante atrapamiento y congelamiento de fluidos ricos en CO_2 . Las inclusiones fluidas entre 200-800 m de profundidad dan valores T_{mi} de -0.1 a -1.4°C y equivalen a salinidades de 0.18 a 1.25 peso % NaCl. Las inclusiones fluidas obtenidas entre 800 y 1200 m de profundidad tienen valores similares de T_{mi} . Estas inclusiones tienen temperaturas de fusión que varían de -0.1 a -0.5°C lo que corresponde a una salinidad de 0.18 a 0.88 peso % NaCl. A 1700 m de profundidad las inclusiones fluidas tuvieron condiciones similares a aquellas medidas a 1200 m de profundidad (e.g., $T_h = 284^{\circ}\text{C}$; $T_{mi} = -0.2^{\circ}\text{C}$ o 0.4 peso % NaCl).

En resumen los datos de inclusiones fluidas sugieren que en Tulancingo-Acocolco ocurrieron dos eventos hidrotermales. Uno que se caracteriza por los fluidos de alta salinidad y está relacionado con la formación de los skarns. El segundo y más joven se sobrepone al primero, tiene fluidos de más baja salinidad y está asociado con la evolución del complejo caldérico Tulancingo-Acocolco. Las inclusiones relacionadas con este último evento, a profundidades por debajo de 1200 m muestran pequeñas variaciones de temperatura que van de 278°C a 272°C . Esto podría reflejar un régimen convectivo y altas permeabilidades en los tiempos cuando las inclusiones fueron atrapadas. Basado en estos datos, y en la presencia de vetillas de grueso espesor en el skarn encontradas en los núcleos recuperados, se considera que en el pasado geológico el intervalo entre 1200-1600 m de profundidad fue la zona más permeable en la caldera de Acocolco.

8.5. Modelo geológico del sistema hidrotermal

Los resultados descritos en las secciones precedentes sugieren que el sistema hidrotermal de Acoculco está relacionado con las últimas etapas de evolución de este centro volcánico que incluye la formación de la caldera, a lo largo de varios períodos de erupción que se extienden desde fines del Plioceno hasta el Pleistoceno.

La formación de las calderas de Tulancingo y Acoculco ocurrió en una región en la que previamente existían dos sistemas principales de fallamiento regional con orientaciones NW y NE, las cuales en sus intersecciones produjeron las condiciones de intenso fracturamiento favorables para el ascenso del magma (López-Hernández y Castillo, 1997), situación similar a la que se ha encontrado en otros campos geotérmicos en México (Garduño-Monroy y López-Hernández, 1987).

Desde el punto de vista regional el sistema hidrotermal se localiza en una depresión tectónica de orientación NW-SE rellena por rocas volcánicas y sedimentarias. Las calderas de Tulancingo-Acoculco produjeron una zona elíptica a rectangular de baja aceleración gravitacional debido a la presencia de rocas félsicas y el relleno de las calderas. Este arreglo geológico-geofísico-estructural semi-rectangular y con forma de cuña en sección transversal podría ser el reflejo de una caldera tipo semi-graben según Aguirre-Díaz (2008a, 2008b). Lo anterior es muy probable para el caso de Acoculco y posible para el caso de la caldera de Tulancingo. Las anomalías locales asociadas a densidades y susceptibilidades magnéticas altas dentro de la caldera son producidas por cuerpos locales de composición máfica o intermedia asociados con el vulcanismo post-caldérico, que se ha emplazado a lo largo de las fallas de colapso caldéricas y de una zona de debilidad con dirección NE-SW (Fig. 79).

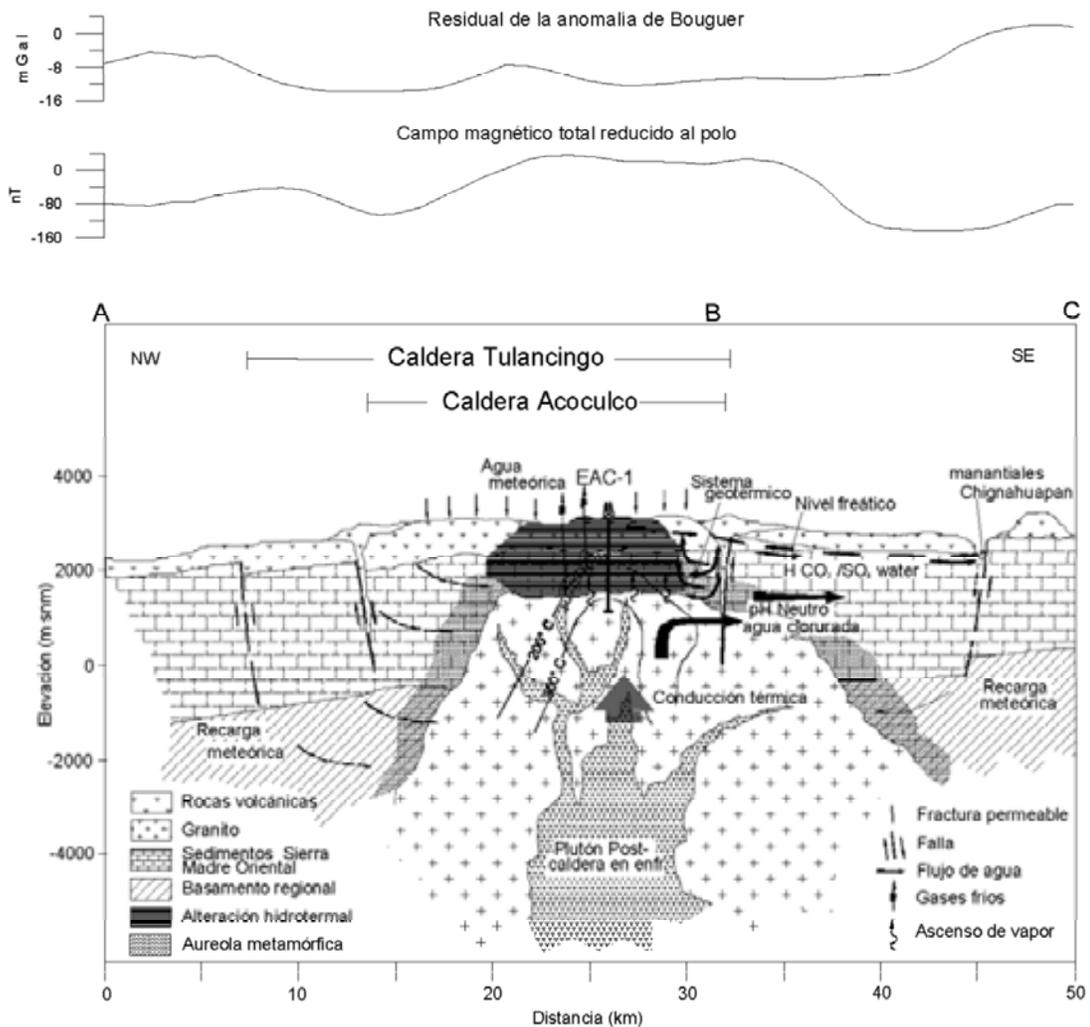


Figura 80. Modelo geológico esquemático del Complejo Tulancingo-Acozulco y su sistema hidrotermal, elaborado con información geológica, gravimétrica y aeromagnética.

De acuerdo con los datos aportados por el pozo EAC-1 actualmente el sistema hidrotermal activo está alojado en rocas de baja permeabilidad constituidas por tres unidades litológicas. De la más somera a la más profunda éstas son: 1) una secuencia volcánica intensamente sellada, 2) una secuencia marina sedimentaria metamorfozada a skarn, y 3) un cuerpo de granito (Figs. 77 y 79).

La baja permeabilidad inherente al skarn y al granito constituyó una limitación para el desarrollo del hidrotermalismo desde el principio. Probablemente en la época de actividad el movimiento de fluidos estuvo restringido a las trazas de falla que permitieron el ascenso de fluidos a través de las unidades poco permeables y cuando alcanzaban los depósitos piroclásticos se movieron lateralmente, depositando minerales en los poros y fracturas, con lo que la permeabilidad se redujo, dando lugar a la formación de una capa sello muy eficaz. Esta reducción de la permeabilidad se acentuó por un proceso similar durante la actividad de la caldera de Acoculco.

La baja permeabilidad ha persistido con el tiempo debido a que no se han producido eventos tectónicos o magmáticos importantes más recientes que pudieran haber reactivado las fallas aumentando la permeabilidad superficial en la zona. La presencia de sectores de alteración hidrotermal fósil de algunos kilómetros de extensión en torno a las zonas de emisión de gases confirma la reducción de la permeabilidad por el autosellamiento y la falta de reactivación de las antiguas zonas de fractura. Como consecuencia, la zona en que se encuentra el pozo EAC-1 se caracteriza por la existencia de altas temperaturas pero en un medio de baja permeabilidad, dando lugar a una transferencia de calor predominantemente conductiva.

En la actualidad la permeabilidad es tan baja que hace que el vapor proveniente de mayores profundidades, hipotéticamente desde un yacimiento profundo, se condense en el subsuelo. Los gases residuales liberados (CO_2 y H_2S) fluyen hacia arriba a través de conductos permeables muy delgados que cruzan la capa de rocas argílicas. Como los fluidos ascendentes van perdiendo masa y energía, finalmente a la superficie solo arriban gases con baja temperatura. Además, el H_2S es oxidado por el oxígeno atmosférico y de aguas subterráneas para formar el ácido sulfúrico que da lugar a las aguas ácidas sulfatadas, las cuales reaccionan con las rocas produciendo las zonas de alteración argílica observadas en Alcaparrosa y Los Azufres (Mahon et al., 1980), o disolviendo las rocas carbonatadas (calizas).

Una parte pequeña de los fluidos provenientes de la salmuera geotérmica se condensa mezclándose con las aguas subterráneas de origen meteórico que fluyen a través de la secuencia sedimentaria calcárea y se desplazan hacia el SE para finalmente aflorar en forma de manantial termal a través de una caverna en la caliza en los baños de Chignahuapan

(Fig. 79). El contenido anómalo de cloruros y boro medidos en ese manantial son consistentes con esta interpretación. Similarmente, la presencia de una zona de manantiales fósiles formada por terrazas de travertino ubicadas al NW de los manantiales antes mencionados confirma esta inferencia. Lo anterior sugiere un desplazamiento hacia el SE de la zona de emisión de agua termal.

La hidrología del sistema hidrotermal de Tulancingo-Acocolco no ha sido estudiada por la carencia de un número suficiente de pozos profundos. Sin embargo, durante los estudios geológicos de campo se observó que en las zonas de mayor elevación la precipitación anual es alrededor de 1000 mm y cerca de 600 mm en las planicies circunvecinas. En consecuencia, se considera que la recarga del sistema hidrotermal es factible a partir de la percolación de agua meteórica a través de las estructuras que no han sido selladas por la alteración hidrotermal, hacia los flancos de la zona. El elevado gasto observado en el manantial termal de los baños de Chignahuapan sugiere la existencia de conductos permeables en la unidad calcárea junto con la abundancia de agua.

9. DISCUSIÓN. EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE TULANCINGO-ACOCULCO

En esta tesis se tratan tres temas principales que ameritan una discusión que contemple las implicaciones de los resultados obtenidos en el contexto geológico-tectónico-volcánico regional, y las implicaciones en la geotermia. Estos son, 1) el control tectónico-estructural del vulcanismo, 2) la existencia de las calderas de Tulancingo y Acoculco, y 3) la baja permeabilidad en el sistema hidrotermal de Acoculco encontrada por el pozo EAC-1.

9.1. Control tectónico-estructural del vulcanismo

En el sector oriental de la FVTM donde se ubica la zona de estudio, a diferencia del sector W donde las fallas son evidentes, aquí sólo se observan los centros eruptivos alineados, lo que sugiere la existencia de un control estructural aunque la estructura no se observe directamente en superficie.

Los nuevos datos radiométricos integrados a la información geológica a escala regional publicada y la interpretación de los datos geofísicos contribuyeron a definir con mayor certeza la sucesión de los eventos volcánico-estructurales ocurridos entre el inicio de la actividad de la FVTM en el Mioceno medio y el Pleistoceno.

La integración de los datos publicados sugiere la existencia de dos fases vulcano-tectónicas principales cuyos productos fueron emplazados discordantemente sobre la secuencia sedimentaria mesozoica plegada, y estuvieron controlados por los sistemas de fallas NW-SE y NE-SW. La fase más antigua está constituida por centros eruptivos aislados, alineados NW-SE y que sucedió entre 13.4 y 9 Ma. La más reciente, de dirección NE-SW, tuvo lugar entre 4.3 - 0.24 Ma. Un hiatus de 4-5 Ma separa a estas etapas.

9.1.1. Primera fase vulcano-tectónica.

La primera fase se relaciona con el inicio de la actividad de la FVTM (Pasquaré et al. 1991; Ferrari et al., 1999, 2005). En términos generales, esta fase formó varios centros eruptivos aislados de composición calco-alcalina que van de andesitas a riolitas, siguiendo un patrón general con dirección NW-SE (Yáñez-García, 1980; Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). En el presente estudio, con el aporte de nuevos datos radiométricos, sumados a los ya publicados, es posible asumir que durante este

periodo ocurrió la migración del vulcanismo de NW a SE. Se inició en Pachuca-Real del Monte, posiblemente en el Mioceno inferior (?) (Geyne et al., 1963), y se desplazó hacia Apan, en donde se reporta una edad de 13.4 Ma (García-Palomo et al., 2002). Esta migración continúa hacia Tetlapayac (12.6 Ma, Tabla 1), El Peñón (12.7 Ma, García-Palomo et al., 2002) y finaliza en el SE en Cerro Grande (11-9 Ma, Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). Esta tendencia de dirección NW es paralela a la configuración de un alto gradiente gravimétrico localizado desde Apan hasta Tlaxco (Figs.63 y 64) descrito en los capítulos 5 y 7.

Los datos anteriores confirman en esta zona la presencia de un periodo de extensión con dirección NE-SW durante el Mioceno que favoreció el emplazamiento y migración del vulcanismo de NW a SE. Con la información disponible se considera que las fallas NW-SE favorecieron el ascenso del vulcanismo y coinciden con el estilo de deformación de Cuencas y Sierras (Pasquaré et al., 1991; Henry y Aranda, 1992; Suter et al., 1995; Alaniz et al., 1998; Aguirre-Díaz et al., 2005; Aguirre-Díaz et al., 2006) y correspondan a la posición más oriental de este sistema. Es posible que este sistema de fallas aún se mantenga activo (Suter, 1991) como lo confirma el estudio de Aguirre-Díaz et al. (2005) sobre el fallamiento NW-SE sísmicamente activo cerca de la Ciudad de Querétaro.

9.1.2. Segunda fase vulcano-tectónica.

La segunda fase vulcano-tectónica tuvo lugar después de un lapso de 4-5 Ma de quietud volcánica, durante el cual hubo una reorganización de los esfuerzos asociados al fenómeno de la subducción de la placa de Cocos en el sur de México (Schilt y Karig 1982; Gómez-Truena y Carrasco-Núñez, 2000).

En el Plioceno-Pleistoceno (4.5 -0.2 Ma) subsiste la ausencia de fallas evidentes en este sector de la FVTM. Estas se infieren por la alineación de centros eruptivos. En este periodo se emiten lavas de composición basáltica, probablemente a partir de fisuras, que formaron extensas mesetas cubriendo amplios sectores (Grupo Atotonilco, Segerstrom, 1961). Sobre éstas se emplazaron gran cantidad de volcanes monogenéticos de composición andesita-basáltica alineados en dirección NE-SW, lo que indica un claro control estructural. El lineamiento de mayor longitud se ubica en la zona del lago de Tecocomulco y coincide con la zona de cizalla Tenochtitlán propuesta por De Cserna et al. (1987). En la zona donde se

encuentra el lago antes mencionado se interrumpe el lineamiento de centros eruptivos miocénicos alineados en dirección NW-SE entre Pachuca y Cerro Grande (Figs. 63 y 64). El bloque ubicado al SE se desplaza hacia el SW, lo cual indica que la estructura es una falla lateral-derecha, cuya dirección de movimiento es similar a lo observado en la falla de 35 km de longitud y con rumbo N50E denominada Jocutla ubicada hacia el S (Fries, 1962). Según De Cserna et al. (1987), el mecanismo que produjo este fallamiento se relaciona con el proceso de subducción en el Pacífico. Posiblemente, la zona de cizalla corresponde a una reactivación de los límites de los terrenos antiguos acrecionados (Sedlock et al., 1993), que favorecieron el ascenso del magma (Aguirre-Díaz et al., 1997, 1998). En la configuración gravimétrica el alto gravimétrico se disloca a la misma altura donde se propone la ubicación de la zona de cizalla (Fig. 64), lo cual confirmaría la presencia de la zona de cizalla. García-Palomo, et al., (2002), interpretan a esta zona como un graben, lo cual no se descarta pero se considera que podría tener una componente lateral derecha importante

En la zona de intersección de los dos sistemas de falla se acentúa la ruptura de las rocas del basamento, lo que posiblemente favoreció el ascenso del magma y el emplazamiento del complejo volcánico Tulancingo-Acozulco. Condiciones estructurales similares se han observado en los principales complejos volcánicos recientes como La Primavera (López-Hernández, 1988), Los Azufres (López-Hernández, 1991), y Los Humeros (López-Hernández, 1994).

A nivel local y dentro del complejo volcánico de Tulancingo-Acozulco, el emplazamiento de los diferentes productos está controlado por fallas normales producidas por el colapso de la caldera que no se observan por estar cubiertas por los productos recientes. Su posición se infiere por la ubicación de los centros eruptivos. En general se puede decir que el emplazamiento de los diferentes centros eruptivos al interior del complejo se relaciona con esfuerzos generados por la dinámica de la cámara magmática. Sin embargo, no se descarta la influencia de los eventos de deformación regionales como posiblemente ocurrió con la reactivación del borde de la caldera de Tulancingo, en la zona de Atexca que dio lugar a la ignimbrita Piedras Encimadas, que coincide con la continuación de la zona de cizalladura en el extremo NE de la caldera. Además, queda abierta la posibilidad de que las calderas de este complejo sean estructuras de colapso vulcano-tectónicas, denominadas como graben caldera por Aguirre-Díaz (2008a, 2008b).

9.2. Las calderas de Tulancingo y Acoculco

Inicialmente, en los estudios realizados por la CFE enfocados en la búsqueda de recursos geotérmicos (De la Cruz y Castillo, 1986) se postuló la existencia de la caldera de Acoculco, con un diámetro y geometría diferentes a los descritos aquí. La interpretación integral de la información geológica, geofísica y geoquímica de rocas, así como el aporte de nuevos datos, en especial las edades y la información del pozo exploratorio EAC-1, condujeron a proponer un modelo de la evolución volcánica de la zona y a reubicar la posición del borde caldérico, ampliando el diámetro. Con base en las temperaturas medidas en el pozo, superiores a 300°C se infiere que la zona debe tener una cámara magmática cuyo emplazamiento ocurrió hace 300 ka o menos, por lo aún permanece caliente pero en proceso de enfriamiento (López-Hernández y Castillo-Hernández, 1997).

Con la nueva información se reconoció la presencia no de uno, sino de dos ciclos eruptivos principales, asociado cada uno con una caldera. El primero se inició hace más de 3 Ma y generó una caldera de 32 km de diámetro, que no había sido reportada, denominada en este estudio Tulancingo. Para definir su geometría se partió del lineamiento circular que forman los centros eruptivos pliocénicos en la zona N y la configuración del residual de la anomalía de Bouguer, donde se observa un bajo gravimétrico que coincide aproximadamente con el lineamiento circular interpretado en superficie, ya comentado en la sección de geofísica (Fig. 51). Otra evidencia asociada a esta caldera es la presencia de un grueso paquete de depósitos piroclásticos intensamente silicificado localizado en el centro de la estructura caldérica que se cortó en el pozo EAC-1 a profundidades entre 210 y 350 m (Ignimbrita Los Azufres), así como los productos de la ignimbrita Alcholoja que descansan directamente sobre la secuencia sedimentaria al N de la caldera. Estas secuencias piroclásticas corresponden con el material que fue emitido y que dio lugar al colapso de la caldera de Tulancingo.

Los aspectos debatibles relacionados con la interpretación de esta estructura se deben a que los productos piroclásticos se encuentran parcialmente cubiertos, lo que dificulta su cartografía y la estimación del volumen del material piroclástico emitido para verificar si éste es compatible con la magnitud del colapso postulado. Por otra parte, los altos índices de alteración hidrotermal en las muestras recuperadas en el pozo perforado no permiten

realizar estudios de geoquímica de rocas o fechamientos necesarios para confirmar la correlación entre las unidades intra- y extra-caldera.

No obstante, se considera que la información generada hasta el momento es suficiente para postular como primera hipótesis la presencia de la caldera de Tulancingo de 32 km de diámetro, cuyos productos fueron emplazados dentro y fuera del colapso caldérico y en la actualidad se encuentran cubiertos por depósitos recientes.

Por lo que respecta a las trazas de los bordes caldéricos de Tulancingo y Acoculco, éstos no son evidentes en superficie, por lo que su ubicación se basó en observaciones indirectas. Asumiendo que en zonas de fractura el ascenso del magma se favorece, en este estudio se propone trazar la falla caldérica uniendo los sitios de emisión de las riolitas que forman un semianillo de domos en el N y continuarlo hacia el S donde se forma otro rasgo semicircular con el emplazamiento del volcán escudo La Paila SE y los domos riolíticos de Las Mesillas y Tetillas-Toba Tecoloquillo. Hacia el E este arreglo anular se interrumpe. Sin embargo, con base en datos radiométricos del vulcanismo de Piedras Encimadas y la ubicación de su punto de emisión, se concluye que esta unidad fue contemporánea con los domos riolíticos antes descritos y su posición corresponde con la continuación del probable borde tanto de la caldera de Tulancingo como la de Acoculco, ya que en ese punto los bordes coinciden. Por la edad de Piedras Encimadas, esta actividad volcánica debe considerarse como parte del ciclo de Acoculco. Según esta interpretación, la caldera de Acoculco tiene un diámetro máximo E-W de 18 km. Esto difiere de los 8 km originalmente propuestos por De la Cruz y Castillo (1986), quienes proponen la traza del borde apoyados en rasgos erosivos donde coinciden dos unidades, los domos y los productos del interior de la caldera.

La perforación de un solo pozo exploratorio en el centro de la caldera Acoculco aunado a la información geológica superficial, permite deducir que el volumen de los productos piroclásticos emitidos por Acoculco no fue muy grande, por lo que el colapso caldérico pudo haber sido de tipo *trap-door* (bisagra) (Lipman, 1997), ya que en el borde N es donde se produjo el mayor desplazamiento, es donde se acumularon los máximos espesores de productos de la caldera y en este sitio se encuentran fallas escalonadas formadas durante la extravasación de la ignimbrita Acoculco. En el S sólo se generó una fractura anular y en las

zonas intermedias los flujos piroclásticos rellenaron las partes topográficamente bajas entre los edificios volcánicos precaldéricos.

La parte controversial de esta interpretación es la ausencia de un mínimo gravimétrico claramente asociado a un relleno de productos piroclásticos de baja densidad. Esto es explicable porque el colapso no es generalizado. Por otro lado, los máximos gravimétricos locales del centro de la caldera observados en la anomalía de Bouguer coinciden con altos magnéticos lo que se interpreta como resultado del emplazamiento de intrusiones más recientes que enmascaran el efecto de los depósitos piroclásticos.

9.3. Sistema hidrotermal

Los grandes complejos volcánicos en la etapa terminal desarrollan sistemas hidrotermales (Wohletz y Heiken, 1992). Su magnitud y duración dependen de tres importantes factores: alta temperatura, alta permeabilidad y la presencia de fluidos.

En el caso del complejo Tulancingo-Acocolco existen a profundidad temperaturas superiores a 300°C y la precipitación pluvial en la zona y los alrededores es suficiente para recargar al sistema. Por lo tanto existen fuente de calor y medio para transportar la energía calorífica. Por otro lado, en cuanto a la permeabilidad se refiere, ésta en apariencia es muy reducida, ya que en la actualidad no existe descarga superficial de fluidos calientes dentro del complejo volcánico. Sólo se produce la emanación de pequeñas cantidades de gases fríos de origen magmático en dos áreas que aún permanecen activas, Los Azufres y Alcaparrosa. Lo anterior se debe a dos causas principales, la primera es la intensa depositación de minerales secundarios que disminuyó la permeabilidad original; la segunda es la ausencia de fallas y fracturas superficiales o la reactivación de antiguas estructuras por algún evento tectónico.

Por lo que respecta a la primera, el análisis de la mineralogía secundaria y de inclusiones fluidas en las muestras del pozo perforado, indica la presencia de al menos dos eventos de calentamiento que produjeron sellamiento en las formaciones. Uno antiguo, de tipo metasomático, relacionado con el emplazamiento de un cuerpo intrusivo identificado en la parte profunda del pozo, que metamorfizó a la secuencia sedimentaria produciendo una intensa transformación de la roca que redujo su permeabilidad original. El evento más reciente, de tipo hidrotermal, produjo depósitos que se sobreponen a los de la etapa anterior

en la secuencia sedimentaria y sellan los espacios abiertos en el paquete de rocas volcánicas que sobreyace a las sedimentarias.

Un aspecto debatible de esta interpretación es la imposibilidad de establecer con mayor precisión la cronología de los procesos termales, porque existen evidencias indirectas de un mayor número de eventos. No fue posible fechar el intrusivo emplazado bajo la caldera de Acozulco debido a la alteración de los feldespatos. Mediante estudios de termoluminiscencia se podrían fechar los episodios de hidrotermalismo, pero éstos no se han llevado a cabo. No obstante, si se emplea información indirecta, como son las edades de los diferentes eventos volcánicos y se acepta que el cuerpo intrusivo pertenece a la serie de eventos similares que se produjo en los alrededores hace 14 Ma (Geyne, 1963; Yáñez, 1980) puede concluirse que existen no dos sino tres eventos que pudieran ser responsables de la reducción de la permeabilidad. El más antiguo, ocurrido en el Mioceno medio metamorfozó a la secuencia sedimentaria; posteriormente, si cada una de las calderas desarrolló un sistema hidrotermal, entonces podrían existir al menos dos eventos adicionales que depositaron minerales secundarios. Lo anterior es común en sitios en donde la evolución volcánica es compleja. Por ejemplo existen en Filipinas sistemas geotérmicos donde se han observado hasta ocho eventos hidrotermales sobrepuestos (Reyes 1990).

Los tres eventos antes mencionados pudieron ser los causantes de la intensa depositación de minerales que sellaron poros, fisuras y fracturas de las rocas, lo que produjo incluso la obturación de importantes zonas de permeabilidad que había inicialmente. Esto último queda demostrado por la existencia de antiguas fracturas de varios centímetros de ancho selladas totalmente por depósitos de minerales hidrotermales observadas en núcleos del pozo. Por lo tanto, el hidrotermalismo de ambas calderas autosellaron el sistema progresivamente. Sin embargo, es evidente que aún permanecen abiertos algunos conductos que permiten la descarga lateral de un acuífero geotérmico profundo. Esto se infiere por la presencia de manantiales calientes (49°C) en la periferia, a 17 km al SE de la zona de emanación de gases, en la localidad de Baños de Chignahuapan. En esta descarga natural se registraron cantidades anómalas de Boro y cloruros que son dos indicadores de fluidos de origen geotérmico.

En lo referente a la falta de zonas permeables asociadas con fallas o fracturas producidas por la deformación tectónica o magmática, y que es característica en otros

centros eruptivos como Los Azufres (López-Hernández, 1991) y Los Humeros (López-Hernández, 1994), en esta zona no se observan estructuras superficiales de origen tectónico. Las estructuras tectónicas sepultadas o las asociadas con los procesos volcánicos de colapso no han sido reactivadas o carecen de influencia en el sistema hidrotermal debido a su baja penetrabilidad. En la actualidad se observan extensas zonas de alteración inactivas, pero en dos de ellas, Los Azufres y Alcaparrosa aún hay desprendimiento de gases a través de angostas fisuras. Éstas son posiblemente remanentes de antiguas estructuras por donde ascienden los gases a la superficie sin dar lugar a un termalismo evidente.

Durante la perforación del pozo exploratorio EAC-1, ubicado en la proximidad de Los Azufres, la permeabilidad de las unidades litológicas atravesadas fue muy reducida a lo largo de los 2000 m perforados. Pero es importante considerar que en el intervalo de 59-70 m de profundidad se reportó una pérdida total de los fluidos de perforación, lo que indica alta permeabilidad. A esa profundidad se incrementó 18°C la temperatura de los lodos de perforación y el pozo se descontroló por el aporte de gases (CO₂ y H₂S), así como la presencia de agua tipo sulfatada ácida (Gama, et al., 1995).

La existencia de la zona permeable puede tener dos interpretaciones. La primera podría relacionarse con una zona de falla o fractura por donde ascienden los fluidos desde un acuífero colgado de tipo sulfatado ácido ubicado a una profundidad media. Este acuífero estaría formado por la mezcla de agua subterránea de origen meteórico con gases y vapor provenientes de un acuífero geotérmico profundo. En este caso, la falla o fractura no es visible en la superficie y esto podría deberse a que la parte superficial de la estructura está sellada por la depositación de minerales secundarios, por lo que sólo los gases logran ascender a través de delgados conductos. Una segunda interpretación sugiere que la zona permeable atravesada por el pozo y mencionada arriba podría corresponder a un acuífero colgado, similar al anterior, pero muy somero, con descarga directa en superficie a través de escasas fisuras en la cubierta autosellada. Estas teorías podrán ser verificadas con la perforación de pozos de gradiente.

La evolución térmica propuesta por los resultados de inclusiones fluidas, junto con el análisis de minerales secundarios sugieren que existe el traslape de dos episodios térmicos. El más antiguo y más salino está relacionado con la intrusión de un cuerpo granítico que dio lugar al evento de metasomatismo asociado con la formación del skarn. El más joven y

menos salino se asocia con un sistema hidrotermal que forma parte de la evolución de las calderas de Tulancingo-Acocolco.

Se considera que las siguientes evidencias: a) temperatura superior a 300°C medida en el fondo del pozo EAC-1, b) la presencia de manantiales termales alrededor del complejo volcánico, c) la existencia de diques máficos que cortan a la mayoría de las unidades, probablemente relacionados con las lavas andesítica-basálticas de 200 Ka emitidas alrededor de la zona, d) la abundante descarga de gases en la superficie y e) el elevado cociente He^3/He^4 , son elementos suficientes para proponer como una nueva hipótesis la existencia de un nuevo pulso hidrotermal activo, relacionado con el volcanismo máfico postcaldérico y que este es el origen de las pozas burbujeantes observadas en el área. Esta conclusión es reforzada por la presencia de anomalías geofísicas locales asociadas con cuerpos de alta densidad y alta susceptibilidad tanto en las inmediaciones del pozo EAC-1 con orientación NE-SW.

Esta conclusión es consistente con los resultados del modelado numérico del enfriamiento de intrusiones (García-Estrada et al., 2002), los cuales muestran que para poder alcanzar temperaturas del orden de 300°C a 2000 m de profundidad es necesaria la existencia de una fuente de calor menor a unos pocos cientos de miles de años, además de la existencia de alguna de las siguientes condiciones, a) un medio de alta permeabilidad que permita la convección a través de fallas, ocupando el espacio entre el punto modelado y la fuente de calor, o b) que el punto modelado se encuentre dentro de algunos cientos de metros de distancia de la fuente de calor si se considera un medio en el que la transferencia de calor es exclusivamente por conducción (medio de baja permeabilidad), como ocurre en el caso del pozo EAC-1.

Si el primer caso se cumple, la baja permeabilidad encontrada en el pozo EAC-1 debe ser una condición local y deben existir fallas ocultas en la vecindad de los manantiales. Esto es necesario para explicar la presencia de los manantiales termales de Chignahuapan como una descarga lateral del sistema. El segundo caso es consistente con el régimen térmico conductivo que se observa en el pozo EAC-1, así como con la interpretación geofísica de las anomalías en términos de intrusiones. Probablemente una combinación de ambos casos extremos pueda ser una explicación más cercana al proceso natural.

Tomando en cuenta que las emisiones de gas son un fenómeno muy breve, en términos de tiempo geológico, el alto cociente de He^3/He^4 en los gases emitidos en Acoculco, es otro factor que sugiere la existencia de un cuerpo de magma muy joven que funciona como fuente de calor del sistema.

La CFE perforó un segundo pozo exploratorio 500 m al E del pozo EAC-1 a una profundidad de 1900 m en noviembre de 2008. Se midieron 267 °C con 26 horas de reposo y se reportaron bajas permeabilidades, el pozo sólo aceptó 0.5 m³/h, ambos son valores similares a lo reportado en el pozo EAC-1. El intrusivo fue encontrado a la misma profundidad

Debido a que las zonas de falla no han sido recientemente reactivadas por algún evento reciente, la perforación exploratoria en el futuro deberá enfocarse a buscar las zonas permeables asociadas con las fallas sepultadas bajo los productos volcánicos. Se sugiere perforar un pozo exploratorio de diámetro angosto, 2 km al sureste de EAC-1, para estudiar la geología y las características termales del flanco del cuerpo intrusivo intersectado por el pozo y su posible asociación a un fuerte gradiente gravimétrico observado en aquella área. Otro pozo exploratorio podría ubicarse en la intersección del anillo caldérico y las fallas con tendencia NW, 6.2 km al SE del pozo EAC-1, para confirmar o refutar si los fluidos se mueven lateralmente hacia el SE a través de las calizas para descargar en los Baños de Chignahuapan.

10. CONCLUSIONES

1. El complejo volcánico Tulancingo-Acocolco es un centro eruptivo formado por la acumulación de productos relacionados con la evolución de dos calderas, la de Tulancingo y la de Acocolco. La primera tiene un diámetro de 32 km y una edad de >3.0 Ma; la segunda y más reciente, se emplazó dentro de la anterior, con un intervalo de actividad de 1.7-0.9 Ma, y un diámetro de 18 km. Después de un hiatus de 0.5 Ma, el último evento es un cono basáltico emplazado hace 0.24 Ma. Los productos del complejo volcánico pertenecen a la serie calco-alcalina, con composiciones principalmente de dacitas y riolitas.
2. La actividad de la caldera de Tulancingo incluye la emisión de productos piroclásticos que generaron el colapso de la caldera y el emplazamiento de centros eruptivos post-colapso sobre la falla anular. Los productos de esta caldera están en su mayor parte cubiertos por rocas más jóvenes, por lo que no fue posible estimar los volúmenes para calcular la magnitud del evento caldérico. Sin embargo, con apoyo de información geofísica se pudo inferir su distribución aproximada.
3. La caldera de Acocolco se formó durante 9 etapas principales. Los depósitos piroclásticos limitaron su distribución al interior del borde y el escaso volumen de éstos produjo una caldera tipo trap-door. Sedimentos lacustres post-colapso se depositaron en pequeñas cuencas aisladas dentro de la caldera. Este hecho confirma que el colapso no fue homogéneo y aparentemente de poca profundidad (aproximadamente unos 130 m). La deformación extensional que afecta a estos depósitos así como la presencia de un graben apical con rumbo E-W al centro de la caldera, sugieren que posterior a la emisión de la ignimbrita Acocolco hubo resurgencia, la cual se hace más notoria en el sector NW de la caldera.
4. Durante la actividad de la caldera de Acocolco se formaron tres depósitos piroclásticos principales: la ignimbrita Acocolco, la ignimbrita Piedras Encimadas, y la ignimbrita Tecoloquillo. Los tres depósitos se caracterizan por un contenido relativamente elevado de cristales, en general superior al 20% del vol. y en el caso de la ignimbrita Piedras Encimadas, llega a ser del 40 vol. % en algunos niveles.

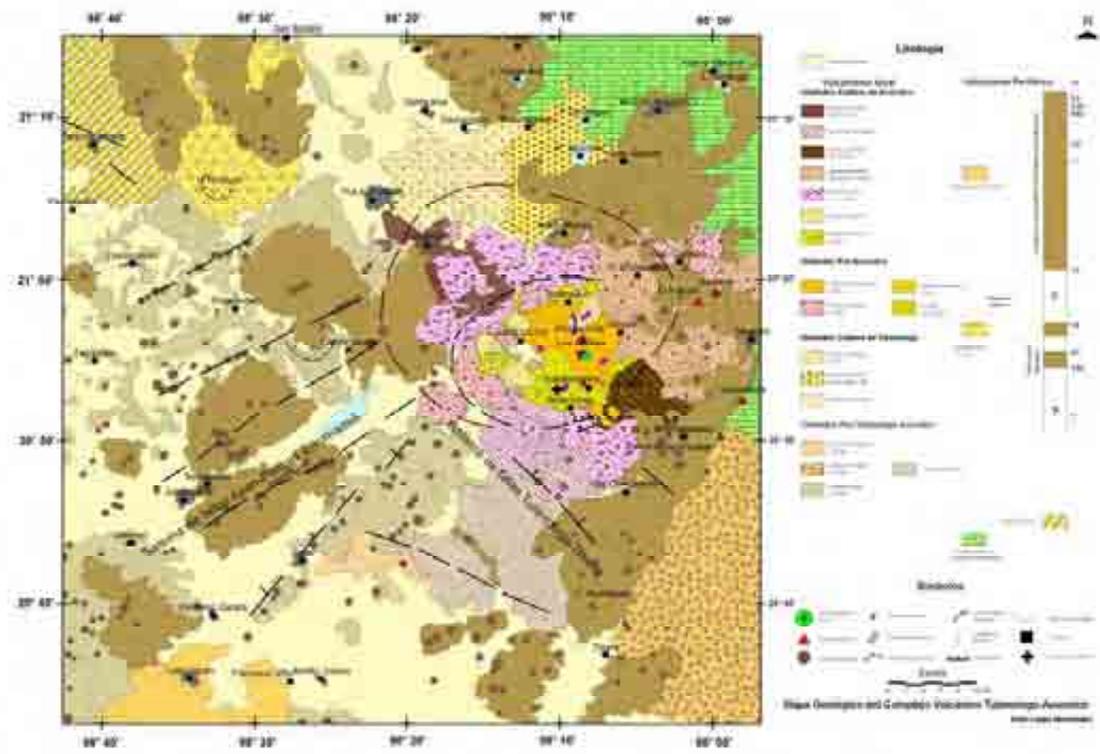
5. El vulcanismo periférico regional, de composición basáltica y basáltico-andesítica, controlado por el sistema de fallas de dirección NE, estuvo presente durante toda la evolución de la caldera. Estos productos alternan con los materiales más diferenciados de las ignimbritas Acoculco y Piedras Encimadas. A futuro se considera importante estudiar la relación química entre el vulcanismo basáltico terminal y los productos más diferenciados de la caldera con el propósito de determinar si están emparentados y establecer la influencia que ejerció este vulcanismo en la evolución de Acoculco.
6. El complejo volcánico Tulancingo-Acoculco se emplazó en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, zona en la que se infiere la existencia de dos sistemas de fallas, el más antiguo de dirección NW-SE, y otro más reciente de dirección NE-SW, cuya presencia es compatible con la información geofísica regional. El complejo volcánico Tulancingo-Acoculco se sitúa en el cruce de ambos sistemas, lo que posiblemente favoreció el ascenso y diferenciación del magma. A escala local existe otra tendencia marcada por volcanes tipo escudo alineados N-S, y que se emplazaron sobre un mínimo gravimétrico de la misma orientación al norte de Tlaxco.
7. Con base en el alineamiento de los volcanes en este estudio se considera que la falla de cizalla del sistema Tenochtitlan, de dirección NE-SW, se prolonga hacia el NE de la caldera de Acoculco, y atraviesa el área de estudio en la zona del lago de Tecocomulco. Es posible que este sistema haya influido durante el desarrollo del complejo volcánico Tulancingo-Acoculco, ya que este fallamiento pudo haber estado relacionado con la reactivación del segmento NE de la caldera de Tulancingo, con la consecuente emisión de la ignimbrita Piedras Encimadas. Se infiere un movimiento lateral-derecho para la zona de cizalla Tenochtitlán en base al desplazamiento observado en volcanes miocénicos.
8. Actualmente, el sistema hidrotermal de la caldera de Acoculco se considera aún activo. Sin embargo, la descarga de fluidos calientes en superficie es prácticamente nula, y sólo se presenta en la forma de emanación de gases fríos, de origen magmático, a través de angostas fisuras en el centro del complejo. Lo anterior indica que seguramente existe una capa sello casi perfecta. Esta roca sello se puede

deber a dos causas; la primera, la intensa deposición de minerales secundarios como consecuencia de la sobreposición de dos ciclos hidrotermales -relacionados con cada una de las calderas-, combinado con el metamorfismo de la secuencia sedimentaria por la intrusión de un cuerpo granítico. La segunda, a la falta de reactivación de zonas permeables por la ausencia de fenómenos de deformación más jóvenes tanto de origen tectónico como volcánico.

9. De acuerdo a los estudios disponibles sobre modelado térmico, las elevadas temperaturas medidas en los pozos geotérmicos requieren la existencia de intrusiones relativamente recientes, (< 0.3 Ma) y a distancias muy próximas de los puntos de medición considerando el caso de formaciones conductivas. Estos estudios sugieren que las altas temperaturas medidas en Acoculco ($>300^{\circ}\text{C}$) no pueden ser consecuencia del vulcanismo félsico asociado a la formación de la caldera de Acoculco ya que este finalizó hace 0.8 Ma, por lo que la fuente de calor actual se relaciona con intrusiones asociadas con el vulcanismo basáltico andesítico más reciente, único que por su edad (0.24 Ma) puede explicar la existencia de un sistema hidrotermal activo.
10. El contenido anómalo de boro y de cloruros en las aguas de los manantiales Chignahuapan confirma que, a pesar de la baja permeabilidad, existe un sistema hidrotermal en la zona de la caldera. En el sitio donde se ubica el pozo, pero a más de 2,000 m de profundidad, los fluidos de origen geotérmico ascienden desde las inmediaciones de la fuente de calor a través de angostos conductos permeables que han permanecido abiertos después de los intensos fenómenos de deposición de minerales secundarios. Al encontrar la barrera impermeable, los fluidos tienden a desplazarse lateralmente a través de grietas de disolución en las calizas. Durante el trayecto a través de grutas se mezclan con agua meteórica y descargan, altamente diluidos, a 17 km de distancia.
11. Finalmente, por lo que respecta a la exploración con fines geotérmicos, el modelo conceptual propuesto en este estudio sugiere que el área de mayor interés se localiza al SE de la zona del pozo profundo, alejándose del sector sellado y del cuerpo intrusivo, a lo largo de la traza de una antigua falla de dirección NW-SE, interpretada a partir de datos gravimétricos. Por lo que se recomienda perforar

pozos exploratorios en una zona sobre esta traza, los cuales, seguramente serán de menor temperatura, pero tendrán una mayor probabilidad de permeabilidad.

ANEXO



Dé Control + Click sobre la imagen para activar el hipervínculo al archivo: Mapa geológico .tif que se encuentra en la misma carpeta.

REFERENCIAS

- Abreviaturas.* CFE-GPG: Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Morelia, Michocán, México.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13, 10-51.
- Aguirre-Díaz, G.J., 2003. Características generales del Cinturón Volcánico Mexicano. Una revisión por sectores. *Unión Geofísica Mexicana, GEOS* 23, 118-119.
- Aguirre-Díaz, G.J., 2007, Possible Volcanic Hazard in Active Collapse-calderas of The No.21 b-P 23.
- Aguirre-Díaz, G.J., 2008a, Types of collapse calderas: Collapse Calderas Workshop 19–25 October 2008, Querétaro, Mexico “Reconstructing the Evolution of Collapse Calderas: Magma Storage, Mobilization and Eruption”. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 3 012021 (5pp) doi: 10.1088/1755-1307/3/1/012021 (<http://www.iop.org/EJ/toc/1755-1315/3/1>).
- Aguirre-Díaz, G.J., 2008b, Caldera types and collapse styles: American Geophysical Union Fall Annual Meeting 2008, *Eos Trans. AGU*, 89 (53), Fall Meet. Suppl., Abstract V11C-2068.
- Aguirre-Díaz, G.J., Nelson, S. A., Ferrari, L. y López-Martínez, M., 1997. Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo). In: Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), “Magmatism and Tectonics of central and northwestern México - A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions”, México, D.F., UNAM, Instituto de Geología, Excursión 1, 1-39.
- Aguirre-Díaz, G.J., Ferrari, L., Nelson, S.A., Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, El Cinturón Volcánico Mexicano: Un Nuevo Proyecto Multidisciplinario. *Unión Geofísica Mexicana, Geos*, v. 18, No. 2, p. 131-138.
- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 2000. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central México. In: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G.J. (eds.), "Cenozoic Tectonics and Volcanism of México". *Geological Society of America Special Paper* 334, 167-178.

- Aguirre-Díaz, G.J., y Labarthe-Hernández, G., 2003, Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, v. 31, p. 773-776.
- Aguirre-Díaz, G.J, Nieto-Obregón, J. y Zúñiga, R., 2005, Seismogenic Basin and Range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México. *Geological Journal*, vol. 40, p. 1-29.
- Aguirre-Díaz, G. J., Jaimes-Viera, M. C., y Nieto-Obregón, J., 2006. The Valle de Bravo Volcanic Field. Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, in Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico, Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., eds., Geological Society of America Special Paper No. 402, p. 125-140.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008, Ignimbrite Flare-up and graben-calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico: in J. Gottsmann, and J. Martí, eds., “Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response”, *Developments in Volcanology* 10, Elsevier, Amsterdam, 492 p., (143-180 pp.), ISBN 978-0-444-53165-0.
- Aguirre-Díaz, G.J. y López-Martínez, M., 2009, Geologic evolution of the Donguinyo-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 179 p. 133-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. y Ferrari, L., 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in Transmexican volcanic belt. *Geology* 26, 591-594.
- Arnold, M. y González-Partida, E., 1987, Le systeme hydrothermal actual de Los Humeros, Mexique: Etat du systeme SO₄-SH₂ a 300°C, origine du soufre et phenomenes de oxydation associes a la ebullition du fluide ascendant. *Mineralium Deposita*, 22, 90-98.
- Arredondo-Fragoso, Jesús, 1986. Levantamiento magnetométrico en la caldera de Los Humeros, Pue. Informe interno 8-86 Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mich., México, 8 pp.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359-383.

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochemica et cosmochemica Acta* 57, 683-684.
- Bogie, I., Lawless, J. V., Pornuevo, J. B., 1987. Kaipohan: an apparently nonthermal manifestation of hydrothermal systems in Philippines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31, 281-292.
- Bostick, F.X., 1977. A simple almost exact method of MT analysis (abstract). In: *Proceedings of the Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration*, 4-7 November 1976, Snowbird, UT, USA.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of the ignimbrite emplacement: Changes from particulate to non-particulate flow during progressive aggradation of high-grade ignimbrite: *Bulletin of Volcanology* 54, 504-520.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society Memoir*, vol. 27. The Geological Society of London (GSL), London. ISBN: 978-1-86239-124-6. U. K., 143 pp.
- Browne, P.R.L. y Ellis, A.J., 1970. The Ohaaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science* 269, 97-131.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B. Urrutia, J, Macias, J.L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of México, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology* 22, 399-411.
- Campos-Enríquez, J.O., Garduño-Monroy, V.H., 1995. Los Azufres silicic center (Mexico): inferences of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic and geoelectric data. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 67, 123-152.
- Campos-Enríquez, J.O., Alatraste-Vilchis, D.R., Huizar-Álvarez, R., Marines-Campos, R., Alatorre-Zamora, M.A., 2003. Subsurface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional* 42, 3-24.
- Cantagrel, J.M. y Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relation between the andesitic and Alkaline province: *Jour. Volc. Geother. Res.* 5, 99-114.
- Castillo-Hernández, D., 1986. Características geológicas de la zona termal de Chignahuapan-Zacatlán (Acoculco), Pue. CFE-GPG reporte interno GG 4/86, 8 pp.

- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, V.L., 1997. Geologic Map of Cerro Grande volcano and Surrounding Área, Central México. Geol. Am. Map and Chart series MCH081. Geological Society of America, Boulder, CO. 1 sheet, pp.1-10.
- Carrasco, G. and Branney, M., 2005, Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico: Bull. Volcanol., v. 68, p. 3–20.
- Decker, R.W. y Decker, B.B., 1991, Mountains of fire. The nature of volcanoes. Cambridge University Press, New York, USA, 198 p.
- De Cserna, Z., Fuente De La Dutch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1987. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 104, 71 pp.
- De la Cruz, M.V. y Castillo-Hernández, D., 1986. Estudio geológico de la zona geotérmica de la caldera de Acoculco, Puebla. CFE-GPG reporte interno 36/86, 23 pp.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista 2, 172-187.
- Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del Eje Neovolcánico Transmexicano. Revista Inst. Geol. Univ. Nal. Auton. Mex. 5, 217-222.
- Departamento de Exploración, CFE. 2000. Estudio de resistividad con transitorio electromagnético en la zona geotérmica de Acoculco, Puebla. CFE-GPG internal report DEX-AC-023/00, 36 pp.
- Dobrin, M. B., Savit, C. H., 1988. Introduction to geophysical prospecting. McGraw Hill., 630 pp.
- Dobson, P.F. y Mahood, G.A., 1985. Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. Jour. Volcan. Geother. Res. 25, 273-287.
- Einaudi, M.T. y Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 317-391.
- Ellis, A. J., 1959. The solubility of calcite in carbon dioxide solutions. American Journal of Science 257, 354-365.

- Ellis, A.J. y Mahon, W.A.J., 1977. *Chemistry and Geothermal Systems*: Academic Press, 392 p.
- Ervin, P.C., 1976. Reduction to the magnetic pole using a fast Fourier series and algorithm. *Computers & Geosciences* 2, 211-217.
- Faure, G., 1977. *Principles of isotope geology*, John Wiley & Sons, New York, 464 p.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., y Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics: *J. Volcanol. Geother. Res.*, v. 47, p. 129-148.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquaré, G., Vaggeli, G., 1994. A widespread mafic volcanic unit at the base of Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. *Geofís. Inter.*, 33, 107-123.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco, N., Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geol.*, 27, 303-306.
- Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., 2001, Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting: *Geology*, v. 29; no. 6; p. 507-510.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, Ch.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Jour. of Volc. and Geoth. Res.* 146, 284-306.
- Ferriz, H. y Mahood, G.A., 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Hornos, Mexican Neovolcanic Belt. *Journal of Petrology* 28, 171-209.
- Fries, C., 1962. Resumen de la geología de la hoja Pachuca, Edos. De Hidalgo y México. Instituto de Geología, UNAM.
- Gama, V.R., Martínez, E.I. y Cedillo, R.F., 1995. Informe geológico del pozo EAC-1. CFE-GPG reporte interno RG/HU/02/95, 26 pp.
- García-Estrada, G.H., 1995. Comentarios sobre el modelo gravimétrico en Acapulco, Puebla. CFE-GPG reporte interno GF-AC-009/95, 10 pp.
- García-Estrada, G.H., 2000. Gravimetría y magnetometría regional del proyecto Acapulco, Puebla. CFE-GPG reporte interno DEX-ACO19/2000, 57 pp.

- García-Estrada, G.H., López-Hernández, A., Prol-Ledezma, R.M., 2002. Conductive thermal modeling to estimate the age of the heat source at the Los Azufres field, Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions* 26, 22-25.
- García-Estrada, G. H., 2004. Estudio sobre la identificación de fallas con métodos geofísicos en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue., Informe interno GF-HU-05-04, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mich., México, 61 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002. Volcanic stratigraphy and geologic evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 41, 133-150.
- Garduño-Monroy, V.H. y López-Hernández, A., 1987. Fracturamiento en campos geotérmicos. *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía* 2, 277-296.
- Geyne, A.R., Fries, C., Segerstrom, K. y Wilson, I., 1963. Geología y yacimientos minerales del distrito Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo. Consejo de Recursos Naturales No Renovables reporte interno 5E, Mexico City, Mexico, 222 pp.
- Giggenbach, W.F., 1980. Geothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 44, 2021-2032.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Ca-geoindicators. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 52, 2749-2765.
- Gómez-Tuena, A. y Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 249-280.
- González-Partida, E., García-Gutiérrez, A. y Torres-Rodríguez, V., 1997. Thermal and petrologic study of the CH-A well from the Chipilapa-Ahuachapán geothermal area, El Salvador. *Geothermics* 26, 701-713.
- González-Partida, E., Birkle, P. y Torres-Alvarado, I., 2000. Evolution of the hydrothermal system Los Azufres, Mexico, based on petrologic, fluid inclusion and isotopic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 104, 277-296.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Levresse, G., Tritlla, J., Tello-Hinojosa, E., Venegas-Salgado, S., Ramirez-Silva, G., Verma, M.P., and Camprubi, A., 2005, Hydro-

- geochemical and isotopic fluid evolution of the los Azufres Geothermal field, Central México: Applied Geochemistry, v. 20, p. 23-39.
- Gottsmann, J. y Martí, J., 2008, Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response. Developments in Volcanology 10, Elsevier, Amsterdam, 492 p.
- Grant, F.,S. y West, G.F.,1965. [Interpretation Theory in Applied Geophysics](#) ([International Series in the Earth Sciences](#)). Mc. Graw Hill. 577 pp.
- Hanes J.A., Y.D. y Hall, C.M., 1985. An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological and electron microprobe investigation of an Archean pyroxenite and its bearing on ancient atmospheric compositions, Can. Jour. of Earth Sci., 22:947-958.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of the Michoacán-Guanajuato, Central México: their age, volume and distribution, and magma discharge rates. J. Volcanol. Geotherm. Res. 25, 105-124.
- Henley, R.W., Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems ancient and modern. Earth Science Reviews 19, 1-50.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range; mid- to late Cenozoic extension in Mexico. Geology, 20, 701-704.
- Huízar-Álvarez, R., Campos-Enríquez, O., Lermo-Samaniego, J., Delgado-Rodríguez, O., Huidobro-González, A., 1997. Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basins of Apan and Tochac (Mexico Basin. Geofis. Int., 36, 217-233.
- IIE, 1995. Estudios petrográficos y de alteración hidrotermal de muestras de ripio y de núcleos del pozo exploratorio EAC-1, Acoculco, Puebla. Instituto de Investigaciones Eléctricas reporte interno DEX-AC-017/95 preparado para el Departamento de Exploración of CFE-GPP, 31 pp. Más apéndices.
- Karig, D., Cardwell, R., Moore, G. y Moore, D., 1978. Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the north Middle America Trench. Geol. So. Am. Bull. 89, 265-276.
- Lanphere, M.A. y Dalrymple, G.B., 1976. Identification of excess ^{40}Ar by the ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectrum technique. Earth and Planet. Sci. Lett., 32: 141-148.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckinson, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. Jour. Petro. 77, 24-37.

- Ledesma-Guerrero, O., 1987. Hoja Calpulalpan 14Qh(3). Resumen de la geología de la hoja calpulalpan, Estados de México, tlaxcal, Puebla e Hidalgo: Univ. Nal. Auton. México. Inst. Geol., Carta Geológica de México. Serie 1:100 000.
- Lentz, D.R. (Ed.), 1998. Mineralized intrusion-related skarn systems. Mineral Association of Canada, Short courses Vol. 26, 664 pp.
- Lipman, P.W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry: *Bulletin Volcanologique*, v. 59, p. 198–218.
- López-Hernández, A., 1988. Estudio de la secuencia volcano-sedimentaria en la caldera de La Primavera, Jal. Comisión Federal de Electricidad, CFE-GPG reporte interno 24/88, 33 pp.
- López-Hernández, A., 1991. Análisis estructural del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. CFE-GPG reporte interno 11/91, 100 pp.
- López-Hernández, A., 1994. Estudio geológico estructural de las rocas del yacimiento geotérmico de Los Humeros, Puebla. CFE-GPG reporte interno OGL-HU-002/95, 24 pp.
- López-Hernández, A., Martínez, E.I., 1996. Evaluación volcanológica y estructural de la zona geotérmica de Acoculco, Puebla, y su relación con la anomalía termal detectada en el pozo EAC-1. CFE-GPG internal report OGL-AC-11/96, 38 pp.
- López-Hernández, A., Castillo-Hernández, D., 1997. Exploratory drilling at Acoculco, Puebla, Mexico: A hydrothermal system with only nonthermal manifestations. *Geothermal Resources Council Transactions* 21, 429-433.
- López-Ramos, E., 1981, Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 5, No. 2, p. 158-177.
- Luhr, J.F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic Rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Can. Min.* 35, 473-500.
- Mahon, W., McDowell, G., Finlayson, J.B., 1980. Carbon dioxide: its role in geothermal systems. *N.Z.J. Sci.* 23, 133-148.
- Mahood, G.A., 1980. Geologic evolution of a Pleistocene rhyolitic center-Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, 199-230.
- Mammerickx, J., Klitgord, K., 1982. North East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y.B.P. to the present. *J. Geophys. Res.* 87, 6751–6759.

- Mazor, E., 1977. Geothermal tracing with atmospheric and radiogenic noble gases. *Geothermics* 5, 21-36.
- Mc Dougall, I y Harrison, T.M., 1988. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. Oxford University Press, New York.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada* 19, 145-162.
- Menard, H.W., 1978. Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction. *Journal of Geology* 86, 99-110.
- Milán, V.M., Yáñez, C., Navarro, L., Verma, S.P. y Carrasco, N.G., 1993. Geología y elementos mayores de la caldera de Huichapan, Hidalgo, México. *Geofísica Internacional* 32, 261-276.
- Molnar, P. y Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle American region from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 80, 1639-1684.
- Morales, G. J. y Garduño-Monroy, V.H., 1984. Estudio tectónico-estructural del proyecto Huauchinango, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo, México City, México, internal report, 113 pp.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt. Structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12, 55-70.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2, p. 1-16.
- Nelson, S.A., Lighthart, A., 1997. Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, México-a Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. IICTI de la UAEH e IG de la UNAM. II Convención sobre La Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca, Hgo., Mexico, libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 4, 89-96.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 93, 514-523.
- Palma-Guzmán, S.H., 1987. Estudio geoelectrico en la zona geotérmica de La Alcaparrosa-Los Azufres (Acoculco), Puebla, Interpretación cualitativa. CFE-GPG reporte interno 16/87, 12 pp.

- Palma-Guzmán, S.H., 1995. Análisis geoelectrico para la ubicación de pozos exploratorios en el área geotérmica de Acapulco, Puebla. CFE-GPG reporte interno GF-AC-021/95, 21 pp.
- Pardo, M., y Suárez, G., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco Block in western Mexico. *Geophysical Research Letters* 320, 2391-2394.
- Pardo, M., y Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12,357-12,373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A. y Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán: Boulder, Geological Society of America, Map and Chart series, MCH72, 1 map and 22p.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Countr. Mineral. Petrol.* 58, 63-81
- PEMEX, 1981. Mapa de contornos de anomalía de Bouguer, Esc. 1:250,000.
- PEMEX, 1980. Mapa de contornos de aeromagnetometría. Altura de vuelo 3500 msnm, fecha de vuelo 1979-1980.
- Polak, B.G., Prasalov, E.M., Kononov, V.I., Verkovsky, A.B., González, A., Templos, L.A., Espíndola, J.M., Arellano, J.M. y Mañón, A., 1982. Isotopic composition and concentration of inert gases in Mexican hydrothermal systems (Genetic and applied aspects). *Geofísica Internacional* 21, 193-227.
- Pradal, E. y Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journ. Volc. Geother. Res.* 63, 201-215.
- Quinto, A., Santoyo, E., Torres, V., González, E., Castillo, H.D., 1995. Estudio geoquímico-ambiental de los efluentes naturales producidos en la zona geotérmica de Acapulco, Puebla. *Ingeniería Hidráulica en México*, X(3), 21-27.
- Reyes, A., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43, 279-309.
- Robin, C., 1982a. Mexico: in *Andesites*, Thorpe, R.S. ed., John Wiley & Sons, 137-147.
- Roddick, J., 1983. High precision of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 47, 887-898.

- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 12, 644 pp.
- Romero, R.F., Hernández, V.I., 1981. Evaluación preliminar de zonas de interés geotérmico aplicando el método geostadístico en los estados de Puebla y Tlaxcala. CFE-GPG internal report 69/81, 20 pp.
- Schilt, F.E. y Karig, D.E., 1982, Kinematic evolution of the northern Cocos plate. Jour. Geophys. Res., v. 87, No. B4, p. 2958-2968.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic Terranes and the Tectonic Evolution of Mexico. Geol. Soc. Am., Special Paper 278.
- Segerstrom, K., 1961. Geología del sureste del estado de Hidalgo y noreste del estado de México, Boletín de la Asoc. Mex. Geol. Mex. 13, 147-168.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) antes Consejo de Recursos Minerales, 1999. Datos aeromagnéticos corregidos correspondientes a la carta INEGI E14B13. Fecha media de vuelo 31/08/1999. Altura 300 msnt (2240 msnm). Líneas N-S con espaciamiento de 1 km.
- Servicio Geológico Mexicano. Mapas en línea, Hoja Zacatlán.
- Sigurdsson, H. et al., 2000, Encyclopedia of volcanoes. Academia Press, 803-855.
- Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C., and Latter, J.H., 1981, Volcanoes of the world. Washington, D.C., Smithsonian Institution.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth and Planetary Sci. Lett. 36, 359-362.
- Suárez, G. y Singh, S.K., 1986. Tectonic interpretation of the transmexican Volcanic Belt-Discussion. Tectonophysics 127, 155-160.
- Suter M. 1991. State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. In Neotectonics of North America, Slemmons DB et al. (eds). Decade Map 1. Geological Society of America: Boulder, Colorado; 401-1421.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Matínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995. The Acambay garben: Active intra-arc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. Tectonics 14, 1245-1262.

- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O. y Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *GSA Bulletin*; June 2001; v. 113; no. 6; p. 693–703.
- Talwani, M., Worzel, L. y Landisman, M., 1959. Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research* 64, 49-59.
- Telford, W. M., L. P. Geldart, y R. E. Sheriff, 1990. [Applied Geophysics](#). Cambridge University Press.
- Tello-Hinojosa, E., 1986. Geoquímica de la zona geotérmica de la caldera de Acoculco, Puebla. CFE-GPG reporte interno 34/86, 15 pp.
- Tello-Hinojosa, E., 1987. Composición química e isotópica del agua de los manantiales de Acoculco, Puebla. CFE-GPG reporte interno 23/87, 7 pp.
- Tello-Hinojosa-Hinojosa, E., 1994. Química de los fluidos hidrotermales de la zona geotérmica de la caldera de Acoculco, Puebla. CFE-GPG reporte interno GQ-013-94, 14 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Del Castillo, L., 1977. Un Modelo del Eje Volcánico Transmexicano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Böhnell, H., 1987. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcabcic Belt-Duscussion. *Tectonophysics* 138, 319-323.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores_Ruiz,J.H., 1996. Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 38, 176-194.
- Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., Milan, M., 1991. Geology and geochemistry of Amealco Caldera, Qro., México. *Journal of Volcanol. and Geotherm. Res.* 47, 105-127.
- Verma, S.P., 2001. Geochemical evidence for a lithosphere source for magmas in the Mexican Volcanic Belt from Acoculco caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt, *Int. Geol. Rev.*, 43, 31-51.
- Yáñez-García, C., 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. CFE-GPG reporte interno 01/80, 59 pp.
- Yokoyama, I., 1987. A quantitative consideration of several calderas for study of their formation. *Geofis. Internal.* 26, 487-498.

York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet Sci. Lett.*, 5, 320-324.

Wohletz, K. y Heiken, G., 1992. *Volcanology and geothermal energy*. University of Cali