



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

CENTRO DE GEOCIENCIAS

**EVOLUCIÓN DEL CENTRO SILÍCICO DE LA
SIERRA DE NANCHITITLA
EDO. DE MÉXICO Y MICHOACÁN**

TESIS

Para obtener el grado de
**MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(TECTÓNICA-GEOLOGÍA ESTRUCTURAL)**

PRESENTA

Norma González Cervantes

TUTOR

Dr. Luca Ferrari Pedraglio

2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Luca Ferrari Pedraglio, quién fungió como director del presente trabajo, por aceptarme como su estudiante y tenerme mucha paciencia, así como por su apoyo académico y económico a lo largo de mi estancia en el Centro de Geociencias. Al CONACyT por financiarme con una beca de 2 años para realizar mi maestría y al proyecto “*Eventos tectónicos y magmáticos Cretácico tardío-Terciario temprano en la porción occidental de la Sierra Madre del Sur: implicaciones geodinámicas y metalogenéticas*” financiado por CONACyT (SEP-2003-CO2-42642/A-1), el cual me otorgó un complemento de beca de 5 meses que me permitió continuar con mi tesis.

También agradezco de forma especial a mis sinodales: el Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz, Dr. Dante Morán Zenteno, Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego, Dr. Ignacio Torres Alvarado y al Dr. Luca Ferrari Pedraglio, por orientarme en la realización de este trabajo, dedicarme su disposición y confianza, así como corregirme y ayudarme a mejorar en mi trabajo.

A las personas que me ayudaron en la orientación y elaboración del trabajo, tanto de laboratorio, bibliográfico, manejo de programas, documentación burocrática y otros:

- Tec. Acad. Juan Tomás Vázquez Ramírez, Tec. Acad. Crescencio Garduño Paz y al Tec. Administrativo Oscar Aguilar Moreno por ayudarme en la elaboración de las láminas delgadas y por su placentera compañía.
- Dra. Margarita López Martínez por la realización y revisión de los análisis y resultados geocronológicos. Así como a Miguel Ángel García García por el análisis por espectrometría de masas y a Ángela Susana Rosas Montoya por la preparación de muestras para geocronología. Al Dr. Alexander Iriando por resolverme preguntas con respecto a la teoría de la geocronología.
- Ing. Rufino Lozano Santa Cruz por el análisis de la geoquímica de elementos mayores, así como al Dr. Arturo Gómez Tuena, al Tec. Acad. Ofelia Pérez Arvizu por su orientación en el manejo del ICP-MS *Thermo Series X-II*. Al Ing. Nelly Everly Rincón Herrera por orientarme en la limpieza de las muestras e igualmente al M.C. José Guadalupe Cavazos Tovar por ayudarme a triturar las muestras y por dirigirme en la metodología para el análisis geoquímico de los elementos traza. Al Ing. Gregorio Solorio Munguía, por facilitarme material de laboratorio para llevar acabo el lavado y secado de muestras.
- Tec. Acad. Teresa Soledad Medina Malagón, Tec. Acad. Teresita de Jesús Pérez Cruz y M.P.L. Jacqueline Mireya Calzada Mendoza por su valioso apoyo en las búsquedas bibliográficas que necesité para mi tesis y diversos trabajos de los cursos elaborados durante la maestría. Así como por la revisión bibliográfica de este trabajo, llevado acabo por la Tec. Acad. Teresa Soledad Medina Malagón. ¡Muchísimas gracias Solecito!!!!.
- Ing. Jesús Silva Corona por su orientación en el manejo de los programas de edición, esencialmente por su valiosa ayuda en la edición de este trabajo, su sincera amistad y siempre estar conmigo. Gracias *Geochuy!*
- A la Secretaria de apoyo al Posgrado. Marta Guadalupe Pereda Miranda por su valioso apoyo en todos los trámites burocráticos. ¡Muchísimas gracias Marta, te estimo mucho!!!
- Dr. José Jorge Aranda Gómez, Dra. Teresa Orozco y al Dr. Gabriel Chávez Cabello por su estimable revisión de mis láminas delgadas.
- A los geólogos Michelangelo Martini Pop, Laura Mori y la Dra. Teresa Orozco por la revisión y valiosos consejos en los capítulos de deformación y geoquímica. También al Ing. Isidro Loza, al M.C. Guadalupe

Cavazos y a los geólogos Isaac Gutiérrez, Michelangelo Martini y Jorge Nieto por sus pláticas didácticas que me inspiraron geológicamente.

- Lic. Dionisio León Salas por facilitarme los vehículos para las salidas a campo. Y en general al todo el personal de apoyo académico-administrativo por prestarme su tiempo con los trámites burocráticos, y,
- Al M.C. Martín Hernández Marín, Geólogo Michelangelo Martini Pop, M.C. José Guadalupe Cavazos Tovar, Dr. Luca Ferrari Pedraglio, M.C. Andrés Felipe Arango Guevara e Ing. Constancio Iván Barajas Gea, Dr. Luis Mariano Cerca Martínez y Geólogo Lina María Serrano Durán por acompañarme a campo por diferentes razones y circunstancias.

Agradezco a los doctores Aguirre, Gómez Tuena, Román Pérez, Harald Böhnel, Ángel Nieto, Gerardo Carrasco, Vassallo, Molina, Luca y al Ing. Solorio. Así como a las doctoras Susana Alaniz y Teresa Orozco por compartir su conocimiento conmigo en los diferentes cursos que realice a lo largo de la maestría.

Mi gratitud inmensa a todo el personal del Centro de Geociencias a las personas de intendencia, vigilantes (que muchas veces me abrieron mi cubículo por olvidadiza), ayudantes de laboratorios, personal de biblioteca, administrativos, estudiantes y doctores por compartirme su compañerismo en mi estancia en el CGEO y en los eventos que organicé con mi amiga Jaky. ¡Muchas gracias a todos!

A mis primeros y muy buenos compañeros de Geociencias: “La vieja guardia de geociencias” – Muy especialmente a Martín Hernández, Jesús Pacheco, Oscar Dávalos, Carlos Vargas, Eloisa Domínguez, Gabriel Chávez, Tania Norato, Rodolfo Díaz, Tere Orozco, Jesús Silva, Dora Carreón y Andrea Rossotti – por su apoyo, amistad y aliento. También a mi compañera del posgrado en el D. F., Beatriz Díaz y especialmente a mis compañeros de cubículo: Irais, Lenin y Joél.

Al Dr. Harald Norbert Böhnel por proveerme de un empleo con sus muestras, cuando más lo necesite. A Sol, Chilo, Lupillo, Monce, Armando, Mariano, Dora, Mike, José Luis, Iván y Aldo Izaguirre por darme asilo en sus casas. Así mismo a las familias Medina Malagón y Hernández Marín por sus atenciones.

Expreso mi gratitud especialmente a los doctores Dante Morán, Gerardo Aguirre, Ángel Nieto, Teresa Orozco, Román Pérez, Harald Böhnel, Juan Martín Gómez, Alexander Iriondo, Gómez Tuena, Antoni Camprubí, Guilles Pierre, Vasallo Morales, Jorge Nieto y a los estudiantes Laura Mori, Michelangelo Martini, Joel Torices y Jaqueline Calzada por darme una lección de su valiosa experiencia cargada de conceptos e ideas y de un ávido anhelo de conocimiento, dedicación e interés en la ciencia y en las motivaciones lógicas de la naturaleza humana.

Estoy en deuda con mi buena amiga y compañera Soledad Medina y su familia por compartirme su casa y su inestimable amistad. También agradezco a mis amigos cabezones Lupillo y Chilo por estar conmigo cuando preferían estar en otro lado. A mis sinceros amigos italianos Mike y Laura por contagiarme su amor por la geología, el trabajo y la diversión. A la pequeña y luchadora Jaky por acompañarme y enseñarme el valor incalculable de la *pachamama*. A mi buen amigo Joel que compartió conmigo sus valiosos libros y pláticas cargadas de conocimiento humano. A Martín por ser mi ambrosía. A todos ellos gracias por mostrarme la ética en el trabajo, en la amistad y en la forma de conducirse por la vida.

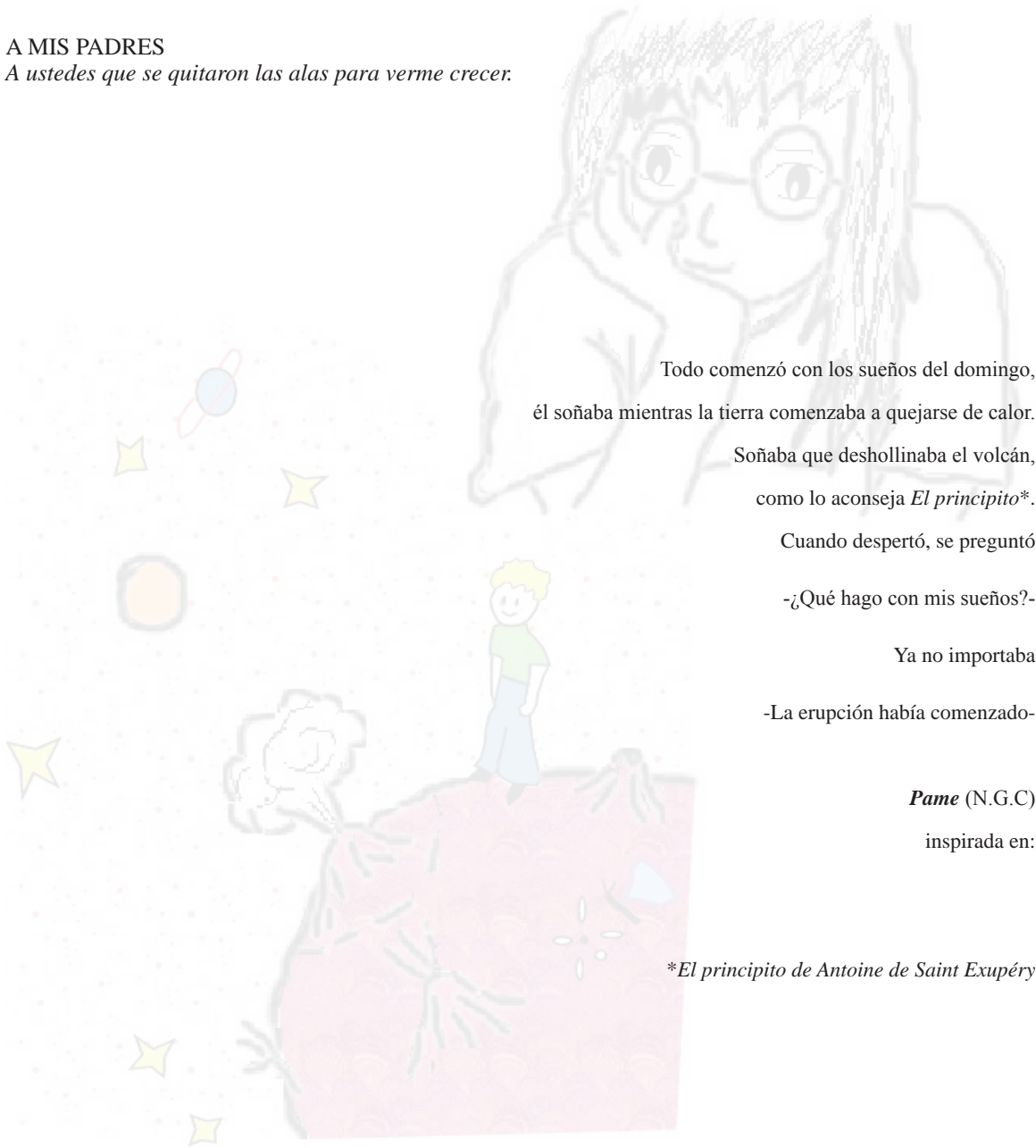
A mis amigos Rodo, Pacheco, Gil, Andres, Rafa y mis amigos de carrera en el Tec. Madero: Ricardi, Carlos, y Requena. A mis amigos de vida Paco, Rosa y Sandra. Agradezco al Oztoc†, a la Canita y a la Morena por acompañarme y llevarme a pasear.

Sensiblemente y económicamente agradezco a quienes más amo: *mi familia* especialmente a
MIS PADRES.

Dedicado:

A MIS PADRES

A ustedes que se quitaron las alas para verme crecer.



Todo comenzó con los sueños del domingo,
él soñaba mientras la tierra comenzaba a quejarse de calor.

Soñaba que deshollinaba el volcán,
como lo aconseja *El principito**.

Cuando despertó, se preguntó

-¿Qué hago con mis sueños?-

Ya no importaba

-La erupción había comenzado-

Pame (N.G.C)

inspirada en:

**El principito de Antoine de Saint Exupéry*

Contenido

	Página
Índice de Figuras	iii
Índice de Fotos	iv
Índice de Tablas	vi
Agradecimientos	vii
Resumen	xi
I. Introducción	1
I.1. Planteamiento del problema	1
I.2. Antecedentes	2
I.3. Objetivos	3
I.4. Localización del área de estudio	4
I.5. Metodología	4
I.5.1. Métodos analíticos	5
II. Marco geológico regional	13
II.1. El Terreno Guerrero	13
II.2. Provincia Volcánica de la Sierra Madre del Sur	16
II.3. Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla	20
III. Resultados	21
III. 1. Geología local: Estratigrafía del área de Bejucos	21
III. 1. 1. Secuencia Mesozoica	21
III. 1. 1. 1. Esquisto Tejupilco	21
III. 1. 1. 2. Grupo Arcelia-Palmar Chico	24
III. 1. 1. 3. Batolito de Tingambato	27
III. 1. 1. 4. Formación Cutzamala	28
III. 1. 2. Secuencia Volcánica Cenozoica	33
III. 1. 2. 1. Andesita Puerto El Salitre	33
III. 1. 2. 2. Pórfidos La Crucita	35
III. 1. 2. 3. Andesita La Laguna	38
III. 1. 2. 4. Enjambre de diques del área de Bejucos	43
III. 1. 2. 5. Intrusivo El Morro	46
III. 1. 2. 6. Secuencia Volcánica de Nanchititla (SVN)	49
a) Depósitos volcano-sedimentarios	50
b) Brecha coignimbrítica de rezago	52
c) Ignimbrita Nanchititla	53
III. 1. 2. 7. Domos Nanchititla	56
III. 1. 2. 8. Ignimbrita Puerto El Tequezquite	61
III. 1. 3. Cuaternario	63
III. 1. 3. 1. Basaltos Las Palmas	63
III. 1. 3. 2. Depósitos de Aluvión	64

Contenido (cont.)

	Página
III. 2. Relación entre el emplazamiento de magma y las estructuras de deformación en el área de Bejucos	64
III. 2. 1. Consideraciones generales sobre el mecanismo de ascenso de magma y el fallamiento	64
III. 2. 2. Deformación y vulcanismo del área de la Sierra de Nanchititla	66
III. 3. Geoquímica del vulcanismo del área de Nanchititla	71
III. 3. 1. Elementos mayores y menores	71
III. 3. 2. Elementos traza	76
IV. Discusión y conclusiones	83
IV. 1. Evolución tectono-magmática del área de Nanchititla	83
IV. 2. Síntesis de las características mineralógicas y geoquímicas del magmatismo del CVSN	84
IV. 3. Evolución volcanológica del CVSN	85
Bibliografía	87

Índice de figuras

Figura	Descripción	Página
1	Ubicación, principales poblados y vías de acceso del CVSN.	4
2	Configuración de los terrenos tectonoestratigráficos en México.	14
3	Ubicación de la Sierra Madre del Sur (SMS) en el territorio mexicano.	17
4	Distribución del episodio magmático Eoceno-Oligoceno. Regiones de estudio por diferentes autores.	19
5	Columna Estratigráfica del área de Bejucos. Los espesores de las diferentes unidades litológicas no están a escala.	22
6	Mapa Geológico de Bejucos.	26
7	Esquema que ilustra las relaciones de contacto entre las asociaciones de facies de la Formación Cutzamala en el área de Bejucos.	33
8	Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de dos experimentos para la muestra Tc-01.	36
9	Resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Nan-64.	42
10	Resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Nan-68.	43
11	Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra Tc-04.	49
12	Esquema generalizado de la sección estratigráfica de la SVN, observada en el área de la Sierra de Nanchititla.	51
13	Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra Tc-O2.	57
14	Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra Nan-55.	62
15	Mapa esquemático de la porción norte-central de la SMS.	66
16	Secciones estructurales tomadas a lo largo y ancho del CVSN, en el área de estudio.	68
17	Mapa de los principales lineamientos y diques del área de la Sierra de Nanchititla.	69
18	Análisis de distribución de las orientaciones de los diques.	70
19	Diagrama de álcalis totales contra SiO_2 (TAS) en base anhidra con división de los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971), el cual muestra las rocas del área de Bejucos.	74
20	Diagrama de clasificación de Le Maitre <i>et al.</i> , (1989) en base anhidra, el cual separa las series de acuerdo a su contenido de K.	74
21	Diagramas de variación de los elementos mayores en base anhidra, para las rocas del área de estudio. Todos los datos reportados en % peso.	75
22	Diagramas de (a) SiO_2 y (b) MgO vs Mg\# para las <i>suites</i> basáltico-andesítica y riolítica de las rocas del área de estudio.	76
23	Diagrama de aluminosidad con valores molares para la <i>suite</i> riolítica.	77
24	Diagramas de (a) multielementos normalizados a manto primitivo y (b) de tierras raras a condrita.	79
25	Diagrama de Eu/Eu^* con valores normalizados a condrita.	80

Índice de fotos

Foto	Descripción	Página
1	Fotografía donde se muestra el contacto tectónico entre el Esquisto Tejupilco y las lavas del grupo Arcelia-Palmar Chico, en la carretera que va del poblado El Estanco hacia Puerto del Salitre, ~2 km antes de llegar a este último; con detalle en el Esquisto Tejupilco de color gris claro.	24
2	Vista de las lavas del grupo Arcelia-Palmar Chico, con un acercamiento a las lavas almohadilladas. Foto tomada cerca de la Hidroeléctrica y del poblado de Tingambato.	27
3	Fotomicrografía de la muestra Bej-11 procedente del Batolito de Tingambato, tomada después de la Hidroeléctrica Tingambato, 3 km después del poblado Tingambato del Sur. Textura Holocristalina equigranular, compuesta por cristales de piroxenos (clinopiroxenos (Cpx)), plagioclasas, cuarzo (Cz) y magnetita. Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.	29
4	Diferentes vistas de los conglomerados y areniscas de la Formación Cutzamala. (a) Conglomerado de facies Galeana 1, (b) conglomerados facies Cañita?, (c) areniscas color verdosas de las facies Otlatepec.	32
5	Diferentes vistas de la Formación Cutzamala en el área de Bejucos. (a) Cerros de areniscas de las facies El Cirián, (b) brecha de colapso y (c) depósitos piroclásticos intercalados con areniscas, ambos de las facies Los Bonetes.	34
6	Vista de la Andesita Puerto El Salitre en fotografía de afloramiento y fotomicrografía. (a) Fotografía de afloramiento cerca del poblado Puerto del Salitre donde fue tomada la muestra Tc-01 para análisis, (b) con textura hipocristalina con cristales reabsorbidos de piroxenos (Px) en una matriz de microlitos de plagioclasa. Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.	35
7	Vista del domo La Crucita en la comunidad de Agua Zarca, al sur de dicho domo y noroeste del área; con acercamiento los derrames lobulares que intemperizan en bloques.	38
8	Fotomicrografías de las rocas de los Pórfidos La Crucita. (a) Textura porfídica compuesta principalmente de plagioclasas (Plg), en ocasiones con clinopiroxenos (Cpx) (b, c y d) y hornblendas (Horb) (d), embebidos en una matriz de microlitos desvitrificada (a, b y c) o hipocristalina desvitrificada (d). Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados para a, b y c. Para c, base de foto 3.0mm, nícoles cruzados.	39
9	Microfotográficas de las muestras Nan-64 (a, b), Nan-68 (c, d y e) y Nan 61 (f), de la Andesita La Laguna, procedente de las localidades de Palos Prietos-Cañadas de Nanchititla, Las Paredes-La Laguna y La Crucita, respectivamente. Se muestra una textura hipocristalina, porfídica compuesta por cristales de plagioclasa (Plg) principalmente, magnetita y piroxenos, embebidos en una matriz de microlitos que varía de hipocristalina a vítrea. Base de fotos 1.5mm, nícoles cruzados.	41
10	Vista de los diques afíricos máficos localizados en el área de estudio, el primero (a) en la terracería que va de la comunidad Las Parotas a Los Curindalos, al norte del área, rodeando la Sierra de Nanchititla y el Batolito Tingambato. El segundo (b) localizado en el lecho del río el Sauz, por la terracería que va de la comunidad La Laguna a El Cuailote, al centro-este del área de estudio.	44
11	Vista de los diques porfídicos máficos en el área de estudio. La foto a la izquierda es de un dique rico en pequeñas plagioclasas, localizado en el lecho del río El Saúz, por la terracería que va de la comunidad La Laguna a El Cuailote, al centro-este del área de estudio. La imagen a la derecha se tomó en la terracería que va del poblado El Rincón del Guayabal a Potrero del Guayabal, al sur del área de estudio.	45

Índice de fotos (cont.)

Foto	Descripción	Página
12	Vista de los diques piroclásticos en el área de estudio. La foto a la izquierda se tomó en la carretera que va al poblado Cañadas de Nanchititla, la foto a la derecha se tomó en la terracería que va de la comunidad Hermiltepec a El Campanario, al noreste del área de estudio.	46
13	Fotomicrografías de las rocas del Intrusivo El Morro. (a, b y c) Muestra Tc-04, de textura de grano medio con cristales de feldespatos K (Fld. K), plagioclasa (Plg) y clinopiroxenos (Cpx), principalmente. (d, e y f) Muestra Bej-05, de textura mirmequítica, con cristales de plagioclasa y clinopiroxenos, principalmente; localmente muestra textura intersecal. Base de fotos 1.5 mm, nícoles cruzados.	48
14	Vista de los depósitos volcano-sedimentarios. (a) Se puede ver una moderada inclinación de estos depósitos, compuestos por líticos volcánicos en una matriz arenosa, moderadamente cementada; (b) acercamiento al horizonte de cenizas al parecer depositadas en agua; (c) acercamiento al depósito bien cementado compuesto por líticos volcánicos y muchos de ellos, elongados en una dirección.	52
15	Vistas de la Ignimbrita Nanchititla. (a y b) Panorámica de la ignimbrita y sus relativos espesores. Acercamiento a los depósitos densamente soldados con líticos de granito y pómez elongadas (c) y a los depósitos parcialmente soldados (d), por la carretera que va al poblado de Cañadas de Nanchititla, en el centro-este del área de estudio.	53
16	Microfotografía de la muestra Tc-02 procedente del cuerpo A de la Ignimbrita Nanchititla. (a y b) Textura hipocristalina con pómez y líticos embebidos en una matriz compuesta por vidrio, feldespato, cuarzo y biotita. Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.	55
17	Vista de los Domos Nanchititla. (a) Se puede observar un marcado bandeamiento de flujo y un dique piroclástico inyectado en este afloramiento. (b) El acercamiento a estos cuerpos muestra como la viscosidad del magma era alta, para formar el bandeamiento de flujo muy característico en estos cuerpos. Fotos tomadas en la carretera que va al poblado de Cañadas de Nanchititla, cerca del poblado Los Hormigueros, al centro este del área de estudio.	58
18	Fotomicrografía de una muestra de los Domos Nanchititla. Textura hipocristalina compuesta por cristales de moscovita y biotita, embebidos en una matriz de vidrio, feldespatos (Fld. K) y cuarzo. Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.	59
19	Vista de uno de los xenolitos de lavas porfídicas, encontrados en el techo del domo Los Hormigueros, en la carretera que va del poblado Palos Prietos a las Cañadas de Nanchititla, al centro este del área de estudio.	59
20	Fotomicrografías de las rocas del domo Los Hormigueros. (a) Textura porfídica en la muestra Tc-03, donde los cristales más grandes son plagioclasas (Plg); (b, c y d) textura de grano fino rica en cristales de Feldespatos pótasicos (Fld. K) y en menor porcentaje biotita (Biot), clinopiroxeno (Cpx) y cuarzo (Cz). Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.	60
21	Vista del contacto entre el domo Los Hormigueros y el domo Los Corralitos. En la carretera que va del cerro Los Corralitos a el poblado Los Hormigueros, el centro-este del área de estudio.	61
22	Vista de los depósitos de la Ignimbrita Tequezquite, característica por estar moderadamente soldada y pómez elongadas blancas y café; con acercamiento al depósito. Foto tomada en la terracería que va del poblado de Cañadas de Nanchititla a Puerto El Tequezquite.	63

Índice de tablas

Tabla	Descripción	Página
I	Reproductividad de los datos de elementos traza por Mori <i>et al.</i> , 2007	12
II	Resultados de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el área de Bejucos.	23
III	Resumen de resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Tc-01 (roca total)	36
IV	Resumen de resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Nan-64 (roca total)	42
V	Resumen de resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Nan-68 (roca total)	43
VI	Resumen de resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Tc-04 (concentrado de matriz)	49
VII	Resumen de resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Tc-02 (sanidino)	57
VIII	Resumen de resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para la muestra Nan-55 (feldespato K)	62
IX	Resumen de las características más comunes observadas para diques y diapiros	65
X	Datos de elementos mayores y traza del área de estudio	81

Resumen

Al norte de la Sierra Madre del Sur (SMS), en los límites de los estados de México, Michoacán y Guerrero se localiza el Centro Volcánico Sierra de Nanchititla (CVSN). Los estudios realizados en el área de Taxco y Tilzapotla reconocen una deformación de carácter frágil durante el Terciario temprano, la cual ha sido vinculada con un sistema de falla lateral regional de dirección WNW-ESE, al norte de la SMS (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004, 2005). Al parecer durante el Eoceno-Oligoceno, este sistema de fallas favoreció el emplazamiento de una serie de centros volcánicos silícicos (Huautla, Tilzapotla, Taxco y La Goleta) en esa misma dirección preferencial (WNW-ESE) (Morán-Zenteno *et al.*, 2005), entre los cuales se encuentra el CVSN. Estos centros volcánicos produjeron ignimbritas de gran volumen, proceso que en el área de Tilzapotla ha sido relacionado al colapso de una caldera (Morán-Zenteno *et al.*, 1998). Por lo que se podría pensar que el CVSN corresponde a una caldera de colapso exhumada (Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

Los resultados de este trabajo indican que el CVSN forma parte de la actividad magmática registrada durante el Eoceno-Oligoceno en la SMS, y presenta una historia geológica que duró aproximadamente 7.5 Ma, teniendo su máxima manifestación en un periodo de ~ 2.2 Ma (entre 37.8 ± 0.2 y 35.6 ± 0.5 Ma) con el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos, domos riolíticos y depósitos piroclásticos de gran volumen. El magmatismo del CVSN inicia con diques máficos afíricos de dirección WNW-ESE que alimentan a la Andesita Puerto El Salitre del Eoceno medio (43.1 ± 2.8 Ma), continua con cuerpos subvolcánicos e intrusivos, y termina durante el Eoceno tardío con tres procesos: (1) el emplazamiento de diques félsicos piroclásticos de dirección WNW-ESE que alimentaron a grandes volúmenes de flujos piroclásticos (Ignimbrita Nanchititla- 35.6 ± 0.5 Ma), (2) el emplazamiento de cuerpos riolíticos (Domos Nanchititla- 35.6 ± 0.1 Ma), y (3) un flujo piroclástico que dio origen a la Ignimbrita Tequezquite. Las relaciones geoquímicas del CVSN sugieren un proceso de diferenciación a partir de magmas máficos primarios que dieron origen tanto a rocas basáltico-andesíticas como a rocas riolíticas, conformando un magmatismo bimodal. Este magmatismo presenta además una firma de arco y sus rocas riolíticas más antiguas tienden a tener un carácter peraluminoso. Dado que la distribución de los cuerpos y de los centros de emisión volcánicos en el área se ajustan a los lineamientos regionales WNW-ESE y que existe una abundante cantidad de material emplazado durante un periodo relativamente corto (~ 2.2 Ma), se concluye que el emplazamiento fue controlado por fracturas regionales preexistentes con dirección WNW-ESE y que posiblemente la deformación local fue mayor que la regional, inhibiendo la formación de una caldera. Es decir, el emplazamiento del CVSN tuvo lugar por medio de erupciones fisurales de dirección WNW-ESE pre-existentes más que por el colapso de una caldera.

Abstract

The Sierra de Nanchititla Volcanic Center (CVSN) is located at the borders of the States of Mexico, Michoacán and Guerrero, in the northern sector of Sierra Madre del Sur magmatic province (SMS). Previous studies in the areas of Taxco and Tilzapotla recognized a brittle deformation during the Early Tertiary, and associated this deformation with a WNW-ESE-trending, regional lateral fault system at the north of the SMS (Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2005). This fault system apparently favored the emplacement of several silica-rich volcanic centers along a WNW-ESE direction during the Eocene-Oligocene. These volcanic centers include Huatla, Tilzapotla, Taxco, La Goleta and Sierra de Nanchititla (Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

Our results indicate that the CVSN is part of the Eocene-Oligocene magmatic activity registered in the SMS. The CVSN activity lasted 7.5 Ma, but its most intense manifestation lasted ~2.2 Ma (between 37.8 ± 0.2 and 35.6 ± 0.5 Ma) and was characterized by the emplacement of sub-volcanic bodies, rhyolitic domes and voluminous pyroclastic deposits. The oldest magmatic event of the CVSN is represented by the intrusion of WNW-ESE-trending mafic aphyric dikes from the late Eocene (35.6 ± 0.5 Ma), that are observed in the Andesita Puerto El Salitre; magmatic activity continued with the emplacement of sub-volcanic and intrusive bodies; and finished during the Eocene with three processes: (1) the emplacement of WNW-ESE-trending, felsic pyroclastic dikes, observed in the huge volume of pyroclastic flows (Ignimbrita Nanchititla- 35.6 ± 0.5 Ma), (2) the emplacement of rhyolitic bodies (Domos Nanchititla- 35.6 ± 0.1 Ma), and (3) a pyroclastic flow manifested in the Ignimbrita Tequezquite. Geochemical data of the CVSN rocks suggest a differentiation process, starting with primary mafic magmas and originating both basaltic-andesitic and andesitic rocks (bimodal magmatism). These magmas present typical arc-like features, and the oldest rhyolitic rocks tend to have a peraluminous character. Since the distribution of volcanic bodies and centers in the area seem to be emplaced along the WNW-ESE-trending regional lineaments, and considering that the enormous amount of material was emplaced during a relatively short time span (~ 2.2 Ma), it can be concluded that the emplacement process was controlled by the pre-existent, WNW-ESE-trending, regional fractures, and that the local deformation was larger than the regional, probably inhibiting the formation of a caldera in the area. In other words, the emplacement of the CVSN was facilitated by pre-existing, WNW-ESE-trending, fissural eruptions, rather than by a caldera collapse.

Capítulo I

Introducción

I.1. Planteamiento del problema

Los estudios estructurales, geocronológicos y estratigráficos realizados en la Sierra Madre del Sur (SMS), muestran para el Cretácico superior y el Terciario inferior una tectónica polifásica y dos importantes episodios magmáticos: 1) episodio del Maastrichtiano-Paleoceno (67 a ~55 Ma) (Ortega-Gutiérrez, 1980; Morán-Zenteno, 1992; Meza-Figueroa *et al.*, 2003; González-Partida *et al.*, 2003; Ducea *et al.*, 2004; Cerca *et al.*, 2004, 2007), y 2) episodio del Eoceno-Oligoceno (48 a 31 Ma) (Damon *et al.*, 1981; Pasquare *et al.*, 1991; Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004, 2005; Cerca *et al.*, 2004, 2007). El conocimiento detallado de la evolución tectono-magmática de esta región para el Cretácico superior – Terciario inferior y su relación con la historia geodinámica del sur de México es el objetivo de estudio de un proyecto de grupo financiado por CONACYT (SEP-2003-C02-42642/A-1) del cual esta tesis forma parte. El magmatismo del Eoceno-Oligoceno en el sur de México, se encuentra distribuido en una amplia zona entre la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y la costa, desde la región de Zihuatanejo-Cd. Altamirano hasta Oaxaca central. En la parte norte de la SMS, en los estados de Morelos, Guerrero, México y occidente de Oaxaca, se encuentra una serie de centros volcánicos silícicos como Huautla, Tilzapotla, Taxco, La Goleta y el Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla (CVSN), que produjeron ignimbritas de gran espesor (Morán-Zenteno *et al.*, 1998, 2004, 2005). Estos centros se distribuyen en una franja ~WNW-ESE y, en la zona del Campo Volcánico Taxco (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), así como en la zona de la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2005) han sido relacionados con sistemas de fallas laterales de diferente cinemática pero con orientación similar. Morán-Zenteno *et al.*, (2005) proponen que este sistema de fallas laterales puede prolongarse hacia el noroeste hasta el CVSN, pasando por el centro volcánico de La Goleta. Si el CVSN es parte de este mismo sistema volcano-tectónico, tomando en cuenta su composición predominantemente silícica y su estado de erosión, se podría pensar que corresponde a una caldera de colapso exhumada al igual que el centro de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2005) o un campo de domos del tipo volcánico de Taxco (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Esto plantearía la existencia de un pulso magmático silícico de importancia regional acaecido en el Eoceno tardío y localizado al norte de la SMS.

Por otro lado, recientemente se han reportado enjambres de diques con una dirección general WNW-ESE al nor-occidente del CVSN (Serrano-Durán *et al.*, 2005), que sugieren que el alineamiento

miento de los centros silícicos Huautla, Tilzapotla, Taxco, La Goleta y CVSN puede prolongarse ulteriormente al occidente (Morán-Zenteno *et al.*, 2005), hasta alcanzar la parte sur del pliegue de Tzitzio (Ferrari *et al.*, 2004). Un lineamiento volcano-tectónico de esta amplitud representa un rasgo cortical mayor y su dirección sub-paralela a la costa sugiere una relación con la tectónica de truncamiento por movimiento lateral que se ha postulado para el Terciario (p.ej. Hermann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Morán Zenteno *et al.*, 1996).

El problema particular es que la información disponible en la literatura es de carácter regional y no existen datos estratigráficos, geocronológicos, geoquímicos y estructurales para las áreas del CVSN y La Goleta. Esta información es indispensable para abordar el marco tectónico y la evolución geológica de estas áreas y, probar las hipótesis antes mencionadas. Con este trabajo de tesis, se emprendió el estudio detallado del CVSN que ha permitido generar la información indispensable para conocer la evolución tectono-magmática de este centro y el modo de emplazamiento de las rocas volcánicas a él asociadas.

I.2. Antecedentes

El conocimiento del área de la Sierra de Nanchititla está limitado a trabajos generales realizados regionalmente para la Sierra Madre del Sur. Algunos de los antecedentes para esta región se remontan a los estudios pioneros de los años 60's y 70's sobre el estado de Morelos y norte de Guerrero y la geología de la cuenca el Rio Balsas (Fries, 1960, 1966; De Cserna y Fries, 1981; Ortega-Gutiérrez, 1981; De Cserna, 1982) que empiezan a diferenciar la estratigrafía de la región, sobre todo en lo que respecta a las unidades mesozoicas. Posteriormente, con la definición del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983) se reinterpreta la geología de esta región bajo un esquema movilista y de aloctonía. A nivel regional, trabajos que describen la estratigrafía volcánica y los rasgos tectónicos y estructurales del Cenozoico en la zona norte de la SMS son de Alba-Aldave *et al.* (1996), Morán-Zenteno *et al.* (1999, 2004, 2005), Montiel-Escobar *et al.* (2000), Elías-Herrera *et al.* (2000), Martiny *et al.* (2000, 2002), Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) y Nieto-Samaniego *et al.* (2006). Algunos de estos trabajos mencionan el vulcanismo Eoceno-Oligoceno al cual parece pertenecer el CVSN. Entre ellos destacan los trabajos realizados para la zona de Taxco y Tilzapotla por Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) y Morán-Zenteno *et al.* (2004), respectivamente, los cuales hacen mención de estructuras Eocénicas NW-SE caracterizadas por un desplazamiento lateral en esta zona y la posible correlación con otros centros volcánicos terciarios al norte de la SMS, entre ellos la Sierra de Nanchititla. Morán-Zenteno *et al.* (2004) reportan a la Sierra de Nanchititla como un centro volcánico silícico de probable edad Oligocénica, y más recientemente Morán-Zenteno *et al.* (2005) mencionan que se podría tratar de una posible caldera de colapso exhumada.

Entre los pocos trabajos que describen sumariamente la estratigrafía del área de Nanchititla se encuentran el resumen del mapa geológico de la Hoja Tejupilco escala 1:100,000 (14Q-G9) de De Cserna (1982), así como el mapa geológico escala 1:50,000 de la hoja Bejuco (E14-A55) y escala 1:250,000 de la hoja Ciudad Altamirano (E14-4) publicados por el Consejo de Recursos Minerales actualmente Servicio Geológico Mexicano (SGM), Ramírez-Lozano *et al.*, 1999; Montiel-Escobar *et al.*, 2000, respectivamente). El trabajo de De Cserna (1982) reporta en el área de Nanchititla una secuencia de rocas intrusivas (Diorita y Granodiorita) del Mesozoico, las cuales intrusionan a metaandesitas-metareniscas de la unidad de Arcelia Palmar Chico, a conglomerados oligomícticos-areniscas de la Formación Cumburindio-Facies Acuyo y a conglomerados oligomícticos-calizas de la Formación Cumburindio-Facies El Cajón, atribuidas estas tres al Cretácico inferior. En el mismo mapa no se reporta ninguna unidad del Paleoceno, existiendo un hiato para esta época. Para el Eoceno se reconocen andesitas-brechas andesíticas, intrusionadas por una dacita de la misma edad. Para el Oligoceno se identifican pórfidos riolíticos, los cuales intrusionan a otras riolitas-ignimbritas. Existe según este autor, otro hiato desde el Mioceno hasta finales del Pleistoceno. Para el Holoceno se reportan conglomerados polimícticos y, sobreyaciendo a estos conglomerados, se tienen aluviones. Los mapas del SGM (Ramírez-Lozano *et al.*, 1999; Montiel-Escobar *et al.*, 2000), hacen breves descripciones de todos estos depósitos aunque para ninguno de ellos se obtuvieron fechamientos isotópicos; se muestran los rasgos estructurales del área, en su mayoría posibles fallas con dirección NNW-SSE y unas pocas N-S.

I.3. Objetivos

La finalidad general de este trabajo se describe en los siguientes puntos:

- Reconocer los eventos volcánicos que dieron origen a la CVSN y su relación con los rasgos estructurales de la región.
- Determinar la edad de los episodios volcánicos que originaron al CVSN.
- Conocer la geoquímica de los magmas del CVSN.
- Proponer un modelo de evolución tectono-magmática del CVSN.

Metas del trabajo:

- Elaborar un mapa geológico y secciones geológicas del área.
- Definir la columna estratigráfica representativa del área.
- Realizar una columna estratigráfica general de la secuencia ignimbrítica principal del CVSN.
- Determinar edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de las principales unidades del área.

I.4. Localización del área de estudio

El CVSN se ubica en la región occidental del Estado de México, al oeste del municipio de Luvianos y al norte del de Bejucos, colindando con los estados de Michoacán y Guerrero. Geológicamente se encuentra en la porción norte de la Sierra Madre del Sur y dentro del Terreno Guerrero (Figura 1).

I.5. Metodología

Para este estudio se realizó la compilación de la bibliografía del área, para tener una base que sirviera para la comprensión del problema, para posteriormente llevar a cabo un trabajo detallado y crítico de campo y de gabinete. Se realizó fotointerpretación en escala 1:37,500 de la hoja Bejucos del INEGI con clave E14-A55, y el vaciado de la cartografía de los mapas realizados por De Cserna (1982) y SGM (Ramírez-Lozano *et al.*, 1999), con la finalidad de comenzar el trabajo en campo con un mapa preliminar.

Durante el trabajo de campo se llevó a cabo una cartografía geológica, en la cual se comenzó con un reconocimiento general del área y de sus unidades litológicas y se continuó con un análisis detallado de las mismas unidades, describiendo las características de los afloramientos, así como la relación de contactos entre las unidades. Durante estas campañas de campo también se hizo el levantamiento de una sección de una de las unidades más representativas del área, llamada en este trabajo *Ignimbrita Nanchititla*, así como de la columna estratigráfica general del área. Finalmente,

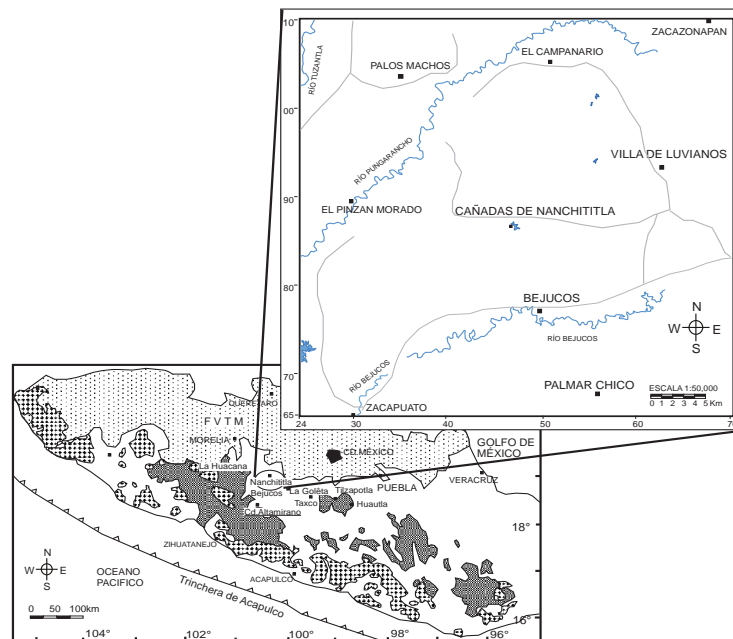


Figura 1. Ubicación, principales poblados y vías de acceso del CVSN. FVTM = Faja Volcánica Trans-Mexicana

se tomaron datos estructurales que permitieron reconocer sus elementos más importantes en la zona, se cartografiaron los diques presentes en el área y se realizaron cuatro secciones geológicas que atraviesan el área de noroeste a sureste y de noreste a suroeste. También se tomaron muestras representativas de las principales unidades del área para análisis petrográficos, geocronológicos y geoquímicos. Ya en gabinete, se perfeccionó la cartografía por medio de un nuevo estudio de las fotografías aéreas escala 1:37,500, dando como resultado un mapa geológico escala 1:50,000, que corresponde en gran medida a la Hoja Bejucos del INEGI con clave E14-A55.

1.5.1. Métodos analíticos

Metodología para los análisis petrográficos

Se colectaron 33 muestras de diferentes unidades estratigráficas del área de estudio buscando que fueran representativas, frescas y libres de alteración en su interior para realizarles láminas delgadas para un análisis petrográfico. Algunas láminas delgadas de estas muestras son descritas en el Capítulo III-Estratigrafía. A todas estas muestras se las limpió de su cubierta de intemperismo y se las etiquetó. Posteriormente se fragmentaron las muestras en pequeños pedazos frescos y manejables y, se escogieron los primeros para la elaboración de las láminas delgadas en el taller de Corte y de Laminación del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla (CGEO). Se procedió a cortar la muestra al tamaño de un portaobjetos y se le marcó con su nombre, después fueron lavadas y puestas a secar. Concluido ésto, se procedió a pulir una de las caras de la muestra con abrasivo de #320 si la roca era muy dura y, posteriormente de 400, 600 y 1000 (este último sólo si la roca era muy blanda), hasta que quedara completamente lisa. Posterior a esto se lavó la muestra y se puso a secar. Se tomó un portaobjetos limpio y se procedió a pulir también una de sus caras con un abrasivo #600, esto con la finalidad de que el adhesivo y la muestra quedaran bien adheridos a él. Después se lavó y secó este portaobjeto. Cuando ya estuvo seco, se limpió la cara pulida con una navaja y se le colocó adhesivo Loccitt 3492 Foto-endurecedor sensible a luz UV, así mismo se colocó adhesivo en el fragmento de roca por la cara que fue pulida. Se unieron las dos partes evitando que queden burbujas de aire entre estos. Posteriormente se pusieron a secar en una lámpara de Luz Ultravioleta (long. de onda de 250-330nm), para que el adhesivo seque más rápido. Ya adherida la muestra al portaobjetos se procedió a etiquetar con un lápiz de diamante y se lavó y secó nuevamente la muestra. Enseguida se procedió a cortar la roca sobrante, hasta que quede lo bastante delgada para que se pueda desbastar con abrasivos. Se debe de tener cuidado en este proceso, por que la roca puede cortarse demasiado y desaparecer. Después de esto se continuó rebajando la muestra con los abrasivos #400 y #600, siempre observando la muestra al microscopio para ver cuándo los cristales llegan al espesor de 30 μm esperado y cuidando no desaparecer la muestra. Cuando los cristales se

lograron observar óptimamente en el microscopio petrográfico de luz transmitida, se lavó y secó la muestra y se le colocó un cubreobjetos con el adhesivo Loccitt 3492. Este proceso se realizó con la ayuda de los Técnicos Académicos Juan Tomás Vázquez Ramírez y Crescencio Garduño Paz y el Auxiliar de laboratorio Oscar Aguilar Moreno. Finalmente, el análisis petrográfico de las muestras se realizó en un microscopio petrográfico de luz transmitida, en el Laboratorio de Vulcanología del CGEO y las fotos fueron tomadas en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Corticales con la cámara de un microscopio petrográfico marca Leica.

Metodología para análisis geocronológicos

Seis de las muestras fueron elegidas para su fechamiento (Tabla II-Capítulo III, Estratigrafía), las cuales fueron trituradas y lavadas para ser enviadas al Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), en Baja California. En este laboratorio se realizaron los análisis de fechamiento por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar con espectrómetros de masas MS-10 y VG5400 utilizando el horno de tantalio para la muestra Tc-01, y por medio de fusión láser para el resto de las muestras. Estos análisis fueron realizados por la Dra. Margarita López-Martínez y se realizaron siguiendo estos procedimientos:

Dependiendo de la textura de la roca y del mineral a separar, se seleccionó la fracción más adecuada para la concentración de mineral. Para la separación de minerales se utilizó el separador magnético Frantz y líquidos pesados. Se obtuvieron concentrados de sanidino y feldespato de potasio para las muestras Tc-02 y Nan-55. Para las muestras Tc-01, Nan-64 y Nan-68 se utilizó muestra de roca total y por último en el caso de la muestra Tc-04 se eliminaron los fenocristales de plagioclasa para analizar un concentrado de matriz de feldespatos potásicos principalmente. Se escogió el concentrado de matriz por que el feldespato K tiene mayor contenido de potasio que las plagioclasas por lo tanto retiene mayor contenido de Ar, además de pertenecer estable a altas temperaturas.

Las muestras y los monitores de irradiación se irradiaron en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario Canadá. Únicamente se analizó la muestra Tc-01 en el espectrómetro MS-10, el cual está conectado en línea con un horno de Tantalio, con temperatura controlada. Se realizó la extracción de argón mediante la técnica de calentamiento por pasos entre 600° y 1300° C.

El resto de las muestras se analizaron con el espectrómetro V65400 ® utilizando un láser como sistema de calentamiento. Las muestras Nan-55, Nan-64, Nan-68 y Tc-04 se analizaron mediante la técnica de calentamiento por pasos, incrementando la potencia de láser desde ~ 0.2 hasta 8 Watts.

Seis fusiones de 1-paso se realizaron en la muestra Tc-02, para estos experimentos se aplicó una potencia entre 6 y 7 Watts en cada ocasión.

Para el procesado de datos se realizaron correcciones por blanco, discriminación y reacciones de interferencia de Ca, K y Cl. Los datos procesados se reportaron en espectros de edad. En estos diagramas se graficó la edad aparente para cada una de las fracciones versus el porcentaje de ^{39}Ar acumulativo (Capítulo III, Estratigrafía). Con el objeto de identificar la fase mineral analizada así como verificar la pureza de los concentrados minerales se graficó la relación de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ versus el porcentaje de ^{39}Ar acumulativo de todos los experimentos. Las edades aparentes reportadas en el espectro de edad se calcularon suponiendo una composición atmosférica para el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$, se utilizaron diagramas de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para determinar la validez de esta suposición. Siempre que el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ obtenido del diagrama de correlación arrojó valores superiores a la de composición atmosférica, se tomó como mejor estimación de la edad de la muestra las edades calculadas con este diagrama.

Para todos los cálculos de ajuste a una línea recta utilizados en el procesado de datos, se utilizaron las ecuaciones sugeridas por York *et al.* (2004). Por último se utilizaron las constantes de decaimiento sugeridas por Steiger y Jäger (1977).

Metodología para análisis geoquímicos

Veinte muestras fueron elegidas para su análisis químico (Tabla X-Capítulo III, Geoquímica). Con el asesoramiento del M.C. José Guadalupe Cavazos-Tovar y la Ing. Nelly Everlyn Rincón-Herrera, los fragmentos más frescos fueron preparados en el taller de trituración y molienda del CGEO como sigue. Se utilizaron los fragmentos más limpios para precontaminar el mortero de acero. Después se procedió a triturar la muestra de forma manual y se tamizó en una malla de plástico de orificios de ~4mm. Aproximadamente ~400 gr de los fragmentos retenidos en la malla se vaciaron en vasos de precipitado limpios, y se enjuagaron con agua desionizada ($\text{DI-H}_2\text{O}$), hasta eliminar todo el polvo posible. Por último, se volvieron a enjuagar las muestras con $\text{DI-H}_2\text{O}$ en un baño ultrasónico durante 30 minutos, para después ponerlas a secar en el horno a una temperatura de ~70-75° C. Las muestras trituradas, lavadas y secadas fueron observadas al microscopio binocular, con el fin de separar los fragmentos con puntos de alteración (precontaminados) de los completamente limpios (ultralimpios). Con las muestras piroclásticas Tc-02, Nan-39 y Nan-69 se separaron los fragmentos que tuvieran una matriz limpia de líticos y alteración, mientras que para la muestra piroclástica Nan-65 se escogieron los fragmentos más limpios de una pómez color café. Estos fragmentos se pusieron en bolsitas etiquetadas en cantidades de 150-200 gk. Las muestras precontaminadas se utilizaron para preparar el pulverizador de alúmina (*alúmina shatterbox*). A continuación se agregaron ~30 gr

de muestra ultralimpia durante 3 minutos, repitiendo este procedimiento hasta que el polvo resultante tuvo un tamaño menor a la malla 200 (0.074 mm). Este polvo se vació en pequeños botes de plástico bien etiquetados y previamente lavados con DI-H₂O y secados. Entre cada muestra se lavó el pulverizador (recipiente y *punk* de alúmina); primero con agua corriente y un cepillo de dientes, después se enjuagó con agua DI-H₂O y a continuación se secó al aire libre con un poco de acetona grado reactivo para que secase más rápido. Ya seco, se agregó ~30 gk de arena sílica y se pulverizó por 3 minutos, con lo que se retira el polvo restante de la muestra anterior. Posteriormente, se repitió el proceso de lavado con agua y secado, para continuar con la siguiente muestra.

Análisis de elementos Mayores y Traza

Los análisis por elementos mayores (Tabla X) fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, con un equipo de fluorescencia de rayos X (FRX) marca Siemens modelo SRS-3000. Estos análisis fueron realizados por el Ing. Rufino Lozano, en pastillas preparadas a partir de las rocas pulverizadas previamente. En los análisis se siguieron los procedimientos estándar descritos por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996).

Los elementos traza (Tabla X) fueron analizados en el Laboratorio de Espectrometría de Masa del CGEO, con el Espectrómetro de Masas con Plasma por Acoplamiento Inductivo (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ICP-MS) Thermo Series X-II y con el asesoramiento del M. C. José Guadalupe Cavazos-Tovar. Además del análisis de las 20 muestras, se analizaron 4 estándares internacionales de roca reportadas por Mori *et al.* (2007) (Tabla I), 2 muestras de un estándar interno (estándar “alto”: muestra PS-99-25 del Macizo de Palma Sola; Gómez-Tuena *et al.*, 2003) y 2 blancos. La mayoría de estas muestras siguieron el mismo procedimiento químico, excepto la muestra Tc-02 (Ignimbrita Nanchititla), la cual se digirió en bomba de presión.

Antes de realizar el análisis de las muestras, los cuartos del Laboratorio Ultralimpio deben estar completamente limpios. Se limpian paredes, pisos y cristales con un trapo limpio y humedecido con agua DI-H₂O y se deja secar. La preparación de las muestras se realizaron de acuerdo al siguiente procedimiento:

- 1.- Pesaje de la muestra. Se realizó en un cuarto del Laboratorio Ultralimpio de calidad de aire 1000 (menos de 1000 partículas por pie cúbico de aire). Se limpió el área alrededor de la microbalanza de precisión. Una vez limpio, se encendió la balanza y se esperó a que se estabilizara, hecho esto, se introdujo un vial Saville con tapa de rosca con capacidad de 15 u 8 ml. Este vial debe estar tapado con papel aluminio para evitar la estática y marcado con el nombre de la muestra que se va a pesar.

Posteriormente, se tomó el peso de este vial con su respectivo aluminio, se taró la microbalanza y se disparó con una pistola antiestática para tener mayor estabilidad. Estando la balanza en ceros, con una espátula se vació entre 0.04950-0.05050 gr. de muestra y se cerró la microbalanza para continuar con la estabilidad. Se procedió a anotar el nombre de la muestra y su peso respectivo, se sacó la muestra y se le agregaron dos gotas de DI-H₂O para evitar la dispersión del polvo. Se cerró el vial y se colocó en un lugar aparte y cubierto, para evitar que se contaminara. Se limpió la espátula y se procedió de igual manera para cada una de las muestras.

2.- Digestión de ácidos. Las digestiones se realizan en otro cuarto del Laboratorio Ultralimpio de calidad de aire 300 bajo una campana de extracción y flujo laminar calidad 100. Teniendo todas las muestras en los viales se les agregó a cada uno 0.5 ml de HNO₃ 8N (JT Baker calidad Instra, ultrex o grado ACS destilado tres veces) y 1ml de HF concentrado (destilado tres veces). Se cerró el vial y se colocó sobre una placa de calor a una temperatura entre 110°C-120°C por toda una noche. Al día siguiente, se inspeccionó que las muestras hubieran sido digeridas. Ya verificado, a continuación se destaparon los viales con mucho cuidado, procurando que no quedara ninguna gota de ácidos en la tapa; de ser así, se recuperó esa gota agregando 0.5 ml de DI-H₂O a la tapa y vaciándolo al vial. Se cuidó el no dejar ninguna gota de ácidos, por que al suministrar más agua el tiempo para evaporarse aumenta.

*Ya destapados los viales se colocaron sobre la misma placa de calor a la misma temperatura y se esperó a que se vaporizaran los ácidos. Durante este proceso se procuró ir bajando las gotas alrededor del vial para no perder muestra en las paredes del mismo. La vaporización deja una pasta blanca finalmente, no se dejó volatilizar esta pasta para no contaminar las demás muestras. Estando las muestras secas, rápidamente se sacaron de la parrilla y se les agregó a cada uno de los viales 16 gotas de HNO₃ 16N y se pusieron a evaporar nuevamente. Una vez evaporado el ácido, y procurando no dejar gotas en las paredes del vial, se obtuvo una pasta amarilla. Estando secas nuevamente las muestras, rápidamente se sacaron de la parrilla y se les agregó nuevamente 16 gotas de HNO₃ 16N. En esta ocasión se taparon las muestras y se colocaron en la parrilla a una temperatura de ~100°C durante toda la noche. Este último paso con la finalidad de convertir los fluoruros en nitratos. Al otro día se quitaron los viales de la parrilla y se destaparon procurando no dejar gotas en la tapa, se pusieron a evaporar a la misma temperatura y una vez secos (nuevamente se obtuvo una pasta amarilla) se les agregó a cada uno de los viales 2 ml de HNO₃ 8N y 2ml de DI-H₂O. Se cerraron los viales y se pusieron a calentar por una noche a temperatura ~100-120°C. Al día siguiente las muestras en los viales se encuentran en solución, con lo que se procedió a quitar las tapas, procurando que no quedaran gotas de la solución en la tapa. Para limpiar los restos de la solución en las paredes se agregó 1ml de DI-H₂O al vial, para después vaciar la solución a una botella de plástico HDPE limpia de 125ml.

3.- Digestión en bomba de presión para la muestra Tc-02.- Se realizó en un cuarto del Laboratorio Ultralimpio de calidad de aire 1000 (menos de 1000 partículas por pie cúbico de aire). Teniendo la muestra en el vial se le agregó 1 ml de HF concentrado (destilado tres veces) y 0.5 ml de HNO₃ 8N (JT Baker calidad Instra, ultrex o grado ACS destilado tres veces). Se cerró el vial y se colocó en un tubo de teflón blanco de 3 ml. El vial se cerró a presión, usando una llave tipo *savillex*. Teniendo la muestra en el tubo de teflón blanco se le agregó 2 ml de HF concentrado (destilado tres veces) y 1 ml de HNO₃ 8N (JT Baker calidad Instra, ultrex o grado ACS destilado tres veces). El tubo de teflón blanco se cerró a presión y usando la llave tipo *savillex*. Posteriormente se colocó este tubo en una estructura cilíndrica “bomba” usando un pistón (para evitar la entrada de aire, que force el deslizamiento del tubo de teflón blanco). Se cerró la bomba en rosca con movimientos suaves (sin forzarse) apretando al máximo con las manos, por último se utilizó la llave *savillex* apretando a no más de 1/8 del diámetro de la bomba, con esto se aseguró un buen cerrado. Después se colocó la bomba en un horno a 200° C con una presión mayor a 1300 lb/ft² y se dejó la bomba 96 hrs (4 días). Pasando las 96 hrs se sacó la bomba del horno y se esperó a que se enfriara. Se abrió cuando estuvo completamente fría y se vació con cuidado sobre un colocador, donde los ácidos cayeron sobre un vaso de precipitado. Se enjuagó y lavó el vial con agua desionizada para limpiar los residuos de los ácidos, se le abrió con mucho cuidado con ayuda de la llave *savillex* evitando las gotas en la tapa y paredes del vial. Posteriormente el residuo de la muestra Tc-02 se colocó en un vial más grande y se procedió a la vaporización junto con el resto de las muestras sobre una placa de calor a una temperatura entre 110°C-120°C (**Procedimiento 2***).

4.- Dilución de las muestras en una solución estándar. Para realizar el análisis por ICP-MS, se requiere diluir la solución obtenida en una proporción 1:2,000 en una solución estándar de preparación interna (*Internal Standard Solution, ISS*), con el fin de controlar la deriva en la intensidad de la señal y garantizar concentraciones adecuadas para los límites de detección del ICP-MS. La preparación de la ISS fue realizada con el asesoramiento de la Tec. Acad. Ofelia Pérez Arvizu y consiste en una solución de 0.2N HNO₃ que contiene 10ppb Ge, 5ppb Tm, 5ppb In y 5ppb Bi en 0.2 N HNO₃. Es recomendable preparar la ISS un día antes de que se utilice, para que este más homogeneizada. La nueva solución con la muestra se colocó en tubos de ensaye debidamente etiquetados y ordenados y, finalmente se colocaron en el ICP-MS para ser analizados.

5.- La calibración y reducción de los datos reportados se basó en la digestión de 4 estándares internacionales de rocas (AGV-2, BCR-2, BHVO-2, JB-2) y dos blancos que siguieron el mismo procedimiento químico de las muestras y en análisis repetidos de un estándar interno de composición basáltica (muestra PS-99-25, Gómez-Tuena *et al.*, 2003). La reproducibilidad de los datos de elementos traza se basa en digestiones múltiples de los estándares internacionales de rocas y están reportadas en Mori *et al.* (2007) (Tabla I).

Cuando se realizaron las gráficas y diagramas se observaron algunas anomalías en las características químicas de algunas muestras: la muestra Nan-57 de la unidad Domos Nanchititla resultaron con un menor índice de SiO_2 que el resto de las muestras para dicha unidad, lo que hace pensar en una probable contaminación de la muestra al triturlarla, ya que la roca analizada contenía xenolitos de lavas porfídicas y algunos fragmentos de ellos tal vez se incorporaron accidentalmente. También se observaron anomalías en las muestras de la Andesita La Laguna, Domos Nanchititla, Intrusivo Tingambato, Ignimbrita Puerto El Tequezquite y una muestra del Intrusivo El Morro (Tc-04), con respecto a un marcado empobrecimiento del Zr y Hf (Capítulo III, Geoquímica), es probable que algunos minerales como los circones no tuvieron una disolución completa con el proceso de disolución química por ácidos que se llevo a cabo. Es decir, al no disolverse por completo los circones, el ICP-MS no analiza el contenido verdadero de los circones. Lo anterior se podría comprobar realizando la digestión de las muestras con otros métodos (fusión con tetraborato de litio o digestión en bomba de presión) que aseguren la disolución de todos los minerales.

Tabla I. Reproducibilidad de los datos de elementos traza por Mori *et al.*, 2007

	AGV-2 n = 11	AGV-2 1 σ	AGV-2 publ. †	BCR-2 n = 10	BCR-2 1 σ	BCR-2 publ. †	BHVO-2 n = 11	BHVO-2 1 σ	BHVO-2 publ. †	JB-2 n = 9	JB-2 1 σ	JB-2 publ. †
<i>Elementos traza (ppm)</i>												
Sc	14	1	13	33	0.3	33	31	0.4	32	54	0.2	54
V	118	4	120	420	9	416	309	20	317	577	6	578
Cr	17	0.3	17	16	0.4	18	279	2	280	25	1	25
Co	15.8	0.2	16	37.1	0.5	37	44.5	0.7	45	36.3	0.5	36
Ni	18	0.3	19	12	0.4	12	118	2	119	14	1	14
Cu	52	1	53	22	1	19	135	3	127	222	2	227
Zn	87	1	86	129	1	127	102	2	103	103	1	105
Ga	21.0	0.4	20	22.4	0.3	23	21.5	0.4	21.7	16.5	0.2	17
Li	11.0	0.1	11	9.3	0.1	9	4.6	0.1	5	8.1	0.1	8.4
Be	2.5	0.1	2.5	2.3	0.1	2.3	1.2	0.0	1.2	0.3	0.0	0.3
B	6.6	0.2	7.8	4.1	0.6	3.3	2.8	0.3	2.7	29.7	0.5	30
Rb	69.2	0.8	68.6	47.0	1.3	48	9.5	0.2	9.8	6.5	0.1	6.2
Sr	660	9	658	334	7	346	391	13	389	178	3	178
Y	19.9	0.4	20	37.0	0.5	37	26.4	0.6	26	24.1	0.2	24.5
Zr	233	4	230	185	4	188	171	4	172	47	2	48.3
Nb	14.51	0.31	15	12.81	0.19	13.6	18.82	0.26	18	0.70	0.08	0.57
Sn	2.03	0.15	2.3	2.11	0.12		1.77	0.11	1.9	0.52	0.08	0.6
Sb	0.58	0.05	0.6	0.40	0.11	0.62	0.14	0.04	0.15	0.30	0.03	0.3
Cs	1.15	0.02	1.16	1.12	0.02	1.1	0.10	0.00	0.10	0.78	0.01	0.79
Ba	1143	6	1140	677	11	683	129	6	130	217	10	218
La	38.42	0.48	38	24.36	0.65	25	14.82	0.37	15	2.37	0.18	2.4
Ce	69.09	0.70	68	52.21	0.68	53	37.28	1.09	38	6.76	0.26	6.64
Pr	8.23	0.08	8.3	6.80	0.11	6.8	5.35	0.12	5.29	1.11	0.02	1.1
Nd	30.36	0.42	30	28.25	0.42	28	24.33	0.41	25	6.45	0.09	6.7
Sm	5.67	0.10	5.7	6.70	0.09	6.7	6.23	0.09	6.2	2.29	0.02	2.25
Eu	1.55	0.03	1.54	1.92	0.02	1.95	1.99	0.04	1.94	0.82	0.01	0.86
Gd	4.68	0.06	4.69	6.84	0.08	6.8	6.24	0.13	6.3	3.26	0.04	3.3
Tb	0.66	0.01	0.64	1.06	0.01	1.07	0.95	0.01	0.95	0.57	0.01	0.58
Dy	3.59	0.05	3.6	6.61	0.08	6.79	5.46	0.10	5.34	4.03	0.04	3.93
Ho	0.69	0.01	0.71	1.33	0.02	1.33	1.01	0.02	1.04	0.89	0.02	0.86
Er	1.83	0.03	1.79	3.65	0.05	3.75	2.52	0.07	2.46	2.53	0.05	2.5
Yb	1.67	0.03	1.6	3.44	0.03	3.5	2.04	0.04	2	2.56	0.03	2.56
Lu	0.251	0.005	0.25	0.508	0.005	0.51	0.286	0.008	0.28	0.392	0.009	0.39
Hf	5.02	0.08	5.08	4.70	0.08	4.8	4.28	0.09	4.1	1.40	0.02	1.4
Ta	0.925	0.041	0.89	0.851	0.033	0.864	1.281	0.058	1.23	0.048	0.010	0.046
Tl	0.237	0.023	0.27	0.221	0.023		0.011	0.013	0.03	0.023	0.014	0.042
Pb	13.42	0.16	13	10.48	0.69	10.64	1.91	0.16	2.1	5.32	0.08	5.4
Th	6.25	0.08	6.1	6.02	0.07	6.2	1.23	0.03	1.2	0.25	0.01	0.26
U	1.887	0.010	1.88	1.677	0.012	1.69	0.414	0.007	0.4	0.146	0.003	0.15

La reproducibilidad de los datos de elementos traza está dada por las concentraciones promedio y la desviación estándar (1 σ) de digestiones múltiples (n = número de digestiones) de los estándares de rocas AGV-2, BCR-2, BHVO-2 de la *U.S. Geological Survey*, y JB-2 de la *Geological Survey of Japan*.

† Valores publicados o aceptados en los estándares utilizados.

Capítulo II

Marco geológico regional

II.1. El Terreno Guerrero

La región de estudio se encuentra dentro del llamado Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). Un terreno tectonoestratigráfico, según Coney et al. (1980), es un conjunto de rocas de extensión regional homogénea y continua (estratigráfica y tectónicamente hablando) que se caracteriza por tener una historia geológica que contrasta con la de las zonas circundantes. Tienen dimensiones variables, desde subcontinentales hasta algunos cientos de kilómetros cuadrados o menos. Algunos terrenos tectonoestratigráficos pueden unirse y formar terrenos compuestos y posteriormente ser acrecionados a un cratón continental (aglomeración o amalgamación de terrenos) (Coney *et al.*, 1980; Howell *et al.*, 1985).

Una de las características importantes de un terreno tectonoestratigráfico son sus límites con las zonas a su alrededor, llamadas zonas de sutura. Estos límites por lo regular son grandes fallas o complejas fronteras tectónicas y se caracterizan por la presencia de una deformación penetrativa, la cual se manifiesta con plegamiento intenso (melange), fallamiento inverso y recristalización metamórfica en facies de esquistos azules u ofiolitas a lo largo de su longitud. Estas características se forman por la colisión que se produce con la acreción de terrenos a una margen continental (Howell *et al.*, 1985). Los límites marcan el cambio o discontinuidad en la estratigrafía y estilo de deformación entre un terreno tectonoestratigráfico y otros a su alrededor. Dichas discontinuidades no pueden ser explicadas sencillamente mediante cambios laterales de facies o disconformidades sedimentarias y variaciones del campo de esfuerzo (Coney *et al.*, 1980).

Los análisis y observaciones del contraste estratigráfico, petrotectónico y geocronológico en el basamento pre-Mesozoico de México, llevaron en los años 80's a pensar en la probable presencia de terrenos tectonoestratigráficos acrecionados. Consecuentemente se elaboraron modelos generales de evolución tectónica para parte del territorio mexicano (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ramírez-Espinosa *et al.*, 1991; Centeno-García *et al.*, 1993; Talavera-Mendoza *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994; Keppie, 2004). Así, el territorio mexicano ha sido subdividido en diferentes terrenos tectonoestratigráficos, que varían en número, localización y dimensiones dependiendo de los autores que los proponen. Una de las divisiones más citada en la literatura, es la primera realizada por Campa y Coney (1983). Estos autores subdividen a México en tres zonas tectonoestratigráficas mayores y éstas a su vez, en diferentes terrenos (**Figura 2**).

Las zonas tectonoestratigráficas son:

Primera zona. Se localiza en la parte noroeste de México y representa la prolongación hacia el sur del cratón norteamericano (basamento Precámbrico), y de su cobertura sedimentaria paleo-Mesozoica. Incluye los terrenos Chihuahua y Caborca.

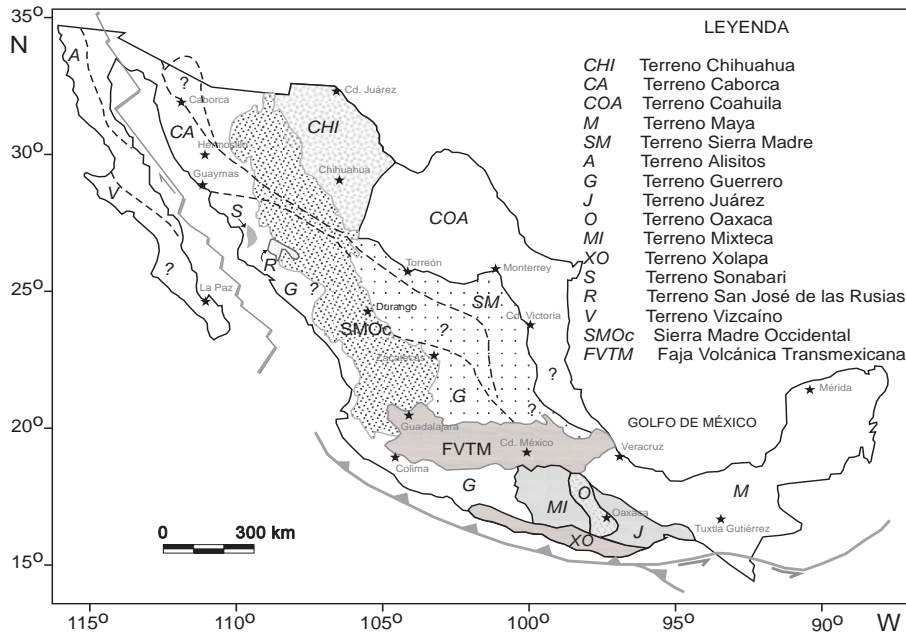


Figura 2. Configuración de los terrenos tectonoestratigráficos en México propuesta por Campa y Coney (1983).

Segunda zona. Comprende parte del este de México y está formada por terrenos Paleozoicos que fueron acrecionados al continente norteamericano durante la orogenia Apalachiana-Wachita-Marathoniana (Campa y Coney, 1983). Algunos de los terrenos de esta zona son el Terreno Coahuila, Maya y Sierra Madre.

Tercera zona. Se encuentra a lo largo del margen continental del Océano Pacífico mexicano y está conformada por varios terrenos “sospechosos”, que al parecer se acrecionaron a Norte América durante el Precámbrico hasta el Terciario temprano (Campa y Coney, 1983). Los principales terrenos son: Alisitos, Guerrero, Mixteco, Oaxaca, Xolapa y Vizcaíno.

Parte del **Terreno Guerrero** constituye el basamento del área de estudio. A continuación se describirán sus características más relevantes. El Terreno Guerrero aflora tanto al sur como al norte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (**Figura 2**). Se ubica desde el norte de Sinaloa hasta el sur de Guerrero. Es uno de los terrenos más grandes en México, constituido principalmente por secuencias Mesozoicas de arco y cuencas de retroarco, que se encuentran intensamente plegadas y en algunos

casos metamorfoseadas, cubiertas por productos volcánicos de arcos continentales, y cortado por cuerpos intrusivos Terciarios (Campa y Coney, 1983).

Al sur de la Faja Volcánica Trans-Mexicana el Terreno Guerrero se subdividió en cuatro subterrenos principales (**Figura 2**): 1) Teloloapan, 2) Arcelia-Palmar Chico, 3) Huetamo y 4) Zihuatanejo (Campa, 1978; Campa y Coney, 1983). Dicha división se debió a que cada uno de estos subterrenos tiene una estratigrafía única, lo que hace que no se puedan correlacionar con las áreas aledañas (Campa y Coney, 1983; Guerrero-Suástegui, 1997; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003). La parte del Terreno Guerrero que aflora como basamento en el área de Bejucos corresponde a los subterrenos Arcelia-Palmar Chico y Huetamo.

El subterreno Arcelia-Palmar Chico aflora en una franja de 40 km de ancho y 250 km de largo con dirección principal N-S. Este subterreno limita al este con el Subterreno Teloloapan mediante un contacto tectónico, el cual a su vez está representado por una cabalgadura laramídica regional de bajo ángulo, que indica la sobreposición de la unidad Arcelia-Palmar Chico encima de las rocas de la unidad Teloloapan (Campa y Coney, 1983; Guerrero-Suástegui, 1997; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003).

El subterreno Arcelia-Palmar Chico esta constituido por una secuencia volcano-sedimentaria que se compone, de la base hasta el techo, por metalavas basálticas y andesíticas almohadilladas, raramente masivas, que tienen intercalaciones de niveles volcanoclásticos, piroclásticos y de radiolaritas. Estas metalavas basálticas y andesitas almohadilladas se encuentran cortadas por filones doleríticos (Campa y Ramírez, 1979; Ortiz-Hernández, 1992; Talavera-Mendoza *et al.*, 1993). Las paragénesis metamórficas desarrolladas en las metalavas son típicas de la facies prehnita-pumpelita. Esta característica metamórfica permitió documentar un evento hidrotermal de fondo oceánico (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993). Además, Pantoja-Alor (1959) observó que en el registro Cenozoico los depósitos continentales de tipo *red beds* se colocan en varios niveles de la sucesión Terciaria. Esto le permitió distinguir en el Cretácico tardío-Terciario temprano una transición de ambiente de deposición marino a un ambiente típicamente continental. El fechamiento de rocas volcánicas por los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Delgado-Argote *et al.*, 1992; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1992; Ortiz-Hernández, 1992; Elías-Herrera, 1993) y K/Ar (Chávez-Aguirre y Mendoza-Flores, 1998), así como el descubrimiento de faunas de radiolarios (Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui, 1990; Guerrero-Suástegui, 1997) en diferentes unidades de este subterreno, permiten ubicarlo en un intervalo de tiempo comprendido entre el Valanginiano y el Cenomaniano.

El subterreno Huetamo se encuentra al oeste del Subterreno Arcelia-Palmar Chico, en la parte media del Terreno Guerrero, y aflora en un área de 80 km de ancho y 150 km de largo con direc-

ción principal aproximadamente N-S (Guerrero-Suástegui, 1997). Las relaciones de contacto entre el Subterreno Huetamo y el Subterreno Arcelia-Palmar Chico según Salinas-Prieto (1994) están cubiertas por depósitos continentales Terciarios. El subterreno Huetamo está constituido por una secuencia de rocas metamórficas, volcanosedimentarias, sedimentarias marinas y continentales, que se compone de la base hasta el techo por las Formaciones Río Placeres, Angao, San Lucas, Cumburindio, El Cajón, Mal Paso y la Cutzamala (Pantoja-Alor, 1959, 1990, 2000; Campa, 1978; Guerrero-Suástegui, 1997). Ésta última aflora en la zona de estudio.

La Formación Cutzamala esta compuesta por capas rojas continentales, las cuales están representadas por conglomerados, areniscas y lutitas. Los conglomerados dominan a la base de la formación y contienen clastos volcánicos, de arenisca, de lutitas y de caliza en una matriz arcillosa de color rojo. Areniscas y lutitas con estratificación oblicua caracterizan los niveles superiores de la sucesión (Altamira-Areyán, 2002; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003; Morales-Gámez, 2005; Mariscal-Ramos *et al.*, 2005). Inicialmente las rocas de esta formación se habían agrupadas con los depósitos continentales post-orogénicos del Terciario correspondiente al Grupo Clástico Balsas (Pantoja-Alor, 1959). Estudios sucesivos han permitido reasignar la Formación Cutzamala al Cretácico tardío, debido a su contenido paleontológico y algunas edades isotópicas (Campa, 1978 ; Altamira-Areyán, 2002; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003; Morales-Gámez, 2005; Mariscal-Ramos *et al.*, 2005; Benammi *et al.*, 2005; Ferrari y Cerca-Martínez, 2005).

II.2. Provincia Volcánica de la Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia fisiográfica situada a lo largo de la costa pacífica meridional mexicana (**Figura 3**), que se extiende en los estados de Michoacán y México, a través de los estados de Guerrero y Morelos, terminando al sur en el estado de Oaxaca (Morán-Zenteno *et al.*, 1999). La actividad tectono-magmática en esta provincia precedió a la FVTM (Morán-Zenteno *et al.*, 1999). Desde un punto de vista geológico, la SMS está caracterizada por productos de arco magmático que incluyen edades que documentan dos episodios magmáticos principales: el primero en el Maastrichtiano-Paleoceno (67 a ~55 Ma) (Ortega-Gutiérrez, 1980; Morán-Zenteno, 1992; Meza-Figueroa *et al.*, 2003; González-Partida *et al.*, 2003; Tritlla *et al.*, 2003; Ducea *et al.*, 2004), y el segundo en el Eoceno-Oligoceno (48 a 31 Ma) (Damon *et al.*, 1981; Pasquare *et al.*, 1991; Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992; Garduño-Monroy *et al.*, 1999; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004, 2005). Así mismo, Pantoja-Alor (1992), Hermann *et al.* (1994), Schaaf *et al.* (1995), y Morán-Zenteno *et al.* (1999) reportan un decremento en las edades hacia el SE, desde el Maastrichtiano o Paleoceno temprano hasta el Mioceno medio.

Episodio magmático Maastrichtiano-Paleoceno

Está compuesto por extensos cuerpos plutónicos y rocas volcánicas intercaladas en rocas sedimentarias continentales (Grupo Balsas, Formación Tetelcingo, Formación Cutzamala) de gran espesor que probablemente rellenaron cuencas continentales (Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2000, 2005). Este episodio magmático se delinea en dos zonas principales: una en la región de Jalisco, Colima y Michoacán, principalmente (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999) y otra en los Estados de Guerrero y México, pero en menor volumen y espesor de las unidades (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). En esta última zona, en la región de Mexcala y hasta la región de Acapulco se han encontrado rocas volcánicas e intrusivas con edades de entre 67 y ~55 Ma (Ortega-Gutiérrez, 1980; Morán-Zenteno, 1992; Meza-Figueroa *et al.*, 2003; González-Partida *et al.*, 2003; Tritlla *et al.*, 2003; Ducea *et al.*, 2004; Cerca *et al.*, 2004, 2007). Estos autores documentan que este episodio magmático ocurrió al finalizar la orogenia Laramide en esta región, ya que los cuerpos ígneos no se encuentran deformados. A pesar de su volumen limitado, su amplia distribución indica que se trató de un evento de escala regional (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). González-Partida *et al.* (2003) han sugerido que los intrusivos de la zona de Mexcala están relacionados con estructuras NW-SE oblicuas con respecto a las estructuras de acortamiento de la orogenia Laramide. Morán-Zenteno *et al.* (2005) señaló que las rocas volcánicas del Maastrichtiano-Paleoceno se emplazaron en estructuras localizadas dentro de un régimen de desplazamiento lateral, al igual que las localizadas al norte de la SMS. Los mismos autores señalan que la geoquímica y el volumen de los plutones sugieren que la fuente debió ser una capa de magma máfico emplazado a la base de la corteza (*underplating*), o la hibridización de la base de la corteza continental por la intrusión de magmas máficos provenientes

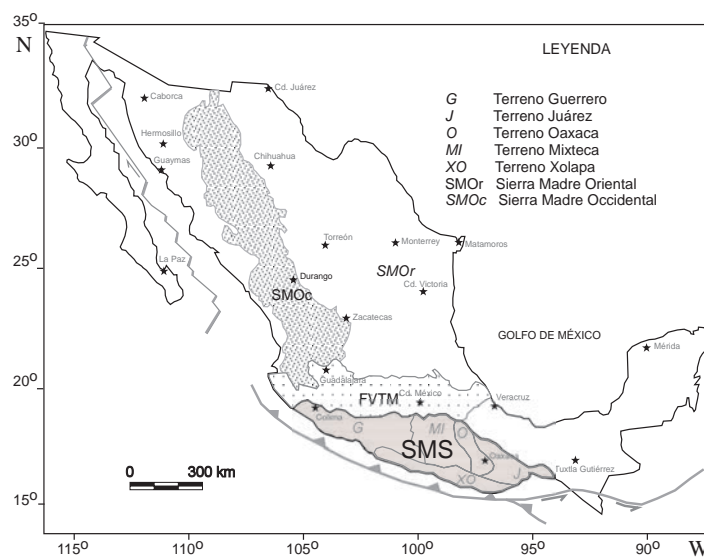


Figura 3. Ubicación de la Sierra Madre del Sur (SMS) en el territorio mexicano

del manto. Estas rocas posteriormente experimentaron fusión parcial por el nuevo arribo de magmas máficos y la mezcla de éstos con los productos de la fusión parcial de la base de la corteza.

En la zona de los plutones de la margen continental, entre Zihuatanejo y Huatulco, existen zonas de cizalla intensa con desplazamiento normal y lateral izquierdo (Ratschbacher *et al.*, 1991; Riller *et al.*, 1993; Tolson *et al.*, 1993). En el área de Tierra Colorada, la zona de cizalla se ve truncada por un intrusivo de 34 Ma (Riller *et al.*, 1993), y cerca de Santa María de Huatulco el intrusivo de Huatulco (29 Ma) (Tolson, 2005) se ve afectado por esta zona de cizalla. Esto sugiere que la edad de la deformación varía y puede ser posterior al episodio volcánico del Oligoceno en Oaxaca oriental (Tolson, 2005; Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Los desplazamientos laterales izquierdos y normales de la zona de cizalla han sido relacionados con la exhumación de la margen continental y con un régimen generalizado de desplazamiento lateral paralelo a la trinchera (Ratschbacher *et al.*, 1991; Riller *et al.*, 1993; Tolson *et al.*, 1993). Las causas que originaron la exhumación pueden ser varias, pero Morán-Zenteno *et al.* (2005) aseguran que procesos como el underplating basáltico y el plutonismo silíceo voluminoso, en combinación con el truncamiento continental y la erosión por subducción, fueron importantes.

Episodio magmático Eoceno-Oligoceno

Este segundo episodio magmático determina la formación de extensas coberturas volcánicas de composición intermedia y silícea, así como cuerpos hipabisales y diques (Morán-Zenteno *et al.*, 2000, 2005). Este episodio se concentra en:

(1) el sureste de Michoacán y el noroeste de Guerrero hasta la zona de la Presa El Infiernillo con edades que van de 46 a 33 Ma (Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992) (**Figura 4**);

(2) Entre Cd. Altamirano y Zihuatanejo con grandes cantidades de lavas e ignimbritas comprendidas entre 45 y 30 Ma (Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992) (**Figura 4**);

(3) En los estados de Morelos, norte de Guerrero, sur de México y occidente de Oaxaca (entre las longitudes 101-98°) (Morán-Zenteno *et al.*, 2005), donde se manifiesta como centros volcánicos aislados de composición predominantemente silícea (De Cserna y Fries., 1981; De Cserna., 1982; Alba-Aldave *et al.*, 1996; Morán-Zenteno *et al.*, 1998, 2000, 2003) (**Figura 4**). Este volcanismo se distribuye en una franja ~WNW-ESE (**Figura 4**), con un volumen menor que en la zona de la Presa El Infiernillo y edades de 48 y 38 Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Algunos de estos centros son: Huautla, Tilzapotla, Taxco, La Goleta, Centro Volcánico Sierra de Nanchititla (CVSN), entre otros, con edades que van de 38 a 31 Ma (Alba-Aldave *et al.*, 1996; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-

Zenteno *et al.*, 1998). El ápice del volcanismo ocurrió alrededor de los 35 Ma (De Cserna y Fries., 1981; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004, 2005) y esta actividad magmática se encuentra relacionada a calderas de colapso y centros de domos riolíticos, así como a una tectónica transcurrente de fallas laterales con una orientación preferencial NW-SE (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

(4) Además en el occidente de Oaxaca y sur de Puebla, donde Ferrusquía-Villafranca (1976), Martiny *et al.* (2000) y Cerca *et al.* (2007) reportan una cubierta de rocas volcánicas y centros monogenéticos erosionados con edades entre 34 a 30 Ma. Con las edades reportadas anteriormente,

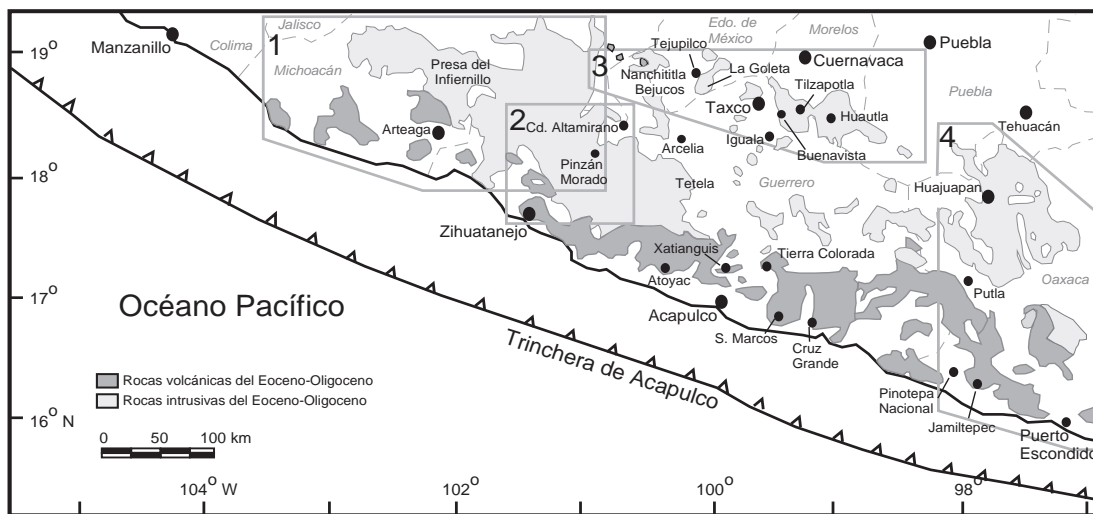


Figura 4. Distribución del episodio magmático Eoceno-Oligoceno. Regiones de estudio por diferentes autores (ver texto para más detalles): 1) Oriente de Michoacán-Occidente de Guerrero (Zona de la Presa El Infiernillo); 2) Entre Zihuatanejo y Cd. Altamirano ($100^{\circ}40' - 101^{\circ} - 60'$); 3) Morelos, Guerrero, sur del Edo. de México y occidente de Oaxaca ($101^{\circ} - 98^{\circ}$); 4) Occidente de Oaxaca y sur de Puebla. Modificado de Morán-Zenteno *et al.*, (2005).

Morán-Zenteno *et al.* (2000, 2005) reportan una migración del vulcanismo Paleógeno hacia el sureste, similar al plutonismo que hay en la costa. Adicionalmente, en la región occidental de Oaxaca Martiny *et al.* (2002) y Silva-Romo *et al.* (2001) señalan que el vulcanismo coexistió con un evento tectónico de desplazamiento lateral con orientación NW-SE y E-W y después por fallas laterales izquierdas de orientación N-S. Así mismo, Nieto-Samaniego *et al.*, (2006) han señalado también una extensión horizontal NE-SW al sureste de Oaxaca, la cual produjo fallas normales y reactivó estructuras de fallas laterales preexistentes en la región de Taxco, durante el Oligoceno- Mioceno. Estos autores consideran que este evento de deformación puede ser regional y que la actividad de fallas laterales con orientación NW ha tenido una migración en el Paleógeno de oeste a este.

II. 3. Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla

El Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla se localiza en los límites de los estados de México, Michoacán y Guerrero, al norte de Bejucos y al oeste de Tejupilco (**Figura 4**). Geológicamente se ubica al norte de la Sierra Madre del Sur (SMS), dentro de la provincia magmática de esta misma sierra. El CVSN es un centro volcánico aislado, cuyo basamento está compuesto por una secuencia metavolcanosedimentaria severamente deformada perteneciente al Esquisto Tejupilco (Elías-Herrera, 1993), cubierta tectónicamente por una secuencia metavolcano-sedimentaria del grupo Arcelia-Palmar Chico (Campa y Ramírez, 1979; Ortiz-Hernández, 1992; Talavera-Mendoza *et al.*, 1993). Esta secuencia del grupo Arcelia-Palmar Chico se encuentra intrusionada por el Batolito Tingambato (Elías-Herrera, 1993) y cubierta en discordancia por conglomerados y areniscas de la Formación Cutzamala (Campa y Coney, 1983; Guerrero-Suástegui, 1997; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Altamira-Areyán, 2002; Centeno-García *et al.*, 2003). Este basamento está cubierto, a su vez, discordantemente por lavas máficas que se manifiestan en enjambres de diques de orientación WNW-ESE, mesas y derrames de lava, así como por domos endógenos y una secuencia de ignimbritas con un espesor de ~200 m en las partes más gruesas. Dichas ignimbritas fueron posteriormente intrusionadas por domos riolíticos.

Toda la secuencia magmática Terciaria se encuentra distribuida a lo largo de estructuras lineales NNW-SSE y WNW-ESE. Así mismo, el SGM (Ramírez-Lozano *et al.*, 1999) reconoce rasgos estructurales y posibles fallas con dirección NNW-SSE y en menor medida N-S. Morán-Zenteno *et al.* (2004, 2005) señalan un episodio magmático Eoceno-Oligoceno, el cual se concentra en algunos centros aislados distribuidos en una franja ~NW-SE y, donde estos autores han incluido al CVSN. También han sugerido que el CVSN por su estado de erosión, alineación y composición silícica principalmente, puede ser contemporáneo a los centros volcánicos de Taxco y Tilzapotla y podría representar una caldera exhumada. Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) y Moran-Zenteno *et al.* (2004, 2005) han relacionado el episodio magmático de Taxco y Tilzapotla a un evento tectónico de fallas de desplazamiento lateral izquierdo con dirección NW-SE y el cual probablemente se prolongue hasta el CVSN.

Capítulo III

Resultados

III. 1. Geología local: Estratigrafía del área de Bejucos

Las rocas que afloran en el área de Bejucos se agrupan principalmente en dos secuencias: Una secuencia Mesozoica que conforma el basamento (Terreno Guerrero: Esquisto Tejupilco, grupo Arcelia-Palmar Chico, la Formación Cutzamala), y una secuencia de rocas magmáticas Cenozoicas, asociada al Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla (CVSN) (**Figura 5**). La primera secuencia está constituida por esquistos fuertemente deformados y metamorfoseados (*Esquisto Tejupilco*) cubriéndolos por contacto tectónico una secuencia de calizas, calizas marmolizadas, metalavas basálticas y andesíticas almohadilladas (*Grupo Arcelia-Palmar Chico*), intruidas por un cuerpo batolítico (*Batolito de Tingambato*). Sobreyaciendo discordantemente a la unidad del Grupo Arcelia Palmar Chico se encuentran conglomerados rojos y areniscas de grano fino a grueso que tienen intercalaciones de niveles volcanoclásticos y piroclásticos (*Formación Cutzamala*). La segunda secuencia está conformada por un vulcanismo que originó al CVSN, donde se reconocen dique máficos y silícicos, lavas andesítico-basálticas, andesíticas porfídicas, dacíticas y riolíticas, así como flujos piroclásticos y cuerpos hipabisales (**Figura 5**). Para esta secuencia se realizaron análisis geocronológicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para 6 muestras (**Tabla II**) y estudio petrográfico de 33 láminas delgadas.

III.1.1. Secuencia Mesozoica

III.1.1.1. Esquisto Tejupilco

El Esquisto Tejupilco es descrito en la literatura como una secuencia metavolcanosedimentaria con más de 2,000 m de espesor, severamente deformada y con un metamorfismo regional en facies de esquistos verdes (Campa y Ramírez, 1979; Elías-Herrera, 2003). Esta secuencia se encuentra constituida por metasedimentos que consisten en esquisto, filita y cuarzofilita graníticos, filita sericitica, pizarra negra, metapsamita y metapsefita cuarcífera, con algunos horizontes y bloques de cuarcita y caliza arcillosa marmolizada, así como por rocas metavolcánicas con metamorfismo en facies de esquistos verdes (rocas volcanoclásticas de grano fino a aglomeráticas de composición basáltica, andesítica y dacítica) y metarriolita (Elías-Herrera, 2003). El Esquisto Tejupilco aflora en los alrededores del poblado de Tejupilco, extendiéndose hacia el sur por el Río Sultepec y al oriente

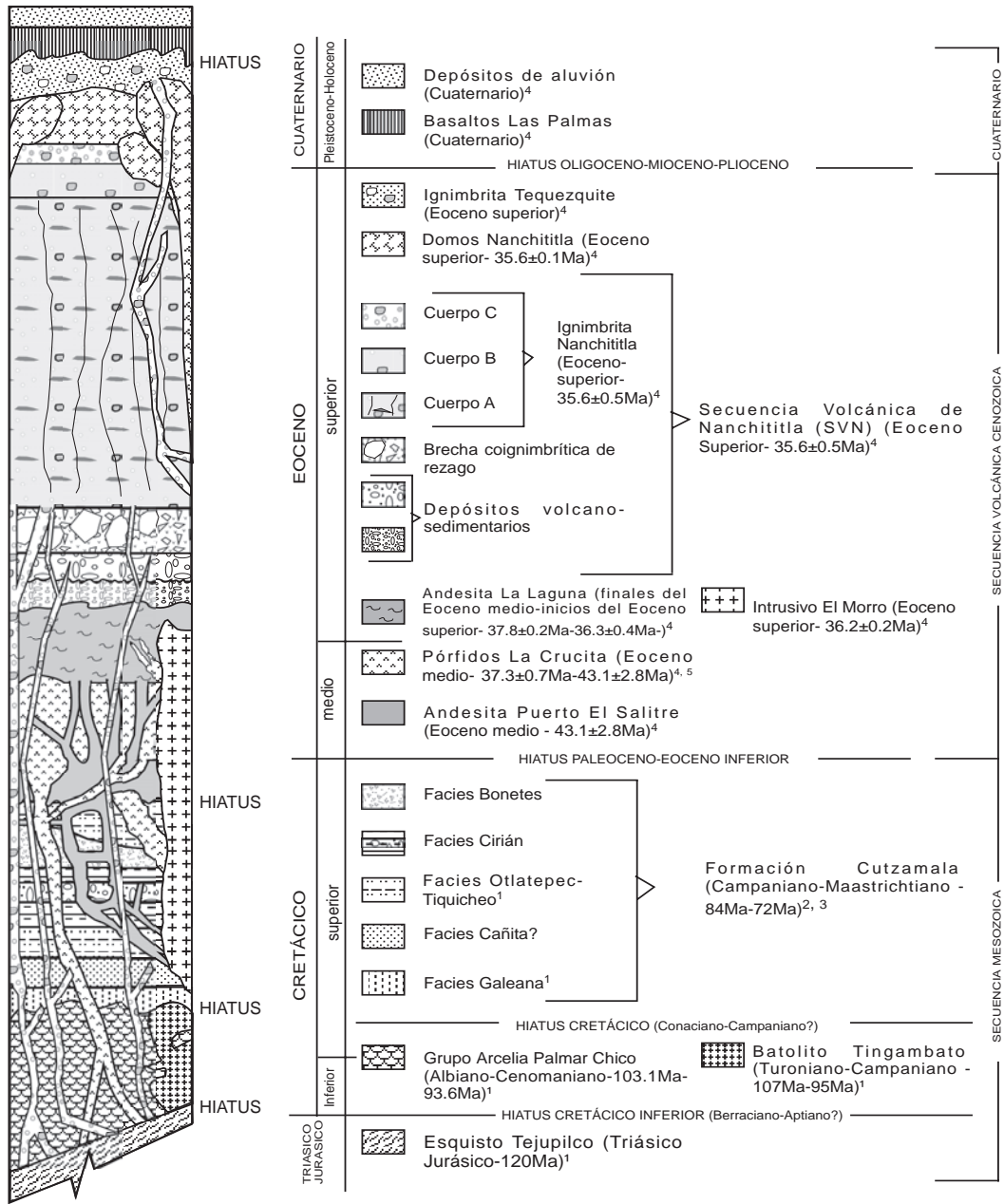


Figura 5. Columna estratigráfica del área de Bejuco. Los espesores de las diferentes unidades litológicas no están a escala. ¹Elías-Herrera, 2003; ²Benammi et al., 2005; ³Ferrari y Cerca-Martínez, 2005; ⁴este trabajo; ⁵Serrano-Durán, 2005.

de Zacualpan (Elías-Herrera, 2003). Este mismo autor ha documentado 3 fases de deformación: la primera es un plegamiento isoclinal asociado a una foliación penetrativa de plano axial; la segunda fase consiste en el plegamiento de las estructuras formadas durante la primera deformación, desarrollando pliegues apretados e isoclinales, de recostados a suavemente inclinados, con ejes de pliegues sub-horizontales a suavemente inclinados y con una segunda foliación penetrativa de plano axial paralela a la foliación de los pliegues de la primera deformación; la tercera fase de deformación esta representada por pliegues de tipo chevron, kink bands a escalas diferentes, así como

Tabla II. Resultados de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el área de Bejucos

Muestra	Unidad	Roca	Coordenadas (UTM)	Localidad	Material fchado	t_p (Ma)	t_i (Ma)	t_c (Ma)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
Tc-01	Andesita Puerto El Salitre	Andesita- basáltica	0365554 2087495	Poblado Puerto del Salitre	Roca total		53.4±0.6 54.2±0.5	43.1±2.8	714±99
Tc-02	Ignimbrita Nanchititla	Ignimbrita riolítica	0362363 2088341	Cerro La Nariz, Sierra de Nanchititla	Sanidino		36.0±0.4 †	35.6±0.5	304±10
Tc-04	Intrusivo El Morro	Diorita	0349130 2090072	Comunidad El Morro	Matriz	36.26±0.15	36.04±0.15	36.18±0.17	301±11
Nan-55	Domo Los Hormigueros	Microsieno- granito	0354016 2087747	Comunidad Los Hormigueros	K-Feld.	35.58±0.09	35.45±0.10	35.75±0.25	292±16
Nan-64	Andesita La Laguna	Andesita- basáltica	0343650 2087792	Comunidad La Laguna	Roca total		37.1±0.2	36.3±0.4	340±18
Nan-68	Andesita La Laguna	Andesita- basáltica	0348934 2087378	Entre las comunidades de Palos Prietos y Cañadas de Nanchititla	Roca total		37.8±0.2	38±12*	295.5

Todos los errores son 1σ ; **K-Feld.** = Feldespato potásico; t_p = Edad de la meseta; t_i = Edad Integrada; t_c = Edad de isócrona calculada con la intercepción de las ábscisas en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ calculado de la intercepción con el eje de las ordenadas considerando todos los puntos medidos, excepto para Nan-68, que se calculó la isócrona forzando la intercepción a 295.5*. Las edades seleccionadas como características están en negritas. † esta edad se calculó con el promedio ponderado de los experimentos de fusión en 1-paso. Datos calculados en el Laboratorio de Geocronología del CICESE por la Dra. Margarita López-Martínez.

por pliegues angulares asimétricos con planos axiales fuertemente inclinados hacia el S y N que repliegan a las estructuras anteriores. No se observa foliación penetrante, solo crucero de fractura asociado a los pliegues inclinados hacia el S y N. Esta última deformación se asocia a una cizalla simple heterogénea (Elías-Herrera, 2003). La edad del Esquisto Tejupilco no es clara, ya que los diferentes fechamientos que se han hecho en sus rocas metamórficas arrojan edades más jóvenes que las indicadas por la estratigrafía (Elías-Herrera, 2003). Sin embargo, se sugiere una edad del Jurásico temprano con base en la edad obtenida por el método U-Pb en el metagranito de Tizapa (Elías-Herrera, 2003).

En el área de estudio se localiza un solo afloramiento del Esquisto Tejupilco, el cual se presenta como esquisto metasedimentario de color gris claro (**Foto 1**) con foliación penetrante, muy deformada, con pliegues apretados y tipo chevron (plegamiento disarmónico complejo). Este afloramiento se presenta como un *klippe*, donde rocas metasedimentarias cabalgan sobre las unidades lávicas del Grupo Arcelia-Palmar Chico (**Foto 1, Figura 5**). Este afloramiento se localiza en la carretera que va del poblado El Estanco al poblado Puerto El Salitre, al este de la Sierra de Nanchititla (**Figura 6 y Lámina 1**)

III.1.1.2. Grupo Arcelia- Palmar Chico

El Grupo Arcelia-Palmar Chico ha sido descrito como una unidad estratigráfica volcano sedimentaria marina con un metamorfismo de bajo grado y una deformación de fuerte a moderada (Campa

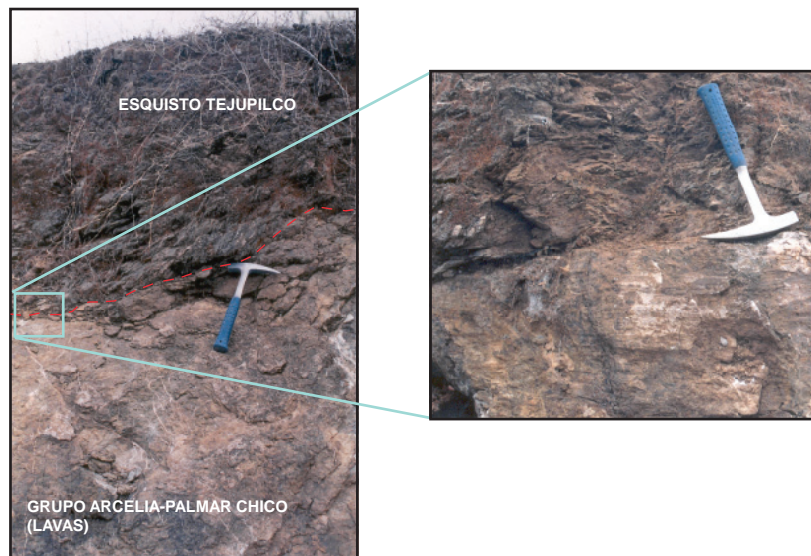


Foto 1. Fotografía donde se muestra el contacto tectónico entre el Esquisto Tejupilco y las lavas del Grupo Arcelia-Palmar Chico, en la carretera que va del poblado El Estanco hacia Puerto del Salitre, ~ 2km antes de llegar a este último; con detalle en el Esquisto Tejupilco de color gris claro.

y Ramírez, 1979; Ortiz-Hernández, 1992; Talavera-Mendoza *et al.*, 1993). Se encuentra constituida por lutitas negras silíceas, interestratificadas con limolitas y grauvaca, con algunos intervalos de caliza impura de color gris mediano a oscuro en estratos delgados a medianos (Campa y Ramírez, 1979; Ortiz-Hernández, 1992; Talavera-Mendoza *et al.*, 1993). Además, está constituido por metalavas basálticas y andesíticas almohadilladas, raramente masivas, caracterizadas por intercalaciones de niveles volcániclasticos, piroclásticos y de radiolaritas, cortadas por filones doleríticos de dimensiones variables entre unos centímetros y dos metros de ancho (Campa y Ramírez, 1979; Ortiz-Hernández, 1992; Talavera-Mendoza *et al.*, 1993). Los derrames de lava poseen estructuras de almohadilla bien desarrollada y, aunque la roca generalmente se presenta alterada, la cloritización es escasa. Las paragénesis metamórficas desarrolladas en las metalavas son típicas de la facies prehnita-pumpelita y documentan un evento hidrotermal de fondo oceánico (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993). Elías-Herrera (2003) señala que se caracteriza por apilamientos tectónicos imbricados con magnitudes de desplazamiento no cuantificadas. La parte inferior del Grupo Arcelia-Palmar Chico es predominantemente calcárea y la deformación es intensa, mientras que, en su parte superior es predominantemente volcánica y la deformación es de moderada a ligera. El contacto inferior con el Esquisto Tejupilco ha sido interpretado como un contacto discordante posteriormente tectonizado, que consiste en una cabalgadura del Esquisto Tejupilco sobre el Grupo Arcelia-Palmar Chico (De Cserna, 1978, 1982; De Cserna y Fries, 1981; Elías-Herrera, 2003). Otros autores han considerado a las rocas del Esquisto Tejupilco y del Grupo Arcelia-Palmar Chico como parte de una sola secuencia volcanosedimentaria (Campa y Coney, 1983), mientras que Talavera-Mendoza *et al.* (1995) y Freydier *et al.* (1996) consideraron que el Esquisto Tejupilco es continuo con la parte basal del Grupo Arcelia-Palmar Chico. Por otra parte, el contacto superior con la Formación Cutzamala en el área de Bejucos ha sido descrito como una cabalgadura (Campa y Ramírez, 1979; Ramírez-Lozano *et al.*, 1999), mientras que Salinas-Prieto (1994) señala que las relaciones de contacto entre la Formación Cutzamala y el Grupo Arcelia-Palmar Chico están enmascaradas por depósitos continentales Terciarios.

En el Grupo Arcelia-Palmar Chico se han realizado varios fechamientos. En el área de Palmar Chico-San Pedro Limón se obtuvieron edades Ar/Ar de 99 y 111 Ma para cúmulos hornblendíticos del tronco de San Pedro Limón (Delgado-Argote *et al.*, 1992) y se considera como contemporáneo con la secuencia superior volcanosedimentaria de esa área, y probablemente cogenético con las lavas almohadilladas. En el área de Valle de Bravo se fechó una andesita almohadillada en 95 Ma por K/Ar (Chávez-Aguirre y Mendoza, 1998). En el área de Tejupilco se fecharon por el método Ar/Ar fragmentos afaníticos de las lavas almohadilladas en la parte superior e inferior de la secuencia del Grupo Arcelia-Palmar Chico, dando edades de cristalización de 93.6 Ma para la parte superior y 103.1 Ma para la parte inferior (Elías-Herrera, 2003) quedando una edad del Albiano Cenomaniano para esta área.

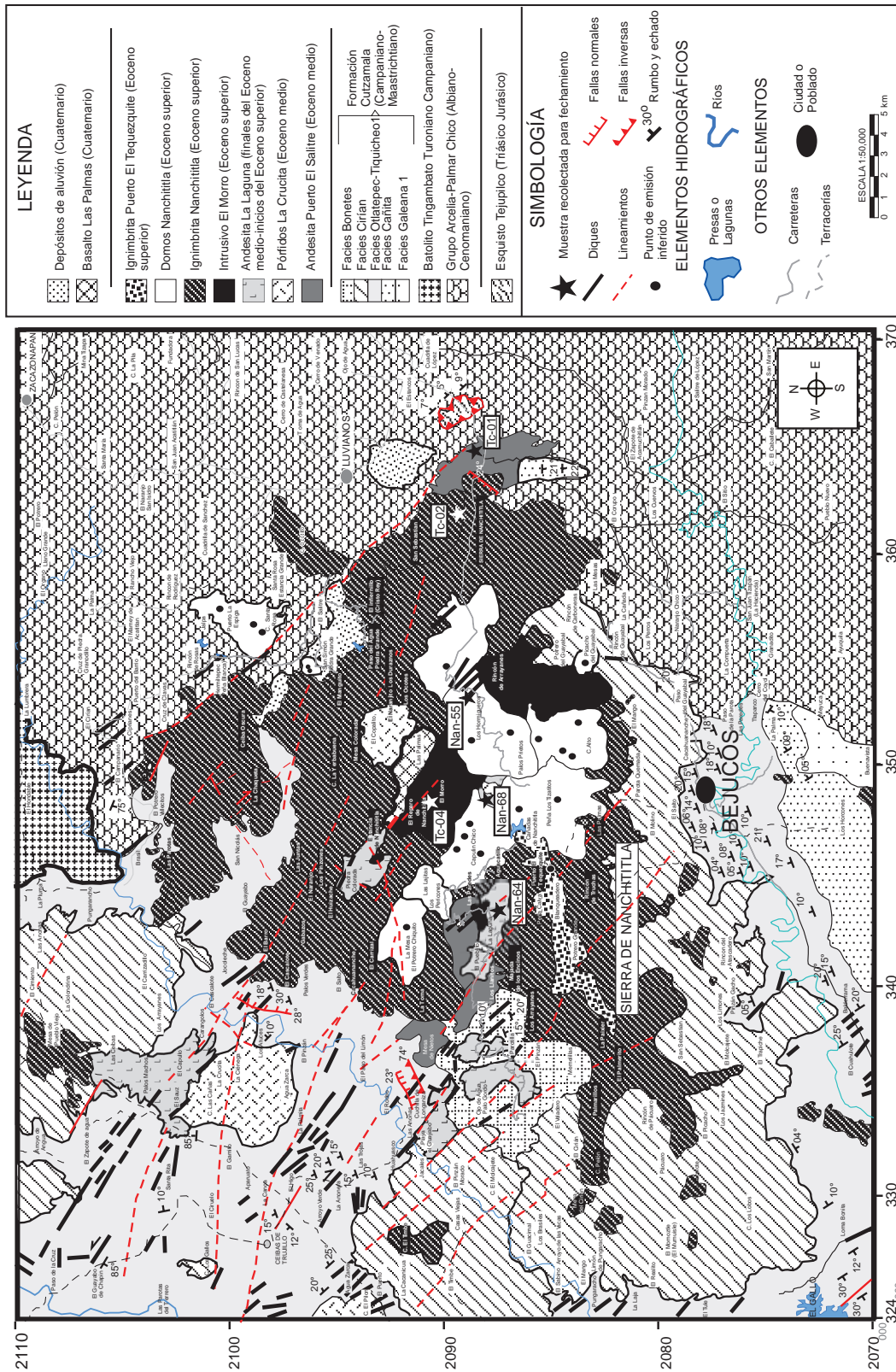


Figura 6. Mapa Geológico de Bejucos.

En el área de Bejuco se localizan afloramientos principalmente de lavas andesíticas metamorizadas a veces con estructura almohadilladas, cuerpos ultramáficos, pizarra negra y brechas, pertenecientes probablemente a la parte superior del Grupo Arcelia-Palmar Chico. Hacia Tingambato y norte de Luvianos se observan lavas andesíticas almohadilladas de color gris verdoso por cloritización (**Foto 2**). Se trata de lava masivas, en su mayoría con espesores totales hasta de ~200 m. Algunos de estos afloramientos se presentan intrusionados por diques silícicos de 1 a 2 m de ancho con dirección NNW-SSE. También se encuentran afloramientos en los lechos de los ríos del poblado Hermiltepec, constituidos por rocas metavolcánicas intercaladas con pizarras negras y brechas turbidíticas con líticos de calizas marmolizadas, metavolcánicas y lavas andesíticas; estas rocas muestran vetillas rellenas de sulfuros y calcitas (**Figura 6 y Lámina 1**). Todos estos afloramientos se encuentran intrusionados por el Batolito de Tingambato y por pequeños cuerpos ultramáficos y metavolcánicos, así como por diques máficos y silícicos. Por otra parte, los afloramientos del Grupo Arcelia-Palmar Chico muestran una deformación de moderada a escasa con inclinaciones ligeras de 5° a 14° hacia el NNE. El contacto inferior con el Esquisto Tejupilco en el área de Bejucos es tectónico, mientras que el contacto superior es una discordancia angular con los conglomerados y areniscas de la Formación Cutzamala (**Figura 5**). Los afloramientos del Grupo Arcelia-Palmar Chico se encuentran ampliamente distribuidos en toda la parte oriental del área de Bejucos, desde el norte de Hermiltepec hasta el sur de San Juan de Tizapan (**Figura 6 o Lámina 1**).

III.1.1.3. Batolito de Tingambato

El Batolito de Tingambato fue descrito por Elías-Herrera (2003) como un plutón granodiorítico a diorítico, con gran cantidad de xenolitos volcánicos del Grupo Arcelia-Palmar Chico englobados

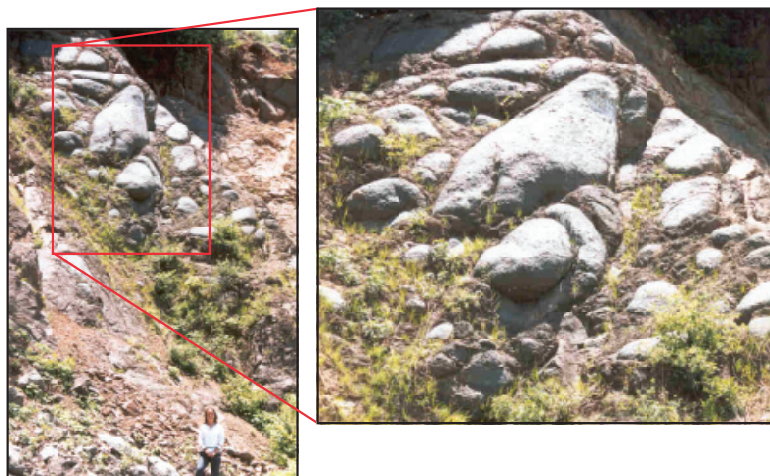


Foto 2. Vista de las lavas del grupo Arcelia-Palmar Chico, con un acercamiento a las lavas almohadilladas. Foto tomada cerca de la hidroeléctrica y el poblado de Tingambato.

en las zonas marginales de este cuerpo. El batolito intrusiona a las rocas del Grupo Arcelia-Palmar Chico y está cubierto discordantemente por rocas de la Formación Cutzamala. Las edades K-Ar obtenidas para este batolito son de 107 ± 5 y 95 ± 5 Ma (Elías-Herrera, 2003), similares a las obtenidas para las rocas encajonantes del Grupo Arcelia-Palmar Chico. Esta concordancia en edades fue interpretada por Elías-Herrera (2003) como debido a la contaminación del batolito con ^{40}Ar por la asimilación del material volcánico del Grupo Arcelia-Palmar Chico y, en ese caso las edades K-Ar no corresponderían a la edad de emplazamiento del plutón (Elías-Herrera *et al.*, 2000; Elías-Herrera, 2003) ya que el emplazamiento del batolito debe ser posterior a las lavas del Grupo Arcelia-Palmar Chico y anterior a la deposición de la Formación Cutzamala. La edad de ésta última en esta área no se conoce, pero ha sido recientemente asignada al Campaniano-Maastrichtiano indicada por fósiles de dinosaurio encontrados en la zona de Tzitzio-Papatzingán (Benammi *et al.*, 2005). También en el área de Arcelia se fechó un tronco gabróico que corta lavas submarinas del Grupo Arcelia-Palmar Chico en 80 Ma (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). Elías-Herrera (2003) señala que este tronco, al igual que el batolito de Tingambato, puede estar relacionado con la deformación o levantamiento de la orogenia Laramide. No obstante, para saber si un plutón es pre-tectónico, sin-tectónico o post-tectónico, es necesario realizar estudios sobre cómo afectó el emplazamiento a las rocas encajonantes y estudiar las estructuras dentro del plutón para relacionar el patrón y cinemática de estas estructuras con las de la roca encajonante (p. ej. Paterson *et al.*, 1991).

En el área de estudio, el Batolito de Tingambato se encuentra aflorando en la Hidroeléctrica Tingambato, en los poblados de Tingambato del Sur, La Lumbrera, La Mora y La Pluma, entre otros (**Figura 6**). Está constituido por rocas color gris claro, de textura fanerítica, con cristales de tamaño medio (2mm-4mm) de plagioclasas y cuarzo, y enclaves de lavas máficas ricas en plagioclasas. Las rocas se encuentran masivas, moderadamente fracturadas (las fracturas se presentan sin deflexiones), intemperizando en bloques con bordes redondeados. Se trata de un cuerpo intrusivo de grandes dimensiones de aproximadamente 15 km de largo y 8 km de ancho (**Figura 6**). Petrográficamente, el batolito de Tingambato es un cuerpo granodiorítico con variaciones a diorita, presenta textura holocristalina, equigranular, con fenocristales subhedrales de plagioclasa en mayor porcentaje, cuarzo, ortopiroxeno y clinopiroxeno en igual abundancia y magnetita como mineral accesorio (**Foto 3**). El contacto con el Grupo Arcelia-Palmar Chico muestra una aureola de metamorfismo de contacto donde las calizas tienen marmolización incipiente (**Figura 5**).

III.1.1.4. Formación Cutzamala

La Formación Cutzamala es una sucesión de depósitos de capas rojas continentales constituida por conglomerados, areniscas y limolitas intercalados con derrames volcánicos hacia su cima (De Cserna, 1978; Altamira-Areyán, 2002). Los conglomerados dominan en la base de la formación

y contienen clastos volcánicos, areniscas, limolitas, cuarzos lechosos y de caliza en una matriz arcillosa de color rojo. Mientras que areniscas y limolitas con estratificación oblicua caracterizan los niveles superiores de la sucesión, así como intercalaciones volcánicas (Altamira-Areyán, 2002; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003; Morales-Gámez, 2005). Altamira-Areyán (2002) realizó un trabajo de descripción detallada de las rocas de la Formación Cutzamala. En este trabajo la Formación Cutzamala se define como una asociación de facies sedimentarias depositadas en un ambiente fluvial intermitente y planicies de inundación. Estas facies fueron estudiadas en dos áreas por Altamira-Areyán (2002): el área del Limón de Papatzingán y el área de Cutzamala. Así tenemos de la base a la cima, para el área del Limón de Papatzingán las facies La Cañita 3, Tzetzénguar, Tiquicheo 1, El Cirián y Los Bonetes. Para el área de Cutzamala se encontraron de la base a la cima las facies La Cañita 1, Tiquicheo 2, Galeana 1, La Cañita 2, Galeana 2, El Banco y Otlatepec (Altamira-Areyán, 2002). Algunas de estas facies pueden relacionarse con los afloramientos de la Formación Cutzamala en el área de Bejucos: *Tiquicheo 1, El Cirián, Los Bonetes, Galeana 1, Cañita y Otlatepec.*

A partir de la comparación de estas facies, Altamira-Areyán (2002) señala que estos depósitos registraron los mismos procesos sedimentarios en una etapa inicial. Los espesores fueron más potentes entre Tzitzio, Zitácuaro, Tuzantla, Bejucos y el Limón de Papatzingán, siendo dichas áreas el depocentro de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo (Altamira-Areyán, 2002). Inicialmente las rocas de la Formación Cutzamala se habían agrupado con los depósitos continentales post-orogénicos Terciario del Grupo Balsas (Pantoja-Alor, 1959). Sin embargo, estudios posteriores permitieron asignarle una edad del Cretácico tardío con base en su contenido fosilífero (Campa, 1978 ; Campa y Ramírez, 1979; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003; Morales-Gámez, 2005; Benammi *et al.*, 2005). Por otro lado Altamira-Areyán (2002) encontró en el área

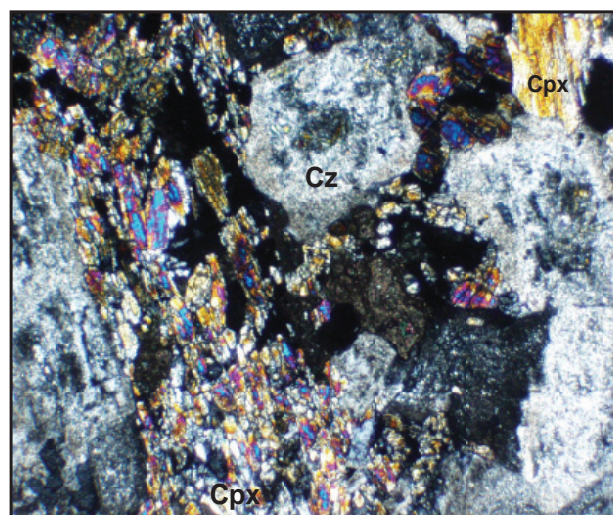


Foto 3. Fotomicrografía de la muestra Bej-11 procedente del Batolito de Tingambato, tomada después de la Hidroeléctrica Tingambato, 3 km después del poblado Tingambato del Sur. Textura holocristalina equigranular, compuesta por cristales de piroxenos (clinopiroxeno (Cpx)), plagioclasas, cuarzo (Cz) y magnetita. Base de foto 1.5 mm, nícoles cruzados.

del Limón de Papatzingán palinomorfos en las facies Los Bonetes (parte superior de la Formación Cutzamala) y, basándose exclusivamente en la última presencia de las taxas índices (LAD), sugirió una edad mínima del Paleoceno tardío o más antigua (Maastrichtiano?). Posteriormente Benammi *et al.*, (2005) encontraron en los cortes de la carretera Tiquicheo-Zitácuaro en la misma facies Los Bonetes restos de un hadrosaurio (dinosaurio “pico de pato”) considerado del Cretácico tardío (Campaniano-Maastrichtiano). Estos autores señalan que por las condiciones de preservación y el tipo de sedimento en el cual se encontraron los restos de dinosaurio (areniscas volcánicas), se considera que el material no ha sido retrabajado, ni derivado de la erosión de unidades más antiguas. Así mismo, estos autores señalan que el estudio de Altamira-Areyán (2002) debió de considerar las primeras ocurrencias (FAD) de las taxas de los palinomorfos estudiados, los cuales se presentan desde el Cretácico tardío (Benammi *et al.*, 2005).

Otras edades han sido reportadas para una lava intercalada en las facies Los Bonetes arrojando una edad de 84 ± 2.8 Ma (Santoniano) (Mariscal-Ramos *et al.*, 2005). Por lo descrito por Altamira-Areyán (2002), esta lava se interpreta como la transición entre la cima de las facies El Cirián y la parte basal de la facies Los Bonetes. Por otro lado, Ferrari y Cerca-Martínez (2005) reportan una edad de ~ 72 Ma por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para un clasto de lava de los conglomerados tomados en la parte basal de la Formación Cutzamala en el flanco oeste del pliegue de Tzitzio, probablemente también en la facies Los Bonetes. Por lo tanto, la Formación Cutzamala en el área del Limón de Papatzingán tiene una edad de inicio posterior al Santoniano ($\sim 84 \pm 2.8$ Ma) comprendida en el intervalo Campaniano-Maastrichtiano (Benammi *et al.*, 2005; Ferrari y Cerca-Martínez, 2005).

También en el área de Limón de Papatzingán, entre Tuzantla y Tiquicheo, la Formación Cutzamala ha sido punto de debate con respecto a si su deformación está relacionada a un evento de acortamiento durante la orogenia Laramide (Demant *et al.*, 1975; Mavois *et al.*, 1976; Campa y Ramírez, 1979; Ferrari *et al.*, 2004; Martini-Pop *et al.*, 2005) o a un evento de transcurrencia regional (Altamira-Areyán, 2002; Morales-Gámez, 2005). Este último autor señala que la Formación Cutzamala fue deformada por sistemas de fallas desarrollados en un régimen frágil, llamado Sistema de Fallas Transcurrentes Tzitzio-Altamirano (SFTT-A). Se trataría de un sistema de fallas N-S con movimientos laterales y una componente de acortamiento, asociado con el desarrollo de fallas tipo Riedel que exhuman rocas más antiguas en el núcleo de la antiforma de Tzitzio (Morales-Gámez, 2005). En la terminación sur del antiforma de Tzitzio se encuentra el cuerpo intrusivo hipoabissal de Purungueo, para el cual se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 42.3 ± 1.8 Ma (Eoceno medio) (Ferrari *et al.*, 2004). Estos autores (Ferrari *et al.*, 2004) señalan que este intrusivo es posterior a la formación de la antiforma de Tzitzio y explican que el antiforma es un pliegue-falla formado en el Paleoceno durante la fase tardía de la orogenia Laramide y posteriormente reactivado en un régimen de transcurrencia. En la región de Huetamo y Cd. Altamirano, ubicadas al sureste del área de

Bejucos, Martini-Pop *et al.* (2005) señalan que existe una tectónica polifásica caracterizada por una fase de acortamiento E-W relacionado a fases tardías de la orogenia Laramide que debió haber sido activa durante y después de la deposición de la Formación Cutzamala y antes de las lavas Eocénicas registradas en esta región.

En el área de estudio la Formación Cutzamala se encuentra en contacto por discordancia angular con los depósitos del Grupo Arcelia-Palmar Chico y por discordancia estratigráfica con lavas basáltico-andesíticas color gris oscuro, llamadas en este trabajo “*Andesita Puerto El Salitre*” (**Figura 5**). La Formación Cutzamala tiene espesores de afloramiento mínimos de aproximadamente 500 m, ya que no se observa la base de esta secuencia. Se encuentra distribuida principalmente en la parte occidental y sur del área de estudio (**Figura 6 y Lamina 1**). La litología de la Formación Cutzamala en el área de estudio está dominada por areniscas, limolitas y conglomerados de color verdoso a rojizo, en ocasiones intercalados con depósitos piroclásticos y brechas lávicas. En la parte sur del área, en los poblados Bejucos, Las Paredes, Vetarrón y Vista Hermosa se encuentran conglomerados con clastos de angulosos a subangulosos de andesita, esquisto, cuarzo lechoso y caliza, embebidos en una matriz arcillo-arenosa de color rojizo bien cementada (**Foto 4a**). Estos conglomerados son masivos con capas de hasta ~2 m de espesor. Pueden relacionarse con la transición de las facies Galeana 1 y Cañita 2. Otros conglomerados fueron encontrados en la parte este de la Sierra de Nanchititla entre los poblados Los Pinzanes y Pie de la Loma. Estos conglomerados tienen capas más delgadas, con espesores de ~20-50 cm, presentan estratificación moderada tipo “trough” típicas de la migración de barras longitudinales de ríos, y se encuentran inclinados hasta 10° hacia el NNE. Los clastos de estos conglomerados son de lavas, cuarzo lechoso, areniscas foliadas, mármol y caliza, son generalmente subangulosos, algunas veces elongados y están embebidos en una matriz arcillo-arenosa (**Foto 4 b**). Probablemente son remanentes de la facies La Cañita. Al norte de Bejuco, rodeando la parte sur de la Sierra de Nanchititla, sobreyaciendo discordantemente a los conglomerados Galeana 1 y La Cañita, así como a las rocas del Grupo Arcelia-Palmar Chico, se encuentran unas areniscas color verdoso de grano grueso, masivas, en estratos de 10 a 50 cm, con laminación horizontal e intercaladas con limolitas de espesor muy delgado y horizontes de lodos (**Foto 4c**). Estas areniscas tienen inclinaciones desde 5° hasta 20° hacia el NE, con espesor máximo de ~20 m, y se encuentran intrusionadas por diques máficos y félsicos. Podrían correlacionarse con la facies Otlatepec. Hacia la cima, esta facies cambia transicionalmente a limolitas deleznable y areniscas finas de color verde a rojizo, con laminación horizontal e inclinación desde 5° a 20° hacia el NE (**Figura 7**). Las limolitas y areniscas se encuentran intercaladas en horizontes de 5-15 cm de espesor, formando una secuencia de unos ~200 m de espesor total. También estas rocas son intrusionadas por diques máficos y félsicos de dirección WNW-ESE y, en menor medida, N-S y NNE. Se correlacionan tentativamente con a la facies Tiquicheo 1.

Subiendo en la secuencia se encuentran grandes espesores de areniscas de grano fino a muy fino (**Figura 7**), que afloran en el sur y occidente del área de Bejucos. En la parte sur y suroeste afloran fen estratos de hasta ~400 m de espesor, cubiertos por las ignimbritas de la Sierra Nanchititla (cerro La Aguja, Lloroso, Los Amoles, El Timbe, La Trinchera, El Pelón) (**Foto 5a**). En la parte oeste, esta unidad se presenta como areniscas de grano medio a grueso con estratificación horizontal y con inclinaciones de 10°-25° hacia el NW, e intrusionadas por diques félsicos y máficos de orientaciones NNW-SSE, que alimentan a las lavas que las cubren. Probablemente estas unidades forman parte de las facies El Cirián. En el centro del área de estudio, hacia el poblado de El Cuailote y en el lecho del arroyo homónimo, se encuentran afloramientos de areniscas intrusionadas por diques máficos de orientación WNW-ESE y NNW-SSE, cubiertas por lavas, brechas de colapso, depósitos piroclásticos de flujo y de caída, con espesores máximos de ~7 m. El depósito de la brecha de colapso está constituido principalmente por clastos de lavas andesíticas de 20 cm a 1 m de diámetro, sub-angulosos y distribuidos caóticamente en una matriz de arena fina bien cementada de color rojizo (**Foto 5 b**). Sobreyaciéndolo se encuentran depósitos de caída y de flujos piroclásticos muy intemperizados a color amarillo pardo con cristales de biotita y cuarzo. Se encuentran en horizontes de 5 a 20 cm que en conjunto presentan un espesor de 50 cm a 1 m (**Foto 5 c**). Estos afloramientos probablemente pertenece a las facies Los Bonetes. Los afloramientos de Los Bonetes se encuentran cubiertos por lavas basalto-andesíticas y subyacidas transicionalmente por las facies El Cirián (**Figura 7**).

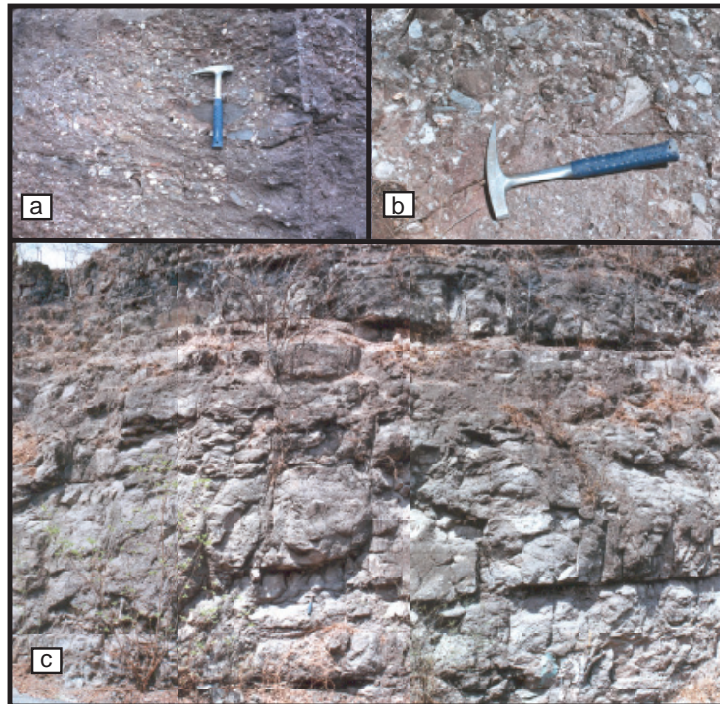


Foto 4. Diferentes vistas de los conglomerados y areniscas de la Formación Cutzamala. (a) Conglomerado de facies Galeana 1, (b) conglomerados facies Cañita?, (c) areniscas verdesas de las facies Otlatepec.

III.1.2. Secuencia Volcánica Cenozoica

La discordancia estratigráfica en la cima de la Formación Cutzamala indica que la misma sufrió un periodo de erosión antes del inicio del volcanismo Terciario propio de la Sierra Nanchititla. Este último se compone de diferentes unidades que se describen a continuación.

III.1.2.1. Andesita Puerto El Salitre

Estas lavas fueron reportadas anteriormente por el SGM (Montiel-Escobar *et al.*, 2000) como andesitas y brechas andesíticas del Terciario (Paleógeno-Eoceno) intrusionadas por una dacita de la misma edad (Domo Los Hormigueros). Según Montiel-Escobar *et al.* (2000) estas lavas se encuentran aflorando alrededor del CVSN el cual consistiría de riolitas, conglomerados volcánicos, ignimbritas, tobas riolíticas, andesitas y tobas andesíticas (Secuencia Volcánica de Nanchititla) (Montiel-Escobar *et al.*, 2000).

En este trabajo de tesis se observó que el contacto inferior es por discordancia erosional con los conglomerados y areniscas de la Formación Cutzamala (facies Bonetes) o con las rocas del Grupo Arcelia-Palmar Chico, el contacto superior con la Secuencia Volcánica de Nanchititla (SVN) es por una discordancia erosional. La Andesita Puerto El Salitre tienen un espesor aparente de 50 a 100 m y su distribución se localiza principalmente al este y oeste de la Sierra de Nanchititla, en la carretera que va del poblado de Luvianos hacia el poblado de Cañadas de Nanchititla, en el poblado Puerto del Salitre; así mismo, por esa misma carretera desviándose hasta el poblado Pinzanes y en el centro del área de estudio, bajando por las terracerías que llevan al Río Pungaracho (mesas Nietos, Los Caballos, La Trampa) y entre los poblados Los Pericones y Las Paredes (**Figura 6 y Lámina 1**).

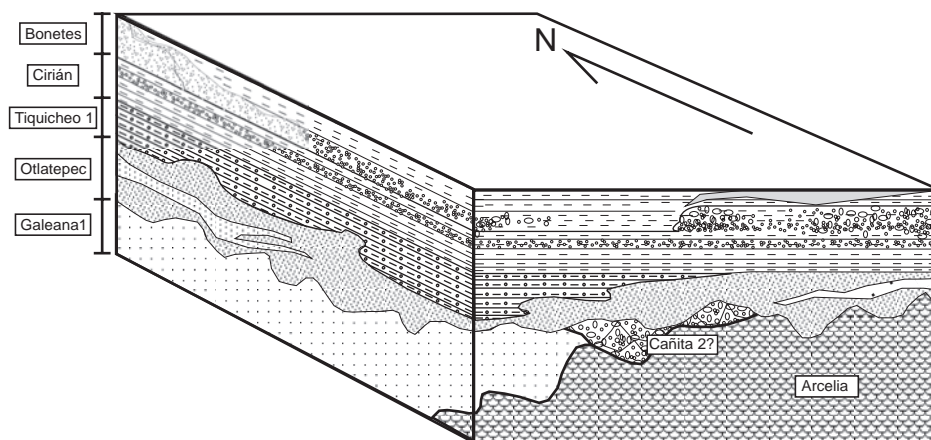


Figura 7. Esquema que ilustra las relaciones de contacto entre las asociaciones de facies de la Formación Cutzamala en el área de Bejucos. Nótese el carácter transgresivo de las asociaciones de facies.

La *Andesita Puerto El Salitre* consisten de lavas andesíticas afaníticas, de color gris oscuro intemperizando a color rojizo, con minerales de piroxeno poco reconocibles por su alteración y ocasionalmente pequeños minerales de plagioclasa. Se encuentran lajeadas, auto brechadas, fracturadas y en algunos casos masivas y vesiculadas, las vesículas son alargadas en dirección del flujo y fueron posteriormente rellenadas por calcedonia (**Foto 6a**). En la terracería que lleva de la comunidad El Cuailote hacia la comunidad de Cuchilla de Longanizas, se observa cómo estas lavas fueron alimentadas por diques de la misma composición de 1 a 2 m de ancho con direcciones WNW-ESE y NNW-SSE (diques máficos afíricos). Localmente estas lavas sufrieron alteración hidrotermal por otros diques máficos posteriores.

Petrográficamente la Andesita Puerto El Salitre presentan texturas hipocrystalinas, porfídicas, con fenocristales alterados de ortopiroxeno y clinopiroxeno, magnetita y como mineral accesorio el cuarzo. Ocasionalmente se pueden observar bordes de alteración de color verde y cristales embebidos y reabsorbidos en una matriz de microlitos organizados al azar de plagioclasa subhedral e inequigranular (**Foto 6b**).

Para esta unidad se tomó una muestra de roca basáltico-andesítica (Tc-01) cerca del poblado Puerto del Salitre, sobre la carretera que va del poblado El Estanco hacia el poblado de Cañadas de Nanchititla (**Tabla II, Figura 6 y Lámina 1**). Esta muestra se fechó por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento por pasos utilizando un horno de tantalio. Como puede observarse en la **Figura 8**, el espectro en escalera descendente indica exceso de Ar. Así mismo, el espectro Ca/K muestra varias

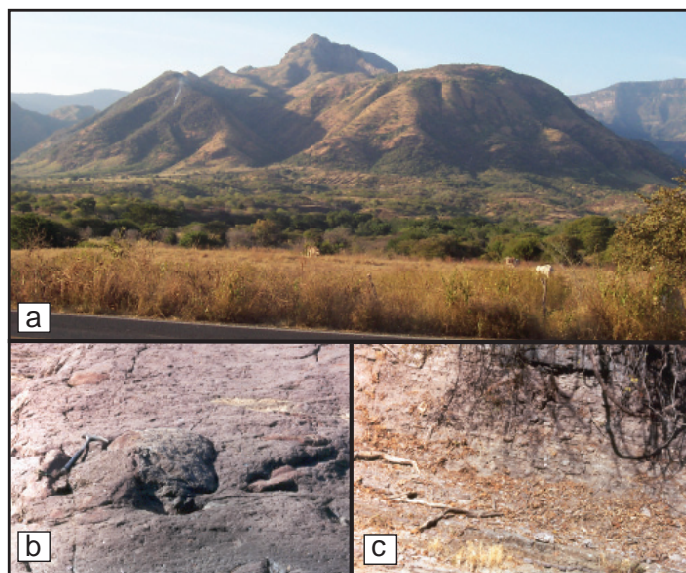


Foto 5. Diferentes vistas de la Formación Cutzamala en el área de Bejuocos. (a) Cerros de areniscas de las facies El Cirián, (b) brecha de colapso y (c) depósitos piroclásticos intercalados con areniscas, ambos de las facies Los Bonetes.

fases mineralógicas involucradas en el desprendimiento de ^{39}Ar (**Tabla III**). Por las observaciones en campo se puede sugerir que la gran cantidad de diques que afloran en el área recalentó a la lava encajonante, lo que provocó la difusión y remobilización de Ar. Debido a esta situación las edades integradas ($t_i \sim 53$ Ma) no son geológicamente significativas. Sin embargo, es importante notar que los experimentos para esta muestra son reproducibles, tanto en la forma del espectro de edad como en las edades integradas. Eliminando las primeras y últimas fracciones (**Figura 8**), se obtiene una edad de isócrona de 43.1 ± 2.8 Ma, misma que se toma como edad máxima. Estas lavas constituyen el inicio de un pulso magmático continental Terciario en el área de estudio y son contemporáneas a un flujo de lava máfica de 44.5 ± 0.7 Ma de la Formación Tepetlapa, reportada en la zona de Tilzapotla por Morán-Zenteno *et al.* (2007).

III.1.2.2. Pórfidos La Crucita

En la literatura se han descrito anteriormente unidades hipabisales de composición máfica e intermedia en la Sierra de Nanchititla (De Cserna, 1982). Morales-Gómez (2005) también reporta hacia el oeste del poblado Las Ceibas de Trujillo un intrusivo llamado La Gotera, describiéndolo como un cuerpo hipabisal de composición tonalítica y textura holocristalina de plagioclasa y anfíbol. Adicionalmente Serrano-Durán (2005) reporta un cuerpo dacítico llamado La Crucita al este del poblado de las Ceibas de Trujillo y lo describe como una dacita de textura cumulo porfídica, hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y cuarzo. La edad reportada para estos cuerpos está limitada por la Formación Cutzamala y diques máficos que los cortan. Así Morales-Gómez (2005) señala que el intrusivo La Gotera intrusión a la Formación Cutzamala y es a su vez afectado por fallas E-W del Paleoceno y por diques máficos (llamados en su trabajo “Copándaro”)

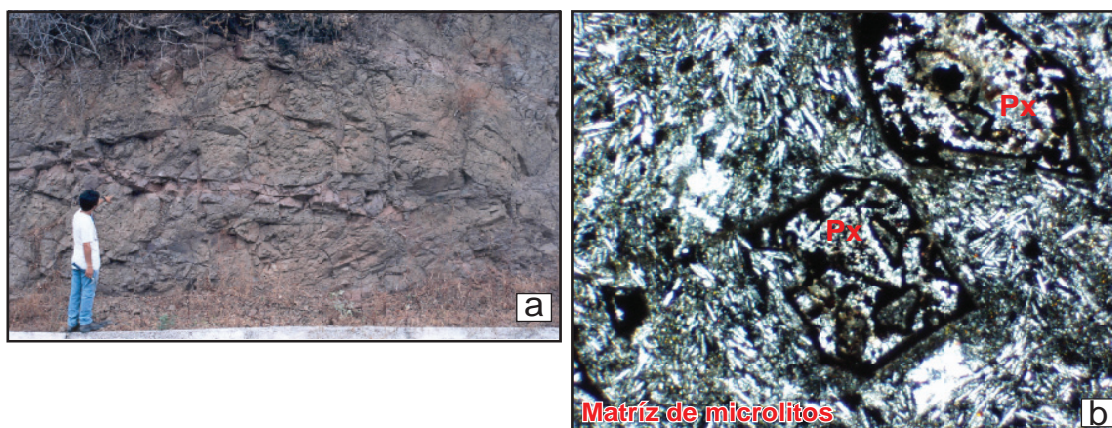


Foto 6. Vista de las lavas Andesita Puerto El Salitre en fotografía de afloramiento y fotomicrografía. (a) Fotografía de afloramiento cerca del poblado Puerto del Salitre donde fue tomada la muestra Tc-01 para análisis, (b) con textura hipocristalina con cristales reabsorbidos de piroxenos (Px) en una matriz de microlitos de plagioclasa. Base de foto 1.5 mm, nícoles cruzados.

Tabla III. Resumen de resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Tc-01 (roca total)

Calentamiento por pasos, espectrómetro MS-10

	Temp °C	F ^{39}Ar	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
1ro	600	0.0174	0.0174	43.2 ± 9.1	70.08	29.92	1.46	1 †
	700	0.2289	0.2463	60.5 ± 0.6	16.65	83.35	0.91	2
	850	0.3194	0.5657	54.4 ± 0.5	11.47	88.53	1.64	3
	950	0.1656	0.7313	51.8 ± 0.9	7.81	92.19	2.07	4
	1100	0.2423	0.9736	51.0 ± 0.6	11.59	88.41	1.63	5
	1300	0.0264	1.0000	48.7 ± 5.6	76.45	23.55	12.49	6 †
2do	600	0.0470	0.0470	55.6 ± 5.2	53.60	46.40	1.37	1 †
	725	0.2817	0.3287	58.2 ± 0.8	17.47	82.53	0.90	2
	900	0.3247	0.6534	52.8 ± 0.7	11.09	88.91	2.02	3
	1050	0.3021	0.9555	50.3 ± 0.8	12.94	87.06	1.43	4
	1300	0.0445	1.0000	44.8 ± 5.3	77.20	22.80	9.73	5 †
Resultados integrados								
	^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	
1ro	6.707E-07	8.36 ± 0.06	54.2 ± 0.5	1.83	19.69	80.31	1500.9	
2do	6.963E-07	8.23 ± 0.09	53.4 ± 0.6	1.84	24.82	75.18	1190.5	

Edad de isócrona:

$t_c = 43.1 \pm 2.8 \text{ Ma}$; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 714 \pm 99$; $\text{SumS}/(n-2) = 1.71$ para $n = 7$

† Fracciones ignoradas en el cálculo de la edad de isócrona

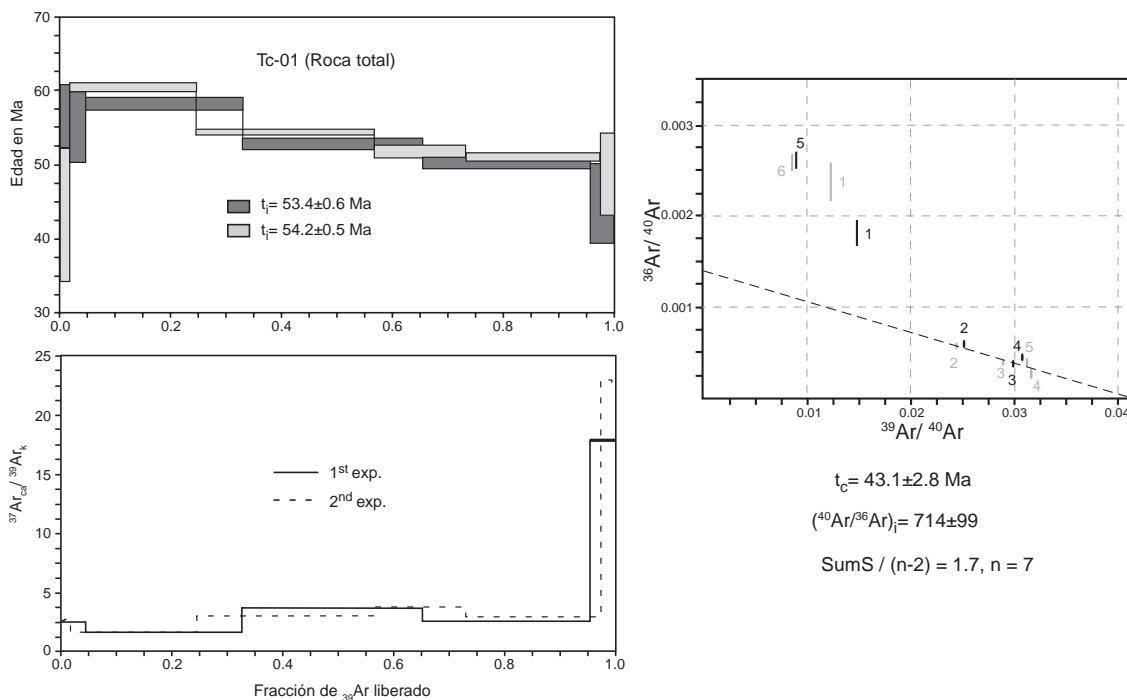


Figura 8. Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de dos experimentos para la muestra Tc-01.

que infiere de edad parecida, por lo que el intrusivo La Gotera tendría una edad Paleocena. Serrano-Durán (2005) señala que el domo La Crucita se formó entre el Paleoceno y el Eoceno tardío, ya que está limitado por la Formación Cutzamala y unos diques máficos (llamados en su trabajo “grupo I”), fechados entre 37.3 ± 0.7 y 35.7 ± 1.3 Ma (Eoceno tardío). Estos dos cuerpos están compuesto por rocas porfídicas muy distintivas de las cuales se han encontrado otros afloramientos en la Sierra de Nanchititla y al sur del Batolito de Tingambato (**Figura 6 y Lámina 1**). Estos cuerpos se diferencian de las lavas por su textura porfídica rica en plagioclasas de grandes dimensiones (5mm a 2cm) y, algunas veces hornblenda, así como por su alteración color verde claro. Los mejores afloramientos de estas rocas son en el cuerpo La Crucita, por lo que en este trabajo se propone el nombre de “**Pórfidos La Crucita**” para esta unidad en el área de Bejucos.

Los Pórfidos La Crucita, son cuerpos hipabisales porfídicos encontrados en el área de Bejucos y parte de sus alrededores (norte, oeste y sur). Son de color gris claro intemperizando a color gris verdoso, con fenocristales de plagioclasas, cristales menores y más escasos de hornblenda, biotita y cuarzo (no siempre visible) y que muchas veces se encuentran agregados (autolitos), embebidos en una matriz de grano fino y vítreo. Se trata de rocas sobresaturadas de composición riolítica, dacítica y tonalítica, que se encuentran aflorando en forma de troncos, domos hipabisales o subvolcánicos y diques. Entre los troncos se encuentran el pórfido tonalítico La Gotera, localizado al noroeste del área de Bejucos y el pórfido riodacítico del Cerro El Pílon, localizado en esa misma área (**Figura 6 y Lámina 1**). Otros afloramientos importantes son los domos La Crucita y El Copalito, este último localizado al noreste del área de Bejucos en la terracería que va del Cerro Los Corralitos a la comunidad del Naranjito (**Figura 6 y Lámina 1**). Este domo no se encuentra expuesto completamente, ya que se encuentra cubierto por rocas ignimbríticas (Ignimbrita Nanchititla). Sin embargo, dio origen a derrames en dirección suroeste. En este afloramiento los pórfidos se encuentran en bloques con una topografía accidentada. El domo La Crucita se presenta totalmente expuesto con derrames lobulares corrugados (levees), extendidos en una dirección preferencial hacia el sureste y apilados a partir de una zona elevada central que constituye la cima del domo (Puerto La Rosa Blanca). Esto muestra que los derrames lobulares estuvieron controlados por una pendiente preexistente hacia el sureste y que el domo se formó a medida que nuevo magma era extruido en la fuente. Estos derrames intemperizan superficialmente en bloques (**Foto 7**) y tienen una topografía accidentada. Las muestras tomadas en estos afloramientos son de composición dacítica. Por estas características, este cuerpo es considerado un domo lávico dacítico endógeno y puede considerarse como *coulee* endógeno asimétrico. Los pórfidos se encuentran además formando diques a ~1 km después de el poblado de Palos Prietos rumbo al poblado de Cañadas de Nanchititla (**Figura 6 y Lámina 1**) así como en el centro del área de estudio y al sur del Batolito de Tingambato. Estos diques intrusionan a la Andesita Puerto El Salitre.

En lámina delgada los Pórfidos La Crucita presentan texturas porfídica, hipocrystalinas, ricas en fenocristales de plagioclasa, hornblenda en menor cantidad y cuarzo ocasionalmente; también presentan cristales accesorios alterados y poco reconocibles de clinopiroxenos y óxidos como la magnetita. Estos cristales están embebidos en una matriz de plagioclasas y, en menor proporción, ortopiroxeno, clinopiroxenos y magnetita. En todas las muestras se observó cloritización secundaria (**Foto 8**).

En cuanto a sus relaciones estratigráficas los Pórfidos La Crucita se encuentran cubriendo discordantemente a la Formación Cutzamala y son cubiertos por las ignimbritas de la Sierra Nanchititla (**Figura 5**). Algunos pequeños troncos y diques (diques máficos porfídicos) se encuentran intrusionando la Andesita Puerto El Salitre (43.1 ± 2.8 Ma), entre la comunidad de Pericones y Las Paredes, al centro del área. Puesto que el intrusivo La Gotera y el Domo La Crucita se encuentran a su vez intrusionados por diques máficos fechados entre 37.3 ± 0.7 y 35.7 ± 1.3 Ma (Serrano-Durán, 2005), la edad de emplazamiento de los Pórfidos La Crucita se supone entre 43.1 ± 2.8 Ma y 37.3 ± 0.7 Ma (finales del Eoceno medio).

III.1.2.3. Andesita La Laguna

Se han reconocido lavas andesíticas en los alrededores de la Sierra de Nanchititla (De Cserna, 1982; Montiel-Escobar *et al.*, 2000; Serrano-Durán, 2005). Este último autor las nombra Lavas Pungarancho y las describe como lavas andesíticas y basáltico-andesíticas, con espesores de 700 m en los alrededores de la Sierra de Nanchititla. Dichas lavas son alimentadas por diques y a su vez

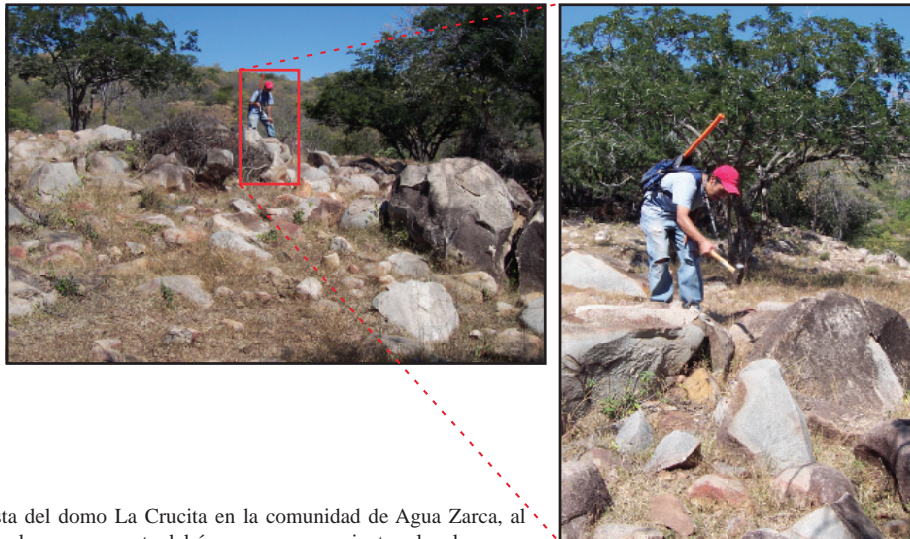


Foto 7. Vista del domo La Crucita en la comunidad de Agua Zarca, al sur de dicho domo y noroeste del área; con acercamiento a los derrames lobulares que intemperizan en bloques.

intrusionadas por diques félsicos. Serrano-Durán (2005) establece la edad de estas lavas basándose en las edades obtenidas en los diques que las alimentan (37.3 ± 0.7 y 35.7 ± 1.3 Ma), y por correlación con una andesita encontrada en la base de la secuencia de Amengarícuaro y fechada en 37.1 ± 0.9 Ma.

En el área de estudio los afloramientos y espesores de estas lavas son más restringidos que lo señalado por los autores mencionados, ya que la mayoría de los afloramientos encontrados en la base de la Sierra de Nanchititla son de areniscas masivas de grano muy fino de color gris oscuro de las facies El Cirián que forman cerros que de lejos pueden confundirse con lavas. Para esta unidad lávica, en este trabajo se propone el nombre de **Andesita La Laguna**, ya que se obtuvo una datación de ellas en proximidad de esta comunidad, en la terracería que va de Cañadas de Nanchititla hacia la comunidad El Pueblito y Los Llanitos (**Figura 6 y Lámina 1**), y por encontrarse en esta zona los mejores afloramientos expuestos en el centro del área de Bejucos.

En el centro del área de estudio se localizan afloramientos de lavas basáltico-andesítica de la **Andesita La Laguna** con espesores de ~150 m. Éstas son de color gris oscuro con cristales de plagioclasa no alterada (ocasionalmente fenocristal), magnetita y piroxenos (ocasionalmente), embebidas en una matriz recristalizada. Estas lavas se encuentran tanto en derrames como formando pequeños domos (Cerro La Pastora y La Torre), localizados principalmente en la terracería que va de la comunidad Las Paredes a los Llanitos en el centro del área de estudio (**Figura 6 y Lámina**

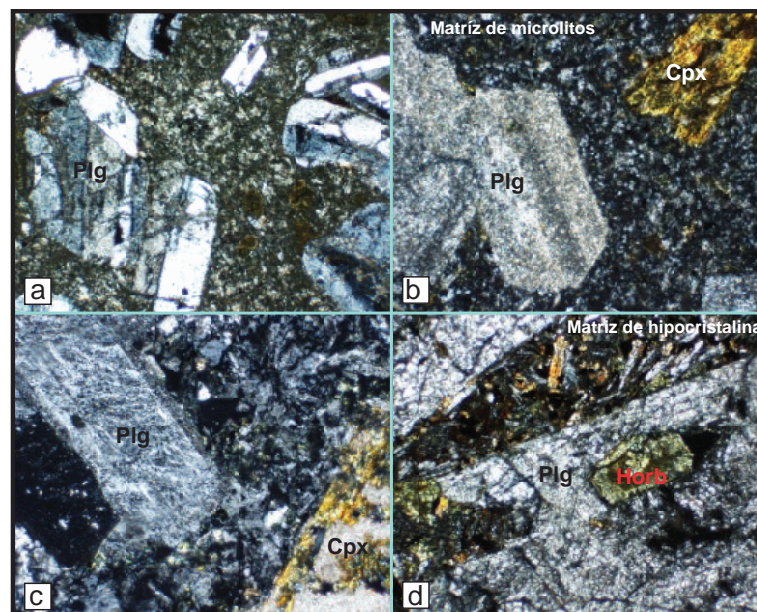


Foto 8. Fotomicrografías de las rocas de los Pórfidos La Crucita. (a) Textura porfídica compuesta principalmente de plagioclasas (Plg), en ocasiones con clinopiroxenos (Cpx) (b, c y d) y hornblendas (Horb) (d), embebidos en una matriz de microlitos desvitrificada (a, b y c) o hipocristalina desvitrificada (d). Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados para a, b y c. Para c, base de foto 3.0mm, nícoles cruzados.

1.). Otros afloramientos de estas lavas se encuentran en la terracería que va de la comunidad La Crucita (abandonada) pasando por la comunidad Palos Mochos, al noreste del área de Bejucos y norte del Domo La Crucita. En esta última área se les puede observar lajeadas y alimentadas por diques máficos afíricos. Sin embargo, no se observaron intrusionadas por diques piroclásticos como se había señalado en la literatura. Se les observa además en pequeños cuerpos brechados, cubiertos por depósitos piroclásticos en la comunidad de la Mesa del Huarichi y Los Tinocos (abandonada), al sur del área de Bejucos por la terracería que va de Bejucos a la Cascada de Bejucos. También se les observa intrusionadas por los cuerpos El Morro y Los Hormigueros y cubiertas por ignimbritas en la carretera que va del poblado Palos Prietos al poblado de Cañadas de Nanchititla (**Figura 6 y Lámina 1.**).

La Andesita La Laguna presentan textura hipocristalina, porfídica y equigranular, con cristales de plagioclasas aciculares de tamaño medio en mayor abundancia, magnetita, cuarzo, ortopiroxenos y clinopiroxenos alterados en sus bordes con un color verdoso, embebidos en una matriz recristalizada de microlitos de plagioclasas, magnetitas y piroxenos organizados al azar. La matriz varía de hipocristalina a vítrea (**Foto 9 c, d, e y f**). Cabe destacar que en las muestras de la parte baja de la Sierra de Nanchititla (poblado La Laguna) son más abundantes la magnetita y el clinopiroxenos, y menos abundante la plagioclasa (Nan-64) (**Foto 9 a y b**), mientras que en las muestras en la parte alta de la sierra (entre los poblados de Palos Prietos a Cañadas de Nanchititla), son más abundantes la plagioclasas y los piroxenos, y disminuye la magnetita (Nan-68) (**Foto 9 c y d**). Esto indica que las lavas que se encuentran en la base de la Sierra de Nanchititla se encuentran relativamente más ricas en óxidos (alteradas) que las de la cima. Los afloramientos de la Andesita La Laguna se diferencian claramente de los afloramientos de la Andesita Puerto El Salitre por su textura interseccional y por tener mayor contenido de fenocristales de plagioclasas embebidos en una matriz desvitrificada.

Respecto a sus relaciones de contacto, las Andesita La Laguna tienen un contacto inferior de discordancia angular con la Formación Cutzamala (**Figura 5**) mientras que, en la parte noroeste del área de estudio, cubren al domo La Crucita (unidad Pórfidos La Crucita). Además se observa que los diques máficos afíricos reportados por Morales-Gómez (2005) y Serrano-Durán (2005) alimentan estas lavas. La unidad es cubierta por las ignimbritas y riolitas de la Sierra Nanchititla (**Figura 5**) y el cuerpo El Morro se encuentra intrusionando a la Andesita La Laguna, formando pequeñas brechas y desvitrificación en contacto con ellas.

Para establecer la edad de la Andesita La Laguna se fecharon dos muestras (Nan-64 y Nan-68) por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Estas muestras fueron tomadas en la terracería que va del poblado Las Paredes a La Laguna (Nan-64) y en la carretera que va del poblado Palos Prietos a Cañadas de Nanchititla

(Nan-68) (**Tabla II, Figura 6 y Lámina 1**). Ambas muestras se analizaron en el espectrómetro VG54000. Como puede verse en la **Figura 9**, para la muestra Nan-64 se obtuvo un espectro relativamente plano, con una edad integrada de 37.1 ± 0.2 Ma. También, en el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa que la muestra es homogénea en su relación Ca/K (**Figura 9, Tabla IV**). La edad de 36.3 ± 0.4 Ma obtenida del diagrama de correlación (**Figura 9**), se considera como la mejor estimación de la edad para Nan-64. La muestra Nan-68 produjo un espectro que indica pérdida de Ar en los primeros pasos e incipiente exceso de Ar, en los últimos pasos (**Figura 10**), el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ indica que la composición de esta muestra es relativamente homogénea (**Figura 10, Tabla V**). En el diagrama de correlación se calculó una línea recta con todas las fracciones, dado que la intercepción con el eje de las ordenadas arroja un valor considerablemente menor que el atmosférico, se calculó una línea forzando la intercepción con las ordenadas a 295.5 (**Figura 10**), las edades calculadas del diagrama de correlación no se consideran confiables, en consecuencia se toma el promedio ponderado de 38 ± 1 Ma, calculado con las fracciones 2 a 6. Esta edad se toma como el límite superior de la edad de Nan-68. De hecho esta muestra (Nan-68) proviene de un afloramiento que se sospecha haya sido levantado por la intrusión del intrusivo el Morro. Con base

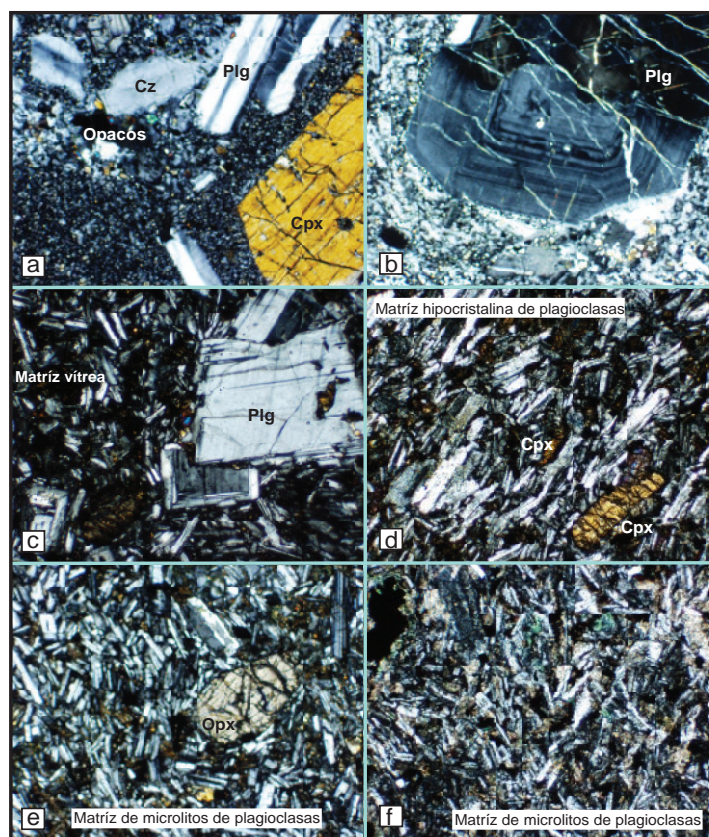


Foto 9. Microfotografías de las muestras Nan-64 (a, b), Nan-68 (c, d y e) y Nan 61 (f) de la Andesita La Laguna, procedente de las localidades de Palos Prietos-Cañadas de Nanchititla, Las Paredes-La Laguna y La Crucita, respectivamente. Se muestra una textura hipocristalina, porfídica compuesta por cristales de plagioclasa (Plg), magnetita y piroxenos, embebidos en una matriz de microlitos que varía de hipocristalina a vítrea. Base de fotos 1.5 mm, nícoles cruzados. Cpx = clinopiroxeno, Opx = ortopiroxeno y Cz = cuarzo.

en lo anterior, la edad de la Andesita La Laguna queda comprendida entre 36.3 ± 0.4 y 38 ± 1 Ma (finales del Eoceno medio-inicio del Eoceno superior). Esta edad coincide con las edades obtenidas para los diques reportados al noroeste del área de Bejucos por Serrano-Durán (2005) y las lavas basales de la secuencia de Amengarcuaro.

Tabla IV. Resumen de resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Nan-64 (roca total)

Calentamiento por pasos, espectrómetro VG5400

Pot en Watts	$F^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
0.28	0.0071	0.0071	17.4 ± 5.8	88.78	11.22	1.99	1 †
0.80	0.1475	0.1546	38.4 ± 0.4	25.74	74.26	1.27	2
1.42	0.2059	0.3604	37.4 ± 0.4	11.81	88.19	1.21	3
2.00	0.2763	0.6367	37.2 ± 0.3	11.17	88.83	1.33	4
3.00	0.1832	0.8199	36.8 ± 0.4	11.66	88.34	1.77	5
6.00	0.1801	1.0000	36.7 ± 0.4	13.61	86.39	4.13	6

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
1.272E-03	19.76 ± 0.09	37.1 ± 0.2	1.89	16.23	83.77	1820.8

† fracción ignorada en el cálculo de la isócrona

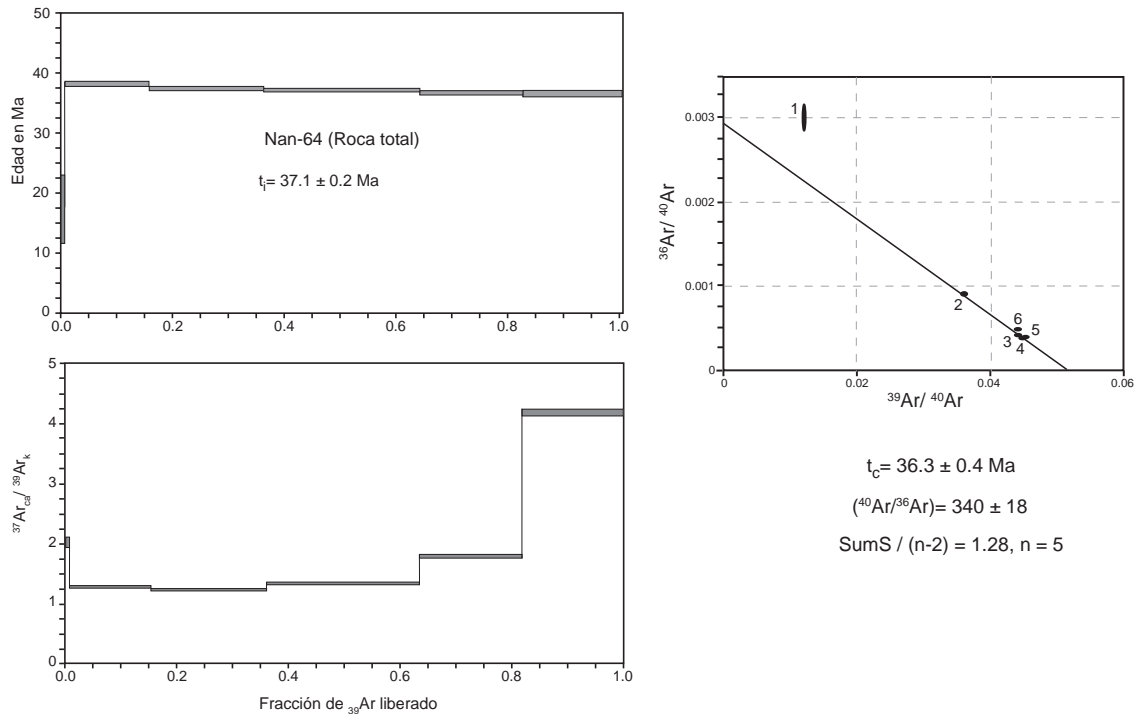


Figura 9. Resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Nan-64.

III.1.2.4 Enjambres de diques del área de Bejucos

En trabajos previos se han reportado enjambres de diques localizados en el área de Tiquicheo, Limón de Papatzingán, Tuzantla y Bejucos (Morales-Gómez, 2005; Serrano-Durán, 2005), los cuales han sido fechados entre 37.3 ± 0.7 Ma y 35.7 ± 1.3 Ma (Eoceno superior) (Serrano-Durán, 2005; Serrano-Durán *et al.*, 2005). Estos diques han sido descritos como diques anastomosados máficos afaníticos, ocasionalmente con textura porfídica, con una variada dirección que va desde

Tabla V. Resumen de resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Nan-68 (roca total)

Calentamiento por pasos, espectrómetro VG5400

Pot en Watts	$F^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
0.28	0.0398	0.0398	16.7 ± 2.5	87.17	12.83	1.81	1
0.80	0.1490	0.1888	39.2 ± 0.8	29.61	70.39	1.77	2
1.40	0.3392	0.5280	41.1 ± 0.3	11.07	88.93	1.44	3
2.00	0.2214	0.7494	38.5 ± 0.3	11.73	88.27	1.76	4
3.00	0.1303	0.8798	35.4 ± 0.4	17.24	82.76	3.68	5
6.00	0.1202	1.0000	34.8 ± 0.5	37.44	62.56	5.30	6

Resultados integrados						
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
9.164E-04	20.10 ± 0.13	37.8 ± 0.2	2.33	26.01	73.99	1136.2

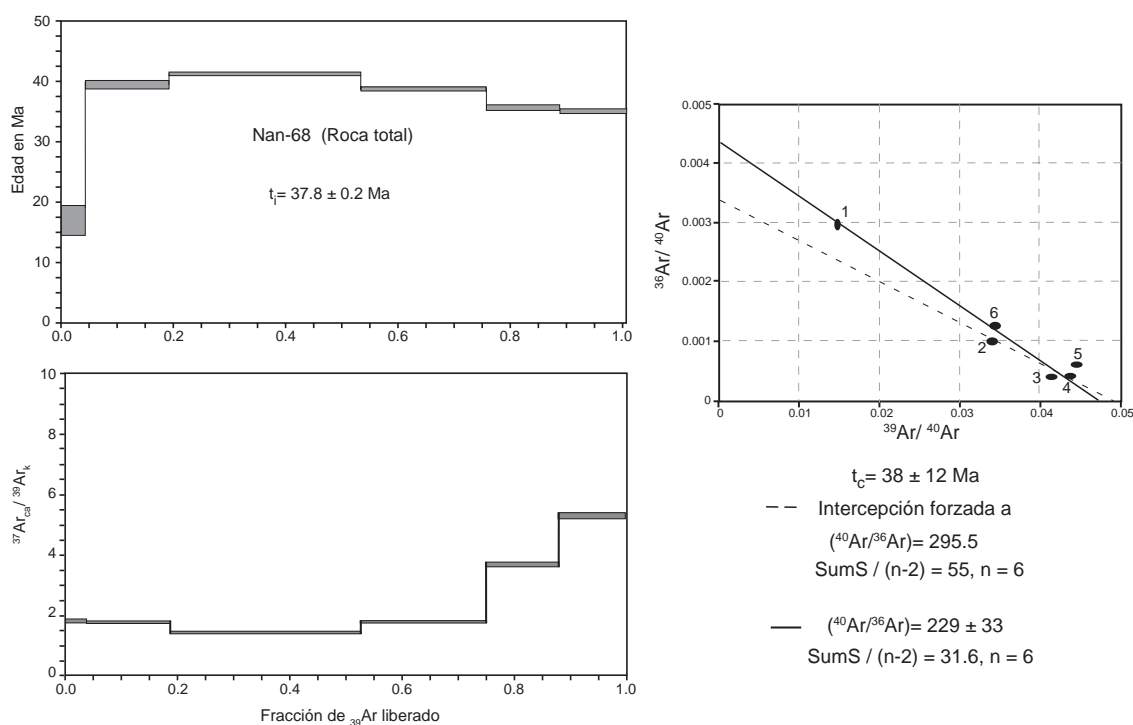


Figura 10. Resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Nan-68.

NW80°SE a NW20°SE y NE10°SW a N60°SW, con espesores variables de centímetros hasta 2 m (Morales-Gómez, 2005; Serrano-Durán, 2005) y que intruyen a la Formación Cutzamala.

En la parte oeste del área de estudios se observaron un total de 76 diques, de los cuales 56 son de composición máfica y 20 de tipo piroclástico (**Figura 6 y Lámina 1**). Tienen inclinación de 65° a 90° y su ancho varía de 50 cm a 11 m. En este trabajo se dividieron según su composición químico-mineralógica y textura en tres grupos: el primero consta de 33 diques afíricos máficos, el segundo de 13 diques porfídicos máficos y el tercero de 20 diques piroclásticos silíceos.

Diques afíricos máficos.- Son diques de composición basáltico-andesítica afaníticos, de color gris oscuro intemperizando a rojizo, con pequeños minerales de plagioclasa. Observados en lámina delgada, presentan texturas hipocrystalinas, porfídicas, con cristales alterados de piroxenos (ortopiroxenos en su mayoría), plagioclasas y magnetita, embebidos en una matriz de microlitos de plagioclasas. Tienen inclinaciones entre los 65° y 90°, mientras que su ancho varía desde 50 cm hasta 2.5 m. La gran mayoría tienen una orientación WNW-ESE y sólo unos cuantos NNW-SSE. Estos diques se encuentran principalmente en las zonas noroeste, oeste y suroeste del área de estudio. Se pueden observar, por ejemplo, en las terracerías que van a los poblados El Cuailote, el Huahuasco, El Sabino (**Lámina 1**). Se observan cortando principalmente a la Formación Cutzamala y en menor medida la Andesita Puerto El Salitre (43.1 ± 2.8 Ma) mientras que alimentan a la Andesita La Laguna, fechadas en 36.3 ± 0.4 Ma (**Foto 10**).

Diques porfídicos máficos.- Son diques de composición andesítica, porfídicos, color gris oscuro intemperizando a verdoso, con fenocristales de plagioclasa y autolitos, embebidos en una matriz afanítica. En lámina delgada presentan texturas porfídicas, hipocrystalinas, ricas en fenocristales de

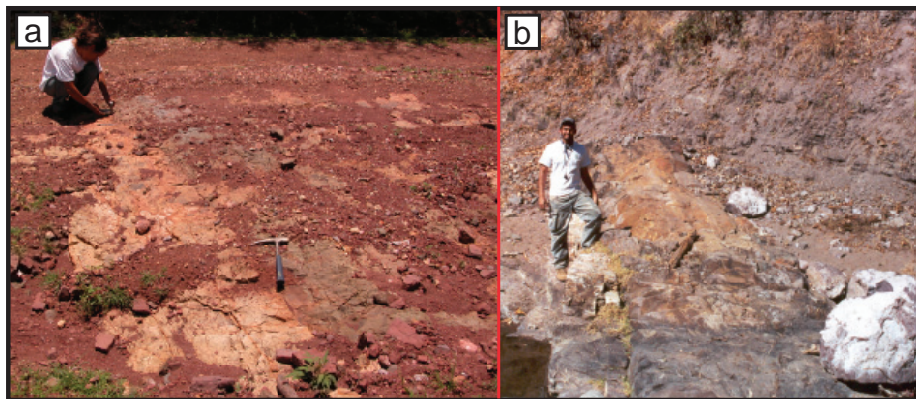


Foto 10. Vista de los diques afíricos máficos localizados en el área de estudio, el primero (a) en la terracería que va de la comunidad Las Parotas a Los Curindalos, al norte del área de Bejuco, rodeando la Sierra de Nanchititla y el Batolito de Tingambato. El segundo (b) localizado en el lecho del río El Saúz, por la terracería que va de la comunidad La Laguna a El Cuilote, al centro-este del área de estudio.

plagioclasa y hornblenda en menor cantidad. En ocasiones presentan cristales accesorios alterados y poco reconocibles de clinopiroxeno y magnetita. Tienen inclinaciones de 70° a 85° y su ancho varía desde 1 m hasta 11 m. Todos tienen una orientación NW-SE. Estos diques se encuentran principalmente a los alrededores de los cuerpos subvolcánicos de los Pórfidos La Crucita, en la zona noroeste y centro del área de estudio. Ejemplo de estos diques se pueden observar en las terracerías que van a los poblados La Crucita, Paso del Guayabal y La Laguna, entre otros (**Lámina 1, Foto 11**). Cortan principalmente a la Formación Cutzamala, lavas almohadilladas del Grupo Arcelia-Palmar Chico, así como a la Andesita Puerto El Salitre.

Diques piroclásticos. - Son diques de composición silícica, de color amarillo pardo. Presentan matriz pumicítica y esquirlas de vidrio tamaño lapilli con fragmentos de cristales de biotita, sanidino, hornblenda y cuarzo. En lámina delgada presentan además texturas hipocristalinas, inequigranulares, con minerales anhedrales alterados de feldespatos (sanidino) y biotita en menor proporción. Como minerales accesorios presentan magnetita y cuarzo, todos estos embebidos en una matriz de vidrio. Tienen inclinaciones de 65° a 90° y su ancho varía desde 1 hasta 3 m, con una orientación WNW-ESE y, en algunos casos, N-S (**Foto 12**). Los diques piroclásticos se observan cortando a la mayoría de las unidades estratigráficas del CVS. Estos diques fueron emplazados probablemente en dos intervalos de tiempo: varios de ellos alimentaron a la Ignimbrita Nanchititla y algunos otros a la Ignimbrita Puerto El Tequezquite. Se pueden encontrar en la zona suroeste y noreste del área de estudio, por ejemplo en las terracerías que van a los poblados de El Limón de Pungaracho y Paso del Guayabal (**Lamina 1**). Dado que se encuentran alimentando la Ignimbrita Nanchititla y la Ignimbrita Puerto El Tequezquite, su edad de emplazamiento corresponde al Eoceno superior.



Foto 11. Vista de los diques porfídicos máficos en el área de estudio. La foto a la izquierda es de un dique rico en pequeñas plagioclasas, localizado en el lecho del río El Saúz, por la terracería que va de la comunidad La Laguna a El Cuailote, al centro-este del área de estudio. La imagen a la derecha se tomó en la terracería que va del poblado El Rincón del Guayabal a Potrero del Guayabal, al sur del área de estudio.

III.1.2.5. Intrusivo El Morro

En el centro de la sierra de Nanchititla el mapa geológico del SGM (Montiel-Escobar *et al.*, 2000) reporta un cuerpo granodiorítico de probable edad Cretácico superior el cual intruye a la Formación Cutzamala. El cuerpo se encuentra entre los poblados Los Hormigueros, Potrero de Guayabal y cerca del cerro Picacho del Potrerillo.

En este trabajo se reconoció un cuerpo intrusivo denominado **Intrusivo El Morro** y aflora en tres áreas principalmente: al norte, oeste y este del pueblo de Cañadas de Nanchititla (**Figura 6 y Lámina 1**). Las relaciones de contacto en los tres afloramientos son netas con las rocas que los subyacen. Se trata de un cuerpo magmático masivo de grano medio. Las relaciones de contacto, la textura y el aspecto de los afloramientos sugieren que se trata de cuerpos intrusivos someros.

Estas rocas tienen típicamente un color verde oscuro intemperizando a color café verdoso. Tienen cantidades variables de cristales de plagioclasa (andesina) principalmente y piroxenos que las clasifican como dioritas de grano medio (2mm a 4mm). Los dos afloramientos más grandes de este cuerpo se localizan en el centro-este del área de estudio en forma semi-rectangular de unos 5-6 km de largo por 2-3 km de ancho aproximadamente (**Figura 6 y Lámina 1**). Los afloramientos son alargados en dirección NW-SE y N-S. Los estudios sobre este tipo de cuerpos señalan que su emplazamiento es controlado por fracturas y no por la estratificación de la roca encajonante como en el caso de los lacolitos (Llambías, 2001). Así, cuando los esfuerzos regionales son mayores a los del



Foto 12. Vista de los diques piroclásticos del área de estudio. La foto a la izquierda se tomó en la carretera que va al poblado Cañadas de Nanchititla; la foto a la derecha se tomó en la terracería que va de la comunidad Hermiltepec a El Campanario, al noreste del área de estudio.

magma, las secciones son alargadas y la forma de los cuerpos ígneos se adapta a las estructuras regionales. Esto nos sugiere que la presencia de estos cuerpos parece estar tectónicamente controlada por lineamientos estructurales de rumbo NW-SE (**Figura 6 y Lámina 1**). El tamaño medio de los cristales de estos cuerpos se debe probablemente al diferente grado de enriquecimiento en volátiles en el techo de los cuerpos (Llambías, 2001). La permeabilidad de la roca encajonante juega un papel importante en la concentración de volátiles. Si la roca encajonante es permeable (por ejemplo, la Formación Cutzamala), la fase volátil tiende a escaparse, la presión del magma no aumenta y no llegan a formarse en el cuerpo ígneo texturas de grano grueso, favoreciéndose las de grano fino y medio, inequigranulares, en ocasiones con fenocristales euhedrales pequeños inmersos en una pasta granular fina (Llambías, 2001).

El afloramiento principal del Intrusivo El Morro consta de una roca de color gris oscuro a café verdoso de composición diorítica, de grano fino a medio (2 a 4 mm), que aflora en los poblados El Reparó de Nanchititla y El Morro (**Lámina 1**). También se observó un dique de color negro verdoso de grano grueso (~2 cm), compuesto en un 70% de fenocristales de plagioclasas (andesina principalmente), que aflora entre los poblados Las Paredes y La Laguna (**Figura 6 y Lámina 1**). En los poblados El Morro, El Reparó de Nanchititla y Estancia de Nanchititla, los cuerpos intrusivos se presentan como diques de unos ~5 m de ancho o como cuerpos masivos, fracturados e intemperizando en bloques.

En muestra de mano las rocas presentan textura fanerítica, con cristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos en menor proporción. Al microscopio se observan con texturas: holocristalina-granular, inequigranular e hipidiomórfica, constituida por plagioclasas menores a 4 mm y feldespatos pótasicos, así como ortopiroxenos y clinopiroxenos (augita) en menor cantidad (**Foto 13 a, b y c**). Estas muestras se observan con una deformación frágil, con cristales fracturados a lo largo de microfracturas. Otra muestra procedente de un dique se observa con textura fanerítica, con fenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos en menor proporción. Al microscopio se observa con textura mirmequítica, holocristalina-granular, inequigranular e hipidiomórfica, constituida en un ~70 % de fenocristales euhedrales de plagioclasa de 1 hasta 5 mm, un 20% de cristales subhedrales poco preservados de clino y ortopiroxenos, restos de augita rodeada por las plagioclasas, un sólo mineral anhedral de esfena y localmente se observa en ocasiones una textura intersectal de cristales de analcima o nefelina (**Foto 13 d, e y f**). El contacto del intrusivo con la Formación Cutzamala se observa en la comunidad del Potrero de Guayabal, llegando por la terracería que va de poblado Rincón del Guayabal hasta el Potrero del Guayabal, al sureste del área de Bejucos (**Figura 6 y Lámina 1**). En este lugar se observan brechas de derrumbe con bloques subredondeados en los contactos con la Formación Cutzamala, que podrían estar relacionadas con el emplazamiento del cuerpo.

Para el Intrusivo El Morro se tomó una muestra (Tc-04) para fechamiento por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en la terracería que va de la población de Palos Prietos a la comunidad El Morro, en el lecho del río Los Baños (**Tabla II, Figura 6, Lámina 1**). Se analizó una muestra de matriz (concentrado de feldespato K principalmente, ortopiroxenos y clinopiroxenos) con el espectrómetro VG54000. Como puede observarse en la **Figura 11** el espectro las últimas cuatro fracciones rindieron edades estadísticamente indistinguibles. En estas cuatro fracciones se liberó mas del 93% del ^{39}Ar (**Tabla VI**) y definen una edad de isócrona de 36.2 ± 0.2 Ma muy similar a la edad de meseta 36.3 ± 0.2 Ma. El diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ muestra un patrón escalonado indicando ligera variación en la composición del material fechado. Con base en estos datos, consideramos que la mejor estimación de la edad del Intrusivo El Morro es de 36.2 ± 0.2 Ma (Eoceno tardío). Esta edad es indistinguible de la obtenida para la cima de la Andesita La Laguna (Nan-64 = 36.3 ± 0.4 Ma), lo que indica que la intrusión de estos cuerpos fue simultánea con el magmatismo extrusivo de los derrames lávicos.

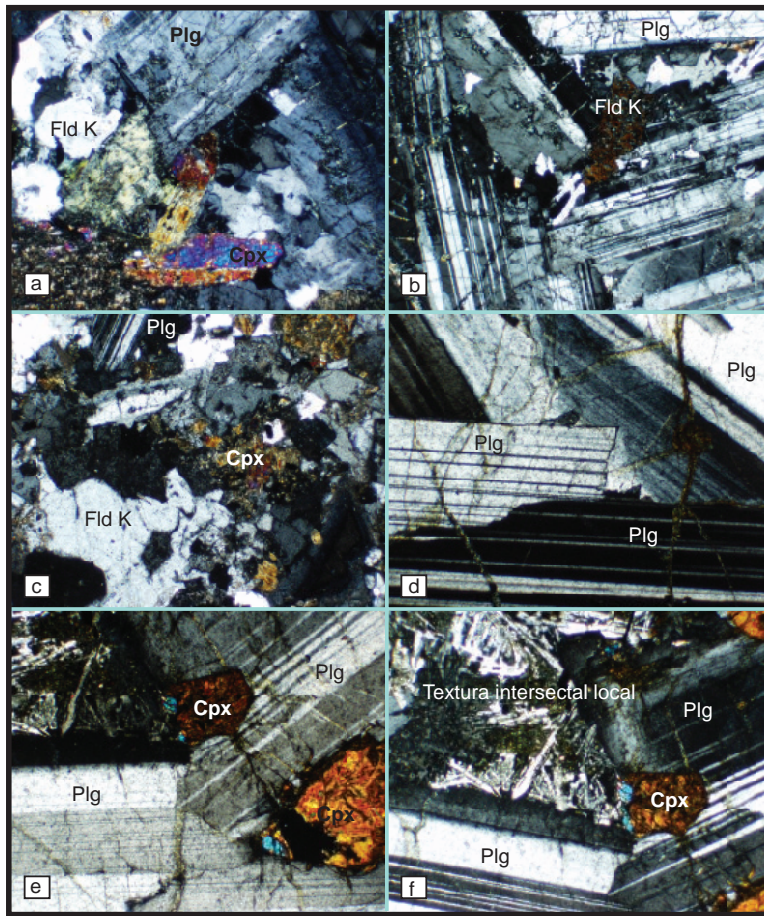


Foto 13. Fotomicrografías de las rocas del Intrusivo El Morro. (a, b y c) Muestra Tc-04, de textura de grano medio con cristales de feldspatos potásico (Fld. K), plagioclasa (Plg) y clinopiroxenos (Cpx), principalmente. (d, e y f) Muestra Bej-05, de textura mirmequítica, con cristales de plagioclasa y clinopiroxenos, principalmente; localmente muestra textura interseccional. Base de fotos 1.5 mm, nícoles cruzados.

III.1.2.6. Secuencia Volcánica de Nanchititla (SVN)

De Cerna (1982) reporta en el área de Bejucos rocas riolíticas y tobas líticas con fragmentos aplastados de pómez y fiamme de vidrio que correlaciona con la Riolita Tilzapotla (actualmente Ignimbrita Tilzapotla). Posteriormente el mapa geológico del SGM (Montiel-Escobar *et al.*, 2000) describe a

Tabla VI. Resumen de resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Tc-04 (concentrado de matriz)
Calentamiento por pasos, espectrómetro VG5400

Pot en Watts	$F^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
0.30	0.0066	0.0066	21.7 ± 3.8	92.34	7.66	2.41	1 †
0.80	0.0591	0.0657	34.1 ± 0.6	45.56	54.44	2.15	2 †
1.40	0.1081	0.1738	36.3 ± 0.3	16.73	83.27	1.79	3
2.00	0.1749	0.3487	36.3 ± 0.3	10.37	89.63	1.24	4
3.00	0.2561	0.6048	36.1 ± 0.2	7.38	92.62	0.63	5
6.00	0.3952	1.0000	36.3 ± 0.2	7.40	92.60	1.07	6

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
1.778E-03	19.17 ± 0.08	36.04 ± 0.15	1.14	15.89	84.11	1859.7

† fracciones ignoradas en el cálculo de la edad de isócrona

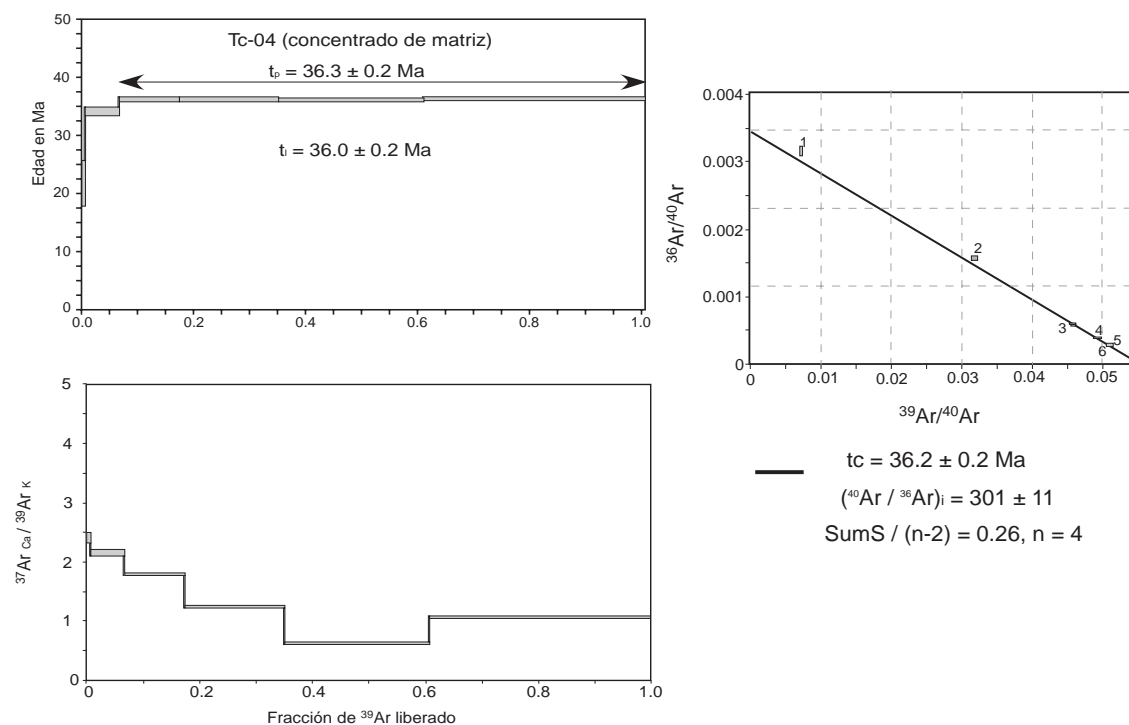


Figura 11. Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra Tc-04.

estas rocas como un paquete volcánico llamado “secuencia riolítica” para las que infiere una edad de Eoceno tardío hasta Mioceno temprano. En esta “secuencia riolítica” se incluyen lavas riolíticas y andesíticas, ignimbritas riolíticas y andesíticas y conglomerados volcánicos, que se presentan como derrames y secuencias estratificadas, así como domos y cuellos riolíticos. Dicha “secuencia riolítica” ha sido cartografiada y descrita en detalle en este trabajo, separando los domos riolíticos de los flujos piroclásticos. Consecuentemente, se propone para los flujos piroclásticos el nombre de “*Secuencia Volcánica de Nanchititla (SVN)*”, y para las rocas riolíticas el nombre de “*Domos Nanchititla*”.

La SVN consta de depósitos originados por un proceso eruptivo explosivo relacionado a un volcanismo silíceo. Este paquete tiene un espesor variable de entre ~200 y 240 m. La relación estratigráfica que guarda la SVN es de discordancia erosiva con las unidades que la subyacen, y a su vez cortada por los domos riolíticos posteriores (Domos Nanchititla) (**Figura 5**). La SVN se encuentra compuesta de la base a la cima por (**Figura 12**):

- a) *Depósitos volcano-sedimentarios* asociados a paleo-canales con intercalaciones de pequeños horizontes de depósitos de lapilli acrecional, de 3 - 6 m de espesor, aproximadamente.
- b) *Brecha coignimbrítica de rezago* de color rosa claro intemperizando a amarillo pardo, con grandes clastos de ignimbrita angulosa de 1-5 m de diámetro, de unos 20 m de espesor.
- c) *Ignimbrita Nanchititla* compuesta principalmente por tres cuerpos, de un poco más de 200 m de espesor total:
 - Cuerpo A.- ignimbrita color rosa, masiva, densamente soldada, con fiamme, con cristales y lítica, de gran volumen (200 m de espesor, aproximadamente),
 - Cuerpo B.- ignimbrita color amarillo pardo, masiva, parcialmente soldada, con matriz de pómez o esquirlas de vidrio, de 2 a 5 m de espesor, aproximadamente,
 - Cuerpo C.- una sucesión rítmica de diferentes flujos piroclásticos de 2 a 3 m de espesor, aproximadamente.

a) *Depósitos volcano-sedimentarios*

Estos depósitos están constituidos por dos niveles, los cuales son divididos por un pequeño horizonte de depósito de lapilli acrecional. El primero de ellos es un depósito color amarillo pardo con clastos de 5 a 20 cm de lavas, subangulosos y muy fracturados, así como líticos más pequeños de 2 a 5 cm elongados y sub-paralelos que definen una seudoestratificación (**Foto 14c**). Los clastos se encuentran embebidos en un matriz de arena fina bien cementada. Este depósito tiene una clasificación pobre y sin gradación, con espesor visible de 1 m, sin que se logre ver su base. Sobreyaciéndolo

se encuentra un pequeño horizonte color amarillo pardo, intemperizando a rojizo, constituido por lapilli acrecional y arena fina, con espesores de 2 a 5 cm (**Foto 14b**). Le sigue un depósito de color rojizo con espesores de ~3 a 5 m, compuestos por una matriz de arena gruesa con clastos de diferente composición (lavas, esquistos y en ocasiones ignimbritas) de 5 a 50 cm de diámetro, subangulosos a angulosos expuestos caóticamente y mal seleccionados (**Foto 14a**). La pseudoestratificación se presenta laminar y cruzada con espesores variables de 5 a 70 cm aproximadamente.

Estos depósitos tienen una clasificación pobre, gradación mal desarrollada y se encuentran moderadamente litificados. Sus márgenes parecen estar asociados a paleo-abanicos que existían durante el inicio de la actividad volcánica explosiva. En las faldas del cerro La Nariz, sobre la carretera que va a al poblado de Cañadas de Nanchititla, se puede ver esta pseudoestratificación con una inclinación

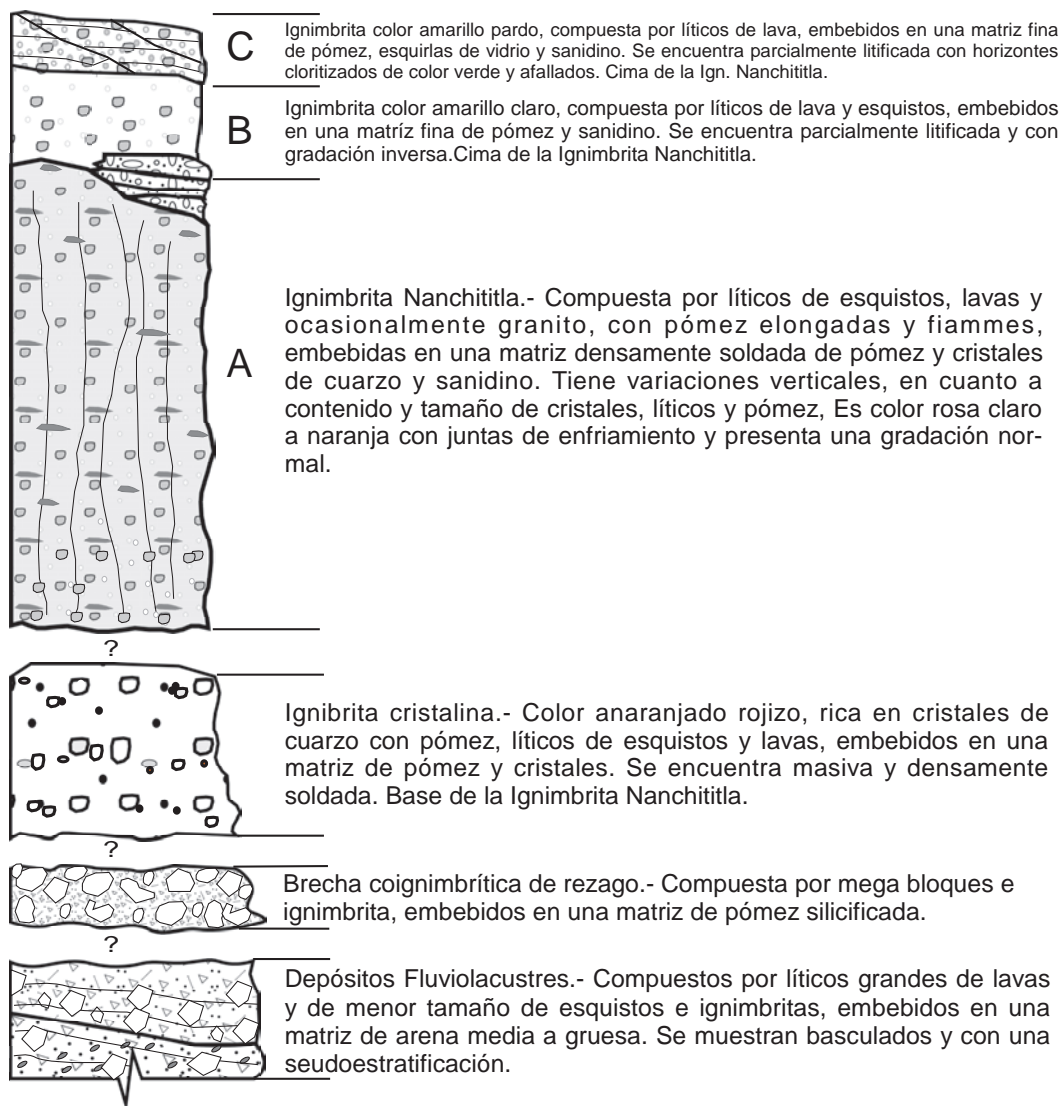


Figura 12. Esquema generalizado de la columna estratigráfica de la SVN, observada en el área de la Sierra de Nanchititla.

de 24° hacia WNW. La distribución de estos depósitos está restringida al margen este de la Sierra de Nanchititla, en las faldas del cerro de La Nariz y en la parte noreste del área de Bejucos, en los poblados de El Manguito y Paso del Agua Piedra Grande (**Figura 6 y Lámina 1**). En sus relaciones de contacto inferior se observa a las Lavas Puerto El Salitre en discordancia estratigráfica, mientras que el contacto sobreyacente con la mega-brecha coignimbrítica de rezago, no es visible, pero se infiere como un contacto erosional (**Figura 12**).

Por relación estratigráfica, así como por su espesor y distribución restringida a los márgenes de la parte ENE de la Sierra de Nanchititla, se considera que estos depósitos fueron originados por el retrabajo de los primeros flujos piroclásticos que formaron la Ignimbrita Nanchititla, por lo que serían contemporáneos al inicio de la actividad explosiva.

b) Brecha coignimbrítica de rezago

Este depósito es de color rosa claro intemperizando a amarillo pardo, contiene bloques de ignimbrita, angulosos de 1 a 5 m de diámetro, envueltos en una matriz de pómez y esquirlas de pómez muy silicificadas y alteradas. La relación entre bloques con respecto a la matriz que los envuelve es de 7 a 3 (70% de bloques). Los afloramientos de esta sub-unidad tienen alrededor de 50 m de espesor. Se encuentra distribuida únicamente en el sector noreste de la Sierra de Nanchititla, aproximadamente

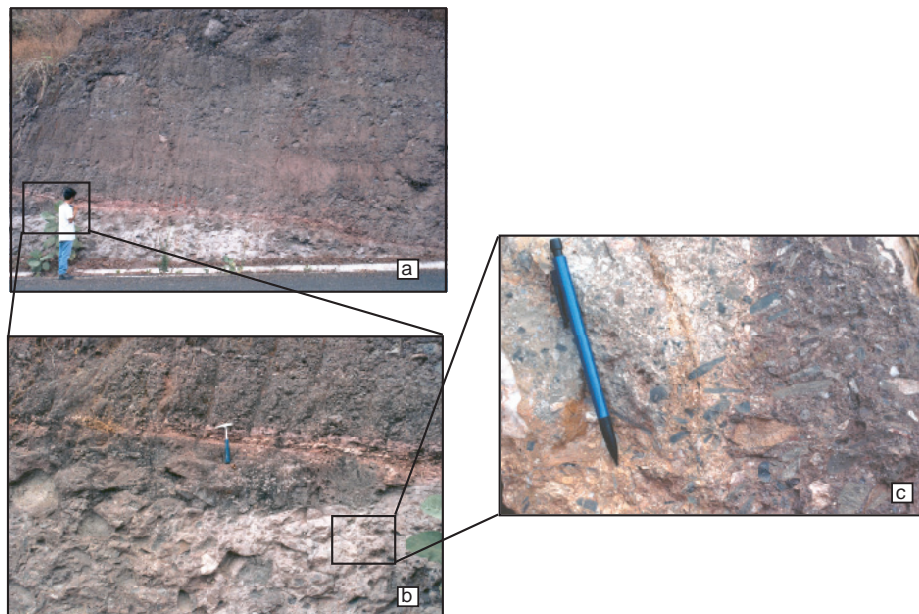


Foto 14. Vista de los depósitos volcano-sedimentarios. (a) Se puede ver una moderada inclinación de estos depósitos, compuestos por líticos volcánicos en una matriz arenosa, moderadamente cementada; (b) acercamiento al horizonte de cenizas al parecer depositadas en agua; (c) acercamiento al depósito bien cementado compuesto por líticos volcánicos y muchos de ellos elongados en una dirección.

desde el poblado de San Sebastián al poblado de El Infiernillo (Cristo Rey), al suroeste de la Ciudad de Luvianos. Los bloques se pueden observar en el poblado de San Sebastián y El Infiernillo (Cristo Rey) y disminuyen alejándose de la Sierra de Nanchititla. Esta brecha se interpreta como un depósito de caída co-ignimbrítica asociado a la fase inicial y proximal del proceso eruptivo que generó a los flujos de piroclásticos de la Ignimbrita Nanchititla (**Figura 12**). Por esta asociación se considera a la brecha coignimbrítica de rezago de la misma edad que la Ignimbrita Nanchititla.

c) Ignimbrita Nanchititla

Se define en este trabajo como Ignimbrita Nanchititla a una unidad que consiste en una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos silíceos (Cuerpo A, B y C), con un espesor de ~200 m (**Foto 15 a y b**). La Ignimbrita Nanchititla es de color naranja y rosa claro (**Foto 15d**), intemperizando a color amarillo pardo, que va de densamente soldada con juntas de enfriamiento, a parcialmente soldada (**Foto 15 a, c y d**). Se encuentra masiva, fracturada y con variaciones verticales en cuanto al tamaño y contenido de cristales, pómez y líticos, así como por el grado de soldamiento. Tiene líticos angulosos a subangulosos de esquistos, lavas andesíticas y granito, fiammes y lentes de vitrófidos, embebidos en una matriz de pómez y cristales de cuarzo y sanidino (**Foto 15c**).

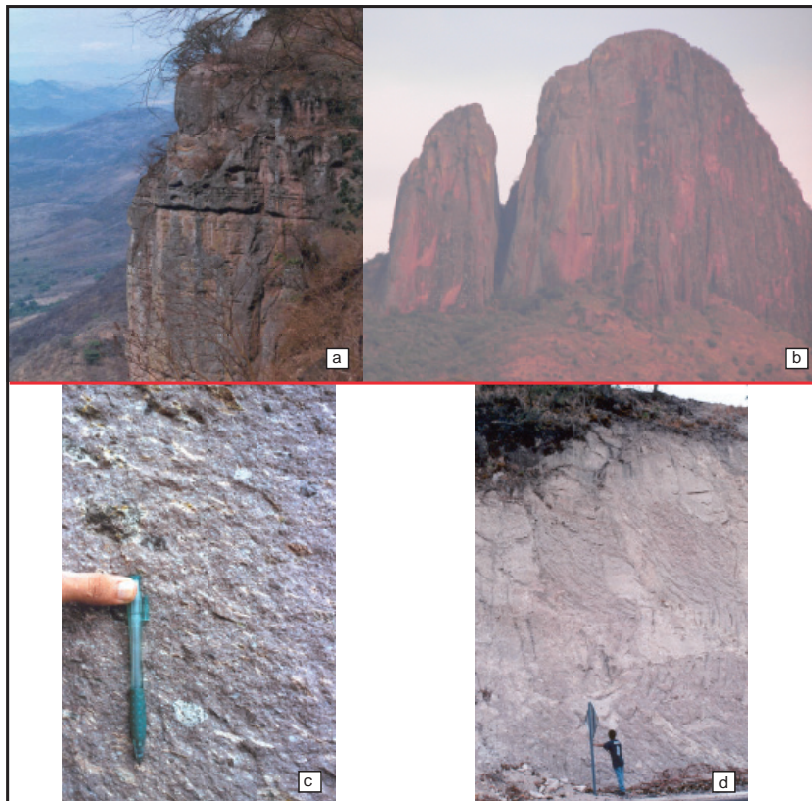


Foto 15. Vistas de la Ignimbrita Nanchititla. (a y b) Panorámica de la ignimbrita y sus relativos espesores. Acercamiento a los depósitos densamente soldados con líticos de granito y pómez elongadas (c) y a los depósitos parcialmente soldados (d), por la carretera que va al poblado de Cañadas de Nanchititla, en el centro-este del área de estudio.

La Ignimbrita Nanchititla forma la parte más alta de la Sierra de Nanchititla (**Figura 6 y Lámina 1**), teniendo los espesores mayores a lo largo de una dirección WNW-ESE que van adelgazándose hacia sus lados NE-SW. Esta unidad se encuentra afectada al este del área de estudio por fallas normales con orientación NNE-SSW y una inclinación hacia el WNW. También, se han observado diques piroclásticos con dirección WNW-ESE a NW-SE en unidades subyacentes como el Grupo Arcelia-Palmar Chico y la Formación Cutzamala, que se consideran los diques de alimentación de la ignimbrita. La Ignimbrita Nanchititla se produjo probablemente durante un único episodio magmático, con el colapso de la columna eruptiva, dando como resultado un voluminoso y extenso depósito de ignimbritas.

A continuación se describen, de la base a la cima, las principales unidades eruptivas que conforman a la Ignimbrita Nanchititla. La mejor exposición de la secuencia se puede observar en la terracería que va del cerro La Nariz al cerro Los Corralitos, rumbo al poblado de Cañadas de Nanchititla.

- *Cuerpo A.* - Flujo piroclástico denso, rico en cristales, de color rosa claro, con color de intemperismo rojizo y morado en ocasiones color amarillo pardo a blanco. Puede ser masivo, poco fracturado y densamente soldado con juntas de enfriamiento. Tiene variaciones verticales en cuanto el tamaño y contenido de pómez, fiamme, líticos y cristales.

En su base consiste en un flujo piroclástico de 3-5 cm de espesor de ceniza con gradación ausente, y poca o nula estratificación cruzada (**Figura 12**). Le sigue una capa masiva densamente soldada de matriz fina con cristales de biotita, cuarzo y sanidino, con abundantes pómez elongadas color blanco de 1-2 cm, y en menor proporción líticos de esquistos y lavas de 1-5 cm. Los líticos son subangulosos a angulosos, mal seleccionados, con gradación pobre y normal. Conforme se va subiendo se puede ver menor proporción de líticos y un aumento en cristales y fiamme; en algunos casos se pueden ver vitrificados color rosáceo en lentes o en horizontes de 2 a 5 cm (**Figura 12**).

Los afloramientos descritos se localizan en las localidades de Los Tinocos subiendo por la terracería del pueblo de Bejucos a la cascada de Bejucos, al este del área; por la terracería de Cañadas de Nanchititla hacia la localidad de La Paixiera, al suroeste del área; en la terracería de El Pueblito a El Plátano, al centro oeste del área; así como, en la mayoría de la parte noreste del área de Bejucos (**Figura 6 y Lámina 1**).

La ignimbrita presenta textura hipocristalina, inequigranular, con fragmentos de lavas, granitos y esquistos, cristales anhedrales de cuarzo principalmente, y sanidino, biotita y magnetita en menor proporción, todos ellos embebidos en una matriz de vidrio principalmente, y cristales microfracturados de cuarzo, feldespatos y biotita (**Foto 16 a y b**).

- Cuerpo B.- Flujo piroclástico color amarillo claro, con color de intemperismo blanco y alteraciones a color verde. Se trata de un depósito masivo, poco fracturado y moderadamente soldado, con variaciones verticales en cuanto al tamaño y contenido de fiamme y líticos.

Es un paquete masivo con abundante matriz pumicítica y esquirlas de vidrio tamaño lapilli, con fragmentos de cristales de biotita, sanidino, hornblenda y cuarzo, éstos dos últimos en menor proporción. Presenta abundantes fragmentos de pómez elongados color blanco de 1 a 10 cm, y lentes de vitrófido de color rojizo. En menor proporción y menor tamaño, presenta líticos de esquistos y lavas de 1 a 50 mm, subangulosos a angulosos, expuestos caóticamente. Hacia la cima del depósito se aprecia un aumento en el tamaño y la cantidad de líticos que pueden llegar a tener un diámetro de 20 cm, lo que define una gradación inversa (**Figura 12**). Los espesores de este cuerpo van de 2 a 5 m, siendo los mayores en la margen este de la Sierra de Nanchititla.

- Cuerpo C.- Sucesión de flujos piroclásticos con espesor variable de 3 a 50 cm, parcialmente soldados, color amarillo pardo, con algunos horizontes color verde, los cuales sirvieron como referencia para saber si se repetía esta secuencia. Estos depósitos están compuestos principalmente por una matriz de pómez tamaño lapilli con cristales de biotita, sanidino, así como pocos y pequeños líticos de lavas de 1 – 2 mm (**Figura 12**).

El Cuerpo C se observó en la carretera que va desde la zona del cerro La Nariz hasta las faldas del Peñasco Las Torrecillas. Probablemente por estar parcialmente soldado fue más fácil su erosión. Este flujo piroclástico se formó consecutivamente al Cuerpo A y B por lo que se considera de la misma edad. En este depósito se midieron fallas normales con desplazamiento de 50 cm, con orientación N36°E y una inclinación de 44° hacia el NW, y que provocan la repetición de esta secuencia por lo menos tres veces.

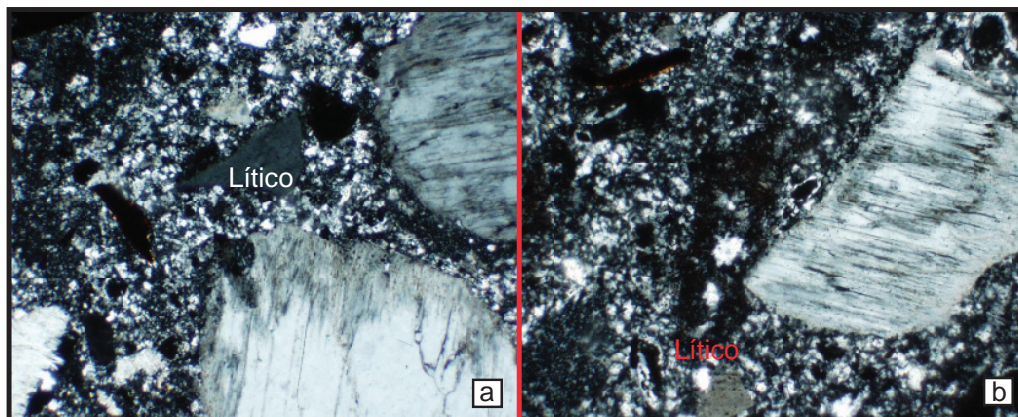


Foto 16. Microfotografía de la muestra Tc-02 procedente del cuerpo A de la Ignimbrita Nanchititla. (a y b) Textura hipocristalina con pómez y líticos embebidos en una matriz compuesta por vidrio, feldespato, cuarzo y biotita. Base de foto 1.5 mm, nícoles cruzados.

Del cuerpo principal de la Ignimbrita Nanchititla (cuerpo A) fue tomada una muestra (Tc-02) para fechamiento por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar . Esta muestra fue tomada en la carretera que va del poblado Puerto El Salitre al poblado Los Hormigueros, en el cerro La Nariz a las faldas de la Sierra de Nanchititla (**Tabla II, Figura 6 y Lámina 1**). De esta muestra se separaron cristales de sanidino y se realizaron seis experimentos de fusión en 1-paso (**Tabla VII**). Los resultados de estos seis experimentos se presentan en la forma de espectro de edad para facilitar su comparación (ver **Figura 13**), en este “pseudos-espectro de edad” puede verse que los sanidinos de la muestra Tc-02, rindieron edades estadísticamente indistinguibles dentro de 1σ . El promedio ponderado de estos experimentos indica una edad de 36.0 ± 0.4 Ma. En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observan pequeñas variaciones en la composición de los sanidinos analizados. En el diagrama de correlación se obtuvo una edad de 35.6 ± 0.5 Ma, el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ calculado en este diagrama fue de 304 ± 10 lo que sugiere la presencia de exceso de argón, por esta razón se tomó la edad de isócrona como la mejor estimación de la edad para la muestra Tc-02. La edad de 35.6 ± 0.5 Ma (Eoceno superior) sitúa a la Ignimbrita Nanchichitla en el mismo rango de edades reportadas por De Cserna (1982), Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) y Morán-Zenteno *et al.* (2004) para los centros volcánicos silíceo de la zona de Taxco y Tilzapotla.

III.1.2.7. Domos Nanchititla

Tanto De Cserna (1982) como en el mapa geológico de SGM (Montiel-Escobar *et al.*, 2000), han reportado rocas riolíticas para el área de la Sierra Nanchititla con edades inferidas de Eoceno a Mioceno temprano. En este trabajo se describe en detalle estas rocas a las que se les da el nombre de Domos Nanchititla. Se reconocieron por lo menos diez estructuras dómicas de las cuales ocho se localizan en la cima de la Sierra de Nanchititla (Mesa Potrero Chiquito, Pericones, Capulín Chico, Peña Los Tizatitos, Cerro Alto, Los Hormigueros, Los Corralitos, Picacho del Potrerillo) mientras que dos se ubican en la periferia noreste de la misma (Piedra Grande y Cerro Santa Rosa).

Se trata de rocas de color gris claro, intemperizando a color rosa-rojizo, de textura afanítica con minerales de cuarzo y biotita, con composición riolítica. Estas rocas se presentan en forma de domos con un techo plano y espesores de ~40 a más de 100 m. En afloramiento se observan rocas masivas, generalmente alteradas por actividad hidrotermal y fracturadas. En muchos casos se caracterizan por un marcado bandeamiento de flujo (**Foto 17b**) y litofisas hacia su cima. En algunos cortes de carretera es posible ver la estructura interna de los domos, donde se aprecia unas estructuras de flujo semi-verticales (**Foto 17a**) que sugiere la proximidad con la zona de alimentación magmática. También se observó un dique piroclástico de dirección NW-SE, el cual corta y deforma localmente a uno de estos domos riolíticos (**Foto 17a**). En diferentes lugares se observaron brechas de derrumbe semisoldadas (en la carretera que va del poblado Palos Prietos a Cañadas de Nanchititla;

Tabla VII. Resumen de resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Tc-02 (sanidino)

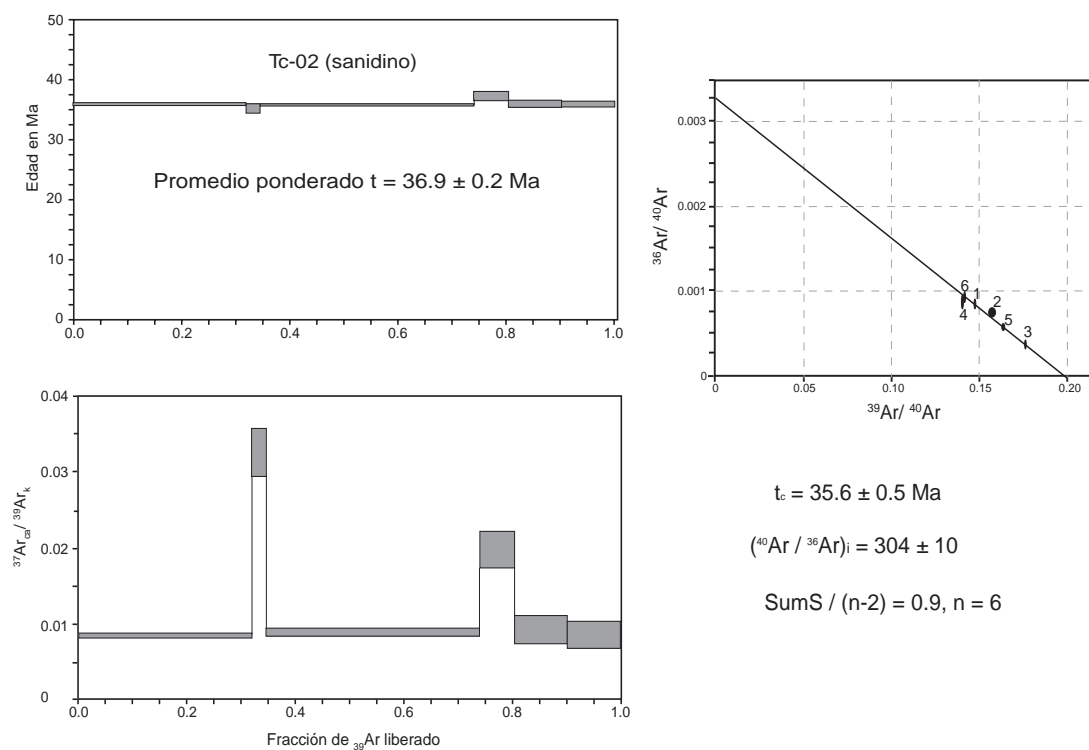
Experimentos de fusión en 1-paso con el espectrómetro VG5400

	Pwr	Age in Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
1	7.00	35.9 ± 0.2	25.87	74.13	0.01
2	7.00	35.2 ± 0.8	22.73	77.27	0.03
3	8.00	35.8 ± 0.2	11.83	88.17	0.01
4	8.00	37.3 ± 0.8	26.37	73.63	0.02
5	8.00	36.0 ± 0.6	17.60	82.40	0.01
6	8.00	35.9 ± 0.5	28.83	71.17	0.01

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age in Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
1.001E-02	5.01 ± 0.02	36.0 ± 0.4	0.01	20.41	79.59	1447.54

Edad de la isócrona utilizando todos los experimentos

† $t_c = 35.6 \pm 0.5 \text{ Ma}$; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 304 \pm 10$; $\text{SmS}/(n-2) = 0.9$ for $n = 6$ **Figura 13.** Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra Tc-O2.

en la terracería que va de la comunidad Puerto El Tequezquite a las Palmas; El Picacho de Los Potrerillos; en la terracería que va del poblado Rincón del Guayabal al Picacho del Guayabal; y en las comunidades de Puerto La Espiga, cerros Santa Rosa y entre los poblados de San Simón Piedra Grande y El Manguito) (**Figura 6 y Lámina 1**).

Las muestras de los Domos Nanchititla presentan microscópicamente texturas hipocrystalinas, inequigranulares, con un 10% de cristales medianos (1 a 3 mm) de feldespato pótasio, muscovita y biotita, embebidos en una matriz compuesta por un 90% de vidrio, en ocasiones desvitrificada, cristales subhedrales de feldespato pótasio y cuarzo, en menor porcentaje muscovita, biotita y magnetita como mineral accesorio (**Foto 18**). La composición de los Domos Nanchititla cubre desde dacítico a riolítico con variado color y textura.

El domo Los Hormigueros se estudió de manera más detallada ya que aflora en buena parte de la carretera que va de Los Hormigueros a Cañadas de Nanchititla y por sus características particulares de criptodomo. La lava de este domo es de color gris claro intemperizando a color verdoso, con textura fanerítica y en ocasiones subporfídica de grano fino a medio (1 a 4 mm). Estas rocas tienen autolitos y xenolitos de lavas porfídicas similares a los Pórfidos La Crucita en su cima (**Foto 19**) (**Figura 6 y Lámina 1**). El cuerpo se presenta como rocas masivas de ~100 m de espesor, intemperizando en bloques en las partes bajas y con una topografía accidentada. En muestra de mano, las rocas que se encuentran en la parte baja del domo Los Hormigueros, cerca del contacto con el Intrusivo El Morro, presentan una textura subporfídica, con fenocristales de plagioclasa (albita) en un 20%, embebidos en una matriz de cristales de feldespato pótasio (60%), cuarzo y biotita alterada que lo clasifican como microsienogranito (**Foto 20 a y b**). Los afloramientos que se encuentran en la cima del domo presentan textura microgranular, holocrystalina, inequigranular e hipidiomórfica, con cristales anhedrales de feldespato pótasio en un 60%, cuarzo en un 20%, ortopiroxeno cloritizado en un 10%, plagioclasa en un 4% y minerales accesorios de apatito y biotita rica en hierro, la cual reemplaza al ortopiroxeno en algunas ocasiones (**Foto 20 c y d**). Los xenolitos encontrados en la parte alta del domo Los Hormigueros son testigos del estacionamiento somero del magma que dio origen a este cuerpo y que permitió la incorporación de fragmentos de las unidades inmediatamente anteriores.

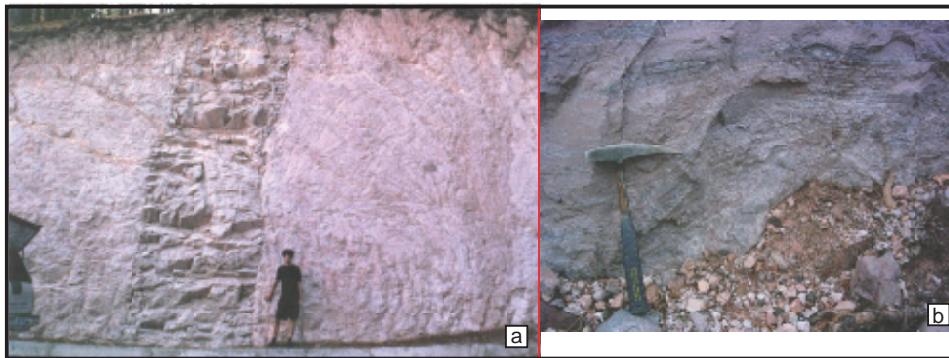


Foto 17. Vista de los Domos Nanchititla. (a) Se puede observar un marcado bandeamiento de flujo y un dique piroclástico inyectado en este afloramiento. (b) El acercamiento a estos cuerpos muestra que la viscosidad del magma era alta para formar el bandeamiento de flujo característico en estos cuerpos. Fotos tomadas en la carretera que va al poblado de Cañadas de Nanchititla, cerca del poblado Los Hormigueros, al centro este del área de estudio.

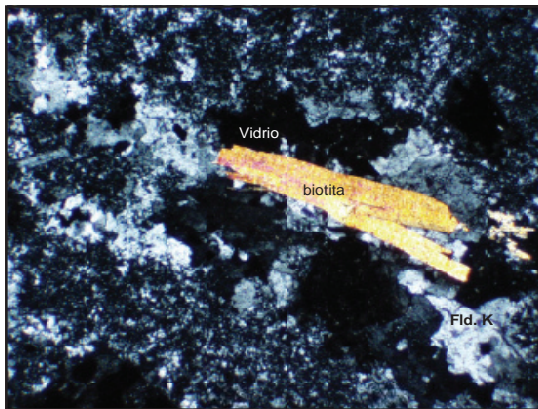


Foto 18. Fotomicrografía de una muestra de los Doms Nanchititla. Textura hipocrystalina compuesta por cristales de muscovita y biotita, embebidos en una matriz de vidrio, feldspatos (Fld. K) y cuarzo. Base de foto 1.5 mm, nicoles cruzados.

Las relaciones de contacto del domo Los Hormigueros con los Pórfidos La Crucita y las Lavas La Laguna se observan en la carretera que va del Poblado de Palos Prietos a Cañadas de Nanchititla, donde se observa que el primero cubre a las segundas. Sobreyaciendo al domo Los Hormigueros se encuentran rocas piroclásticas (Ignimbrita Puerto El Tequezquite) y lavas basálticas (Basaltos Las Palmas). El contacto con la Ignimbrita Tequezquite se observa en la terracería que va del poblado de Cañadas de Nanchititla a Puerto El Tequezquite y el contacto con los Basaltos Las Palmas se observa en la terracería que va del poblado de El Reparó de Nanchititla a la comunidad de Las Lajas (**Figura 6 y Lámina 1**). Los contactos con el domo Los Corralitos se observan en la carretera que va del cerro Los Corralitos al poblado Los Hormigueros (**Foto 21**). En varios lugares se observa a los Doms Nanchititla cubriendo discordantemente a las Lavas Puerto El Salitre, Lavas La Laguna, Ignimbrita Nanchititla e Intrusivo El Morro (**Figura 5**).

La distribución de los Doms Nanchititla está marcada por un lineamiento regional importante de dirección WNW-ESE y, localmente, también se puede observar una alineación secundaria con dirección NE-SW (**Figura 6 y Lámina 1**). También se han observado diques piroclásticos intruyéndolos con una dirección ~WNW-ESE. Esto indica que el emplazamiento de los domos estuvo



Foto 19. Vista de uno de los xenolitos de lavas porfídicas encontrados en el techo del domo Los Hormigueros, en la carretera que va del poblado Palos Prietos a las Cañadas de Nanchititla, al centro este del área de estudio.

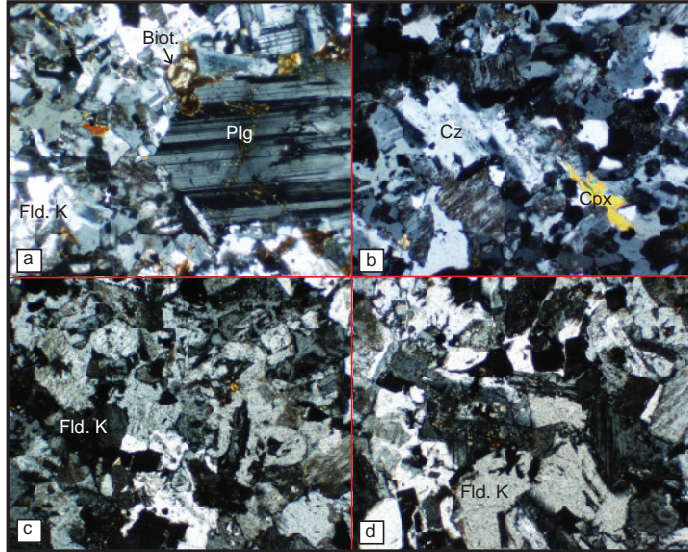


Foto 20. Fotomicrografías de las rocas del domo Los Hormigueros. (a) Textura porfídica en la muestra Tc-03, donde los cristales más grandes son plagioclasas (Plg); (b, c y d) textura de grano fino rica en cristales de feldespato pótasicos (Fld. K) y en menor porcentaje biotita (Biot), clinopiroxeno (Cpx) y cuarzo (Cz). Base de foto 1.5 mm, nícoles cruzados.

controlado principalmente por fracturas con estas direcciones. Debido a la alta viscosidad de los magmas riolíticos Llabrás (2001) ha propuesto que este tipo de magmas rellenan las fracturas, formando varios domos orientados a lo largo de la fractura o falla. La disposición de los Domos Nanchititla permite sugerir que hubo varios conductos que alimentaron a los domos riolíticos alineados a lo largo de fallas o fracturas orientadas WNW-ESE principalmente, y en menor medida, NE-SW.

Para el domo Los Hormigueros, se fechó la muestra Nan-55 por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar . Esta muestra fue tomada en la carretera que va al poblado Los Hormigueros hasta Cañadas de Nanchititla, aproximadamente 20 m después del poblado Los Hormigueros (**Tabla II, Figura 6 y Lámina 1**). De esta muestra se separó un concentrado de feldespato potásico que se fechó con el espectrómetro VG54000. Como puede observarse en la **Figura 14 y Tabla VIII**, más del 95% del ^{39}Ar fue liberado en 13 fracciones, las que rinden edades estadísticamente indistinguibles. Estas fracciones definen una meseta con edad de 35.6 ± 0.1 Ma. En el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observan ligeras variaciones en la composición de Ca/K de esta muestra. En el diagrama de correlación se obtuvo una edad de isócrona de 35.8 ± 0.2 Ma, este dato no se considera confiable pues la intercepción con las ordenadas rinde un $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ inferior al valor atmosférico de 295.5, además es importante notar que esta intercepción no está construida por los datos, ya que las fracciones que definen la edad de meseta (identificadas con los números 3 a 15 en la **Figura 14**) se agrupan cerca del eje de las abscisas. Dado que la muestra Nan-55 fue tomada cerca del domo Corralitos, es posible que este último haya afectado a la muestra. La edad de meseta 35.6 ± 0.1 Ma (Eoceno Tardío) se toma como

la mejor estimación de la edad de esta muestra. Esta edad es estadísticamente indistinguible de la obtenida para la Ignimbrita Nanchititla, lo que confirma que estos domos constituyen parte de la fase final del pulso silícico del CVS.N.

III.1.2.8. Ignimbrita Puerto El Tequezquite

Se denomina Ignimbrita Puerto El Tequezquite a un depósito de flujo piroclástico, medianamente soldado, de color rosa pardo intemperizando a blanco, caracterizado por tener pómez elongadas de dos colores (blanco y algunas de café-rojizo) que aflora en la parte más alta de la Sierra de Nanchititla (**Figura 6 y Lámina 1**). Los afloramientos son masivos, parcialmente soldados, sin gradación, de unos ~3 m de espesor (**Foto 22**). El flujo piroclástico contiene líticos de esquistos de 1 a 5 cm, subangulosos, elongados y distribuidos caóticamente, y en menor proporción, líticos de granitos de 1 a 5 cm, subangulosos, así como pómez elongadas blancas y algunas café-rojizo de 5 a 20 cm, embebidos en una matriz arenosa con cristales de biotita y sanidino.

Según los análisis químicos realizados, la pómez café-rojiza tiene composición de traquiandesita basáltica del campo shoshonítico (explicado más adelante en el apartado de Geoquímica, Capítulo III), y con base en sus características asumimos que la pómez blanca es de composición riolítica. La fuente de alimentación de este flujo es puntual y se localiza en el área de Puerto El Tequezquite, a unos 3 km al suroeste de Cañadas de Nanchititla. Es posible que los diques piroclásticos observados cortando el domo Los Corralitos, sean los alimentadores de flujos piroclástico correlacionables con los de la Ignimbrita Puerto Tequezquite. La Ignimbrita Puerto El Tequezquite representa la

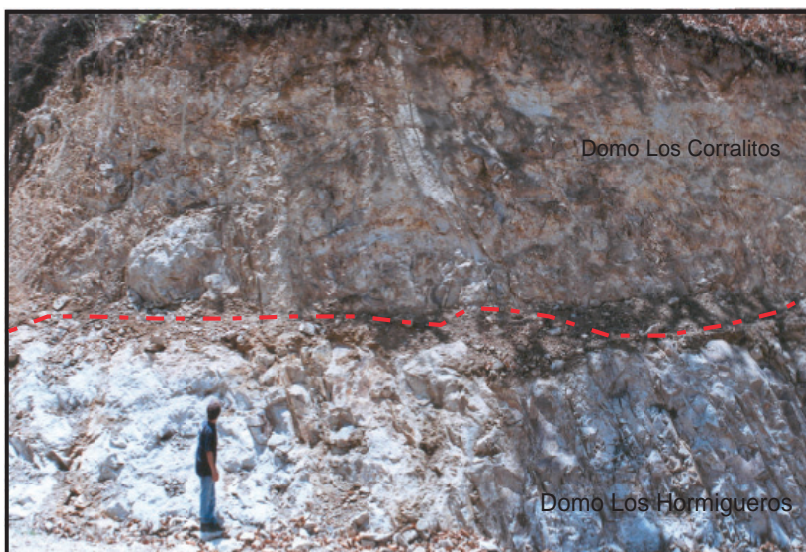


Foto 21. Vista del contacto entre el domo Los Hormigueros y el domo Los Corralitos en la carretera que va del cerro Los Corralitos a el poblado Los Hormigueros, en el centro-este del área de estudio.

Tabla VIII. Resumen de resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra Nan-55 (feldespato K)

Calentamiento por pasos, espectrómetro VG5400

Pot en Watts	$F^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
0.40	0.0080	0.0080	26.35 ± 2.63	89.31	10.69	0.13	1 †
0.70	0.0373	0.0453	33.89 ± 0.37	43.20	56.80	0.15	2 †
1.00	0.0595	0.1049	35.82 ± 0.16	17.19	82.81	0.14	3 §
1.40	0.0648	0.1696	36.00 ± 0.13	10.40	89.60	0.15	4 §
1.70	0.0503	0.2199	35.97 ± 0.25	4.87	95.13	0.16	5 §
2.05	0.0302	0.2501	35.99 ± 0.24	3.88	96.12	0.17	6 §
2.60	0.0503	0.3004	35.69 ± 0.21	4.91	95.09	0.16	7 §
3.10	0.0584	0.3588	35.63 ± 0.20	7.40	92.60	0.10	8 §
3.60	0.0714	0.4302	35.54 ± 0.21	8.36	91.64	0.07	9 §
4.30	0.1423	0.5725	35.17 ± 0.14	10.95	89.05	0.06	10 §
4.70	0.1028	0.6753	35.65 ± 0.27	11.84	88.16	0.06	11 §
5.20	0.0645	0.7399	35.71 ± 0.20	13.92	86.08	0.07	12 §
5.60	0.0512	0.7910	35.58 ± 0.20	14.18	85.82	0.08	13 §
6.90	0.1183	0.9093	35.34 ± 0.11	15.51	84.49	0.12	14 † §

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
------------------	--	------------	--	---------------------------------	----------------------	---------------------------------

§ $t_p = 35.58 \pm 0.09$ Ma para 95.5 % del ^{39}Ar liberado en 13 fracciones

† fracciones ignoradas en el cálculo de la isócrona

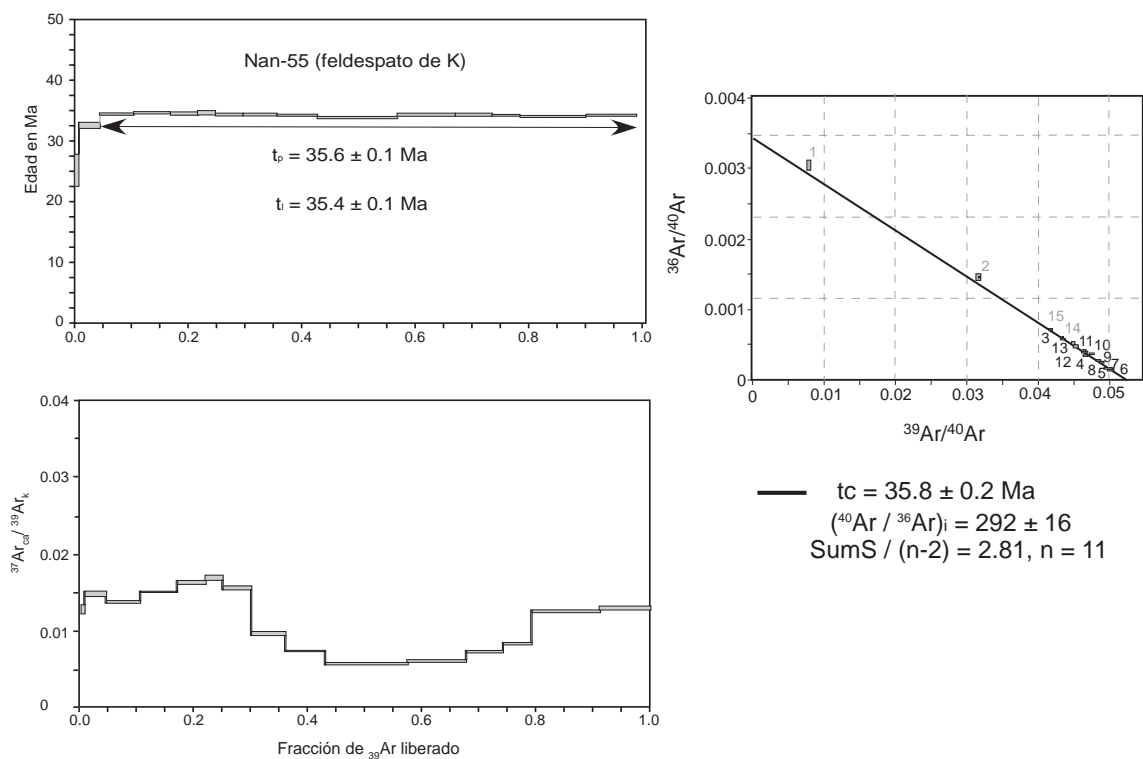


Figura 14. Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra Nan-55.

parte final del vulcanismo que originó al CVSN, por lo que se le considera de la misma edad que la Ignimbrita Nanchititla y los Domos Nanchititla.

III.1.3. Cuaternario

III.1.3.1. Basaltos Las Palmas

Con el emplazamiento de la SVN, el vulcanismo del área de estudio cesó por un largo intervalo de tiempo, durante el cual el área sufrió una notable erosión. El último evento volcánico registrado lo constituyen unas lavas basálticas asociadas a un pequeño centro volcánico monogénico localizado en la ladera norte de la Sierra de Nanchititla (**Figura 6 y Lámina 1**). Se trata de lavas afaníticas, vesciculadas, de color gris oscuro a negro intemperizando a color rojizo. Las vescículas se encuentran rellenas de zeolitas. El edificio volcánico produjo un derrame de lava de ~3 km de largo y con espesor de 100 a 120 m que fluyó hacia el oeste-noroeste. Estas lavas basálticas presentan texturas hipocristalinas, equigranulares, con plagioclasa en mayor abundancia, con clinopiroxeno y como mineral accesorio la magnetita. Estos minerales están embebidos en una matriz de microlitos de plagioclasa.

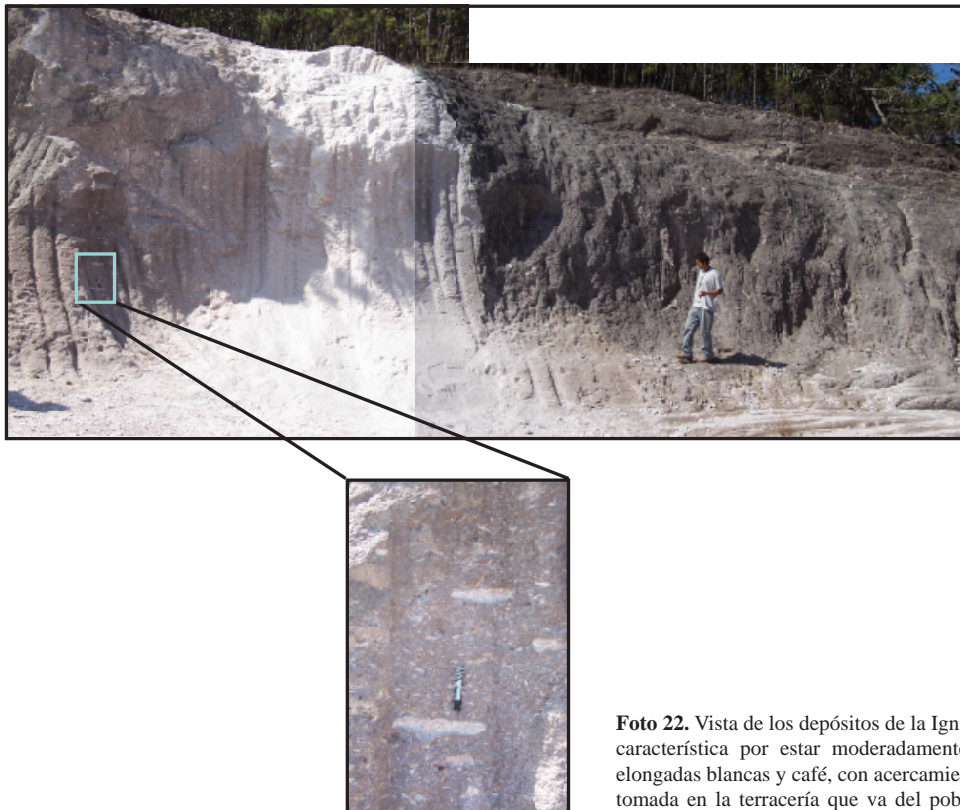


Foto 22. Vista de los depósitos de la Ignimbrita Tequezquite, característica por estar moderadamente soldada y pómez elongadas blancas y café, con acercamiento al depósito. Foto tomada en la terracería que va del poblado de Cañadas de Nanchititla a Puerto El Tequezquite.

Por su morfología relativamente conservada y el grado de preservación de las lavas se considera que este centro volcánico basáltico podría ser reciente (Pleistoceno). Cabe mencionar que al sur de Tejupilco, aproximadamente 28 km al este, se encuentran otros dos volcanes monogenéticos asociados al vulcanismo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, por lo que el centro de Las Palmas podría representar otro edificio más del frente volcánico de esta provincia.

III.1.3.2. Depósitos de Aluvión

Los depósitos de aluvión se encuentran en el área como depósitos coluviales y de talud, constituidos principalmente por clastos de ignimbritas en las faldas de la Sierra de Nanchititla con espesores de ~10-20 m. También se les puede encontrar como depósitos fluviolacustres alternados con areniscas de finas a gruesas y conglomerados, los cuales se componen de clastos redondeados de lavas, ignimbritas, riolitas, esquistos, rocas porfídicas, granodioritas, etc., soportados en muy poca matriz de arena, con mala selección y sin estratificación aparente. Estos depósitos fluviolacustres, tienen espesores de ~5 a 15 m y se localizan en la parte noreste de la Sierra de Nanchititla y cerca del poblado de Luvianos (**Figura 6 y Lámina 1**). A todos estos depósitos se les considera cuaternarios.

III.2. Relación entre el emplazamiento de magma y las estructuras de deformación en el área de Bejucos

III.2.1. Consideraciones generales sobre el mecanismo de ascenso de magma y el fallamiento

En el estudio de emplazamiento de magma y su relación con las estructuras de deformación, se ha reconocido la importancia del emplazamiento a diferentes niveles de la corteza. Se reconocen dos modelos principales sobre los mecanismos de ascenso: a través de diques y a través de diapiros (Buddington, 1959). La **Tabla IX** muestra algunas de las características para diques y diapiros. A continuación se abordará el mecanismo de ascenso dentro de la corteza por medio de enjambres de diques a escala local y regional, debido a que éste es el mecanismo de ascenso más probable para el área de Bejucos.

En la literatura existen muchos estudios que favorecen la idea del emplazamiento rápido de magma en la corteza por medio de enjambres diques. El mecanismo de ascenso por medio de enjambres de diques es favorecido por la existencia de fracturas o zonas de cizalla profunda, por lo que se ha propuesto que los diques pueden ser los principales conductos alimentadores de cuerpos batolíticos someros (Pitcher, 1979; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993; Petford, 1996; Brown, 1994).

Tabla IX. Resumen de las características más comunes observadas para diques y diapiros (tomada de Chávez-Cabello, 1998).

Características	Diques	Diapiros
Velocidad de ascenso y deformación	Rápida	Lenta
Roca encajonante	Rocas elásticas	Rocas viscosas
Ascenso	Controlado por la viscosidad del magma y sobre-presión de la fuente	Controlado por la viscosidad de la roca encajonante y por presión litostática
Sismicidad	Sísmicos	Asísmicos
Trayectoria	Sobre el plano normal a σ_3 (irregular)	Vertical (geométrica)
Volcanismo asociado	Erupciones fisurales	Erupciones centrales
Xenolitos	Son transportados	Son segregados

Uno de los estudios más significativos para esta teoría es el de Hoek (1995 y 1996), el cual hace un análisis del rol que tienen los diques continentales máficos durante la extensión cortical y como indicadores tectónicos. Según Hoek (1996), la formación y la propagación de diques se dan cuando la presión del magma excede el esfuerzo principal mínimo en la roca encajonante, permitiendo la dilatación de fracturas para que ocurra su propagación y el acomodo del magma. Los diques pueden producir su propia fractura o emplazarse a través de una superficie de debilidad pre-existente, aunque según este mismo autor, el emplazamiento de diques ideal, sucede cuando éstos invaden superficies de fracturas pre-existentes que facilitan su propagación. La formación y propagación de diques se ve inhibida cuando la presión del flujo de magma disminuye y cuando este magma sufre pérdida de calor al intrusonar rocas relativamente frías. Esto último ocasiona una rápida solidificación durante cualquier mecanismo en ascenso, incrementando la resistencia al flujo de magma. Varios autores han establecido que la propagación y cantidad de diques, plutones u otras intrusiones, tiene una relación con el volumen de las unidades volcánicas extrusivas (Takada, 1989; Parsons y Thompson, 1991) y con la existencia de zonas de debilidad. Según Crisp (1984), la proporción de material intrusivo con respecto a los magmas extruidos es de 10 a 1. En otras palabras, por cada unidad volumétrica de rocas volcánicas, existen aproximadamente 10 unidades de roca intrusiva o subvolcánica. Los emplazamientos de grandes volúmenes de magma implican cambios importantes en el volumen cortical y pueden influir en la ocurrencia de fallamiento. Parsons y Thompson (1991) y Parsons *et al.*, (1998) plantean que grandes volúmenes de magma llegan a suprimir la existencia de fallas normales ya que ocupan el espacio producido por el estiramiento de la corteza.

Un ejemplo de supresión de la tectónica extensional debido al emplazamiento de un volumen grande de magma se registra en la zona de Taxco-Huautla (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). La zona de Taxco-Huautla está constituida por centros volcánicos del tipo de caldera de colapso y campos de domos riolíticos (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). De acuerdo a Alaniz-Álvarez *et al.*, (2002) el vo-

luminoso vulcanismo Eocénico de la región de Taxco ocurrió sincrónicamente con fallas laterales izquierdas con orientación NW-SE, dentro de una zona de baja extensión, la cual permitió que el magma riolítico subiera a la superficie. El relieve positivo formado por las rocas volcánicas indica que el volumen del magma excedió la capacidad de estiramiento dentro de la zona dilatada y evitó la subsidencia. La ausencia de una caldera relacionada indica que el volumen expulsado se emitió sin formar un espacio cerca de la superficie, evitando el colapso y la formación de una caldera. Estas características sugieren que el volumen ocupado por el magma inhibió fallas normales durante la extensión (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002).

III.2.2. Deformación y vulcanismo del área de la Sierra de Nanchititla

La zona de Bejucos-CVSN ha sido señalada como la probable prolongación hacia el WNW de un sistema lateral, asociado a una elongación NW del Eoceno tardío, reconocida en la zona de Taxco-Huautla por Alaniz-Álvarez *et al.*, (2002), así como en la zona de la caldera de Tilzapotla por Moran-Zenteno *et al.*, (2004, 2005) (Figura 15). Morán-Zenteno *et al.*, (1998, 2000, 2005) han sugerido esta prolongación por la similitud en estas áreas en cuanto a su relación espacio-temporal, tectónica, de composición de los magma y estado de erosión. Estos mismos autores señalan que el área de Nanchititla parece corresponder al igual que los centros volcánicos de la zona de Taxco-Huautla a calderas de colapso exhumadas.

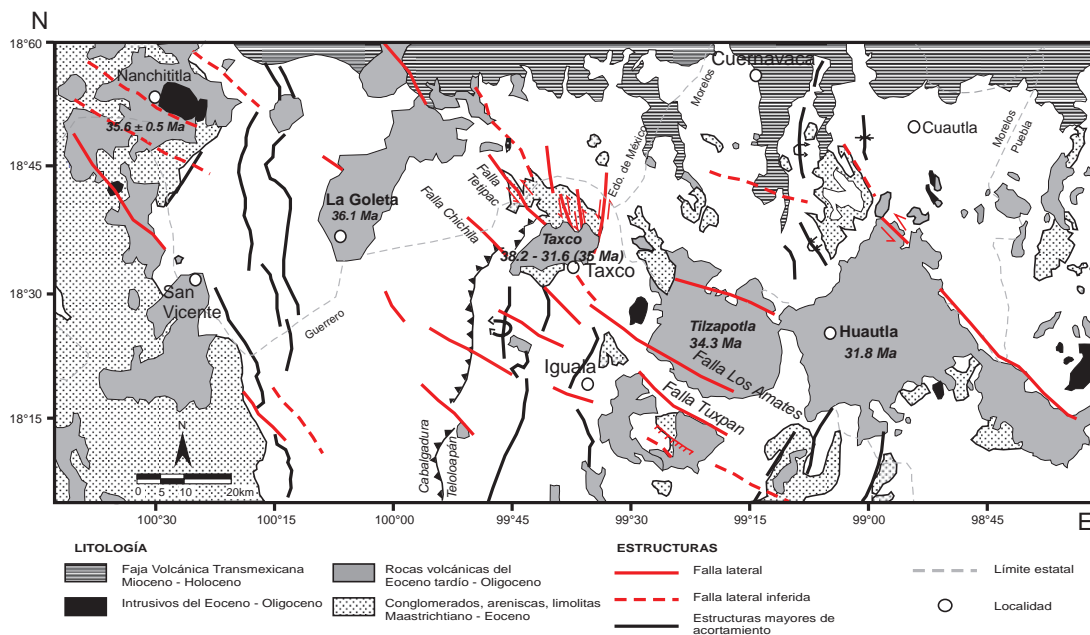


Figura 15. Mapa esquemático de la porción norte-central de la SMS, en el que se muestra la distribución y edad de las rocas volcánicas del Terciario, así como los principales lineamientos y estructuras tectónicas del Cenozoico (Modificado de Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Incluye datos de Alaniz-Álvarez *et al.* (2002); Morán. Zenteno *et al.* (2004) y este trabajo.

El trabajo de campo para esta tesis ha permitido documentar que el área investigada está afectada por una tectónica polifásica, que se caracteriza por lo menos por 3 eventos de deformación principales: (1) un evento de acortamiento E-W (**D1**) y dos de carácter frágil, (2) uno caracterizado por el desarrollo de una zona de cizalla de dirección WNW-ESE (**D2**), y otro caracterizado por el desarrollo de fallas normales de dirección ~NE-SW (**D3**).

La primera fase de deformación **D1** es responsable del plegamiento y cabalgamiento comúnmente asociado con la orogenia Laramide (Campa *et al.*, 1976; De Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca *et al.*, 2007).

En el área de estudio la deformación **D1** involucra al basamento pre-volcánico constituido por el Esquisto Tejupilco, Grupo Arcelia-Palmar Chico, Batolito Tingambato y Formación Cutzamala. Aunque el Esquisto Tejupilco tiene por lo menos 3 fases de deformación complejas, en este trabajo sólo se describen las deformaciones posteriores al Cretácico tardío. La deformación **D1** se reconoce como una deformación progresiva de W a E y es atestiguada por una cabalgadura con dirección ~N-S donde el esquisto Tejupilco (metasedimentaria-filita) con plegamientos disarmónicos complejos, cabalga sobre las unidades lávicas del Grupo Arcelia-Palmar Chico. En las unidades del Grupo Arcelia-Palmar Chico la deformación **D1** es menor que en el esquisto. Sólo en ocasiones se presentan pliegues muy abiertos en las calizas metamorfizadas, principalmente en el noreste del área. En la Formación Cutzamala la deformación **D1** es aún más suave y se manifiesta con un buzamiento moderado hacia el noroeste del área, e inclinaciones al sureste y noroeste al centro y sureste del área, definiendo un sinclinal (**Figura 16 sección A-A'**). También se observó una pequeña falla inversa con dirección N62°E con buzamiento hacia el noroeste.

Por otra parte el contacto tectónico entre el Esquisto Tejupilco y el Grupo Arcelia-Palmar Chico, y el contacto discordante entre esta última unidad y la Formación Cutzamala, sugieren que en el área de estudio, la deformación Laramide inició después del depósito del Grupo Arcelia-Palmar Chico (Albiano-Cenomaniano) y antes del depósito de la Formación Cutzamala (Campaniano-Maastrichtiano), aún cuando su termino ocurrió durante el depósito de esta última. La edad relativa del Batolito Tingambato indica que es más joven que la parte más intensa de **D1** (entre el Grupo Arcelia-Palmar Chico y Cutzamala), por ello solo debió ser afectado por el final de la deformación (quizá un pulso tardío imperceptible en él). Dado que la **D1** se registra de forma moderada en la Formación Cutzamala, y que esta última está cubierta en discordancia por el CVSN (43.1 ± 2.8 - 35.6 ± 0.5 Ma) que no presenta deformación de acortamiento, se sugiere que **D1** terminó dentro del rango de edad de deposición de la Formación Cutzamala.

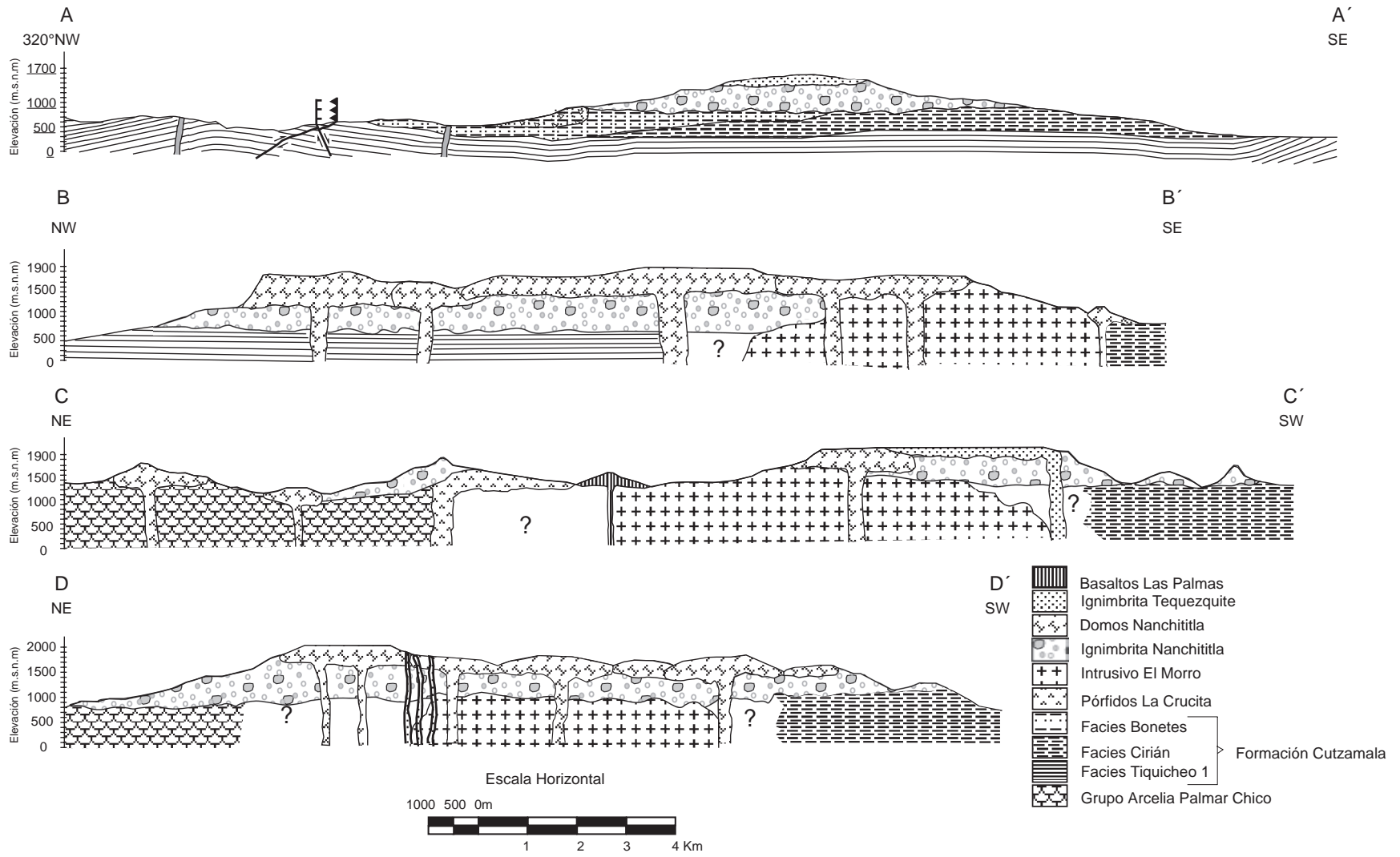


Figura 16. Secciones estructurales tomadas a lo largo y ancho del CVSΝ en el área de estudio. Sección A-A' y B-B' trazadas a lo largo de una dirección NW-SE; sección C-C' y D-D' trazadas a lo largo de una dirección NE-SW.

La segunda fase de deformación **D2** se infiere por el marcado alineamiento que presentan las estructuras volcánicas del área de estudio, que están emplazadas a lo largo de una franja de 15 km de ancho, con una dirección preferencial WNW-ESE (**Figura 17**). Estas estructuras volcánicas consisten en diques de diferente composición así como las ignimbritas y los domos del **CVSN**. La dirección preferencial WNW-ESE coincide con una serie de fallas regionales transcurrentes izquierdas y derechas con dirección WNW-ESE y NW-SE que han sido reconocidas al norte de la SMS en el área de Taxco, Tilzapotla, Huautla y sureste de Cuautla (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). La deformación (**D2**) se muestra en el área de Taxco-Huautla como una reactivación de fallas laterales izquierdas del Eoceno tardío (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Esta reactivación se daría para el Oligoceno temprano, provocando un cambio en la cinemática de las fallas NW-SE de izquierda a derecha (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), lo que conlleva a una dirección de la máxima extensión hacia el NE-SW (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Así mismo, estas fallas controlan el emplazamiento de Caldera Tilzapotla entre 35 y 33 Ma (Eoceno tardío) (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Al sureste de Cuautla estas fallas fueron activas en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

En el área de estudio se infiere que la dirección sistemática de los diques y el notable alineamiento de los domos del CVSN son el reflejo de una serie de estructuras desarrolladas en el basamento y

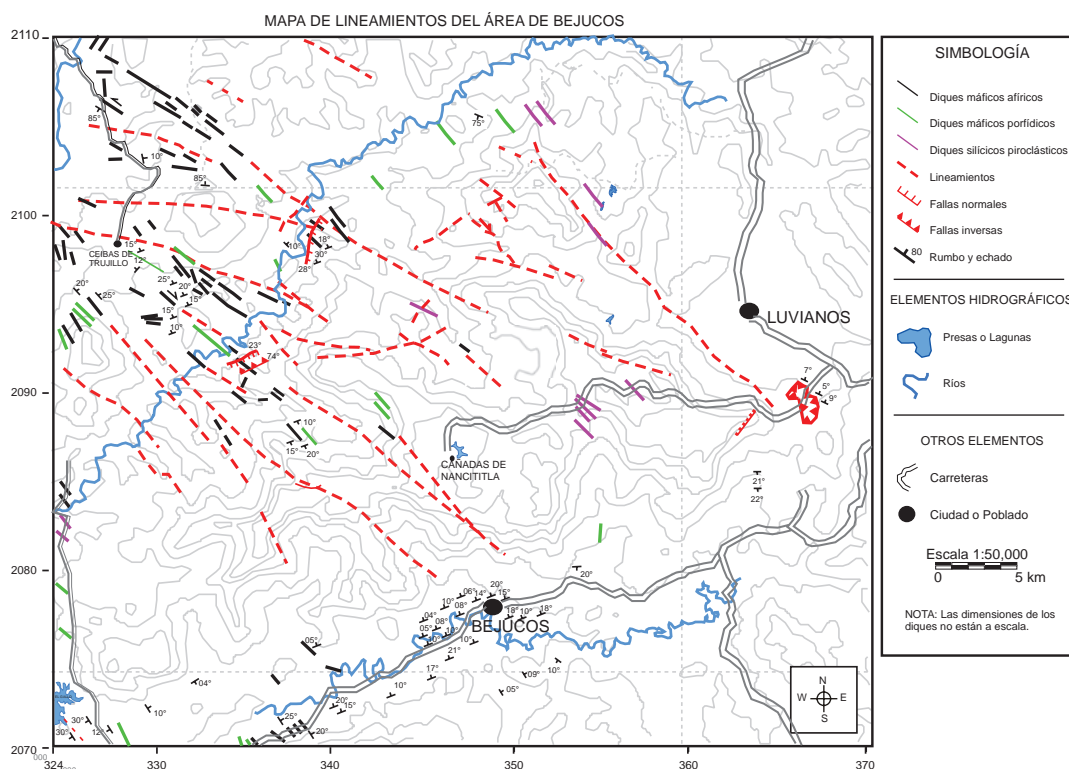


Figura 17. Mapa de los principales lineamientos y diques del área de la Sierra Nanchititla.

asociadas a la segunda fase de deformación **D2**. El análisis de la distribución de las orientaciones de los diques muestra una dirección preferencial 270° - 347° (WNW a NW) (**Figura 18 a**). En su conjunto, el diagrama de rosas para los diques máficos afíricos, máficos porfídicos y diques piroclásticos muestra tres máximos de orientación WNW, NW-SE y NNW-SE (**Figura 18 b, c, d y e**). Estas dos últimas orientaciones son encontradas en menor medida en los diques máficos afíricos y piroclásticos, respectivamente (**Figura 18 c y e**).

La estructura volcánica del CVSΝ consiste en grandes volúmenes de rocas extrusivas e intrusivas alineadas en una dirección ~WNW-ESE (Pórfidos La Crucita, Intrusivos El Morro, Ignimbrita Nanchititla y Domos Nanchititla). Estas rocas se encuentran formando una topografía positiva (**Figura 16, sección B-B'**), concentrada a lo largo de lineamientos WNW-ESE en un área rectangular de 10 por 20 km. En las secciones geológicas de la **Figura 16**, así como en el mapa de la **Figura 6** y **Lámina 1**, se puede observar que el emplazamiento del CVSΝ esta controlado por lineamientos WNW-ESE. Particularmente, los domos riolíticos se encuentran alineados en esta dirección preferencial, sugiriendo que se emplazaron a partir de diferentes conductos alineados a lo largo de fracturas con esta orientación.

Aun cuando los lineamientos WNW-ESE que se observan en el CVSΝ son claros, en el campo no se pudieron observar claramente fallas con algún tipo de desplazamiento. No obstante, los alineamientos de diques y los lineamientos fotogeológicos observados en el CVSΝ coinciden con las fallas regionales WNW-ESE, reportados en la literatura. Lo anterior sugiere que tanto los diques

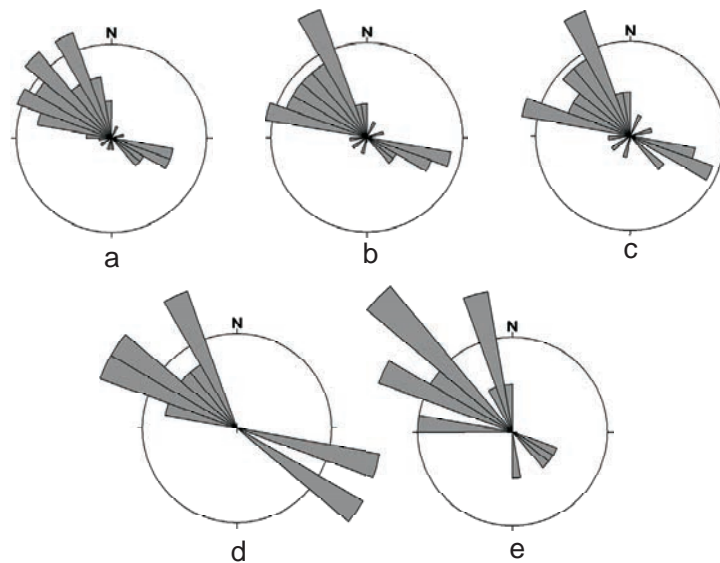


Figura 18. Análisis de distribución de las orientaciones de los diques. Donde “a” son todos los diques encontrados en el área, “b” es la suma de los diques máficos afíricos y porfídicos, “c” son los diques máficos afíricos, “d” son los diques máficos porfídicos y “e” son los diques piroclásticos.

como las unidades del CVSN podrían haberse emplazado en una zona de cizalla que constituiría la prolongación de las de Taxco-Huautla hacia el WNW. La distribución del CVSN, indica que su emplazamiento aprovechó fracturas y zonas de cizalla del basamento. Esto excluye la presencia de una caldera, ya que no se encuentran diques anulares que indiquen que fueron eruptadas por aberturas centrales. La edad de **D2** quedaría limitada por las rocas más antiguas del CVSN (43.1 ± 2.8 Ma) y, tentativamente, correlacionable con otras estructuras de cizallas con la misma orientación reportadas más al occidente (Martini *et al.*, 2007) con edades del Paleógeno.

Existen además fallas normales y lineamientos en la Formación Cutzamala y en la Ignimbritas Nanchititla con dirección 036° - 052° (**Figura 6 y Lámina 1**) que definen una fase de deformación **D3** caracterizada por una débil extensión. En la unidad Ignimbrita de Nanchititla se encontraron fallas normales con dirección entre 036° - 052° con buzamiento hacia el WNW y una inclinación entre 42° y 44° . Estas fallas hacen que se repita el cuerpo C de esta unidad, por lo menos tres veces. Así mismo, dos cuerpos dómicos se encuentran emplazados también en esa dirección (**Sección C-C', Figura 6 y Lámina 1**), probablemente aprovechando fracturas preexistentes. La deformación **D3** debe haber ocurrido posteriormente a los depósitos del CVSN. Sin embargo, se requiere de un estudio más detallado para establecer la edad de esta débil deformación en el área de estudio.

III.3. Geoquímica del volcanismo de la Sierra de Nanchititla

La caracterización geoquímica del volcanismo del área de estudio se definió con base en el análisis de 20 muestras representativas de las diferentes unidades volcánicas presentes (**Tabla X**). Estas muestras fueron divididas según sus características geoquímicas, petrográficas y vulcanológicas, en tres grupos: lavas, intrusivos y rocas piroclásticas. Estos grupos a su vez se subdividieron en unidades litológicas como se muestra en los diagramas de las **Figuras 19-25**. A continuación se discuten los resultados obtenidos para los elementos mayores y traza (**Tabla X**).

III.3.1. Elementos mayores y menores

Los elementos mayores son aquellos que se presentan en una roca en concentraciones mayores al 1% en peso (10,000 ppm). Sirven principalmente para clasificar una roca y para la construcción de diagramas de variación (Rollinson, 1993). Los elementos mayores son: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O . Así mismo, se incluye en un análisis químico a los elementos menores como TiO_2 , MnO y P_2O_5 , cuyas concentraciones varían de 0.1 a 1% en peso (1,000 a 10,000 ppm). Para este trabajo se utilizaron los principales diagramas de variación en rocas volcánicas como el diagrama *Total Alcalis-Silica* (TAS) y los diagramas de Harker.

Diagramas de clasificación

En el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) las rocas de la zona de estudio muestran una composición variable con una distribución que tiende a ser bimodal. La mayoría de las muestras cae dentro del campo de las andesitas basálticas con contenidos de SiO₂ entre 52 y 57 % en peso (unidades Andesita Puerto El Salitre, Andesita La Laguna, Intrusivo el Morro e Ignimbrita Tequezquite) o de las riolitas con contenidos de SiO₂ variable entre 67 y 79 % en peso (Pórfidos La Crucita, Ignimbrita Nanchititla, Domos Nanchititla) (**Figura 19**). Si se excluye la muestra dacítica de los Domos Nanchichitla (Nan-57) existe un gap composicional entre ~57 y 67 % en peso de sílice que permite discriminar claramente entre una *suite* de composición basáltico-andesítica y otra *suite* de composición riolítica. De acuerdo a Irvine y Baragar (1971) la mayoría las rocas estudiadas muestran una tendencia subalcalina, excepto la muestra Nan-65 (pómez café de la Ignimbrita Puerto El Tequezquite), que cae en el campo de las rocas alcalinas (**Figura 19**). La composición de las rocas del CVSN varía de manera alternante de andesita basáltica a riolita desde las más antiguas a las más recientes: La unidad Andesita Puerto El Salitre tiene una composición basáltico-andesítica a andesítica y le siguen los Pórfidos La Crucita con composición dacítica a riolítica. Posteriormente, la Andesita La Laguna y el Intrusivo El Morro tienen una composición basáltico-andesítica. La Ignimbrita Nanchititla tiene una composición riolítica y mayores contenidos de sílice que el resto de las rocas de la *suite* riolítica, mientras que los Domos Nanchititla tienen también composición riolítica pero con contenidos de SiO₂ similares a los encontrados en los Pórfidos La Crucita. La secuencia del CVSN culmina con la pómez café de la Ignimbrita Puerto El Tequezquite de composición traquiandesítica basáltica (**Figura 19**).

En el diagrama de clasificación de Le Maitre *et al.* (1989) se observa una variabilidad en el contenido de potasio de las muestras estudiadas, las cuales se clasifican en los campos de medio-K y alto-K y una muestra (Nan-65, Ignimbrita Puerto El Tequezquite) en el campo shoshonítico (**Figura 20**). El contenido de K también varía de la base a la cima: se tiene un alto contenido de K₂O con 70% sílice para el Batolito de Tingambato, siguiendo con valores de medio-K con contenidos de sílice que varían entre 51 a 56% para la unidad Andesita Puerto El Salitre. Posteriormente para los Pórfidos La Crucita se tienen variaciones de medio a alto K₂O con valores de sílice de 64 a 71%, y para la Andesita La Laguna e Intrusivo el Morro se tiene nuevamente contenidos de medio K₂O y con sílice entre el 51 y 56%. La Ignimbrita Nanchititla varía de alto a medio K con valores de 74 a 78% de sílice. Por otra parte, los Domos Nanchititla contienen alto K₂O con 71% de sílice, mientras que la pómez café de la Ignimbrita Puerto El Tequezquite presenta los valores más altos de K₂O que la ponen en el campo de las shoshonitas (**Figura 20**).

En la **Figura 21** se observan los diagramas de variación tipo Harker para las rocas del área de estudio. Claramente se observa las dos *suites* (basáltico-andesítica y riolítica) con diferencias en las abundancias de elementos mayores y en contenido de SiO_2 . Generalmente, las rocas subcalinas muestran un comportamiento similar en los diagramas de variación: En ambas *suites*, las concentraciones de TiO_2 , MgO , Fe_2O_3^* , MnO y CaO disminuyen al aumentar el contenido de SiO_2 , indicando probablemente un control por el fraccionamiento de los minerales dominantes (titanomagnetita y piroxenos). Para MgO se observa una inflexión que separa la tendencia de las muestras de la *suite* basáltico-andesítica de la que presentan las rocas de la *suite* riolítica, sugiriendo un cambio en el ensamble mineral que fracciona, posiblemente asociado al fraccionamiento de fases observadas en las rocas más diferenciadas como feldespato potásico, cuarzo, hornblenda y/o biotita. El contenido de P_2O_5 tiende a aumentar con el contenido de SiO_2 en las rocas de la *suite* basáltico-andesítica y a disminuir en las rocas más diferenciadas; esta inflexión se puede relacionar al inicio del fraccionamiento de apatito. Un comportamiento similar se observa para los contenidos de Al_2O_3 y Na_2O , aunque con variaciones menores e inflexiones poco definidas. Por otra parte, la muestra de pómez de la Ignimbrita Puerto El Tequezquite (Nan-65), clasificada como traquiandesita basáltica de la serie shoshonítica, presenta una composición diferente a la del resto de las muestras, ya que tiene contenidos muy bajos de MnO , Na_2O y CaO y ligeramente elevados de Al_2O_3 . Lo más probable es que estas características se asocien a un avanzado grado de alteración de la muestra.

Las rocas del área de estudio muestran contenidos dispersos de número de magnesio ($\text{Mg}\# = 100 \cdot \text{molar} [\text{Mg}/(\text{Mg} + 0.85 \cdot \text{Fe}^{\text{tot}})]$), pero para la mayoría de las muestras se distingue que los valores disminuyen al aumentar el contenido de SiO_2 (**Figura 22**) y al disminuir el contenido de MgO , que es el comportamiento esperado para conjuntos de rocas que evolucionan por cristalización fraccionada. Por este motivo, y dado que los diagramas de variación de elementos mayores presentan patrones coherentes que se relacionan con la mineralogía observada, parece evidente que los dos grupos de rocas tengan una relación genética y que se hayan generado a partir de magmas de composición similar pero con diferente grado de diferenciación por cristalización fraccionada.

Por otra parte, las rocas diferenciadas del área de estudio presentan variaciones en el grado de saturación de alúmina, con índices de saturación de alúmina [$\text{A}/\text{CKN} = \text{molar} (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; $\text{A}/\text{KN} = \text{molar} (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$] que varían entre 0.83 y 1.39 (**Figura 23**). El Batolito Tingambato del Cretácico se encuentra en el límite entre las rocas metaluminosas ($\text{A}/\text{CKN} < 1$; $\text{A}/\text{KN} > 1$) y peraluminosas ($\text{A}/\text{CKN} > 1$; $\text{A}/\text{KN} > 1$), mientras que en el CVSNS se observa que las rocas más antiguas (Pórfido La Crucita e Ignimbrita Nanchititla) tienden a ser peraluminosas y las más jóvenes (Domas Nanchititla) son relativamente metaluminosas. La Ignimbrita Puerto El Tequezquite tiene valores anormalmente altos debido al avanzado grado de alteración y por lo tanto no se incluye en la figura. Por lo general se acepta que las rocas peraluminosas se relacionan con

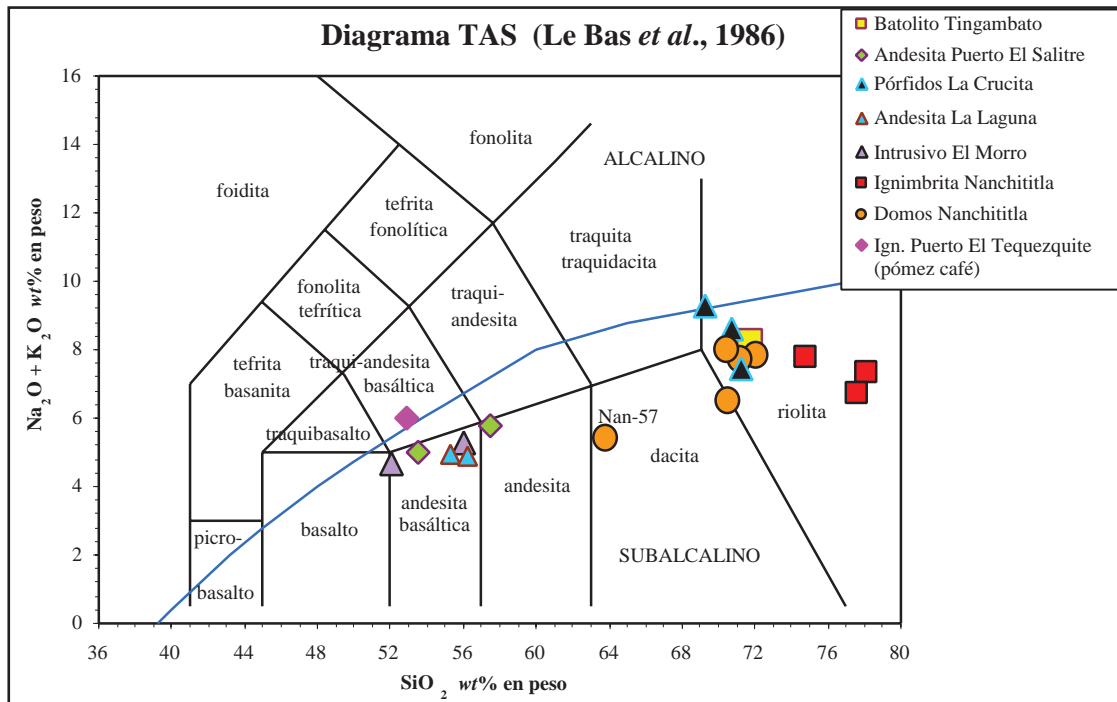


Figura 19. Diagrama de clasificación de álcalis totales contra SiO_2 (TAS) para las rocas del área de estudio mostrando la división de los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971). Se representan los análisis recalculados a base anhidra.

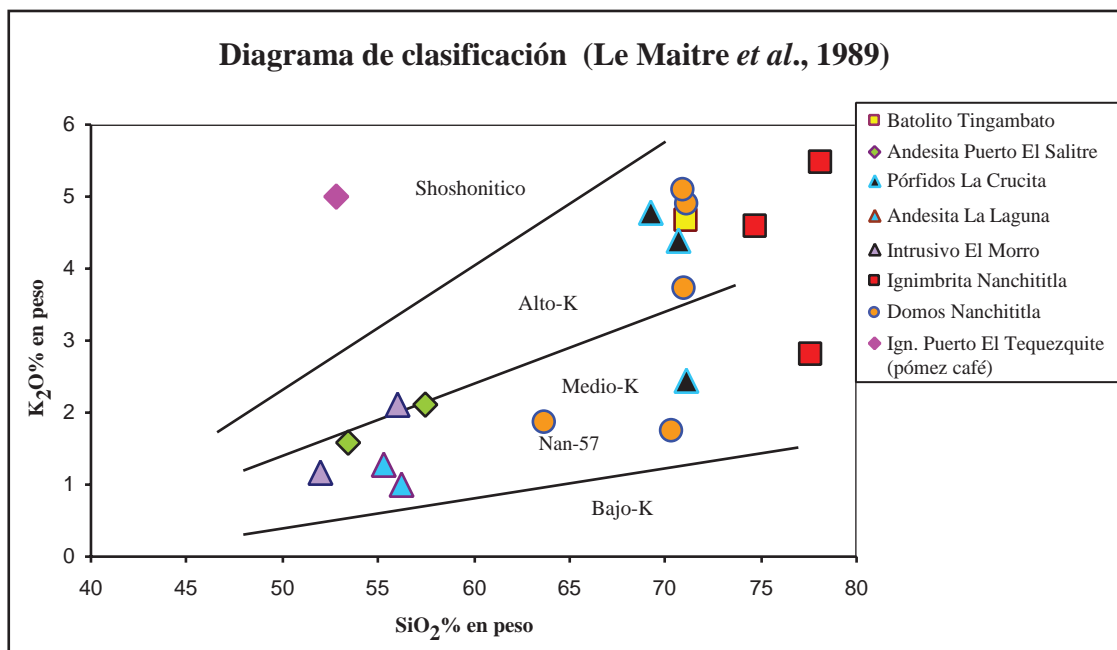


Figura 20. Diagrama de clasificación de Le Maitre et al. (1989), el cual separa las series de acuerdo a su contenido de K. Nótese que las rocas estudiadas del área de Bejucos caen en el campo de Medio-K, Alto-K y sólo una muestra (Ign. Puerto El Tequezquite) en el campo Shoshonítico. Se representan los análisis recalculados a base anhidra.

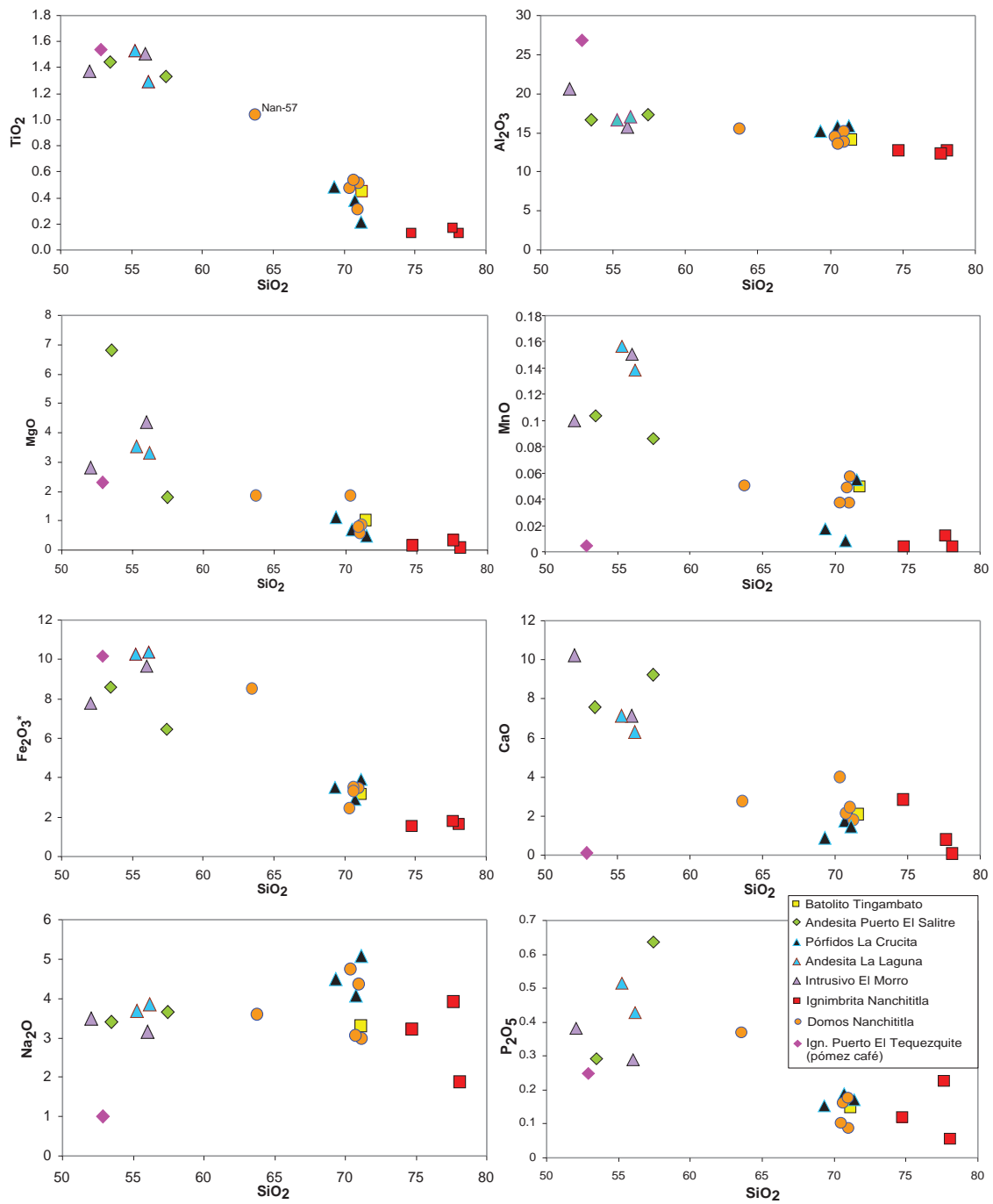


Figura 21. Diagramas de variación de los elementos mayores recalculados a base anhidra, para las rocas del área de estudio. Todos los datos reportados en % peso.

la contribución de material sedimentario a los magmas, por lo que se considera probable que los magmas diferenciados hayan sido contaminados durante su ascenso o estacionamiento en cámaras magmáticas por rocas metasedimentarias encajonantes.

III.5.2. Elementos traza

Los elementos traza son aquellos que se presentan en una roca en concentraciones menores de 0.1% en peso (<1,000 ppm). Estos elementos son indicadores de procesos petrogenéticos y, en ciertos casos, pueden servir para discriminar ambientes tectónicos (Rollinson, 1993). Los elementos traza se dividen en elementos compatibles, los cuales tienden a incorporarse en las fases cristalinas, y elementos incompatibles, los cuales se quedan en el líquido (magma). Los elementos que tienen coeficientes de partición >1 (p. ej. Ni, Cr), son denominados compatibles. Son preferencialmente retenidos en los sólidos residuales, durante procesos de fusión parcial. Así mismo, son incluidos en los sólidos cristalizados durante la cristalización fraccionada. Los elementos que tienen valores de coeficiente de partición < 1 son denominados incompatibles. Estos últimos se encuentran concentrados en la fase líquida durante procesos de fusión y cristalización. Los elementos que son incompatibles con respecto a los minerales normales del manto, como olivino, piroxeno, espinela y granate se dividen según su carga y radio iónico en dos grupos:

- LILE (*large ion lithophile elements*): son elementos de carga iónica baja y de radio iónico grande, con potenciales iónicos <2, entre los que se incluyen elementos como Cs, Sr, Rb, K y Ba, así mismo Eu divalente y Pb divalente.

- HFSE (*high field strength elements*): son elementos de carga iónica alta y radio iónico pequeño, con potenciales iónicos >2, entre los que se incluyen elementos como Sc, Y, Th, U, Pb⁺⁴, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, así como las REE (tierras raras).

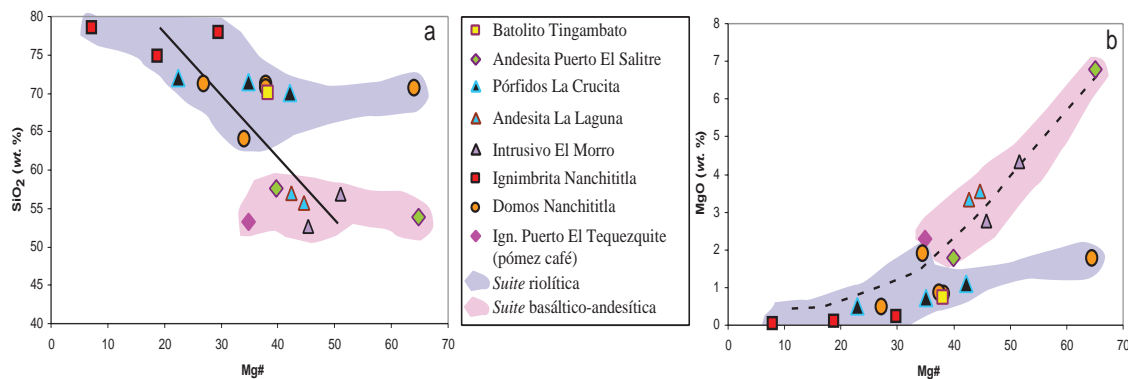


Figura 22. Diagramas de (a) SiO₂ y (b) MgO vs Mg# para las *suites* basáltico-andesítica y riolítica de las rocas del área de estudio. Mg# molar calculado = $100 * Mg / (Mg + 0.85 * Fe^{tot})$.

Algunos elementos traza pueden ser movilizados por hidrotermalismo, metamorfismo o cambios mineralógicos que ocurren durante la alteración y recristalización de las rocas. Así tenemos que los elementos LILE son relativamente más móviles que los HFSE.

Los elementos de las Tierras Raras (REE, *Rare Earth Elements*) se encuentran entre los elementos trazas más útiles para los estudios petrogenéticos de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Los elementos que constituyen a las REE son: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. El Y tiene un comportamiento análogo, por lo que se considera junto con las REE. Los REE se dividen según su número atómico en:

- LREE (*Light Rare Earth Elements*): elementos de las tierras raras ligeras, aquellos elementos con números atómicos bajos (La, Ce, Pr, Nd, Pm).
- MREE (*Middle Rare Earth Elements*): elementos de las tierras raras medianas, aquellos elementos con números atómicos intermedios (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy).
- HREE (*Heavy Rare Earth Elements*): elementos de las tierras raras pesadas, aquellos elementos con número atómico alto (Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

Los patrones de REE en las rocas ígneas están controlados por la composición de la fuente magmática, por el grado de fusión y por el equilibrio cristal-líquido que va desarrollándose durante su evolución (Rollinson, 1993).

Las rocas del área de estudio muestran características distintivas en los elementos traza. Por ejemplo, en los diagramas de multielementos normalizados con respecto al manto primitivo (P-Mantle de Sun y McDonough, 1989), las rocas muestran características de magmatismo de arco continental (**Figura 24 a**): enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE y anomalías positivas de Pb. Se observan también anomalías negativas variables para Eu y Sr. En la **Figura 25** se muestra que

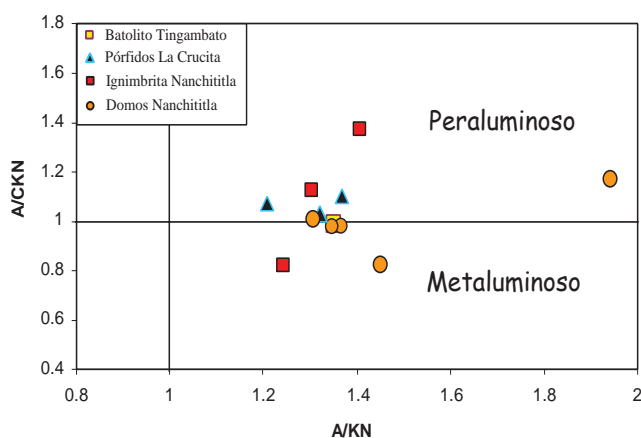


Figura 23. Diagrama de aluminosidad con valores molares para la *suite* riolítica, excluyendo a la muestra de la Ign. Tequezquite.

hay una correlación entre el contenido de Sr y la intensidad de la anomalía de Eu [Eu/Eu^* , donde $Eu^* = Sm/(Sm/Yb)^{1/3}$, usando valores normalizados a condrita, donde las muestras de la *suite* riolítica tienen anomalías de Eu mayores a menor contenido de Sr. Debido a que tanto Eu como Sr son compatibles en plagioclasa, la correlación observada refuerza la idea de una evolución controlada por cristalización fraccionada, en este caso de plagioclasa. También en caso de Ba se observan anomalías negativas variables, las cuales son más marcadas para la *suite* riolítica, y que pueden ser relacionadas con el fraccionamiento de feldespatos potásicos. Así mismo, elementos altamente incompatibles como Cs, Rb, Th y U tienden a estar más enriquecidos en las rocas de la *suite* riolítica. Algunas rocas presentan anomalías negativas muy marcadas en Zr-Hf (Andesita La Laguna, Domos Nanchititla, Intrusivo Tingambato, Ign. Puerto El Tequezquite y una muestra del Intrusivo El Morro (Tc-04)), sin embargo, es probable que estas características se deban a la disolución incompleta de algunos minerales, como el circón, con el proceso de digestión con mezcla de ácidos empleado. Lo anterior sólo se podría comprobar realizando la digestión de las muestras con otros métodos que aseguren la disolución de todos los minerales como sería la fusión con tetraborato de litio o la digestión en bombas de presión.

Entre las muestras de la *suite* basáltico-andesítica, las rocas más antiguas (Andesita Puerto El Salitre) presentan patrones de REE ligeramente más enriquecidos en las LREE y MREE respecto a las HREE ($La/Yb = 6.7$ y 7.6 ; $Gd/Yb = 1.92$ y 1.87) que las Andesitas La Laguna y el Intrusivo el Morro ($La/Yb = 2.02-3.6$; $Gd/Yb = 1.37-1.74$) emplazados posteriormente (**Figura 24 b**). Estos patrones de enriquecimiento son más variables para las muestras de la *suite* riolítica: El Intrusivo Tingambato muestra un relativo enriquecimiento de las LREE y MREE con respecto a las HREE ($La/Yb: 6.9$; $Gd/Yb: 1.71$), similar al de los Pórfidos La Crucita, los cuales presentan patrones con menor variación y relativamente más planos ($La/Yb = 3.2-6.0$; $Gd/Yb = 1.31-1.47$) que los Domos Nanchititla ($La/Yb = 2.14-9.0$; $Gd/Yb = 1.22-1.72$). Las mayores variaciones se observan en la Ignimbrita Nanchititla con valores de La/Yb entre 1.74 y 22.6 y de Gd/Yb entre 1.07 y 3.15. Con excepción de las muestras de la Ignimbrita Nanchititla, los patrones de las rocas riolíticas son similares a los de la *suite* basáltico-andesítica, aunque presentan marcadas anomalías negativas de Eu como se mencionó anteriormente. Es factible que la variación en los patrones de las Ignimbritas de Nanchichitla se deba a que para el análisis se usó la matriz de la roca y, aunque se tuvo cuidado en seleccionar fragmentos libres de líticos, no se puede descartar que las muestras hayan estado contaminadas o alteradas.

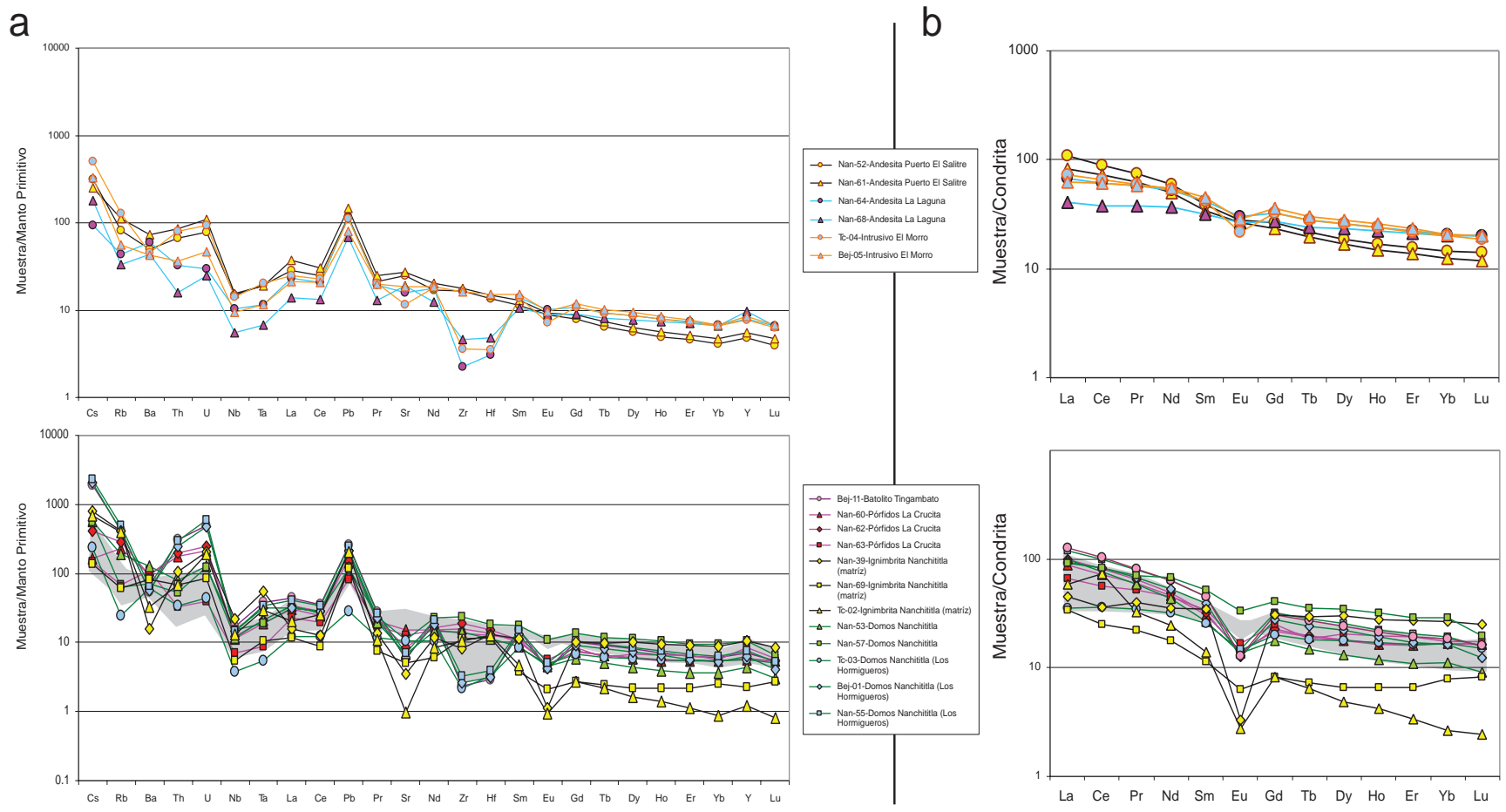


Figura 24. Diagramas de (a) multielementos normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) y (b) de tierras raras normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995). El área sombreada representa el campo de variación en la *suite* basáltico-andesítica del área de estudio. Excluyendo a la muestra Nan-65 con evidencias de alteración evanzada.

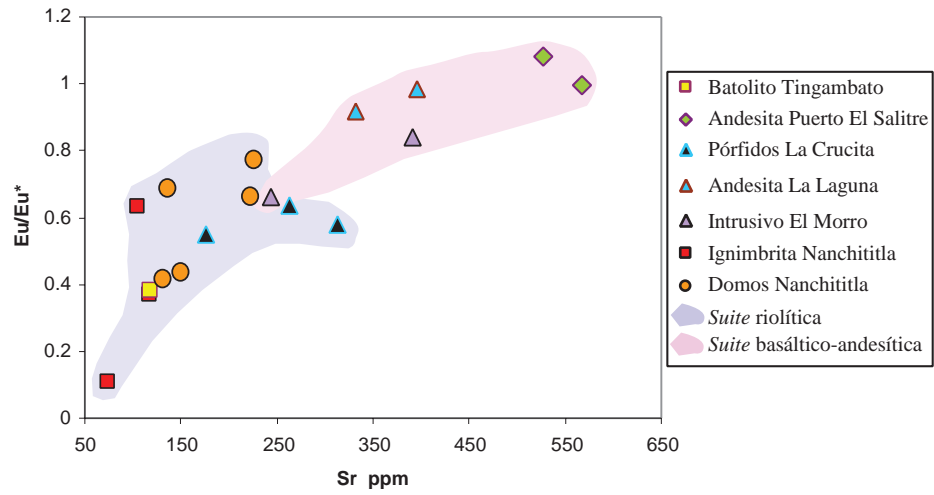


Figura 25. Diagrama de Eu/Eu^* donde $Eu^* = Sm / (Sm/Yb)^{0.5}$ con valores normalizados a condrita. Se observa una evolución controlada por el fraccionamiento de plagioclasa. Se excluye a la muestra Nan-65 (Ign. Tequezquite) con evidencias de alteración avanzada.

Tabla X. Datos de elementos mayores y traza del área de estudio.

Muestra	Tc-02	Tc-03	Tc-04	Bej-01	Bej-05	Bej-11	Nan-39	Nan-52	Nan-53	Nan-55
Coordenadas UTM	0362363 2088341	0350446 2087714	0349130 2090072	0354106 2087754	0343678 2088068	0351634 2109905	0357807 2083875	0365362 2087311	0355014 2089114	0354016 2087747
Unidad lito-Estratigráfica	Ign. Nanchitita	D. Nanchit-Hormig.	Int. El Morro	D. Nanchit-Hormig.	Int. El Morro	Int. Tingambato	Ign. Nanchitita	And. Puer-to Salitre	Domos Nanchit.	D. Nanchit-Hormig.
Clasificación TAS	Riolita	Sienogranito	Diorita	Sienogranito	Granodiorita	Granito	Riolita	Andesita Basáltica	Riolita	Sienogranito
Clas. Le Mitre	Alto-K	Alto-K	Alto-K	Alto-K	Medio-K	Alto-K	Alto-K	Medio-K	Alto-K	Medio-K
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS
SiO ₂	78.091	70.400	55.991	71.043	52.027	71.153	74.744	53.478	70.988	70.855
TiO ₂	0.130	0.482	1.510	0.496	1.369	0.458	0.123	1.445	0.310	0.504
Al ₂ O ₃	12.632	14.180	15.662	13.894	20.636	14.126	12.716	16.700	14.770	14.016
Fe ₂ O ₃	1.634	2.418	9.641	3.447	7.789	3.174	1.542	8.576	3.438	3.406
MnO	0.004	0.038	0.151	0.058	0.100	0.051	0.004	0.103	0.037	0.049
MgO	0.057	1.860	4.370	0.883	2.814	0.830	0.153	6.826	0.549	0.881
CaO	0.059	4.001	7.131	2.140	10.235	2.094	2.815	7.565	1.738	2.060
Na ₂ O	1.864	4.808	3.154	2.919	3.478	3.306	3.201	3.417	4.348	3.023
K ₂ O	5.472	1.710	2.101	4.955	1.172	4.662	4.582	1.597	3.733	5.037
P ₂ O ₅	0.056	0.103	0.288	0.166	0.380	0.146	0.118	0.292	0.088	0.169
PPC	1.464	0.812	1.212	1.559	0.282	0.491	2.426	1.248	1.173	1.437
SUMA	98.384	99.777	98.984	98.783	99.366	99.813	97.269	98.563	98.914	98.785
Laboratorio	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO
Li	89.63	2.849	25.51	48.64	8.963	38.1	47.67	31.82	52.75	57.19
Be	3.67	0.65	1.608	3.796	1.152	3.472	6.40	2.103	2.736	4.18
Sc	0.01	12.9	23.61	7.21	25.67	6.205	6.61	20.81	4.13	6.941
V	25.54	86.51	203	34.53	200.4	32.27	33.05	171.5	7.953	41.48
Cr	2.78	12.02	41.01	7.747	17.74	6.54	9.46	222.9	2.014	8.585
Co	0.69	3.817	21.46	4.979	16.34	4.215	1.44	32.54	3.113	5.422
Ni	0.49	6.329	8.741	2.673	14.9	2.24	4.43	110	0.856	2.844
Cu	-2.42	1.109	32.73	6.471	83.44	9.172	-1.32	16.93	-0.161	13.53
Zn	33.54	11.09	84.03	37.45	62.01	54.85	32.84	70.37	42.75	75.11
Ga	13.20	12.15	16.52	18.13	19.49	16.72	19.45	19.21	18.8	19.37
Rb	249.27	14.25	71.01	277.9	29.93	233.6	263.48	47.09	112.2	287.6
Sr	20.18	205.8	215.7	143.1	328.8	109.4	72.64	478	133.4	141.1
Y	5.47	23.65	31.26	30.78	32.79	28.88	48.33	20.66	18.73	33.82
Zr	119.48	23.25	36.73	32.07	155.1	23.99	90.60	171.6	149.4	35.2
Nb	9.31	2.422	9.084	10.59	5.775	10.81	15.89	10.33	7.993	10.43
Sn	5.32	1.018	2.225	3.814	1.476	3.519	11.23	2.038	3.182	4.005
Sb	0.28	0.034	0.987	1.713	0.143	1.253	0.56	0.271	0.639	2.196
Cs	5.34	1.533	3.208	16.16	1.967	11.68	6.36	2.21	3.87	16.45
Ba	227.65	359.5	255	394.2	227.1	305.8	108.65	312.7	771.7	415.2
La	13.97	7.15	14.1	21.95	11.59	24.25	10.76	17.62	20.65	25.5
Ce	44.79	18.53	33.24	50.09	28.97	50.85	22.27	39.9	40.94	54.38
Pr	3.05	2.734	4.609	6.43	4.29	6.302	3.69	5.101	4.805	6.899
Nd	11.30	12.03	19.71	24.2	19.51	23.18	15.99	20.62	17.24	25.72
Sm	2.05	3.044	4.961	5.573	5.109	5.176	5.08	4.526	3.4	5.984
Eu	0.15	0.681	0.986	0.688	1.262	0.566	0.19	1.368	0.666	0.75
Tb	0.23	0.528	0.809	0.853	0.837	0.771	1.06	0.633	0.468	0.921
Gd	1.63	3.235	5.109	5.224	5.358	4.783	6.11	4.237	3.041	5.656
Dy	1.18	3.466	5.089	5.202	5.219	4.616	7.38	3.738	2.783	5.596
Ho	0.23	0.743	1.025	1.015	1.052	0.9	1.52	0.728	0.553	1.074
Er	0.54	2.162	2.797	2.78	2.847	2.466	4.31	1.923	1.507	2.952
Yb	0.43	2.23	2.616	2.623	2.563	2.355	4.26	1.766	1.537	2.763
Lu	0.06	0.332	0.383	0.372	0.372	0.34	0.62	0.258	0.229	0.394
Hf	3.88	0.86	0.871	1.033	3.538	0.725	3.99	3.778	3.29	1.144
Ta	1.18	0.19	0.678	1.316	0.363	1.28	2.24	0.722	0.803	1.307
Tl	1.07	0.058	0.502	0.718	0.03	1.024	0.39	0.057	2.705	0.804
Pb	14.43	1.616	6.533	13.72	4.612	14.63	8.82	7.596	12.28	15.21
Th	5.73	2.588	5.692	22.76	2.44	21.96	9.11	5.051	6.351	24.02
U	4.03	0.748	1.601	9.331	0.777	8.235	4.24	1.475	2.191	10.72
B	19.35						36.79			
W	1.62						1.22			

Datos de elementos mayores en porcentaje en peso, analizados por FRX.
Los elementos traza son reportados en ppm y fueron analizados por ICP-MS.

Tabla X. Datos de elementos mayores y traza del área de estudio. (cont.)

Muestra	Nan-57	Nan-60	Nan-61	Nan-62	Nan-63	Nan-64	Nan-65	Nan-68	Nan-69
Coordenadas UTM	0348671 2087154	0334400 2102797	0335024 2104214	0335819 2097121	0325632 2093530	0343650 2087792	0345628 2084940	0348934 2087378	0324988 2082183
Unidad lito-estratigráfica	D o m o s Nanchititla	Pórfidos La Crucita	And. Puer- to Salitre	Pórfidos La Crucita	Pórfidos La Crucita	And. La Laguna	Ign. Puert Tequezq.	And. La Laguna	Ign. Nan- chititla
Clasificación TAS	Dacita	Riolita	Andesita	Riolita	Riolita	Andesita Basáltica	T r a q u i - ande-basl	Andesita Basáltica	Riolita
Clasificación Le Mitre	Medio-K	Alto-K	Alto-K	Alto-K	Medio-K	Medio-K	Shoshoni- tica	Medio-K	Medio-K
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS
SiO ₂	63.666	69.291	57.440	70.747	71.156	55.269	52.867	56.190	77.644
TiO ₂	1.058	0.480	1.336	0.379	0.217	1.527	1.536	1.294	0.168
Al ₂ O ₃	15.832	15.230	17.253	14.933	15.020	16.646	26.785	17.070	12.351
Fe ₂ O ₃	8.571	3.527	6.435	2.897	3.899	10.260	10.144	10.389	1.790
MnO	0.051	0.017	0.086	0.008	0.054	0.157	0.004	0.139	0.012
MgO	1.937	1.103	1.818	0.671	0.494	3.540	2.315	3.320	0.322
CaO	2.891	0.912	9.229	1.754	1.481	7.120	0.097	6.296	0.777
Na ₂ O	3.700	4.506	3.653	4.064	5.074	3.677	1.014	3.862	3.896
K ₂ O	1.914	4.778	2.112	4.377	2.436	1.289	4.990	1.011	2.814
P ₂ O ₅	0.380	0.154	0.638	0.169	0.169	0.516	0.248	0.429	0.226
PPC	2.304	2.445	4.401	0.700	2.803	0.030	7.996	0.780	2.584
SUMA	97.676	97.334	95.203	98.600	97.027	99.456	92.672	98.746	97.510
Laboratorio	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO
Li	66.35	21.89	16.20	42.89	33.22	13.58	1051.30	22.41	10.28
Be	2.277	1.77	2.01	2.50	1.47	1.21	20.62	1.10	1.36
Sc	17.54	11.26	22.13	8.71	7.93	28.14	15.17	28.21	2.78
V	36.45	54.98	168.69	43.96	21.06	178.46	109.06	185.28	27.51
Cr	1.978	6.38	88.72	4.63	2.09	35.87	125.58	2.18	2.95
Co	5.089	5.83	22.61	4.02	0.76	22.55	7.93	22.18	1.72
Ni	0.825	1.94	38.95	1.23	0.35	7.79	30.66	0.69	1.44
Cu	1.882	4.81	16.42	1.52	-3.41	22.30	8.34	10.68	0.99
Zn	39.38	45.45	69.62	44.10	74.79	102.85	1280.50	76.95	34.33
Ga	18.39	17.21	20.52	17.73	19.85	20.13	29.47	20.52	11.19
Rb	36.54	146.64	70.92	179.27	44.05	27.63	301.99	21.30	38.96
Sr	212.6	315.97	569.13	178.07	266.19	334.78	140.11	398.16	104.83
Y	44.78	25.47	25.21	27.10	38.71	36.13	65.13	43.83	10.12
Zr	241.6	176.48	198.64	212.22	151.13	24.98	33.71	51.33	128.79
Nb	10.28	8.15	11.17	8.68	5.04	7.36	26.76	3.96	3.95
Sn	3.068	4.15	2.04	5.18	3.09	1.86	59.93	1.57	3.15
Sb	9.882	1.29	1.32	0.66	0.35	1.27	1.58	10.61	0.93
Cs	3.65	1.30	1.98	3.27	1.15	0.74	43.09	1.40	1.09
Ba	419	665.82	508.49	670.94	768.78	420.10	826.92	302.77	567.96
La	18.44	20.83	25.72	23.76	15.71	15.87	85.39	9.54	8.00
Ce	43.26	44.16	54.20	49.45	34.79	37.20	74.64	23.30	15.45
Pr	6.103	5.53	6.91	6.08	4.84	5.40	19.23	3.54	2.07
Nd	25.84	20.87	27.34	22.39	20.63	24.12	81.53	16.80	8.09
Sm	6.43	4.58	5.79	4.77	4.98	6.16	14.94	4.66	1.70
Eu	1.603	0.80	1.57	0.79	0.95	1.68	1.77	1.49	0.36
Tb	1.066	0.70	0.79	0.72	0.66	1.00	1.86	0.86	0.26
Gd	6.63	4.32	5.27	4.47	4.97	6.48	11.65	5.42	1.64
Dy	6.926	4.38	4.62	4.46	5.04	6.42	10.82	5.69	1.63
Ho	1.41	0.90	0.92	0.92	1.06	1.31	1.83	1.20	0.36
Er	4.019	2.57	2.48	2.62	3.09	3.58	4.65	3.35	1.05
Yb	3.933	2.71	2.33	2.70	2.79	3.32	3.46	3.26	1.26
Lu	0.582	0.40	0.35	0.40	0.43	0.49	0.49	0.49	0.20
Hf	5.528	4.25	4.56	4.69	3.97	0.96	1.26	1.50	3.68
Ta	0.718	0.78	0.78	0.86	0.36	0.47	1.64	0.28	0.43
Tl	0.492	0.92	0.22	1.00	0.36	0.05	4.38	0.42	0.40
Pb	6.441	12.02	10.49	15.02	5.73	8.13	360.17	4.84	8.29
Th	4.65	15.31	7.31	16.68	2.80	2.75	19.27	1.34	5.72
U	1.955	4.52	2.31	5.12	0.84	0.62	4.19	0.52	1.76
B		21.41	16.17	9.24	30.85	25.56	641.41	27.13	6.61
W		0.54	0.54	1.63	0.44	0.31	4.64	0.50	0.39

Capítulo IV

Discusión y conclusiones

El trabajo de campo, laboratorio y de gabinete realizado durante esta tesis ha permitido documentar las relaciones estratigráficas, cronológicas, estructurales y geoquímicas de las rocas del área de Bejucos y, en particular, la evolución del CVSN. Estos temas se discuten y sintetizan en este capítulo.

IV. 1. Evolución tectono-magmática del área de Nanchititla

En el área de estudio se ha documentado la presencia de dos secuencias principales: una secuencia mesozoica y una secuencia de rocas magmáticas cenozoicas asociada al CVSN y a un vulcanismo y sedimentación cuaternarios. Estas secuencias se encuentran afectadas por tres fases de deformación. Las dos primeras afectan a la secuencia mesozoica, mientras que la tercera es de importancia sólo para las rocas del CVSN. La primera fase se caracteriza por un acortamiento con formación de estructuras ~N-S y se relaciona con la orogenia Laramide. Este acortamiento (D1) empezó después del Coniaciano, pero no es posible determinar con precisión su edad Terciaria, aunque definitivamente es anterior al Eoceno temprano.

A la deformación Laramide le siguió una deformación que se infiere caracterizada por un régimen transcurrente con formación de estructuras ~WNW-ESE (D2) que no afectan de manera clara a las rocas volcánicas del CVSN, por lo que se sugiere que las estructuras se formaron anterior al Eoceno medio. Estas estructuras, que se distribuyen en una franja de 15 km de ancho, controlan el emplazamiento de enjambre de diques máficos y silícicos así como los productos silícicos propios del CVSN del Eoceno medio al Eoceno tardío. El cambio entre estos dos eventos de deformación (D1 y D2) ocurrió antes y después del Paleoceno. Inclusive, durante el Paleoceno no se ha logrado identificado otros tipos de eventos.

El magmatismo en el área de estudio inicia en el Eoceno medio con diques máficos afíricos que alimentan las Lavas Puerto El Salitre. Estas lavas, para las cuales se obtuvo una edad de ~43 Ma, se pueden correlacionar con la Formación Tepetlapa, que constituye también el primer episodio volcánico en la región de Tilzapotla y fueron fechadas en $\sim 44.5 \pm 0.7$ Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 2007). Durante el Eoceno tardío (37.8 ± 0.2 - 35.6 ± 0.5 Ma) se da la máxima manifestación del ciclo volcánico del CVSN, cuyas unidades se emplazaron en un periodo de ~2.2 Ma. La abundante cantidad de material emplazado en un área de 10 km por 20 km, con una dirección ~WNW-ESE,

en un tiempo relativamente corto, sugiere la existencia de un fallamiento preexistente que facilitó la propagación de los diques, el emplazamiento de cuerpos hipabisales, erupciones explosivas (Ignimbrita Nanchititla) y de domos riolíticos alineados con esta misma orientación. La Ignimbrita Nanchititla destaca por su espesor, abundancia y por ser, en su mayoría, densamente soldada. Estos flujos piroclásticos se formaron hace 35.6 ± 0.5 Ma por erupciones de explosividad mediana, que produjeron columnas eruptivas de baja altura y, por lo tanto, depósitos de mayor temperatura y con baja proporción de material de caída.

Observando la distribución de las unidades volcánicas del CVSΝ (domos, pórfidos subvolcánicos, diques e intrusivos), se percibe claramente que su emplazamiento fue controlado por fracturas regionales de orientación WNW-ESE. Esta dirección preferencial se vincula a su vez con un lineamiento tectónico regional reconocido hacia el sureste del área de estudio (La Goleta, Taxco, Tilzapotla y sureste de Cuautla). En esta región, este lineamiento se manifiesta con fallas laterales izquierdas y derechas, activas durante el Eoceno tardío y Oligoceno temprano (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Aun cuando este lineamiento WNW-ESE es claro en el área de estudio, en el campo no se pudieron observar desplazamientos claros que indicaran la presencia de fallas en las unidades volcánicas. La ausencia de fallamiento lateral y normal sugiere que el volumen de magma emitido y la deformación local que ocasionó al emplazarse fue mayor y más rápida que la deformación regional, de tal manera que ocupó el espacio generado por la deformación regional por medio de diques y cuerpos subvolcánicos. Por lo tanto, el mayor volumen de material volcánico se localizaría en las fracturas del sistema WNW-ESE. Posteriormente al volcanismo del CVSΝ, el área de estudio fue afectada por una débil tectónica extensional que produjo pequeñas fallas de orientación general NE-SW. Finalmente, durante el Cuaternario, un cono monogenético basáltico se emplazó a lo largo del lineamiento WNW-ESE en la parte norte del CVSΝ.

IV. 2. Síntesis de las características mineralógicas y geoquímicas del magmatismo del CVSΝ

Los datos geoquímicos presentados en este trabajo indican que el magmatismo del CVSΝ tiende a ser bimodal (andesítico-basálticas y riolitas) en un periodo relativamente corto de ~ 2.2 Ma (37.8 ± 0.2 - 35.6 ± 0.5 Ma). El análisis petrográfico y geoquímico indica diferencias composicionales de las rocas del CVSΝ. Magmatismo máfico (basáltico-andesítico) alterna con magmatismo félsico (riolítico) en dicho centro volcánico. Todas las rocas del CVSΝ carecen de olivino y los minerales que tienen en común son la plagioclasa y la magnetita. Las rocas máficas tienen principalmente plagioclasa y piroxeno, mientras que las rocas riolíticas tienen principalmente cuarzo y feldespato potásico, así como escasas biotita, apatita y anfíbol.

Las rocas del CVSN muestran características generales de magmatismo de arco continental, con concentración de LILE y Pb altos en comparación con los HFSE. Las características petrográficas y la geoquímica de elementos mayores sugieren procesos de diferenciación a partir de magmas máficos primarios que dieron origen tanto a las rocas basáltico-andesíticas como a las rocas riolíticas. Es posible asociar las variaciones en los contenidos de elementos mayores y traza con el ensamble mineralógico observado en láminas delgadas: el fraccionamiento de piroxenos provoca una disminución continua del Mg# en las rocas del área. Además, el empobrecimiento de CaO, Sr, Eu y Ba es provocado por un fraccionamiento importante de plagioclasa y feldespato potásico durante el ascenso del magma o su emplazamiento en cámaras magmáticas. Aunque existen dos *suites* (basáltico-andesítica y riolítica) con contenidos de SiO₂ diferentes (52-57 wt. % y 67-79 wt. %, respectivamente), estos datos sugieren que ambas evolucionaron siguiendo líneas de descenso del líquido similares (**Figura 22**). Dado que no se cuenta con datos isotópicos, no es posible evaluar con claridad el papel que jugó la asimilación en la diferenciación de los magmas.

Las rocas riolíticas más antiguas del CVSN (Pórfido La Crucita e Ignimbrita Nanchititla) tienden a ser peraluminosas y las más jóvenes (Domos Nanchititla) metaluminosas. El carácter peraluminoso del Pórfido La Crucita podría relacionarse a la asimilación de material encajonante probablemente de origen pelítico de la corteza superior, ya que los magmas cortaron esquistos y rocas volcano-sedimentarias de donde probablemente se contaminaron, aunque esto sólo podría confirmarse con análisis isotópicos. En cuanto a la Ignimbrita Nanchititla, un proceso similar puede ser responsable de su peraluminosidad, aunque como en esta muestra se analizó un separado de matriz no se descarta que la contaminación con material cortical se haya dado durante el emplazamiento. Los Domos Nanchititla también presentan evidencia de contaminación cortical como lo atestiguan los numerosos xenolitos encontrados en estas rocas, pero debido que éstos son de carácter ígneo su efecto en la composición de las lavas no es tan significativo. Tomando en cuenta que la *suite* basáltico-andesítica del CVSN tiene una composición máfica, con contenidos de MgO de hasta 7 % en peso, y carácter metaluminoso es probable que la contribución de material cortical no sea tan importante, lo que refuerza la idea de que estos magmas aprovecharon fracturas corticales preexistentes que permitieron un ascenso más rápido y eficiente. En cambio, el mayor grado de diferenciación de la *suite* riolítica, el carácter peraluminoso de algunas de sus unidades y la presencia de xenolitos podrían indicar condiciones de ascenso menos favorable que inducirían el estacionamiento de los magmas en la corteza superior, donde se diferencian y asimilan a las rocas encajonantes.

IV. 3. Evolución volcanológica del CVSN

El Centro Volcánico de la Sierra de Nanchititla, es una estructura de grandes dimensiones que forma parte de la segunda actividad magmática registrada en la SMS (Eoceno-Oligoceno). Los estudios

realizados indican que el CVSN tuvo una compleja historia geológica que duró cerca de 7.5 Ma (43.1 ± 2.8 a 35.6 ± 0.5 Ma), teniendo su máxima manifestación entre los 37.8 ± 0.2 y 35.6 ± 0.5 Ma (~ 2.2 Ma), con el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos, domos y depósitos piroclásticos de gran volumen. El CVSN está formado por cuerpos magmáticos máficos y félsicos, con generación de coladas lávicas, domos, diques, pórfidos subvolcánicos y depósitos piroclásticos. El magmatismo inicial (Luteciano) aprovechó fracturas corticales preexistentes que permitieron un ascenso rápido y eficiente de rocas basáltico-andesíticas en forma de diques, los cuales alimentaron a coladas lávicas y domos (diques máficos afíricos y Andesita Puerto El Salitre). Posteriormente, en el Bartoniano se emplazaron cuerpos hipabisales de composición silícica (Pórfidos La Crucita). El magma que originó a estos cuerpos se estacionó cerca de la superficie, donde según las características geoquímicas probablemente asimiló rocas encajonantes y desarrolló la textura pórfidica peculiar de estos cuerpos subvolcánicos. Al principio del Priaboniano se reanudó el vulcanismo máfico por medio de diques que alimentaron a nuevas unidades lávicas (Andesita La Laguna) y con el emplazamiento de un cuerpo intrusivo hipabisal de composición diorítica (Intrusivo El Morro).

La erupción de la Ignimbrita Nanchititla marca el inicio del ciclo del vulcanismo silícico eruptivo que continuó con el emplazamiento de domos riolíticos (Domos Nanchititla), uno de ellos sin lograr ascender a la superficie (Domo Los Hormigueros). Finalmente, una última fase explosiva, dió lugar a depósitos piroclásticos (Ignimbrita Puerto El Tequezquite) con pómez de dos colores (blanca y café-rojiza). Este último evento sugiere que una nueva intrusión de magma máfico hizo contacto con el magma riolítico remanente, proporcionándole la energía térmica necesaria para una nueva erupción de volumen limitado. Los datos y rasgos estructurales obtenidos y observados en este estudio indican que la erupción de la Ignimbrita Nanchititla no se relaciona con la formación de una caldera ya que no existe ninguna evidencia típica de este tipo de estructuras, tales como una depresión semicircular, depósitos lacustres intracaldéricos o un anillo de domos post-caldéricos. El volumen de la ignimbrita indica, sin embargo, la existencia de una cámara magmática somera. La ignimbrita fluyó hacia el NE y el SW desde zonas de alimentación lineales alargadas en dirección WNW-ESE y que coinciden con la distribución de las brechas de rezago y al alineamiento de los domos post-ignimbríticos. Estas zonas se alinean además con la franja de diques máficos y porfídicos y con el lineamiento regional Huautla-Tilzapotla-Taxco-La Goleta. Por lo tanto, se sugiere que la erupción de la Ignimbrita Nanchititla ocurrió a través de conductos alineados en fisuras de dirección WNW-ESE pre-existentes. Ignimbritas emitidas por fisuras han sido reportadas en algunos lugares de la Sierra Madre Occidental por Aguirre-Díaz y Labarthe (2003). En el modelo de estos autores, la intersección entre cámaras magmáticas someras diferenciadas y fallamiento extensional produciría erupciones ignimbríticas fisurales y la formación de “graben-calderas”. En el caso de la Sierra de Nanchititla no hay una tectónica extensional asociada con las fisuras.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G. J., 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*, 31, 773-776.
- Ahren, J. J., Turcotte, D. L., Oxburg, E. R. 1981.** On the upward migration of an intrusion: *Journal of Geology*, 89, 421-432.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. 2002.** Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.
- Alba-Aldave, L., Reyes-Salas, A. M., Morán-Zenteno, D. J., Ángeles-García, S., Corona-Esquivel, R. 1996.** Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla, *en* Verma, S. P., Barboza-Gudiño, R., eds., *Memoria del VII Congreso Nacional de Geoquímica*, San Luis Potosí.: Actas INAGEQ, 2, 39-44.
- Altamira-Areyán, A. 2002.** Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamal-Tiquicheo, estados de Guerrero y Michoacán: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de maestría, 79 p.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gómez, M., Tolson, G., Urrutia-Fucugauchi, J. 2005.** Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 429-435.
- Brown, M. 1994.** The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens: *Earth Science-Reviews*, 36, 83-130.
- Buddington, A. F. 1959.** Granite emplacement with special reference to North America, *Geological Society of America Bulletin*, 70, 671-747.
- Campa, M. F. 1978.** La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39, 52-64.
- Campa, M. F., Coney, P. J. 1983.** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa, M. F., Ramírez, J. 1979.** La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Plan Piloto Proyecto de Recursos Naturales de Guerrero: Taxco, Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Científica Técnica, 1, 100 p., 5 mapas.
- Campa, M. F., Oviedo, A., Tardy, M. 1976.** La cabalgadura laramidica del dominio volcánico-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapán) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México, *en*, Del Arenal, R., ed., III. Congreso Latinoamericano de Geología, Resúmenes: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 23.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriando, A. 2003.** Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico, *en* Morán-Zenteno, D.J., ed., *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología., *Publicación Especial*, 1, 201-228.

-
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P., Patchett, J. P., y Ortega-Gutiérrez, F. 1993.** Guerrero Terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, Geological Society of America, 21 (5), 419-422.
- Cerca M., Ferrari L., Bonini M., Corti G., Manetti P. 2004.** The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean - North American transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models, *en* Grocott, J., Taylor G., Tikoff B. Eds., *Vertical coupling and decoupling in the Lithosphere*: London, Geological Society , Special Publication, (227), 117 - 140.
- Cerca M., Ferrari L., López-Martínez M., Martiny, B., Iriondo, A. In press.** Late Cretaceous Laramide shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: insights into the initiation of the Caribbean - North American plate boundary: *Tectonics*. doi:10.1029/2006TC001981
- Chávez-Aguirre, J. M., Mendoza-Flores, A. 1998.** Dataciones de rocas ígneas y metamórficas de la región de Valle de Bravo, Estado de México, *en* Alaniz-Álvarez, S. A., Ferrari, L., Nieto-Samaniego, Á. F., Ortega-Rivera, M. A., eds. *Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de resúmenes: México*, Sociedad Geológica Mexicana, Sociedad Mexicana de Geomorfología, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 144.
- Chávez-Cabello, G. 1998.** Mecanismos de ascenso, emplazamiento y evolución magmática de varios plutones al oeste de la sierra San Pedro Mártir, Baja California, México: Ensenada, B. C., Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Departamento de Geología, Tesis de maestría, 138 p.
- Clemens, J. D., Mawer, C. K. 1992.** Granitic magma transport by fracture propagation: *Tectonophysics* 204, 339-360.
- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H. 1980.** Cordilleran suspect terranes: *Nature*, 288, 329-333.
- Crisp, J. A. 1984.** Rates of magma emplacement and volcanic output: *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 20, 177-211.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F. 1981.** Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1052-1071.
- Dávila-Alcocer, V. M., Guerrero-Suástegui, M. 1990.** Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcanosedimentaria al oriente de Arcelia, estado de Guerrero, *en* X Convención Geológica Nacional, Memoria de resúmenes: México, Sociedad Geológica Mexicana, 83.
- De Cserna, Z. 1978.** Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, estados de Guerrero y México, *en* Arenal, Rodolfo del, ed., *Libreto-guía de la excursión a Tierra Caliente*, estados de Guerrero y México: México, Sociedad Geológica Mexicana, 1-25 p.
- De Cserna, Z. 1982.** Hoja Tejupilco 14Q-g (9), con resumen de la hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán: México, D. F. Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1: 100,000, 1 mapa con texto explicativo, 28 p.
- De Cserna, Z., Fries, C. Jr. 1981.** Hoja Taxco 14Q-h (7), con resumen de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta geológica de México, Serie de 1:100,000, 1 mapa con texto explicativo, 47 p.

- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., Palacios-Nieto, M. 1980.** Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, *en* V Convención Geológica Nacional, Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: México, Comisión Federal de Electricidad, Sociedad Geológica Mexicana, 2-33.
- Delgado-Argote, L., López-Martínez, M., York, D., Hall, C. M. 1992.** Geologic Framework and Geochronology of ultramafic complexes of southern México. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29: 1590-1604
- Demant, A., Mauvois, R., Silva-Mora, L. 1975.** Estudio geológico de las hojas Morelia Maravatío (escala 1:100000) estado de Michoacán: México, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotérmicos, Informe Inédito, 30 p.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F. 2001.** Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V. A. 2004.** Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico. Evidence from U-Pb Zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1016-1025.
- Elías-Herrera, M. 1993.** Geology of the Valle de Bravo and Zacazonapan areas, south-central Mexico, *en* Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D. J., Gómez-Caballero, A., eds., *Guidebook of field trip B, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terranes Conference*: Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 12-21.
- Elías-Herrera, M. 2003.** Geología Precenozoica de la región de Tejupilco, estado de México y sus implicaciones tectónicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis doctoral, 201 p.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L. 1992.** Relaciones tectonoestratigráficas del Terreno Guerrero en la porción suroccidental del Estado de México y su interpretación geodinámica, *en* Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional 11, Resúmenes: México, Sociedad Geológica Mexicana, 70-71.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C. 2000.** Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.
- Ferrari, L., Cerca-Martínez, M. 2005.** El magmatismo Cretácico tardío-Terciario temprano del sur y occidente de México: implicaciones tectónicas, *en* Unión Geofísica Mexicana; SELPER, Asociación Geotérmica Mexicana, Reunión anual 2005, 30 de octubre-4 de noviembre: *Geos*, 25(1), 98.
- Ferrari, L., Cerca-Martínez, M., López-Martínez, M., Serrano-Durán, L., González-Cervantes, N. 2004.** Age of formation of the Tzitzio antiform and structural control of volcanism in eastern Michoacán and western Guerrero, *en* Unión Geofísica Mexicana; SELPER, Asociación Geotérmica Mexicana: Reunión anual 2004, 30 de octubre-4 de noviembre: *Geos*, 24(2), 165.
- Ferrusquía-Villafranca, I. 1976.** Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca, Parte I: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, estado de Oaxaca, México: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 97, 185 p.
- Frank, M., Kratzeisen, M., Negendank, J. F. W., Boehnel, H. 1992.** Geología y tectónica en el Guerrero (México-Sur), *en* III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas de las sesiones científicas: Salamanca, Universidad de Salamanca, Facultad de Ciencias, 4, 290-293.

-
- Freydier, C., Martínez-R., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C. 1996.** The early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). *Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: Tectonophysics*, 259, 343-367.
- Fries, C., Jr. 1960.** Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 60, 236 p., 5 láms.
- Fries, C., Jr. 1966.** Hoja de Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1: 100,000, 1 mapa con texto al reverso.
- Garduño-Monroy, V. H., Corona-Chávez, P., Israde -Alcántara, I., Menella, L., Arreygue, E., Bigioggero, B., Chiesa, S. 1999.** Carta geológica del estado de Michoacán Escala 1:250000: Morelia, Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo, Departamento de Geología y Mineralogía, Instituto de Metalurgia, 111, 1 mapa.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C. H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Nuñez, G. 2003.** Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (8), doi: 10.1029/2003GC000524, 1-33.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D. 2003.** Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics: *Journal of Geochemical Exploration*, 80(1), 25-40.
- Guerrero-Suástegui, M. 1997.** Depositional history and sedimentary petrology of the Huetamo sequence, southwestern Mexico: El Paso, Texas, University of Texas, Tesis de maestría, 120 p.
- Hermann, U. R., Nelson, B. K., Ratschbacher, L. 1994.** The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): *Tectonics*, 13, 455-474.
- Hoek, H. 1995.** Continental mafic dike swarms as tectonic indicators: an example from the Vestfold Hills, East Antarctica: *Precambrian Research*, 75(3), 121-139.
- Hoek, H. 1996.** Mafic dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica "An analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension": Utrecht, Germany, Universiteit Utrecht, Tesis doctoral, 134 p.
- Howell, D. G., Jones, D. L., Schermer, E. R. 1985.** Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region, *en* Howell, D. G., ed., 1985, *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 1, 581 p.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. 1971.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Keppie, J. D. 2004.** Terranes of Mexico revisited: 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Kratzeisen, M. J., Frank, M. M., Negendank, J. F. W., Boehnel, H., Terrell, D. 1991.** The continental margin of southern Mexico-tectonic evolution during the Tertiary: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I. Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, 6, 1545-1555.

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal Petrology*, 27, 745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenses, H., Streickesen, A., Wolley, A. R., Zanettin, B. 1989.** A classification of igneous rocks and glossary of terms: Oxford, Blackwell, 193 p.
- Llambías, E. J. 2001.** Geología de los cuerpos ígneos: Buenos Aires, Argentina, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, MAGNA Publicaciones, 232 p.
- Lozano-Santa-Cruz, R., Verma, S. P., Giron, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G. 1995.** Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativos de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, 203-208.
- Mariscal-Ramos, C., Talavera-Mendoza, O., Centeno-García, E., Morales-Gamez, M., Benammi, M. 2005.** Preliminary Magnetostratigraphic study of the upper Cretaceous dinosaur site from La Barranca Los Bonetes, Tiquicheo (Michoacán state, southern Mexico), *en Unión Geofísica Mexicana; SELPER, Asociación Geotérmica Mexicana, Reunión anual 2005, 30 de octubre-4 de noviembre: Geos*, 25(1), 57.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Serrano-Durán, L. 2007.** Kinematics and age of early Tertiary trench parallel volcano-tectonic lineaments in southern Mexico: Tectonic implications, *en Joint Assembly Supplementary, Acapulco Convention Center, Guerrero, Mexico, May 22–25, 2007; Abstracts with Programs: Eos Transactions, American Geophysical Union*, 88 (23), x.
- Martini-Pop, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Serrano-Durán, L. 2005.** Análisis estratigráfico y estructural de la región comprendida entre Huetamo, Cd. Altamirano y Placeres del Oro (Mich., Gro.), *en Unión Geofísica Mexicana; SELPER, Asociación Geotérmica Mexicana: Reunión anual 2005, 30 de octubre-4 de noviembre: Geos*, 25(1), 102.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., Ayuso, R. 2000.** Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, 318, 71-78.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D. J. 2002.** Tertiary faulting and relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico, *en 98th Annual Meeting, Cordilleran Section: Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34(5), A-97.
- Mavois, R., Demant, A., Silva-Mora, L. 1976.** Estructura Terciaria en la base del Eje Neovolcánico Transmexicano (ejemplo de la depresión Tzitzio–Huetamo, estado de Michoacán), *en Del Arenal, R., ed., III. Congreso Latinoamericano de Geología, Resúmenes: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 87.
- McDonough, W. F., Sun, S. S. 1995.** The composition of the earth: *Chemical Geology*, 120 (3-4), 223-253.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno M, V., Valencia, V. A., Ochoa-Ladín, L., Pérez-Segura, E., Díaz-Salgado, C. 2003.** Major and trace element geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Laramide plutons associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 205-207.
- Montiel-Escobar, J. E., Segura-De la Teja, M. A., Estrada-Rodarte, G., Cruz-López, D. E., Rosales-Franco, E. 2000.** Carta geológica Ciudad Bejucos, E14-A55 Guerrero, Michoacán y Estado de México, Esc. 1:50.000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, Imapa. Actualmente Servicio Geológico Mexicano (SGM).

-
- Morales-Gámez, M. 2005.** Geología estructural del sistema de fallas transcurrentes post-Cretácico de la región de Tiquicheo, Michoacán, Sur de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de maestría, 104 p.
- Morán-Zenteno, D. J. 1992.** Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, estado de Guerrero: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado, Instituto de Geofísica, Tesis doctoral, 186 p.
- Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chávez, P., Tolson, G. 1996.** Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51-65.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D. 2005.** La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación *en* Nieto-Samaniego, Ángel F., Alaniz-Álvarez, Susana A., eds., *Temas selectos de la geología mexicana. Volumen conmemorativo al centenario: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3), 319-341.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., Iriondo, A. 2004.** A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119.
- Morán-Zenteno, D. J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L. A., Solé, J. 2007.** Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 68-80.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Martínez-Serrano, R. G., Reyes-Salas, M. A., Corona-Esquivel, R., Ángeles-García, S. 1998.** Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 167-180.
- Morán-Zenteno D. J., Martiny, B., Alba-Aldave, L., González-Torres, E., Hernández-Treviño, T., Alaniz-Alvárez, S. A. 2003.** Tertiary magmatism and tectonic deformation along the Cuernavaca-Acapulco transect, *en*: *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial, 1, 261-280.*
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G. N. 1999.** Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Silva-Romo, G. 2000.** Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 27-58 p.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L. 2007.** Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.07.002. (*in press*).

- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, R. 1999.** Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, México: Geological Society of America Bulletin, 111, 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C. 2006.** Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America Bulletin, 118(1-2), 1868-1882.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1980.** Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, estado de Guerrero, *en* V Convención Geológica Nacional, Libro guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: México, Sociedad Geológica Mexicana, 34-38.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1981.** Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, 20, 177-202.
- Ortiz-Hernández, E. 1992.** L'arc intra-océanique allocthone Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du domaine cordilléraire mexicain (Guerrero terrane): pétrographie, géochimie et minéralisation associées des segments de Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia, Conséquences paléogéographiques pour le Mésoïque du Mexique: Grenoble, France, Université Joseph Fourier, Grenoble I, Tesis doctoral, 312 p.
- Pantoja-Alor, J. 1959.** Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, estado de Michoacán: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín, (50), 3-33.
- Pantoja-Alor, J. 1990.** Redefinición de las unidades estratigráficas de la secuencia Mesozoica de la región de Huetamo-Cd. Altamirano, estados de Michoacán y Guerrero *en*: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 10, Memori: México, Sociedad Geológica Nacional, 121-123.
- Pantoja-Alor, J. 1992.** El evento magmático Balsas (Paleógeno) de la Sierra Madre del Sur, México: *en* III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas de las sesiones científicas: Salamanca, Universidad de Salamanca, Facultad de Ciencias, 4, 221-225.
- Pantoja-Alor, J. 2000.** Contribution to the biostratigraphy of the Mal Paso Formation, SW Mexico; *en* López-Oliva, J. G., ed., VII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio Geológico en el Noreste de México, Linares, Nuevo León, México, Libro de resúmenes: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, 113-114.
- Pantoja-Alor, J., Gómez-Caballero, J. A. 2003.** Geologic features and biostratigraphy of the Cretaceous of southwestern México (Guerrero Terrane), *en* Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, México, April 4-7, 2003: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial, 1, 229-260.
- Parsons, T., Thompson, G. A. 1991.** The role of magma over-pressure in suppressing earthquakes and topography: worldwide examples: Science, 253, 1399-1402.
- Parsons, T., Thompson, G. A., Smith, R. P. 1998.** More than one way to stretch: a tectonic model for extension along the plume track of the Yellowstone hotspot and adjacent Basin and Range Province: Tectonics, 17, 221-234.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L. 1991.** Geology of the central sector of Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH 072, 1 mapa, 22 p.

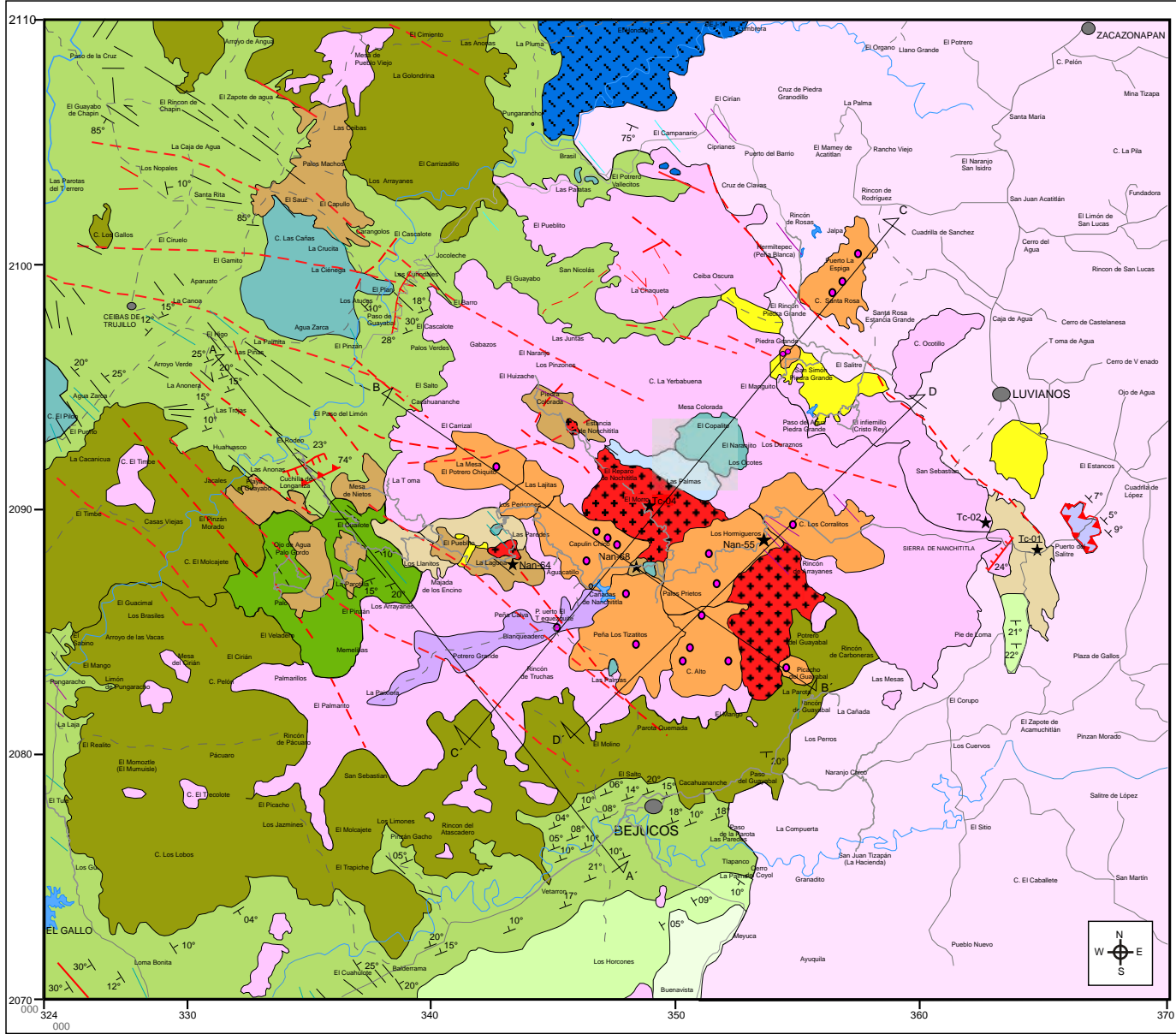
-
- Paterson, S. R., Fowler, K, Jr. 1993.** Reexamining pluton emplacement processes: *Journal of Structural Geology*, 15, 191-206.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. 1995.** Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes, *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1356-1380.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., Fowler, T. K, Jr. 1991.** Aureole tectonics, *en* Kerrick, D. M., ed., *Contact metamorphism*: Washington, D. C., Mineral Society America, *Reviews of Mineralogy*, 26, 673-722.
- Petford, N. 1996.** Dikes or diapirs: *Transactions of the Royal Society of Edinburg, Earth Sciences*, 87, 105-114.
- Petford, N., Kerr, R. C., Lister, J. R. 1993.** Dike transport of granitoid magmas: *Geology*, 21, 845-848.
- Pitcher, W. S. 1979.** The nature, ascent and emplacement of granitic magmas: *Journal of the Geological Society, London*, 136, 627-662.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa-Uranga, M. F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M. 1991.** Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas, *en* Rubinovich-Kiga, R., Carreño, A. L., eds., *Congreso sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Memoria*: México, D.F. ; Pachica, Hidalgo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología ; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, 163-166.
- Ramírez-Lozano, J. C., Vázquez-Velazco, J. C., Salas-Hernández, H. 1999.** Texto guía de la carta geológico-minera Ciudad Altamirano, E14-4 Guerrero, Michoacán y Estado de México, Esc. 1:250.000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 38 p.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W. 1991.** Second look at suspect terranes in southern Mexico: *Geology*, 19, 1233-1236.
- Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W. 1993.** Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 237-249.
- Rollinson, H. R. 1993.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Essex, Longman, 152 p.
- Salinas-Prieto, J. C. 1994.** Etude structurale du sud-ouest mexicain (Guerrero): analyse microtectonique des déformations ductiles du Tertiaire inférieur : Orleans, Francia, Université d'Orléans, Tesis doctoral, 227 p.
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., Faure, M. 2000.** Ductile deformations of opposite convergence in the eastern part of the Guerrero terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389-402.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H. 1995.** Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, C. 1993.** Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Special Paper*, (278), 153 p.

- Serrano-Durán, L. M. 2005.** Estudio de los enjambres de diques y el fallamiento Terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero, Republica Mexicana: Medellín, Colombia, Universidad EAFIT, Departamento de Geología, tesis profesional, 108 p.
- Serrano-Durán, L., Ferrari, L., Cerca-Martínez, M., Martini, M., López-Martínez, M. 2005.** Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento Terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero, *en* Unión Geofísica Mexicana; SELPER, Asociación Geotérmica Mexicana, Reunión anual 2005, 30 de octubre-4 de noviembre: Geos, 25(1), 96-97
- Silva-Romo, G., Martiny, B., Mendoza-Rosales, C. 2001.** Formación de cuencas continentales en el sur de México y su cronología respecto al desplazamiento del Bloque Chortis, *en* XI Congreso Latinoamericano de Geología, III Congreso Uruguayo de Geología, Memoria: Montevideo, Uruguay, Dirección Nacional de Minería y Geología. Sociedad Uruguaya de Geología, 9.
- Steiger, R.H., Jäger, E. 1977.** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, 36; 359-362.
- Sun, S., Mc Donough, W. F. 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *en* Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., *Magmatism in the ocean basins*: London, Geological Society, Special Publication, (42), 331-345.
- Takada, A. 1989.** Magma transport and reservoir formation by system of propagating clacks: *Bulletin of Volcanology*, 52, 118-126.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M. 2000.** Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: *Journal of South American Earth Science*, 13, 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M. 1993.** Geochemical evolution of the Guerrero Terrane-Example of a late Mesozoic multi-arc system, *en* Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D. J., Gómez-Caballero, A., eds., *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Proceedings*: Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 150-152.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M. 1995.** Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, 34, 3-22.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J. L., Yta, M. 1994.** The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous, *Tectonophysics*, 230, 49-73.
- Tolson, G. 2005.** La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca, *en* Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., eds., *Grandes fronteras tectónicas de México, volumen conmemorativo al centenario*: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57 (1), 111-122.
- Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Morán-Zenteno, D. J., Victoria-Morales, A., Hernández-Treviño, J. T. 1993.** Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas de la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca, *en* Delgado-Argote, L., Martín-Barajas, A., eds., *Contribuciones a la tectónica del occidente de México*: Ensenada, B. C., Unión Geofísica Mexicana, Monografía, 1, 327-349.

-
- Tritlla, J., Camprubí, A., Centeno-García, E., Corona-Esquivel, R., Sánchez-Martínez, S., Gasca-Durán, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P. 2003.** Estructura y edad del depósito de hierro de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente Fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 182-201.
- Verma, S., Lozano, R., Giron, P., Velasco, F. 1996.** Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 2, 237-242.
- York, D., Evensen, N.M., López-Martínez, M., De Basabe-Delgado, J. 2004.** Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*. vol. 73 (3): 367-3375.

ξ

CARTA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE BEJUCOS. EDO. MÉXICO, MICHOACÁN Y GUERRERO



EXPLICACIÓN

LEYENDA

Depósitos de aluvión (Cuaternario)	Basalto Las Palmas (Cuaternario)
Hiatus Oligoceno-Mioceno-Plioceno	Ignimbrita Puerto El Tequezquite (Eoceno superior)
Domos Nanchititla (Eoceno superior)	Ignimbrita Nanchititla (Eoceno superior)
Intrusivo El Morro (Eoceno superior)	Andesita La Laguna (finales del Eoceno medio-inicios del Eoceno superior)
Pórfidos La Cruzita (Eoceno medio)	Andesita Puerto El Salitre (Eoceno medio)
Hiatus Paleoceno-Eoceno inferior	Facies Bonetes
Facies Cirían	Facies Olatitepec-Tequiecho (Campaniano-Maastrichtiano)
Facies Cañita	Facies Galeana 1
Hiatus Cretácico (conaciano-campaniano?)	Batolito Tingambato Turoniano Campaniano)
Grupo Arcelia-Palmar Chico (Albiano-Cenomaniano)	Hiatus Cretácico inferior (berriasio-apitino?)
Esquistos Tejujilco (Triásico Jurásico)	

SIMBOLOGÍA

- ★ Muestra recolectada para fechamiento
- Diagonales azules Diques aféricos máficos
- Diagonales verdes Diques pórfídicos máficos
- Diagonales amarillas Diques silíceos piroclásticos
- Fallas inversas
- Fallas normales
- Lineamientos
- Rumbo y echado
- Línea de sección
- Punto de emisión inferior

ELEMENTOS HIDROGRÁFICOS

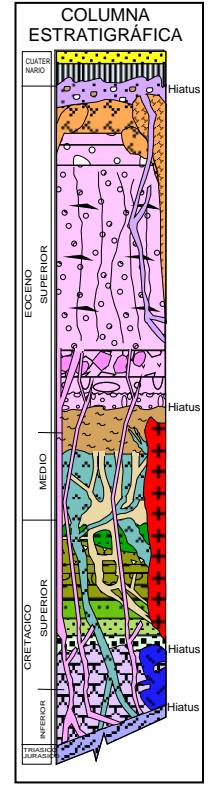
- Presas o Lagunas
- Ríos

OTROS ELEMENTOS

- Carreteras
- Ciudad o Poblado
- Terracerías

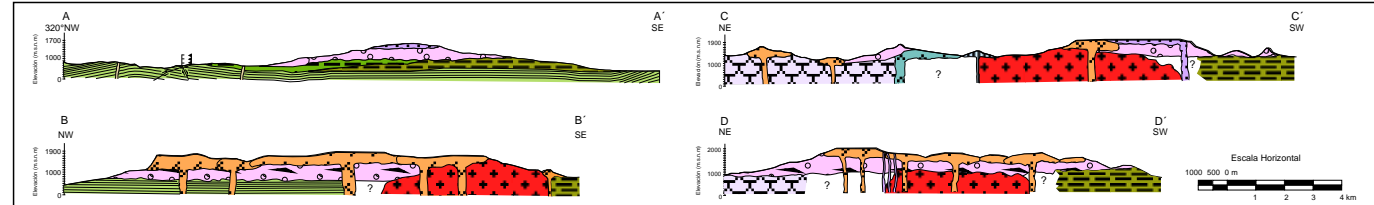
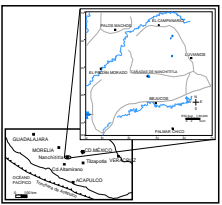
ESCALA 1:50,000

NOTA: Las dimensiones de los diques no están a escala.



FECHAMIENTOS ⁴⁰Ar-³⁹Ar

★ Tc-01 = 43.1±2.8Ma
★ Nan-68 = 37.8±0.2Ma
★ Nan-64 = 36.3±0.4Ma
★ Tc-04 = 36.2±0.2Ma
★ Tc-02 = 35.6±0.5Ma
★ Nan-55 = 35.6±0.1Ma



Base de cartografía: SGM (Ramírez-Lozano et al., 1999; Montiel-Escobar et al., 2000)

Universidad Nacional Autónoma de México
Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Querétaro

Lámina 1 de la tesis de maestría:
"EVOLUCIÓN DEL CENTRO SÍLICO DE LA SIERRA DE NANCHITITLA, EDO. MÉXICO Y MICHOACÁN"