

03060 8



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO**

Instituto de Geología  
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

**VARIACIONES ESPACIO-TEMPORALES DE LAS  
CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS Y TASAS DE  
EFUSIÓN EN LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA  
OCCIDENTAL Y CENTRAL**

**TESIS**

**Que para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias (Geología Estructural y Tectónica)**

**PRESENTA:**

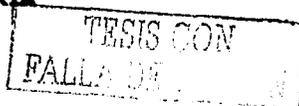
**Tania Aleida Norato Cortez**

**DIRECTOR DE TESIS: DR. LUCA FERRARI PEDRAGLIO**



**CD. UNIVERSITARIA**

**2003**





Universidad Nacional  
Autónoma de México



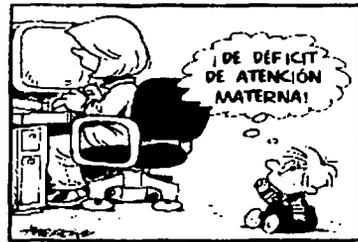
**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

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

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

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

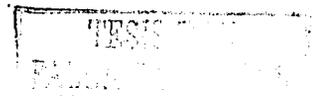
# PAGINACIÓN DISCONTINUA



**a Ramsés Alejandro**

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Tania Alejandra  
Norato Cortez  
 FECHA: 19-Nov-2003  
 FIRMA: Norato Cortez



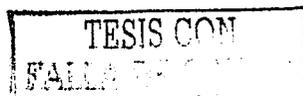
## AGRADECIMIENTOS

Primeramente quisiera agradecer al Dr. Luca Ferrari por su apoyo y paciencia durante la realización de este trabajo. Al comité formado por los Drs. Gerardo Carrasco, José Rosas Elguera, Peter Schaff y Arturo Tuena.

Gracias a mis compañeros de generación por los momentos divertidos a lo largo de la maestría. A las personas con las que conviví y compartí buenos momentos en los Deptos. de Geología Regional, Vulcanología, Sismología, y Paleontología. De igual manera, a mis compañeros y amigos en Geociencias.

Por sus valiosas aportaciones en esta tesis, su amistad y consejos gracias a las Drs. Teresa Orozco, Susana Alaniz, Amabel Ortega, Ofelia Morton y Juan M. Gómez.

*Eternamente agradecida a mis padres : Sra. Ana Ma. Cortez Villafranca y Sr. Alejandro Fidel Norato Sierra, por no perder su confianza en mi.*



**VARIACIONES ESPACIO-TEMPORALES DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS  
Y LAS TASAS DE EFUSIÓN EN  
LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA OCCIDENTAL Y CENTRAL**

**CONTENIDO**

<b>RESUMEN .....</b>	<b>i</b>
<b>INDICE DE FIGURAS Y TABLAS .....</b>	<b>li</b>
<b>I. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>II. GENERALIDADES .....</b>	<b>1</b>
II.1 Objetivo .....	2
II.2 Localización del área de estudio.....	2
II.3 Metodología .....	4
II.4 Trabajos previos.....	6
<b>III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>10</b>
III.1. Bloque Jalisco (BJ) .....	10
III.2 Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental .....	15
III.3 Provincia Volcánica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana .....	17
<b>IV. PROCESOS FUNDAMENTALES EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN Y RELACIONES ENTRE SUBDUCCIÓN Y MAGMATISMO.....</b>	<b>21</b>
IV.1 Introducción .....	21
IV.2 Parámetros sísmicos y tectónicos .....	21
IV.3 Características geoquímicas del vulcanismo en subducción .....	27
IV.4 Problemáticas de sistemas en subducción de litosferas jóvenes .....	31

D

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

<b>V. RESULTADOS EN LA EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL VOLCANISMO .....</b>	<b>35</b>
V.1 Metodología .....	35
V.2 Clasificación de las rocas .....	37
V.3 Norma CIPW .....	48
V.4 Comportamiento del Mg-V .....	51
V.5 Comportamientos de los elementos traza .....	55
V.6 Presencia de adakitas dentro del sector occidental .....	63
<b>VI. ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL VULCANISMO .....</b>	<b>69</b>
VI.1 Introducción .....	69
VI.2 Metodología .....	69
VI.3 Resultados .....	71
VI.4 Tasas volumétricas en otros arcos volcánicos .....	81
<b>VII. CONCLUSIONES .....</b>	<b>86</b>
<b>VIII. REFERENCIAS .....</b>	<b>89</b>

**Apéndice I. Mapa geológico de la FVTM (Long. -101° W)**

**Referencias de las tablas en apéndices**

**DISCO ANEXO**

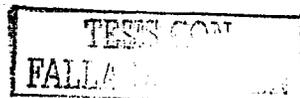
**Apéndice II. Datos geoquímicos compilados**

**Apéndice III. Datos radiométricos compilados**

**Apéndice IV. Cálculo de la norma CIPW**

**Apéndice V. Evaluación de los volúmenes (sector occidental)**

**Apéndice VI. Evaluación de los volúmenes (sector central)**



## RESUMEN

En este trabajo se analiza la evolución espacio-temporal de la parte occidental y central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (Long.  $-101^{\circ}\text{W}$ ) por medio de un Sistema de Información Geográfica (SIG). La FVTM esta constituida por rocas calcoalcalinas de composición que varía desde ácida hasta básica, predominando las lavas intermedias. Las rocas más básicas se ubican en el frente volcánico, lo cual se relaciona con altos valores de Mg-V; por el contrario, las rocas más diferenciadas se presentan en el tras-arco. Las rocas alcalinas (tanto sódicas como potásicas) del Sector Occidental presentan una distribución particular: las rocas alcalinas potásicas se localizan en la zona de extensión del Rift Tepic Zacoalco (RFTZ), mientras que las sódicas se encuentran en el frente volcánico. Localmente se manifiestan rocas peralcalinas como en la caldera de La Primavera y el Volcán Las Navajas. Así mismo, existen rocas con características "adakíticas" en las zonas volcánicas del Volcán San Juan y Ceboruco. A lo largo de la FVTM, la migración N-S del arco es notoria, ya que el vulcanismo del Plioceno-Cuaternario se localiza en el frente volcánico actual y por ende el vulcanismo originado en el Mioceno tardío se encuentra más alejado de la trinchera. Altos índices de Ba/Nb se manifiestan en ambos sectores ubicados en el frente volcánico. El volumen de magma emplazado en la FVTM disminuye de occidente a la zona del sector central. El mayor volumen de magma se localiza en los límites de las placas Rivera-Cocos. Comparando con otros arcos volcánicos, es notorio que la FVTM presenta características similares al arco de las Cascadas de acuerdo a parámetros geodinámicos, así como en los volúmenes de magma emplazados.

TRABAJO CON  
DALLAS TEXAS

## **LISTA DE FIGURAS**

Página

Figura 1	Localización del área regional de estudio. FVTM (Faja Volcánica Trans-Mexicana), SMO (Sierra Madre Occidental) y BJ (Bloque de Jalisco). ....	3
Figura 2	Geodinámica del Occidente de México (tomada de Rosas-Elguera <i>et al.</i> 1996). ....	11
Figura 3	Mapa tectónico con los límites del BJ. Estructuras extensionales mencionadas en texto: CB (Ceboruco), PS (Plan de Barrancas-Santa Rosa), AT (Amatlán de Cañas), AM (Ameca), SZ (San Marcos-Zacoalco), AC (Amacueca), CT (Citla).CVC (Complejo Volcánico de Colima). (Modificado de Rosas-Elguera <i>et al.</i> 1996). ....	12
Figura 4	Mapa de edades isotópicas divididas en periodos de tiempo. ....	18
Figura 5	Mapa tectónico-regional del sector central de la FVTM. ....	20
Figura 6	Modelo que representa la ecuación de la conductividad térmica determinada por McKenzie (1969). ....	23
Figura 7	Mapa de re-interpretación y de anomalías magnéticas lineales de las placas Rivera y Cocos (tomado de Kostoglodov y Bandy, 1995). ....	25
Figura 8	Esquema realizado por Tatsumi (1989), presentando los principales procesos originados por la zona de subducción. ....	28
Figura 9	Diagrama hipotético propuesto por Davies (1999), que muestra un patrón de hidrofracturas donde se genera la fusión parcial permitiendo que la fractura transporte al magma. ....	29
Figura 10	Modelo general en la interacción de la corteza oceánica subducida y la cuña del manto en la formación del frente volcánico. La zoisita es la ultima fase mineral en descomponerse o fundirse, la cual proviene de una capa de sedimentos arrastrada por la corteza oceánica (Modificado de Schmidt y Poli, 1998). ....	31
Figura 11	Mapa tectónico del Arco Volcánico de las Cascadas originado por la subducción de la placa Juan de Fuca (Tomado de Righther, 2000). ....	32
Figura 12	Mapa tectónico del Arco Volcánico de Centro América (CAVA) originada por la subducción de la placa de Cocos. Los números mostrados en la figura indican las isocronas de las placas oceánicas y las flechas indican el movimiento relativo de la placa con respecto a Norteamérica. (Tomado de Green y Harry, 1999). ....	32



Figura 13 A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para las muestras de la Zona Norte del sector Occidental. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B) Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $K_2O$  %Peso vs.  $SiO_2$  %Peso (Le Maitre, 1989). La banda que divide al campo de las series Shoshoníticas y series de alto K es tomado de Rickwood (1989). ..... 40

Figura 14 A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para la Zona Central perteneciente al sector occidental. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B). Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $K_2O$  %Peso vs.  $SiO_2$  %Peso (Le Maitre, 1989). La banda que divide al campo de las series Shoshoníticas y series de alto K es tomado de Rickwood (1989). ..... 42

Figura 15 A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para la Zona Sur del Sector Occidental. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B). Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $K_2O$  %Peso vs.  $SiO_2$  %Peso (Le Maitre, 1989). La banda que divide al campo de las series Shoshoníticas y series de alto K es tomado de Rickwood (1989). ..... 44

Figura 16 A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) con datos del CVMG y Altos de Jalisco, dentro del Sector Central. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1977) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B) Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $SiO_2$  %Peso vs.  $K_2O$  %Peso (Le Maitre, 1989). ..... 46

Figura 17 A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) utilizado para las muestras del CVC. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B) Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $K_2O$  %Peso vs.  $SiO_2$  %Peso (Le Maitre, 1989). ..... 47

Figura 18 Variación del contenido en  $%SiO_2$  de acuerdo a los rangos marcados por Le Bas *et al.* (1986) durante el Plioceno-Cuaternario. .... 49

Figura 19 Variación del contenido en  $%SiO_2$  de acuerdo a los rangos marcados por Le Bas *et al.* (1986) durante el Mioceno medio - Mioceno Tardío. .... 50

Figura 20 Variación de nefelina (Ne) normativa de acuerdo a la norma CIPW en la FVTM. .... 52



Figura 21	Diagrama Mg-V vs. Distancia Trinchera (Km) para el sector occidental separado por períodos de tiempo (Ma). .....	53
Figura 22	Diagramas Mg-V vs. Distancia Trinchera (Km) que comprende al sector central mostrando el CVMG, Altos de Jalisco y el CVC distribuidos por períodos de tiempo (Ma). .....	54
Figura 23	Distribución del Mg-V en la FVTM durante el Plioceno-Cuaternario. ....	56
Figura 24	Distribución del Mg-V en la FVTM durante el Mioceno Tardío-Medio. ....	57
Figura 25	Diagramas Ba/Nb vs. Distancia Trinchera (Km) para el Sector Occidental. ....	58
Figura 26	Diagramas Ba/Nb vs. Distancia Trinchera (Km) para muestras dentro del Sector Central. ....	59
Figura 27	Variación Ba/Nb a lo largo de la FVTM (Occidental y Central) correspondiente con el periodo Plioceno-Cuaternario. ....	60
Figura 28	Variación Ba/Nb (ppm) a lo largo de la FVTM (Sectores Occidental y Central) correspondiente con el periodo Mioceno tardío. ....	61
Figura 29	Diagrama de discriminación Sr/Y vs. Y, utilizando las muestras del sector occidental. Los campos de composición de adakititas y arco volcánico fueron tomados de (Drumond y Defant, 1990). ....	66
Figura 30	Distribución de rocas adakíticas en el sector occidental de la FVTM. Estas rocas se identificaron mediante el diagrama de discriminación mostrado en la Figura 29. ....	67
Figura 31	Comparación y datos de la tasa de emplazamiento de magma para cada sector en histogramas Volumen vs. Edad. A: Sector Occidental y B: Sector Central. ....	72
Figura 32	Diagramas de comparación de acuerdo a la tasa de emplazamiento de magma (A) con la tasa de convergencia de la Placa de Rivera (B) (Ferrari <i>et al.</i> 2001). ....	73
Figura 33	Comportamiento de la tasa de efusión con respecto a la distancia de la trinchera (Km) en el sector occidental y por periodos de tiempo (Ma). En el caso del CVC se considera el volumen total durante el Plioceno y Cuaternario en este sector. RTZ (Rift Tepic-Zacoalco) y BSC (Basaltos San Cristóbal). Debido a la escasez de datos en el Mioceno Tardío la línea se encuentra segmentada. ....	75



	Página
Figura 34	Comportamiento del volumen de magma con respecto a la Distancia Trinchera (km) para el sector central (-101°W). .... 77
Figura 35	Sumas del los volúmenes emplazados en los diferentes períodos de tiempo (Ma) vs. Segmentos de 50 Km. a lo largo de la FVTM (101°W). .... 79
Figura 36	Volúmenes vs. Segmentos de 50 Km. Desde Punta Mita, Nay. hasta Cuitzeo, Mich. CVC (Campo Volcánico de Colima). .... 80

### **LISTA DE TABLAS**

	Página
Tabla 1	Parámetros sismotectónicos de las Placas de Cocos y Rivera en la zona de subducción (Kostoglodov y Bandy, 1995). .... 24
Tabla 2	Valores recomendados de la relación $Fe_2O_3/FeO$ y $FeO/Fe_2O_3$ para el cálculo de la norma CIPW según Middlemost (1989, en Rollinson 1993). .... 36
Tabla 3	Factores de conversión (Ragland, 1989). .... 37
Tabla 4	Subdivisión de las rocas traquibasalto, traquiandesita basáltica y traquiandesita del diagrama TAS, de acuerdo al contenido de $Na_2O$ y $K_2O$ (Le Maitre, 2002). .... 38
Tabla 5	Valores de datos geoquímicos del sector occidental con características "adakíticas". (1) Plioc. Tardío-Cuaternario (0-3 Ma), (2) Plioc. Temprano (3.1-5 Ma). .... 65
Tabla 6	Estimaciones de productos volcánicos en Kamchatka (Kozhemyaka, 1996). .... 82
Tabla 7	Estimación de volúmenes de los principales campos volcánicos en las Cascadas (Sherrod y Smith, 1990). .... 83
Tabla 8	Comparación de las tasa de efusión de los tres arcos volcánicos con sus respectivos parámetros geodinámicos. .... 85

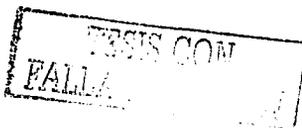


## I. INTRODUCCIÓN

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) representa el arco volcánico neogénico más importante de la placa Norteamericana, bajo cuyo límite meridional subducen las Placas de Rivera y de Cocos (Pardo y Suárez, 1995) (Fig. 1). A lo largo de sus 1000 km de longitud, la FVTM presenta grandes variaciones en la composición química, en la tasa de efusión y en el estilo del vulcanismo. Estas variaciones también se presentan a través de los 15 Ma que abarca la FVTM. En su conjunto la FVTM presenta anomalías con respecto a un arco volcánico clásico como, por ejemplo, el arco Centroamericano. Las principales anomalías de la FVTM son: 1) el no paralelismo entre arco y trinchera (Fig. 1); 2) La gran variabilidad del ancho del arco (entre 70 y 200 km (Fig. 1) (Nixon, 1982 y Pasquaré *et al.* 1991); 3) Los diferentes ángulos de las placas Rivera y Cocos que subducen, p.e.  $\sim 40$  en Pto. Vallarta y  $\sim 10$  en el Istmo de Tehuantepec; 4) la presencia contemporánea de vulcanismo con caracteres químicos de subducción junto con vulcanismo de tipo intraplaca (definido también como OIB); 5) la presencia de una tectónica extensional intra-arco.

Aunque la mayoría de los autores coinciden en considerar el vulcanismo de la FVTM como relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera, hasta la fecha no se ha propuesto un modelo que explique el conjunto de estas características peculiares. A este respecto, el problema principal lo constituye la falta de un conocimiento geológico integral de todo el arco.

Para entender mejor la evolución de la FVTM, se propuso como parte de esta tesis la elaboración del 1er Sistema de Información Geográfica (SIG) con enfoque geológico del arco volcánico. En el desarrollo de esta tesis se llegó a cubrir la mitad occidental de la FVTM (hasta la Longitud  $-101^\circ$  Oeste) (Fig. 1). La información contenida en el SIG, incluye cartografía geológica (34 diferentes unidades geológicas) recopilada de diferentes fuentes y digitalizada a escala 1:250,000 y 1:50,000, usando como base los mapas topográficos del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). Asimismo, se han recopilado todos los datos geocronológicos y geoquímicos disponibles para esta región. Todos los elementos de la cartografía son georeferenciados por el SIG, que permite su despliegue selectivo y la visualización de patrones de evolución del vulcanismo.



El presente trabajo es una integración de toda la información geológica, geoquímica y geocronológica disponible en la literatura geológica, que podrá en el futuro ser analizado en un sistema más completo y accesible a cualquier usuario. Mediante el SIG es posible obtener una amplia visión en el estudio e interpretación de los datos, así como una capacidad de análisis de la información más rápida, sencilla y eficiente para complementar la investigación en el área de Ciencias de la Tierra.

## **II. GENERALIDADES**

### **II.1 OBJETIVO**

El principal propósito de este trabajo es utilizar la base de datos geoquímicos y geocronológicos, así como la cartografía geológica, para analizar las variaciones composicionales y la tasa de efusión volcánica de la FVTM a través del tiempo y del espacio, utilizando el SIG.

La información obtenida se emplea para entender la relación entre las características químicas, el volumen de los magmas y la dinámica convergente del margen Pacífico de la región. En particular, se trata de observar si existe una relación entre estos parámetros y la edad, inclinación, dirección y tasa de convergencia, de las placas Rivera y Cocos que subducen por debajo de la parte occidental de la FVTM.

Finalmente se compara el caso mexicano con la situación de otros arcos volcánicos continentales de características similares.

Posteriormente, se tendrá la disponibilidad y el acceso a la información integrada en este trabajo, para la consulta de múltiples usuarios.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## II.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

EL área de estudio abarca una región desde la costa Pacífica (long.  $105^{\circ} 30'$ ) hasta la zona centro de Michoacán-Guanajuato (long.  $101^{\circ}W$ ) (Fig. 1), formando parte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana occidental y central (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1986). El estudio comprende 7 cartas topográficas escala 1:250,000 de INEGI siendo estas: F13-8 "Tepic" (1987), F13-11 "Pto. Vallarta" (1991), F13-9 "Aguascalientes" (1991), F13-12 "Guadalajara" (1992), E13-3 "Colima" (1991), F14-10 "Querétaro" y E14-1 "Morelia". Es una amplia región, en donde se logra distinguir las dos provincias volcánicas abarcando la zona sur de la Sierra Madre Occidental y el occidente y centro de la FVTM, así como el basamento localizado en el Bloque Jalisco (BJ). De toda esta área, el trabajo se enfoca a visualizar la zona que abarca la FVTM tomando en cuenta el estilo, edad y geoquímica del vulcanismo de estas zonas.

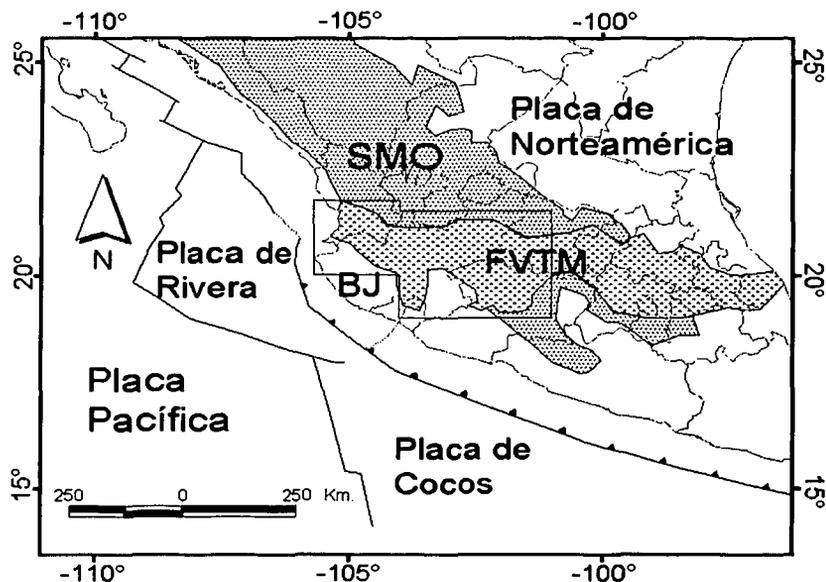


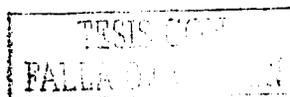
Figura 1. Localización del área de estudio en la FVTM (Faja Volcánica Trans-Mexicana), SMO (Sierra Madre Occidental) y BJ (Bloque de Jalisco).

## II.3 METODOLOGÍA

El Sistema de Información Geográfica (SIG) utilizado como herramienta principal para este trabajo de tesis, es el software Arc View v. 3.2 de la empresa ESRI. Con este sistema se recopiló la cartografía geológica que consta de 34 unidades cronoestratigráficas, 1136 análisis geoquímicos y 282 datos geocronológicos de la región centro-occidental de la FVTM. La geología, geoquímica y geocronología fueron colocados como temas de tipo gráfico (polígonos, líneas y puntos) y cada tema se define por medio de una tabla de atributos describiendo lo más relevante. Toda la información se encuentra georeferenciada y se despliega en vistas que pueden contener uno o más temas.

### ETAPA 1. Empleo y manejo del SIG.

- El primer paso lo constituyó la compilación, elaboración y la digitalización de una cartografía geológico-regional extendiendo la que proponen Ferrari *et al.* (2000) para la parte noroccidental de la FVTM a la parte central de esta provincia magmática, así como las áreas colindantes al norte y sur. En su elaboración, se emplearon mapas geológicos escala 1:250,000 elaborados para el Consejo de Recursos Minerales por el Dr. José Rosas Elguera (hoja Colima y Guadalajara) y los levantamientos geológicos originales a escala 1:50,000 del Dr. Ferrari que sirvieron para la publicación del mapa geológico regional de Pasquaré *et al.* (1991). Adicionalmente se utilizó la información cartográfica contenida en Castillo y Romero (1991) para la región de los Altos de Jalisco.
- En segundo lugar se elaboró una base de datos geocronológicos (282) y geoquímicos (1136) disponibles para la región de estudio. Para cada muestra se recabaron las coordenadas geográficas de los trabajos originales. En algunos casos se tuvo que reportar la ubicación de las muestras en mapas topográficos de INEGI, desde croquis o figuras incluidas en los artículos, ya que los autores no proporcionaban las coordenadas en su trabajo. Además, se estimó la edad de las muestras asignando a cada análisis químico un rango de tiempo probable. Lo anterior fue deducido en base a la posición estratigráfica de la muestra, la cartografía geológica y las edades isotópicas disponibles previamente recopiladas. Los rangos de edades utilizados fueron: 1) Plioceno-Cuaternario (0-5 Ma) y 2) Mioceno tardío (5.1-11 Ma). Estos edades se establecieron para observar cambios importantes en el vulcanismo durante estos dos períodos de tiempo.



- Por último, se realizó una revisión de la información contenida en el SIG para que tuviera consistencia interna. Se revisó, por ejemplo, si la edad de las muestras fechadas correspondía con la edad de las unidades geológicas en donde se ubicaban. En caso de no ser así, se revisaban las coordenadas o el límite del polígono. Un control análogo se hizo con los datos geoquímicos.

## ETAPA 2. Integración de la Información

Se prosiguió con la separación de la base de datos geoquímicos en dos grupos: uno para las rocas volcánicas relacionadas a la placa de Rivera y otra para la placa de Cocos. Esta división sobre el continente, se trazó pasando por el Graben de Colima, ya que existe una estrecha relación entre las fuerzas de la tectónica de placas (Rivera y Cocos) y la deformación continental en él graben, así como también por el paralelismo que existe entre la subducción Rivera-Cocos y la neotectónica presente en límite oriental (Graben de Colima) del Bloque de Jalisco (BJ) (Rosas-Elguera *et al.*1996). Igualmente DeMets y Stein (1990) mencionan que la deformación en él límite oriental del BJ y el mismo Graben de Colima son respuesta de la subducción oblicua de las placas Rivera-Cocos en el occidente de México. Lo anterior con el fin de separar los datos de las placas de Rivera y Cocos, y así, poder examinar el comportamiento del vulcanismo generado por cada placa.

## ETAPA 3. Cálculo de volúmenes y tasa de efusión

- Posteriormente se calcularon los volúmenes de las unidades volcánicas. Esto se hizo considerando el área (calculada automáticamente por el SIG) y estimando el espesor con base en las observaciones de campo reportadas por los autores y en datos de perforación en pozos (cuando eran disponibles), y por medio de cálculos en secciones geológicas en el caso de las unidades con grandes variaciones laterales.
- Con la información del punto anterior se utilizó el volumen respecto con los periodos de tiempo: 1) Plioc. tardío-Cuaternario (0-3 Ma), 2) Plioc. temprano (3.1-5 Ma), 3) Mioc. tardío (5.1-7.5 Ma) y 4) Última fase del Mioc. tardío (7.6-11 Ma). Estas edades se asignan de acuerdo a las fases del vulcanismo de la FVTM.



#### ETAPA 4. Gráficas y Mapas

- Se analizaron las variaciones temporales con respecto al volumen estimado por áreas y se compararon con la tasa de convergencia de las placas Rivera y Cocos, y con el espesor de la corteza. Se analizó también la variación con respecto a la distancia de la trinchera.
- Asimismo se analizó la distribución espacial del contenido de SiO<sub>2</sub> y del número de Mg, las relaciones de elementos trazas con características de zonas de subducción (p.ej. Ba/Nb), así como la distribución geográfica de las rocas alcalinas con firma geoquímica de OIB y las rocas con características adakíticas en diferentes períodos de tiempo.

#### II.4 TRABAJOS PREVIOS

Existe una amplia literatura acerca de la FVTM, tanto de estudios geológicos como geoquímicos. Por lo que respecta a la cartografía geológica en el sector central, dentro de los estados de Michoacán y Guanajuato, existe el trabajo realizado por Pasquaré *et al.* (1991) (que abarca también parte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, CVMG). Otro trabajo cartográfico es el Mapa Geológico del estado de Michoacán (Garduño-Monroy *et al.*, 1999). Ferrari *et al.* (2000b) presentan una cartografía regional y un resumen de la estratigrafía del occidente de la FVTM. Por otro lado la geología de la región de Guadalajara ha sido resumida por Rosas-Elguera *et al.* (1997). También existen varios trabajos sobre la geología de los volcanes y calderas mayores localizados en el Sector Occidental de la FVTM, los cuales se mencionaran mas adelante.

Entre los trabajos de alcance regional sobre la FVTM, destaca el de Ferrari *et al.* (1999) quienes documentan la migración del vulcanismo en el espacio y en el tiempo desde Sierra Madre Occidental a FVTM. En este trabajo se muestra que el magmatismo de arco ha sufrido una reorientación progresiva de una dirección NNO-SSE a una casi E-O.

Otros estudios regionales son los de Demant (1979, 1981), Nieto-Obregón *et al.* (1985), Nixon, *et al.* (1987), Richter *et al.* (1995), Ferrari *et al.* (1997), Ferrari y Rosas-Elguera, (2000) y Suter *et al.* (2001) que proporcionan información geocronológica, geoquímica y estructural sobre diferentes áreas de la FVTM occidental y central.



De los trabajos regionales arriba mencionados se añaden muchos otros de detalle mas local que permiten definir la geología de la FVTM. De oriente a occidente, la geología de la región estudiada, comienza en la Longitud  $-101^{\circ}$  con el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) estudiados por Hasenaka y Carmichael (1985, 1987), Ban *et al.* (1994) y Hasenaka *et al.* (1994). El CVMG está formado por estructuras de conos monogenéticos, domos, cráteres freatomagmáticos y pequeños volcanes-escudo de edad Plioceno superior al Presente, que cubren un basamento de edad Mioceno expuesto principalmente en la región de Morelia. Al norte del CVMG se encuentra la gran meseta volcánica basáltica de Los Altos de Jalisco, emplazada entre 10 y 9 Ma (Ferrari *et al.*, 2000a), que localmente se interdigita con complejos de domos riolíticos de la misma edad.

Al sur-occidente del CVMG se encuentra, el Complejo Volcánico de Colima (Volcán Cántaro, Volcán Fuego de Colima y Nevado de Colima) (Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1982; Robin *et al.* 1991). El Complejo Volcánico de Colima está emplazado en el rift de Colima, una estructura extensional Plio-Cuaternaria que separa el bloque de Michoacán del bloque Jalisco (Allan, 1986, Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Al interior del bloque Jalisco se encuentran esencialmente conos monogenéticos y algunos volcanes-escudo de pequeñas dimensiones, agrupados en los campos de Los Volcanes (Wallace y Carmichael, 1989, 1992), San Sebastián (Lange y Carmichael, 1991), Mascota (Carmichael *et al.* 1996; Lange y Carmichael, 1990), Ayutla y Tapalpa (Righter y Rosas-Elguera, 2001). En cambio, en la parte noroccidental de la FVTM, emplazada sobre la frontera entre bloque Jalisco y Sierra Madre Occidental, se encuentran volcanes poligenéticos como el Volcán de Tequila (Wallace y Carmichael, 1994), Volcán Ceboruco y Volcán San Pedro (Petroni, 1999 y Petroni *et al.* 2001), Volcán Tepeltitic, Volcán Sangangüey (Nelson y Livieres, 1986), Volcán Las Navajas (Nelson y Hegre, 1990), Volcán San Juan (Luhr, 2000) y la caldera de La Primavera (Mahood, 1981; Mahood y Halliday, 1988).

Todos estos centros volcánicos son de edad Cuaternaria. La actividad anterior está constituida esencialmente por grandes complejos riolíticos y dacíticos emplazados desde 7 Ma (Gilbert *et al.*, 1985; Rossotti *et al.*, 2002) y por coladas fisurales de basaltos emplazadas en la región de Tepic-Ceboruco y al norte de Guadalajara desde 11 a 9 Ma (Watkins *et al.*, 1971; Moore *et al.*, 1994, Ferrari *et al.*, 2000a). Este último evento de volcanismo máfico se relaciona con las mesetas de los Altos de Jalisco.



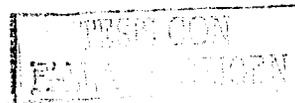
Las rocas de la FVTM presentan una gran variedad geoquímica y petrológica de las rocas. En el sector occidental se presentan pequeñas cantidades de rocas con firma geoquímica típica de ambiente intraplaca, con características similares a los OIB (Ocean Island Basalts). Estas son rocas alcalinas que muestran relaciones bajas de Elementos de Largo Radio Iónico versus Elementos de Alta Fuerza de Campo (LILE/HFSE) (por sus siglas en inglés) y que suelen ser poco comunes en arco volcánicos. Rocas de tipo OIB se presentan en todo el sector noroccidental de la FVTM, estas se encuentran emplazadas en la parte mas lejana de la trinchera (Ferrari *et al.*, 2000b). Con base en la presencia de estas rocas algunos autores han postulado la existencia de una pluma del manto por debajo de la FVTM (Moore *et al.*, 1994; Márquez *et al.*, 1999). Particularmente, Márquez *et al.* (1999) proponen el desarrollo y la propagación de un "rift" de oeste a este en respuesta de una pluma del manto desde el Mioceno al reciente. Este modelo fue criticado por Ferrari y Rosas Elguera (2000) por ser inconsistente con la evolución geológica y tectónica de la FVTM. En trabajos mas recientes el grupo liderado por S. P. Verma (Sheth *et al.*, 2000, Verma 2002) niegan que la FVTM sea originada tanto por subducción como por una pluma del manto. Estos autores asocian la geoquímica del vulcanismo a un modelo de "rifting", que induciría la fusión del manto durante el ascenso de un manto heterogéneo con erupción de magmas con escasa firma de subducción.

Alternativamente, con base en estudios geológicos y petrológicos y la evolución tectónica de las placas oceánicas del Pacífico, Ferrari *et al.* (2001) mencionan que las rocas OIB no están necesariamente ligadas ni a una pluma ni a un sistema de rifting continental, sino que están asociadas a la disminución en la variedad de convergencia entre la Placa Rivera y Norteamérica durante el Mioceno tardío al Plioceno temprano, lo cual ocasionó el hundimiento y retroceso del slab, y el flujo lateral de pequeñas cantidades de manto astenosférico enriquecido en la cuña del manto. Este mecanismo podría ocasionar vetas rellenas de un manto enriquecido que al fundirse por descompresión, puede ser capaz de producir basaltos tipo OIB.

Este mecanismo ha sido inferido también en un estudio sobre el arco de las Cascadas por Reiners *et al.* (2000) quienes recalcan que la firma geoquímica de elementos traza dentro de los OIB no indica rigurosamente la presencia de una pluma del manto, sino simplemente bajo grados de fusión parcial de un manto composicionalmente homogéneo.



El marco geodinámico de la región, la cinemática y la geometría de las placas Rivera y Cocos que subducen bajo Norteamérica ha sido estudiado por DeMets y Stein (1990), Pardo y Suárez, (1993,1995) y DeMets y Traylen (2000). En el caso de la tectónica en la región, se tienen varios trabajos sobre el desarrollo de la FVTM occidental, así como de los grabens de Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima y de zonas cercanas (Allan, 1986; Ferrari *et al.* 2000a, Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Garduño-Monroy *et al.* 1993; Rodríguez-Castañeda y Rodríguez-Torres, 1992). Igualmente, se presentan estudios acerca del límite del Bloque de Jalisco en relación con la tectónica del occidente de México (Ferrari, 1995; Ferrari *et al.* 1994; Ferrari *et al.* 2000b; Rosas-Elguera *et al.* 1993; Rosas-Elguera *et al.* 1996; Schaaf *et al.* 1995; Stock, 1993).



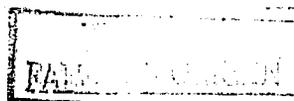
### III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La FVTM es un arco volcánico continental (Pasquaré *et al.* 1988; Wallace y Carmichael, 1989), relacionado con la subducción de las Placas de Rivera y Cocos (Pardo y Suárez, 1995) (Fig. 1). Las rocas de la FVTM (desde Nayarit hasta Veracruz) se caracterizan por tener una amplia variedad de composiciones. La cartografía geológica elaborada durante este estudio en la región occidental-central de la FVTM muestra una complejidad de estructuras, debido a que el mapa abarca también las provincias de la Sierra Madre Occidental (SMO) y el Bloque de Jalisco (BJ); cada uno de ellos presenta características propias que lo definen en unidades geológicas, edad, composición geoquímica e historia tectónica diferente.

A nivel regional la estratigrafía consta de un basamento Cordillerano constituido por batolitos, secuencias volcano-sedimentarias y complejos metamórficos de edad Mesozoica que pertenecen al Terreno tectono-estratigráfico Guerrero (Campa y Coney, 1983; Centeno-Gracia *et al.* 1993). Sobreyacen al basamento dos secuencias volcánicas con diferente composición y edad. La primera secuencia consta de una sucesión volcánica esencialmente silícica de edad Oligoceno al Mioceno inferior que pertenece a la SMO. La segunda secuencia pertenece a la FVTM (Mioceno medio al Cuaternario) (Ferrari *et al.* 2000b). Para establecer una columna estratigráfica general, se agruparon unidades geológicas que tuvieran en común la edad, litología y estilo volcánico, en este orden. A continuación se describe brevemente cada una de estas secuencias.

#### III.1. BLOQUE JALISCO (BJ)

El BJ pertenece a un terreno tectono-estratigráfico, cuya edad varía desde el Cretácico tardío al Terciario temprano (Ferrari *et al.* 2000b). Consta de rocas volcánicas, depósitos volcanoclásticos, y secuencias sedimentarias marinas, intrusionados o subyacido por rocas de composición granítica a tonalítica (p. ej. el batolito de Puerto Vallarta y el intrusivo de Manzanillo) (Schaaf *et al.* 1995). Estas rocas presentan plegamiento, fallamiento y, a veces, un metamorfismo de bajo grado presumiblemente relacionado con la Orogenia Laramide (Ferrari *et al.* 2000b). El espesor promedio de la corteza para el BJ es de ~38 km y gradualmente aumenta hacia el este hasta 44 km (Bandy *et al.* 1999).



El basamento del BJ se compone principalmente de rocas plutónicas (granitos, granodioritas hasta tonalitas), que en conjunto constituyen el llamado Batolito de Pto. Vallarta (Ferrari *et al.* 2000b). Se trata de intrusiones originados en un ambiente de arco y cuya edad varia entre ~ 60 y 100 Ma (Schaaf *et al.* 1995). Dentro del BJ también afloran secuencias de rocas sedimentarias presentando un metamorfismo de bajo grado (Allan, 1986; Lange y Carmichael, 1991; Rigther *et al.* 1995; Wallace y Carmichael, 1989). Estas rocas tienen una edad de 45 a 115 Ma (Lange y Carmichael, 1991). En toda la parte norte del BJ afloran ignimbritas silíceas con edades de 60 a 80 Ma (Lange y Carmichael, 1991; Rigther *et al.* 1995; Wallace y Carmichael, 1989; Rosas-Elguera *et al.*, 1997), que son parcialmente contemporáneas con el plutonismo.

En la actualidad, el BJ está subducido por la Placa Rivera (Fig. 2) y está limitado por las fosas tectónicas conocidas como el rift Tepic-Zacoalco y el rift de Colima (Fig. 3) (Allan, 1986; Bourgois y Michaud, 1991; Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Ferrari y Rosas, 2000). Estos límites tectónicos se desarrollaron desde el Mioceno tardío, reactivando estructuras que se originaron durante el Pre-Neogéno debido al levantamiento del Batolito de Vallarta. Durante el Mioceno medio-tardío se comienza a formar el rift Tepic-Zacoalco lo cual se relaciona con la apertura del Golfo de California (Ferrari, 1995). El rift de Colima en cambio, se comienza a formar en el Plioceno temprano. Desde 5 Ma estos límites se reactivan con un fallamiento extensional controlado por la deformación intraplaca, el cual es el resultado de las fuerzas aplicadas en los límites de placas (Rosas-Elguera *et al.* 1996).

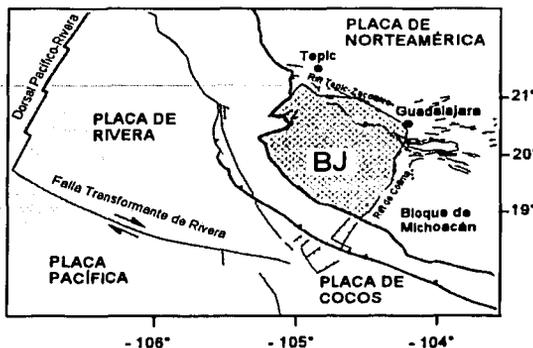
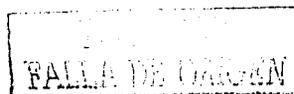


Figura 2. Geodinámica del Occidente de México (tomada de Rosas-Elguera *et al.* 1996)



### III.1.1. Rift Tepic-Zacoalco (RTZ)

Por lo que respecta al Rift Tepic-Zacoalco, Ferrari y Rosas-Elguera (2000) definen a este rift como un sistema de fallas desarrollado durante el Mioceno tardío (12-9Ma), Plioceno temprano (5.5-3.5Ma) y, en menor medida, en el Plioceno tardío-Cuaternario. Estos autores agrupan al RTZ en 3 sectores, de acuerdo a la cinemática y edad de deformación a lo largo del rift con mapeos geológicos y estructurales, integrados con datos estratigráficos provenientes de perforación profunda para fines geotérmicos.

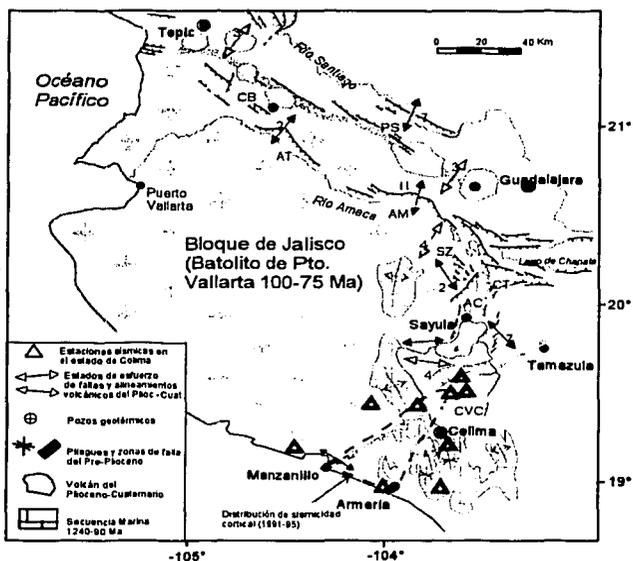


Figura 3. Mapa tectónico con los límites del BJ. Estructuras extensionales mencionadas en texto: CB (Ceboruco), PS (Plan de Barrancas-Santa Rosa), AT (Amatlán de Cañas), AM (Ameca), SZ (San Marcos-Zacoalco), AC (Amacueca), CT (Citala). CVC (Complejo Volcánico de Colima). (Modificado de Rosas-Elguera *et al.* 1996).

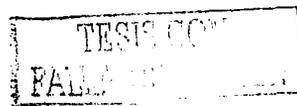
1) El primer sector ubicado al NW del BJ pertenece a la *Provincia extensional del Golfo* que se relaciona con el llamado proto-Golfo (Gastil *et al.* 1979). Este sector se compone del sistema de fallas normales llamado Pochotitán con una orientación NNW. Estas fallas cortan depósitos volcánicos de la Sierra Madre Occidental (SMO).

2) El segundo sector se ubica en la parte central del rift, y se le define como *Sistemas de fallas a lo largo del límite SMO y BJ*. Este sistema es ubicado entre los poblados de Compostela, Nay. y Santa Rosa, Jal. Estas estructuras se localizan en una antigua zona de deformación, las fallas presentan arreglos de grabens en "echelon" con orientaciones de WNW-ESE de fallamiento normal. El sector se compone de dos estructuras a) Graben Compostela-Ceboruco (NW) y b) Graben Plan de Barrancas-Santa Rosa (SE).

El *graben Compostela-Ceboruco* se divide a su vez en 3 segmentos a) Graben Compostela, b) Depresión San Pedro y c) Graben asimétrico Ceboruco. Las fallas localizadas en este segmento afectan a rocas riolíticas con edades de  $4.6 \pm 0.2$  Ma (al oriente de Sta. María del Oro, Nay.) (Gastil *et al.* 1979). De igual manera Ferrari y Rosas-Elguera (2000) a estas riolitas les dan una edad del Mioc. tardío-Plioceno temprano. Las rocas que cubren a estas fallas tienen edades del Plioc. tardío-Cuaternario. Por lo anterior, se considera que el fallamiento fue activo durante el Plioceno temprano (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

Hacia el SE del TZR se sitúa el *graben Plan de Barrancas-Santa Rosa*. La activación de este segmento del TZR es durante el Plioceno temprano y posteriormente presenta una reactivación en menor grado en el Plioceno tardío al Cuaternario.

El límite entre el BJ y SMO está en gran parte cubierto por rocas Mioceno tardío-Cuaternario de la FVTM; sin embargo, se define por medio de evidencias geológicas en superficie y datos de pozos profundos. Los afloramientos de rocas del BJ más septentrionales, son flujos de cenizas y granitos con edades de Cretácico-Paleogéno al sur de los volcanes San Juan y Ceboruco (Horst de El Guamuchil) y Tequila (Horst de Ameca), mientras que al norte de estos volcanes se encuentran ya rocas de la SMO. Además en la localidad de Plan de Barrancas se puede observar directamente el contacto tectónico entre BJ y las ignimbritas de la SMO. Finalmente, el BJ se pudo identificar en profundidad por medio de perforaciones geotérmicas al sur de los volcanes San Juan, Tepeltitic, Ceboruco y La Primavera. Por lo anterior, Ferrari *et al.* (2000b) colocan este límite en forma de zig-zag bajo los volcanes San Juan, Tepeltitic, Ceboruco y Tequila.



El tercer y último sector del RTZ se ubica al interior del BJ cerca de su límite norte. Esta tercera parte del rift se define por 3 semi-grabens: Amatlán de Cañas, Zacoalco y Ameca. El bloque de piso de los semi-grabens se compone de rocas graníticas afectadas por fallas normales que hundan al SSW. Dentro del semi-graben de Amatlán de Cañas existen rocas volcánicas alcalinas y calcoalcalinas de edad Plioceno-Cuaternario (Righter y Carmichael, 1992; Righter *et al.*, 1995). Estas rocas volcánicas yacen sobre un conglomerado de composición granítica indicando que en el Plioceno los grabens tuvieron su mayor desarrollo de extensión (Rosas-Elguera *et al.*, 1996).

### *III.1.2 Rift de Colima*

El Rift de Colima es considerado el límite oriental del BJ (Rosas-Elguera *et al.*, 1996) y coincide en proyección con el límite de placas Rivera-Cocos (Allan, 1986). Esta estructura se ha estado desarrollando desde el Plioceno con una edad hasta el Pleistoceno (Allan, 1986). Rosas-Elguera *et al.* (1996) dividen a este rift en dos sectores (norte y sur del rift de Colima) separados por el Complejo Volcánico de Colima (CVC).

- 1) Rift de Colima Norte.** Se compone de una parte con dirección NE (graben de Amacueca) y otra con dirección a N-S (graben de Sayula). En el rift aflora una secuencia Cretácica de granodioritas (69 Ma, Allan, 1986), brechas volcánicas, conglomerados, lutitas y calizas. En el Mioceno tardío-Plioceno comenzó vulcanismo caracterizado por rocas de composición calcoalcalina y alcalina que se encuentran en discordancia con las rocas del Cretácico. La extensión en esta zona comenzó en el Plioceno y se relaciona con el emplazamiento de las rocas alcalinas entre 4.1 y 4.6 Ma (Allan, 1986), ya que generalmente son la manifestación de un proceso de rifting.
- 2) Rift de Colima Sur.** Esta zona se compone de una amplia depresión topográfica. En esta depresión se encuentran secuencias sedimentarias, intrusivos de silícicos a intermedios y rocas volcánicas del Cretácico, las cuales son cubiertas por aluvión y detritos volcánicos del Plioceno-Pleistoceno (Sloan, 1989). De acuerdo a observaciones geológicas y geofísicas Serpa *et al.* (1992) afirman que en el llamado rift de Colima sur no hay evidencias de fallamiento normal Plio-Cuaternario y que mas bien existe una deformación compresiva y transpresiva del Terciario temprano. Rosas-Elguera *et al.* (1996) a su vez proponen que el verdadero limite geotectónico del BJ no pasaría por el rift de Colima sur sino que estaría

constituido por una zona de falla de dirección NE-SO, llamada falla de Tamazula, que pasaría por el Volcán Colima para llegar hasta Manzanillo. Estos autores citan como evidencias de esta estructura: 1) fallas normales que afectan el flanco NE del Volcán Nevado de Colima y se prolongan hacia el SW del cráter del Volcán de Colima; 2) la apertura de una caldera hacia el NE del Nevado de Colima; 3) pequeñas fallas normales con dirección NE que afectan a depósitos volcánicos en la ladera SO del Volcán de Colima (Garduño *et al.*, 1996); 4) afloramientos del Cuaternario afectadas por fallas normales localizados por Sloan (1989) (en Rosas-Elguera *et al.* 1996) al SO de la Cd. de Colima y 5) fallas de dirección 30°-50° en la Bahía de Manzanillo que se reactivaron después del terremoto ocurrido el 9 de octubre de 1999 (Garduño *et al.*, 1996).

### III.2 PROVINCIA SIERRA MADRE OCCIDENTAL (SMO)

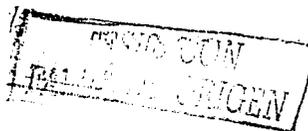
La SMO es una extensa provincia volcánica de composición silícica que varía en edad desde el Oligoceno medio al Mioceno temprano (McDowell y Ketzer, 1977; Ferrari *et al.*, 2002) y se originó por la subducción de la Placa Farallón debajo de Norteamérica. Esta provincia está dominada por ignimbritas y lavas riolíticas y, en menor medida, lavas basálticas. De acuerdo a algunos autores este volcanismo estaría originado por la cristalización fraccionada de un magma basáltico del manto producto de la subducción (Johnson, 1991; Wark, 1991). Por otro lado Ruiz, *et al.* (1988, 1990) se inclinan por una génesis por fusión parcial de la corteza continental. La parte sur de esta provincia volcánica, desde Nayarit hasta el norte de Guadalajara, está comprendida en este trabajo. El rango de espesor asignado a esta provincia en su parte sur es de 40-42 km (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

El reconocimiento geológico de la SMO incluida en el mapa está basado en los trabajos de Nieto-Obregón *et al.* (1981, 1985), Nieto-Samaniego *et al.* (1999) y Rossotti *et al.* (2002). Por debajo de la cubierta ignimbrítica existe una secuencia volcanoplutónica de edad Eocénica (Aguirre y McDowell, 1991) y un basamento constituido de intrusiones granodioríticas y cuarzo monzónicas de edad Laramídica (McDowell y Keitzer, 1977; Clark *et al.* 1981). El extenso vulcanismo de la SMO ocurrió en un lapso de tiempo corto, entre 32 y 28 Ma (Oligoceno temprano) (Aranda-Gómez *et al.* 2000). Este vulcanismo se fue desplazando hacia el occidente y en el Mioceno temprano ocurrió otro pulso ignimbrítico mayor en toda la parte sur de la SMO (Ferrari *et al.*, 2002).

En el área sur de la SMO, en la región del Río Santiago (Nayarit y Jalisco) donde afloran cuerpos aislados de intrusivos graníticos a dioríticos de edad Oligoceno a Mioceno temprano, que parecen ser el basamento de esta provincia. Nieto-Obregón *et al.* (1985) reporta estos intrusivos al norte de Tequila, obteniendo una edad de 26-24 Ma. Sobre esta unidad de intrusiones se sobrepone el grupo volcánico del Oligoceno, el cual se compone de una secuencia ignimbrítico riolítica, depósitos volcano-sedimentarios y andesitas. El grupo volcánico del Mioceno se compone de rocas volcánicas silíceas y de andesitas basálticas (21-17 Ma) (Nieto-Obregón *et al.* 1985; Moore *et al.* 1994; Nieto-Samaniego *et al.* 1999). Los flujos de composición basáltica-andesítica con edades de 21.9 y 21.6 Ma se localizan en zonas cercanas a Teúl (Moore, *et al.* 1994; Rossotti *et al.* 2002). Por último, Nieto-Obregón *et al.* (1985) reportan secuencias de flujos de cenizas con edades de 10 a 5 Ma, en donde mencionan que esta secuencia podría ser el inicio del vulcanismo de la FVTM.

La parte sur de la SMO presenta grandes fosas tectónicas, que según Nieto-Samaniego *et al.* (1999) y Ferrari *et al.* (2002) se deben a una deformación extensional que se presentó durante el Oligoceno y Mioceno temprano. En el extremo sur de la SMO las ignimbritas presentan deformación y plegamiento (Nieto-Obregón *et al.* 1981). Ferrari (1995) y Ferrari *et al.* (2002) interpretan esta deformación como el producto de una transpresión izquierda entre el bloque de Jalisco y la SMO durante el Mioceno medio en la víspera del cese de la subducción de los últimos remanentes de la placa farallón (microplaca Magdalena).

En particular Ferrari (1995) menciona que los pliegues transpresionales afectan a tobas, riolitas e ignimbritas ubicadas con edades de 16.9 Ma y 13.6 Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1981, 1985).



### III.3 PROVINCIA DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA (FVTM)

La FVTM comprende de una secuencia volcánica con una amplia variación en su composición química. En el sector occidental, el arco volcánico se sobrepone en la parte norte del Bloque de Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El volcanismo emplazado al sur de la SMO se observa de tipo bimodal, con estructuras de estratovolcanes, domos dacíticos y conos monogenéticos basálticos, mientras que el emplazamiento dentro del BJ el volcanismo de la FVTM presenta un comportamiento de tipo monogenético en composición basáltica. Hacia la zona central, abarcando desde el graben de Colima hacia el oriente, el volcanismo está conformado principalmente en conos monogenéticos (con la excepción del Tancitaro), dominando las composiciones intermedias.

Las primeras manifestaciones del vulcanismo en la FVTM comienzan en el Mioceno medio con la presencia de lavas andesíticas, aflorando discontinuamente al sur del sector central (en la zona de Morelia). A principios del Mioceno tardío (11-7.5 Ma) existe el emplazamiento de extensas mesetas basálticas coronadas por volcanes escudo y, en ocasiones por estratovolcanes. Estas mesetas se localizan en toda la parte norte del arco volcánico. En la última fase del Mioceno tardío (7-5 Ma) el vulcanismo cambia de composición hacia riolitas. Un nuevo pulso magmático ocurre durante el Plioceno temprano, originando emplazamientos de domos e ignimbritas, y de basaltos con afinidad intraplaca ubicados en el sector occidental. En el Plioceno tardío disminuye la tasa de efusión del vulcanismo aumentando hacia el Cuaternario; en este último período se forman los grandes estratovolcanes del arco volcánico.

Desde el Mioceno tardío el frente volcánico ha migrado hacia la trinchera (Delgado-Granados *et al.* 1995). En la figura 4 se observa que el vulcanismo mas antiguo (Mioceno medio y tardío) se localiza atrás del arco (con excepción en los alrededores de Tepic), mientras que en el Plioceno y Cuaternario se localizan mas cercanos a la trinchera. La migración es más evidente en el sector occidental y es menos clara hacia el oriente. Los datos colocados en la figura 4 están en función de datos publicados a la fecha



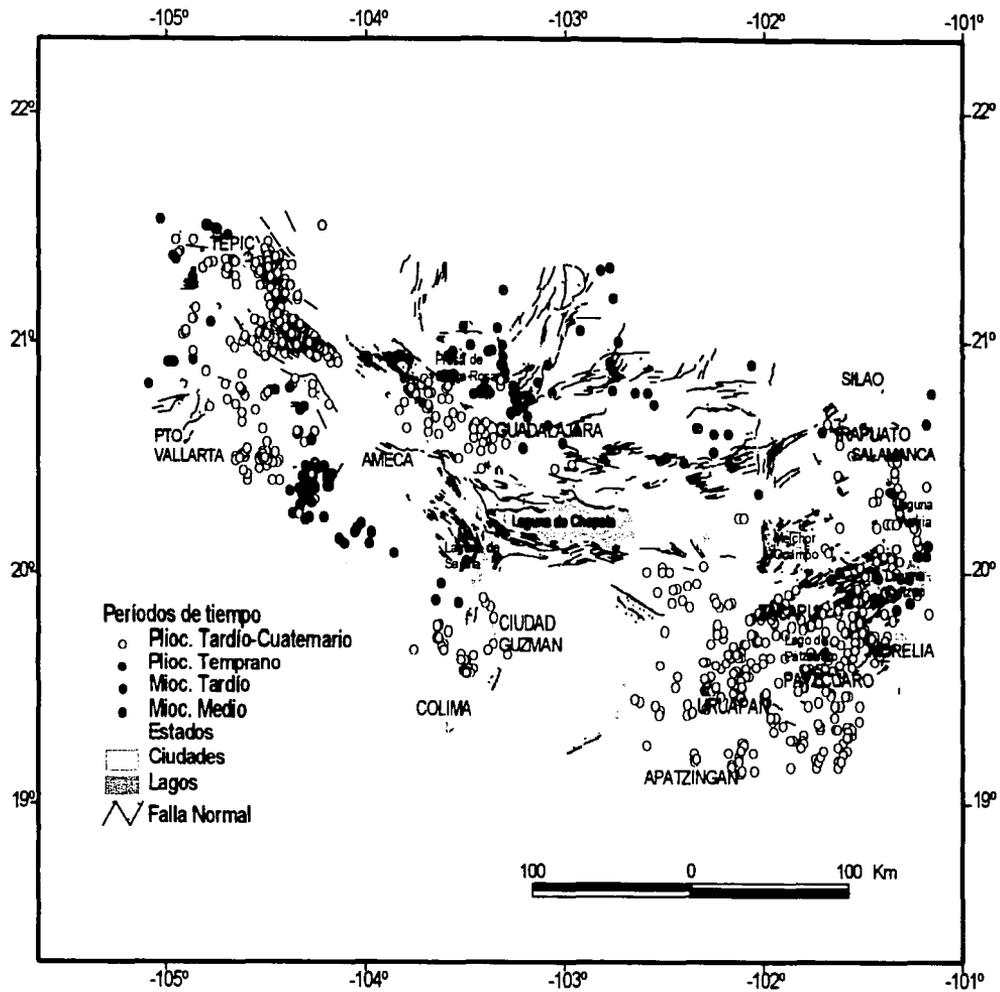


Figura 4. Mapa de edades isotópicas divididas en periodos de tiempo.

A lo largo de la FVTM existen fosas tectónicas que se encuentran distribuidas en el sector occidental y central. Dentro del sector occidental se encuentran los rifts denominados Tepic-Zacoalco y Colima (Luhr *et al.* 1985) descritos anteriormente en este capítulo, los cuales limitan al Bloque Jalisco (BJ) (Fig. 2). Dentro de estas fosas tectónicas se encuentran emplazadas lavas alcalinas con edades Plioceno-Cuaternario junto con la presencia de lavas calcoalcalinas (Allan, 1986) que dominan en la región.

El fallamiento dentro del sector central de la FVTM (Fig. 5) se concentra en la Zona de Fractura Chapala-Tula (ZFCT) (Johnson y Harrison, 1990) que empieza con el graben de Chapala, denominado como una estructura intra-arco en dirección E-W. La amplia zona de deformación del rift de Chapala esta limitada al sur por una meseta erosionada y disectada de conos monogénéticos del Plioceno-Pleistoceno. Al norte del rift se localiza la meseta de los Altos de Jalisco. Esta última está afectada por varios sistemas de fallas con la misma dirección E-W. La amplia zona de deformación que comprende la meseta sur del graben llega hasta el suroeste del CVMG (Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato) (Johnson y Harrison, 1990). Las fallas dentro del CVMG son menos visibles debido a la cubierta del vulcanismo reciente. Inmediatamente al norte del CVMG se localiza el graben de Penjamillo, caracterizado por fallas normales de dirección N-S. El fallamiento E-W continúa hacia las regiones de Zacapú a Cuitzeo donde las fallas llegan a ser de edad Cuaternaria (Suter *et al.* 2001). Suter *et al.* (2001) comentan que el fallamiento en esta región comenzó poco antes de 3.6 Ma en el graben de Cuitzeo.



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

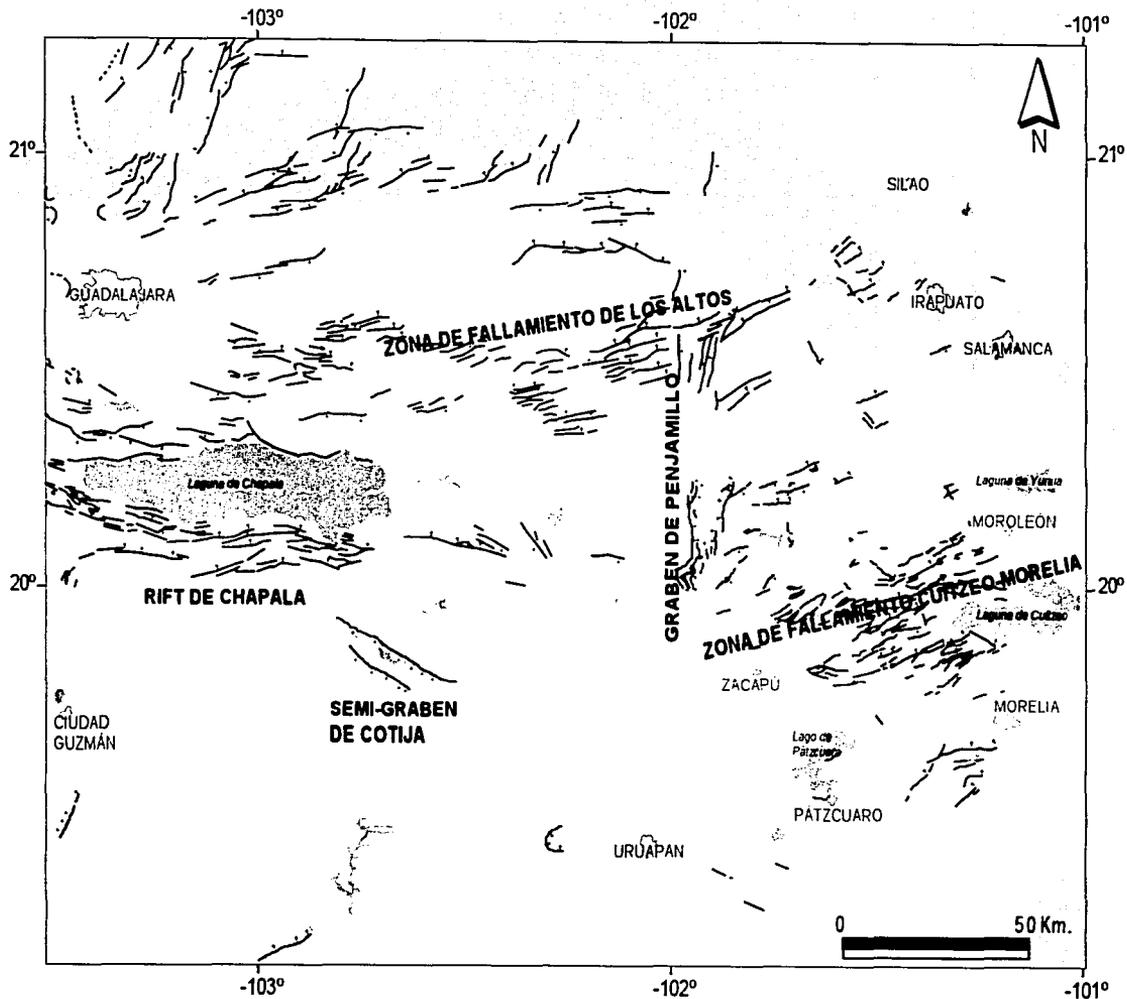


Figura 5. Mapa tectónico-regional con los principales fallamientos del sector central de la FVTM.

## **IV. PROCESOS FUNDAMENTALES EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN Y RELACIONES ENTRE SUBDUCCIÓN Y MAGMATISMO**

### **IV.1 INTRODUCCIÓN**

El complejo comportamiento de un arco volcánico esta íntimamente relacionado con el proceso de la subducción. De manera general se puede resumir esta relación de la siguiente forma. El acoplamiento entre las placas se presenta a profundidades someras, y produce erosión o acreción tectónica en la zona del antearco. A mayores profundidades la placa en subducción entra en contacto con el manto. Por el aumento de presión y temperatura se origina una deshidratación del slab debida a reacciones de fusión principalmente. Los fluidos liberados en estas reacciones dan comienzo a la fusión parcial en la cuña del manto, ya que disminuyen la temperatura de fusión (solidus) de la peridotita. Esto provoca la generación de los magmas.

Por otro lado, el proceso de subducción envuelve un conjunto de parámetros que afectan al movimiento de las placas y su estilo estructural. Los parámetros que caracterizan estos margenes convergentes son de tipo sísmico (profundidades máximas sísmicas, magnitudes máximas y zonas sismogénicas), tectónico (velocidades de convergencia, estructura termal, edad de la placa) y geoquímico (composición de fluidos, magma y rocas). La combinación de estos parámetros en la generación del magmatismo da lugar a una visión más amplia acerca del comportamiento en zonas de subducción de arcos continentales.

### **IV.2 PARÁMETROS SÍSMICOS Y TECTÓNICOS**

#### *IV.2.1 Velocidad de convergencia, edad de la placa oceánica y ángulo de subducción*

Los componentes de velocidad del movimiento de las placas, se evalúan tomando como referencia la tasa de extensión y/o compresión del arco volcánico así como los componentes cinemáticos que involucran este sistema.

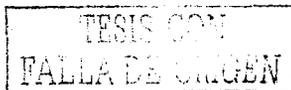
Jarrard (1986) analiza las causas de compresión y extensión en las zonas de subducción, localizadas detrás de la trinchera, mediante la combinación de 10 variables. Estas variables son: Velocidad de convergencia ( $V_c$ ), edad de la placa ( $A_s$ ), inclinación somera de la placa ( $D_s$ ) (0-100 km de profundidad). También menciona que las variables  $V_c$ ,  $A_s$  y  $D_s$ , pueden tener subvariables tales como: longitud de la placa, momento sísmico, profundidad de la trinchera, ángulo de mayor inclinación y el gap de la trinchera-arco.

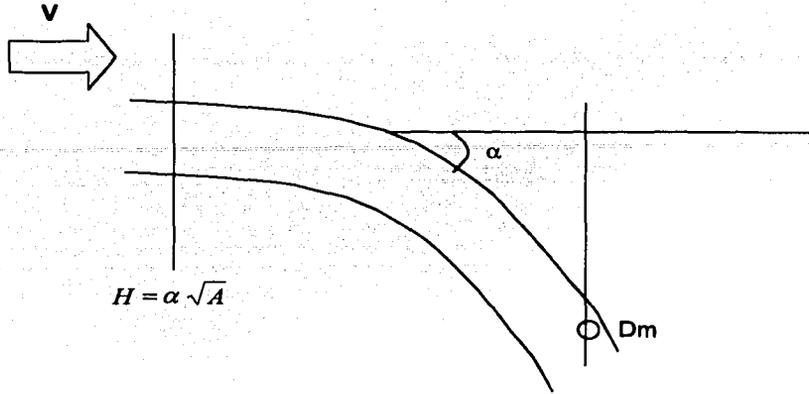
TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

La edad de la placa subducida puede controlar el régimen de deformación en el continente, debido a la inestabilidad gravitacional de la litosfera oceánica. Por un lado, una placa joven se resiste a la subducción, originando una posible compresión atrás de la trinchera. Una inclinación somera es proporcional al área de contacto entre la colisión de las placas, por lo que este tipo de inclinación incrementa la fricción entre las placas aumentando la compresión.

En la zona de subducción del oeste de México existen dos modelos diferentes para la convergencia de las placas Rivera (RIV)-Norteamérica (NA): (1). El primero (Bandy, 1992) estima la convergencia en  $\sim 5\text{cm/a}$  para el límite sur y de  $2\text{-}3\text{ cm/a}$  en el norte, (2) el segundo (DeMets y Stein, 1990) propone una convergencia de  $2\text{-}3.3\text{ cm/a}$  al sur y  $0.6\text{-}1.7\text{ cm/a}$  al norte. Kostoglodov y Bandy (1995) distinguen una relación sismotectónica (tabla 1) en el estudio de la convergencia entre RIV-NA, por medio del parámetro térmico [cuando la litosfera oceánica es calentada por encima de la temperatura crítica ( $T_o \approx 700\text{-}800^\circ\text{C}$ ) se pierde la rigidez o la habilidad para generar terremotos] (Fig. 6), y utilizan una relación entre la variación de la máxima profundidad sísmica ( $D_m$ ) en zonas de subducción junto con los parámetros tectónicos de la placa. Kostoglodov (1989) menciona que para el caso de México la profundidad máxima es  $D_m \leq 250\text{-}300\text{ Km}$ . En resumen, los autores proponen una convergencia oblicua entre las placas de RIV y NA a lo cual el Bloque Jalisco presenta un movimiento en extensión hacia el NO-SE.

En la zona de subducción de la placa de Rivera, el plano de Benioff presenta una geometría parecida a la placa de Cocos bajo Centroamérica (Pardo y Suárez, 1993). El hundimiento de la placa Rivera comienza con un ángulo de inclinación de  $\sim 10^\circ$  a una profundidad de  $20\text{ km}$  incrementando gradualmente a un ángulo constante de  $\sim 50^\circ$  hasta una profundidad de  $80\text{ km}$ . El volcán de Colima aparece directamente por encima del límite de la sismicidad de la placa de RIV, al igual que el vulcanismo Cuaternario dentro del Bloque Jalisco con distribución paralela a la trinchera que se observa al NW del volcán.





$$\phi = VA \sin \alpha$$

Donde:  $\phi$  = parámetro térmico,  $V$  = velocidad de convergencia,  $H$  = espesor (km),  $A$  = edad (Ma),  
 $\alpha$  = ángulo de subducción,  $D_m$  = máxima profundidad de eventos sísmicos.

Figura 6. Modelo que representa la ecuación de la conductividad térmica determinada por McKenzie (1969).

Pardo y Suárez (1995) realizaron estudios sismológicos para obtener la geometría de la placa de Rivera y Cocos subducidas. Sus resultados indican que estas placas presentan diferencias en los ángulos de inclinación de subducción al oriente de Jalisco y centro de México. En esta última región la placa llega a ser sub-horizontal a una profundidad de 50 km (Suárez *et al.* 1991). La placa de Rivera tiene un piso oceánico joven, una baja velocidad de convergencia y actividad sísmica. La subducción sub-horizontal observada en otras zonas del mundo ha sido atribuida a la edad joven y por consiguiente a la flotabilidad de las placas. Un estudio de Bandy *et al.* (1998) sugiere que el movimiento relativo entre las placas de Rivera y Pacífico ha cambiado en los últimos 1.5 Ma, y continúa hasta el presente. Basándose en observaciones de la re-orientación de la falla transformante de Rivera, es posible que el movimiento relativo en su límite RIV-COCOS haya disminuido hace  $\sim$  0.78 Ma y que el sentido de movimiento relativo sea extensional en el presente.

Desde este punto de vista la extensión dentro del graben submarino El Gordo (por su ubicación en la costa de Manzanillo, Col. puede ser atribuido a una divergencia reciente entre las placas Rivera y Cocos, y la extensión dentro de la placa de NA en la subducción del límite RIV-COCOS (Rift de Colima) puede ser asociado a una divergencia horizontal entre las placas involucradas.

En la tabla 1 se resumen los parámetros sismotectónicos de las placas Rivera y Cocos (recopilados por Kostoglodov y Bandy, 1995), con base en la reinterpretación de anomalías magnéticas (perfiles en Fig.7) y utilizando los modelos de Bandy (1992) y de DeMets *et al.* (1994).

Perfil	Latitud, en la trinchera, °N	Longitud, en la trinchera, °W	Edad ( $A_1$ ), en la trinchera, Ma	Edad ( $A_2$ ), en $D_m$ , Ma	$V_a$ , cm/a	$V_b$ , cm/a	$D_m$ , km	$L_h$ , km	$L_m$ , km	Dip, grados
Cocos-NA										
A	15.25	96.00	16.0	21.5	6.66	6.66	145	310	339	25.1
B	15.37	97.00	15.5	21.1	6.45	6.45	125	345	365	19.9
C	15.55	98.00	14.8	21.0	6.23	6.23	100	385	396	14.6
D	15.85	99.00	14.0	18.9	6.00	6.00	96	323	323	16.6
E	16.15	100.00	13.3	17.6	5.77	5.77	65	275	282	13.3
F	16.50	101.00	13.0	17.3	5.54	5.54	55	270	287	11.5
G	16.80	102.00	13.5	17.0	5.30	5.30	55	230	240	13.4
H	17.30	103.00	13.3	17.5	5.03	5.03	99	205	219	25.8
I	17.90 [18.00]	103.90 [104.20]	12.7 [12.5]	17.2	4.77 [4.91]	4.77 [4.91]	88	195	216	24.3
Rivera-NA										
a	18.40 [18.30/18.10]	104.60 [104.50/104.20]	13.0 [13.20/13.50]	17.3	2.19 [2.23]	4.93 [5.30]	127	184 [191]	235	34.8 [33.7]
b	18.80 [18.70/18.50]	105.08 [105.00/104.75]	11.5 [11.80/13.30]	16.3	1.98 [2.00]	4.48 [4.77]	88	146 [153]	186	31.2 [30.0]
c	19.15 [19.10/18.90]	105.64 [105.60/105.30]	10.8 [11.00/11.50]	15.6	1.77 [1.78]	4.01 [4.29]	45	129 [130]	158	19.2 [19.1]

$D_m$  máxima profundidad sísmica.  $L_m$  máxima longitud de hundimiento con actividad sísmica a lo largo del slab subducido.  $L_h$  proyección horizontal de  $L_m$ . Inclinación (Dip), promedio del ángulo de inclinación.  $V_a$  tasa de convergencia de acuerdo a DeMets *et al.* (1994).  $V_b$  tasa de convergencia corregida para la placa de Rivera de acuerdo al modelo de Bandy (1992).  $A_1$  edad de la placa oceánica en la trinchera en tiempo presente.  $A_2$  edad de "expansión", estimada por la extrapolación  $A_1$  a la profundidad de  $D_m$ . Valores dentro de los corchetes corresponden al punto inicial de la trayectoria de la subducción (cuando dos valores son presentados en corchetes, el primero corresponde al modelo de DeMets *et al.* (1994) y el segundo corresponde al modelo de Bandy (1992)). Los valores de  $L_h$  y de la inclinación de subducción dentro de los corchetes son tomados del modelo de Bandy (1992).

Tabla 1. Parámetros sismotectónicos de las Placas de Cocos y Rivera en la zona de subducción (Kostoglodov y Bandy, 1995).

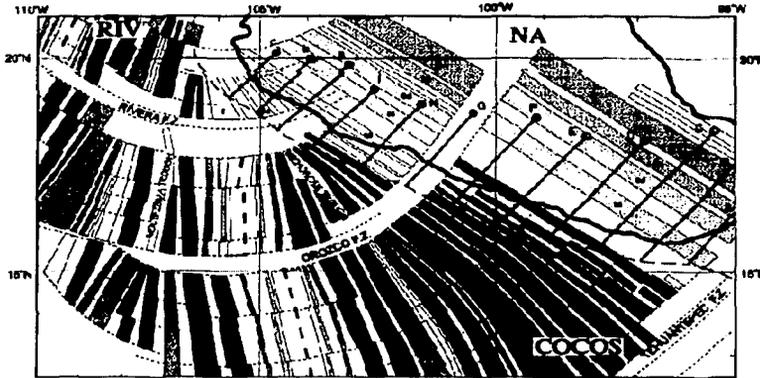
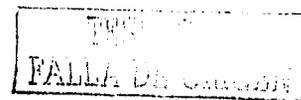


Figura 7. Mapa de re-interpretación y de anomalías magnéticas lineales de las placas Rivera y Cocos (tomado de Kostoglodov y Bandy, 1995).

Estudios realizados por Marsh (1979) basado en el espaciamiento y población de volcanes, consideran que si la fusión parcial es controlada por el ángulo de subducción. En el caso de un bajo ángulo existiría un gran número de diapiros en ascensos desarrollados en la esquina superior de la cuña del manto. Este mecanismo puede explicar con el ángulo de subducción el ancho del arco volcánico (Tatsumi y Eggins, 1995 y Marsh, 1979 en Tatsumi y Kogiso, 1997).

#### *IV.2.2 Dinámica de las zonas de convergencia*

Los esfuerzos tectónicos en la litosfera se manifiestan de manera mas intensa en la corteza continental, y se originan esencialmente por la variación de densidades dentro de la Tierra. Estudios realizados por Whittaker *et al.* (1992) en zonas de subducción, indican que una compresión horizontal puede ocurrir por encima de donde se hunde la placa (región trinchera-arco), siendo el resultado de la presión de la carga producida por la densidad y flexión de la placa. Cuando estos esfuerzos horizontales-compresivos son intersectados por una falla asociada a la subducción misma, el empuje de la placa y la succión de la trinchera dan lugar a esfuerzos tensionales superpuestos hacia el interior de la placa continental.

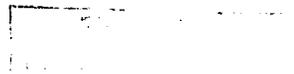


Shemenda (1993) realizó modelos analógicos para simular la dinámica en zonas de subducción, considerando una litosfera elástica o plástica que se hunde en una astenosfera con viscosidad variable, y todo el sistema es controlado por fuerzas gravitacionales. El autor toma en cuenta una litosfera de poca resistencia y una astenosfera muy fluida, características para el modelo del manto superior el cual representa un sistema mecánico donde  $\sigma_s \ll \rho_l gH$  es válido en promedio (donde  $\sigma_s$  es el límite de cedencia de la litosfera bajo una carga normal o compresiva,  $\rho_l$  = densidad de la litosfera oceánica,  $g$  aceleración de la gravedad y  $H$  espesor de la litosfera). En un modelo para márgenes convergentes, en donde la litosfera continental no presenta suficiente debilidad para afallarse por la tensión existente a lo cual genera por consecuencia que el slab (originalmente suspendido en el manto), se rompe y se hunde por su propio peso cuando alcanza una longitud específica.

Waschbusch y Beaumont (1996) realizan una serie de simulaciones numéricas para estudiar el comportamiento de una margen convergente. Estos autores consideran que el tamaño de la placa cambia con la configuración del límite de placas, ya que este último debe ser continuamente ajustado. Para ellos existen dos variables fundamentales que son la relación de tasa de convergencia (tasa con la cual un material entra en la zona de subducción) y la tasa de subducción (tasa con la cual un material es subducido). El resultado de su modelo concluye en dos casos: 1) la presencia de un material acrecionado entre la zona de subducción y el slab, el cual se va hundiendo bajo la litosfera. Como consecuencia, la deformación va disminuyendo debido al flujo del material acrecionado que detiene la inclinación del slab iniciando su retroceso (p.e. Cascadas). 2) la generación en exceso de fluidos dentro del material de acreción, en donde se manifiesta la deformación. Esto aumenta el flujo de la subducción y de igual manera aumentando la inclinación del slab (p.e. Antillas Menores).

#### *IV.2.3 Estructura térmica de la litosfera oceánica*

En general la estructura térmica en zonas de subducción depende de varios parámetros incluyendo la edad de la placa, tasa de convergencia, geometría de la subducción, calentamiento radioactivo, la convección dentro de la cuña del manto y el calor (fricción) ocasionado en la zona de cizalla en los bordes de la placa en subducción (Peacock, 1996).



Peacock y Wang (1999) emplean las diferentes variaciones de la tasa de convergencia, la estructura termal (espesor y edad de sedimentos) como factores principales de la temperatura del slab en profundidad. Por otro lado Kirby (2000) propone un modelo adaptado donde se presenta una estructura termal caliente en la zona de contacto entre las placas a profundidades de 15-25 km, produciendo grandes sismos intraplaca mar adentro. Mas adelante el agua es liberada desde la corteza inferior (a partir de profundidades de 40 km), la cual produce un metamorfismo somero de la corteza oceánica, que pasa de ser basáltica-gabroica a eclogita, facilitando sismos intra-slab.

#### IV.3 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL VULCANISMO EN SUBDUCCIÓN

El vulcanismo de un margen activo continental presenta con un amplio rango de composiciones químicas, ya que la fuente del magma en el manto no es homogénea y el paso del magma a través de la corteza continental puede modificar las composiciones originales. Para obtener un modelo preciso que explique el magmatismo en un ambiente de subducción, hay que tomar en cuenta los procesos que ocurren durante la fusión de la cuña del manto, así como los valores de presión y temperatura a las que ocurren las reacciones metamórficas que producen la deshidratación de la placa que se subduce (reacciones de facies metamórficas de esquistos azules → eclogitas).

Todavía existen muchas incertidumbres sobre los procesos de generación de magmas, así como también en el tipo de vulcanismo que se origina en este ambiente tectónico convergente. Para Iwamori y Zhao (2000) e Iwamori (1998) la migración de fluidos es clave para entender el origen del vulcanismo. La naturaleza y distribución magmática en el arco volcánico están directamente unidas al régimen térmico de la placa subducida. Esto se presenta en función de la edad de la placa subducida, su tasa de convergencia, el ángulo de subducción, etc. En general, es aceptado que el vulcanismo en el arco se inicia a través de la fusión parcial en la cuña del manto metasomatizado debido a la deshidratación de la corteza oceánica subducida (Schmidt y Poli, 1998).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

#### IV.3.1 Procesos físico-químicos en zonas de subducción

Durante el descenso de la litosfera oceánica en la zona de subducción los fluidos de deshidratación son drenados hacia la cima de la placa oceánica. Estos fluidos migran hacia el centro de la cuña del manto bajando su temperatura de solidus, e induciendo su fusión parcial. Sin embargo, el vulcanismo en márgenes activos continentales (y oceánicos también) presenta una gran variabilidad composicional ya que cada sistema de subducción se caracteriza por condiciones particulares, por lo que es difícil obtener un modelo general que explique las características de todos los arcos volcánicos.

Esto ocurre porque el manto es heterogéneo, la geoquímica de los fluidos que se liberan en el slab varía en función del grado de alteración de la corteza oceánica y el gradiente térmico a que esta sujeta su composición, y porque la composición y proporción de los sedimentos que pueden ser subducidos puede variar de zona a zona.

Sin embargo, hay características comunes en la relación subducción-magmatismo como lo son la transferencia de elementos solubles (p.e. LILE) hacia la cuña del manto por medio de fluidos asociados con la deshidratación del slab subducido (Tatsumi y Kogiso, 1997) (Fig. 8).

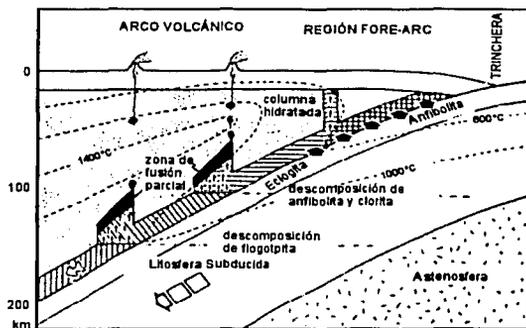


Figura 8. Esquema realizado por Tatsumi (1989), presentando los principales procesos originados por la zona de subducción.



La composición inicial del magma puede variar en función de la composición del manto y del porcentaje de fusión parcial. Además, una vez que el magma primario se origina por la fusión parcial del manto, su composición puede ser modificada durante su ascenso en el manto y en la corteza por los procesos secundarios de cristalización fraccionada, asimilación o contaminación, mezcla de magmas, desmezclación y separación de fases fluidas.

La liberación de agua y volátiles desde la litosfera subducida ocurre en un amplio rango de profundidades dependiendo del tipo de mineral que inicia a descomponerse (Schmidt y Poli, 1998). Tatsumi y Kogiso (1997) mencionan que las principales fases hidratadas de la corteza oceánica subducida se descomponen a profundidades someras < 100 km (Fig. 9). La mayoría de las reacciones metamórficas tienen lugar a < 100 km de profundidad, sin embargo los fluidos pueden ser liberados hasta 300 km de profundidad durante la subducción (Schmidt y Poli, 1998). El comportamiento de la fase fluida derivada del slab según Tatsumi *et al.* (1986) es controlado por el potencial iónico (carga iónica/radio iónico).

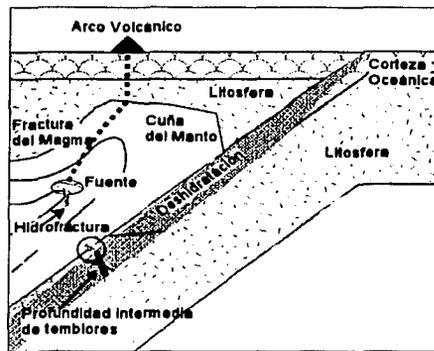


Figura 9. Diagrama hipotético propuesto por Davies (1999), que muestra un patrón de hidrofracturas donde se genera la fusión parcial permitiendo que la fractura transporte al magma.

TRONCAL  
FALLA DE SUREM

Las rocas de arco se caracterizan por tener patrones enriquecidos en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y empobrecido en elementos HFSE, mostrando anomalías negativas de Nb y Ta. En general este mecanismo de subducción origina rocas con altos contenidos de elementos móviles en fluidos como el K, Rb, Sr y Ba, contenidos de Sr < 1200 ppm y <15% de alúmina, relaciones bajas de  $\epsilon_{Nd}$  (< 0) y relaciones de  $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.703$ .

En la cuña del manto la fusión parcial ocurre a temperaturas de 1200°-1300° C. Estas temperaturas solo se encuentran en la parte central de la cuña debido a los flujos convectivos que en ella se originan. El flujo convectivo se debe a que la placa que se subduce arrastra parte del manto que le rodea hacia abajo. Para compensar este movimiento de material, el manto de la zona de tras-arco tiene que fluir hacia el arco (Fig. 10). Este movimiento que existe en la cuña produce una desviación del flujo de magma que se produce en la parte central de la cuña. Por lo tanto, la posición del frente volcánico no coincide necesariamente con la profundidad de 100 km del slab (Schmidt y Poli, 1998).

Iwamori y Zhao (2000) e Iwamori (1998) han considerado una variante a este esquema. Estos autores han probado que los fluidos liberados a baja profundidad no generan magma debido a que la temperatura es demasiado baja. Sin embargo, los fluidos pueden provocar una serpentización del manto. Este manto serpentizado puede ser arrastrado a mayores profundidades junto con el slab y volver a liberar agua una vez que rebase el límite de estabilidad de la serpentina (SERP) (Fig. 10).



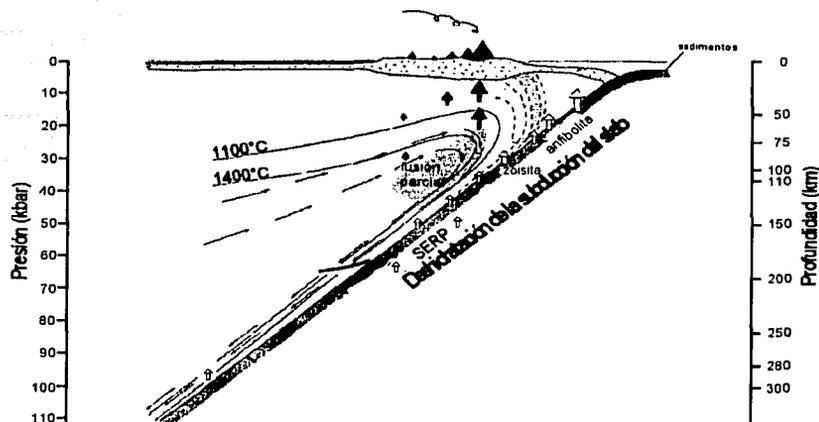


Figura 10. Modelo general en la interacción de la corteza oceánica subducida y la cuña del manto en la formación del frente volcánico. La zoisita es la última fase mineral en descomponerse o fundirse, la cual proviene de una capa de sedimentos arrastrada por la corteza oceánica (Modificado de Schmidt y Poli, 1998).

#### IV.4 PROBLEMÁTICAS DE SISTEMAS EN SUBDUCCIÓN DE LITOSFERAS JÓVENES

La FVTM presenta problemas todavía no comprendidos o resueltos. Principalmente hay discusiones acerca de las causas del magmatismo que se genera; siendo que en él existen rocas volcánicas con una gran variedad de composiciones y diferente afinidad petrológica. Los arcos volcánicos de las Cascadas (Fig. 11) y el Arco Volcánico de Centro América (Fig. 12), presentan también una gran variabilidad de composiciones, lo cual podría ayudar a descifrar y entender un poco más acerca de la problemática que presenta el volcanismo del occidente de México donde subducen las placas de Rivera y Cocos.

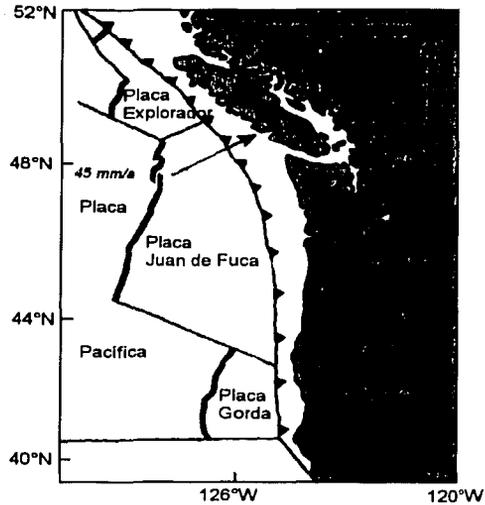


Figura 11. Mapa tectónico del Arco Volcánico de las Cascadas originado por la subducción de la placa Juan de Fuca (Tomado de Rigther, 2000).

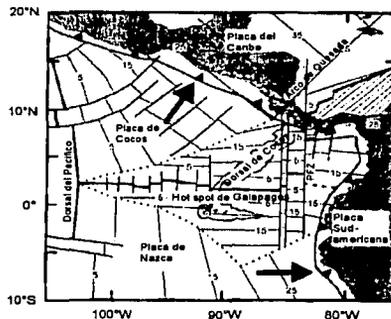
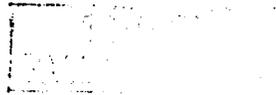


Figura 12. Mapa tectónico del Arco Volcánico de Centro América (CAVA) originada por la subducción de la placa de Cocos. Los números mostrados en la figura indican las isocronas de las placas oceánicas y las flechas indican el movimiento relativo de la placa con respecto a Norteamérica. (Tomado de Green y Harry, 1999).

En el caso de las Cascadas, Reiners *et al.* (2000) realizaron estudios en dos centros volcánicos en este arco y son caracterizados por dos tipos de lavas: basálticas- calcoalcalinas y de tipo OIB. Estos autores sugieren que el material del slab subducido, la convección en el manto y el grado de fusión juegan un papel dominante en la petrogénesis de las Cascadas. En el caso de las Cascadas, Reiners *et al.* (2000) demuestran que el grado de fusión es bajo pero con un manto inicialmente caliente, puede originar basaltos tipo OIB con cantidades mínimas de fluidos. Reiners *et al.* (2000) comentan, que en el caso de las Cascadas, la diferencia en la composición de ambos tipos de lavas (alcalinas y calcoalcalinas) es originada por la fusión del manto peridotítico. Lo anterior lo correlacionan a cantidades de fluidos de la subducción, los cuales se añaden a la fuente peridotítica y a su grado de fusión, mostrando elementos traza con diferentes arreglos.

La variación geoquímica de basaltos en el arco volcánico de Centro América han sido relacionados con numerosos factores: la presencia de una fuente heterogénea, una diferencia lateral de edades, variaciones de la cantidad de sedimentos subducidos, la geometría de subducción, y la estructura termal del slab. En general, el arco volcánico de Centro América presenta una heterogeneidad en los magmas a lo largo y ancho del arco. Patino *et al.* (2000) examinan la influencia de los componentes sedimentarios que interactúan entre el slab y la cuña del manto. Los sedimentos drenados de la placa de Cocos presentan diferentes características geoquímicas que pueden ser usadas para trazar su intervención dentro de la generación del magma en el arco. Por esto, la entrada y salida de sedimentos son una fuente del reciclamiento geoquímico en la subducción. Ellos mencionan que los LILE son separados de los sedimentos mediante el siguiente proceso: (1) Primeramente la fusión de la sílice derivada de los sedimentos hemipelágicos crean cúmulos enriquecidos en LILE en el manto y (2) posteriormente el flujo es liberado a partir del hundimiento del slab.

El fenómeno anterior de ambas lavas, son originados por flujos hidratados que se liberan durante el hundimiento del slab, los cuales pueden o no generar magmas basálticos enriquecidos de componentes hemipelágicos. Por esta razón, la composición del fluido no es uniforme dando lugar a la heterogeneidad del arco volcánico. Los autores mencionan que el proceso que domina la transferencia de material del slab hacia la cuña del manto es la transferencia y reciclamiento de fluidos y sedimentos. Von Henue y Schöll (1991) mencionan que la fusión del manto superior retorna en porcentaje mínimo como roca ígnea en un arco volcánico.



Los arcos de las Cascadas, el arco volcánico de Centro América y el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) presentan una zona de subducción joven, pero además las Cascadas y el CVM (occidente de México) tienen en común la presencia de lavas tipo OIB. Por otro lado, Elkins-Tanton *et. al.* (2001) analiza basaltos toleíticos en el sector norte de las Cascadas, y demuestran que los magmas presentan una cristalización fraccionada olivino-plagioclasa a una profundidad cercana a la corteza, los minerales fueron originados a una profundidad en el manto de 36-66 Km. Para estos últimos dos arcos se ha propuesto una serie de basaltos alcalinos→ toleíticos (Righter, 2000) originados por la fusión de un manto litosférico empobrecido, a profundidades someras dentro de la astenosfera, lo cual sugiere que el proceso de la descompresión de un manto empobrecido (tipo MORB) es la principal causa de la generación de este tipo de series de basaltos.

En general, los autores concuerdan en que la edad de la placa subducida determina la estructura térmica de la litosfera oceánica y que esta a su vez afecta las reacciones que ocurren en el slab, el volumen de los magmas y la geoquímica del arco.

TESIS COM  
FALLA DE ORIGEN

## V. RESULTADOS EN LA EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL VOLCANISMO

### V.1 METODOLOGÍA

#### V.1.1. Selección de datos

Con el propósito de analizar las variaciones espacio-temporales de los caracteres geoquímicos del volcanismo de la parte centro-occidental de la FVTM se recopilaron análisis de elementos mayores y traza de un total de 1136 muestras (apéndice II). Como fuentes bibliográficas se emplearon artículos publicados de estudios geoquímicos relacionados con el área de estudio. En general, la bibliografía recopilada menciona que los datos analizados se realizaron por el método de Fluorescencia de Rayos X (XRF). Los datos fueron depurados para eliminar análisis de muestras posiblemente alteradas o análisis incompletos, para lo cual se descartaron las muestras que presentaran una pérdida de calcinación (PXC) > 2.5 % y aquellos que mostraban una suma total (sin PXC) < de 97% (valores límites para clasificar el TAS, ya que descarta muestras alteradas que tienen alto contenido de volátiles).

Para facilitar su manejo, estos datos se dividieron en subconjuntos según la placa que se supone está siendo subducido debajo de ellos, y según el rango de edad de las muestras. Las edades fueron obtenidas directamente por métodos geocronológicos (apéndice III) o indirectamente por correlación estratigráfica. Cabe mencionar que, al separar los datos por edades, se observa que existen pocos análisis reportados para rocas del Mioceno, mientras que para rocas del Cuaternario y Plioceno se ha reportado una gran cantidad de análisis. Debido a esto no se tiene una distribución uniforme del número de análisis por rango de edad.

Para los análisis compilados se recalculó la relación  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  y posteriormente se normalizaron al 100% en base seca con los procedimientos abajo descritos.

#### V.1.2 Determinación del %peso $Fe_2O_3$ y %peso $FeO$

En ocasiones, los datos de elementos mayores compilados solo reportan el %peso de  $FeO$  total (t) o el %peso de  $Fe_2O_3$  total (t), por lo cual se llevó a cabo el siguiente procedimiento para obtener los contenidos de  $FeO$  y  $Fe_2O_3$  como óxidos separados, requisito necesario para el cálculo de la norma CIPW.



Para el cálculo se consideró la recomendación de Middlemost (1989, tabla 2) de emplear diferentes relaciones de  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  de acuerdo a la composición de la roca, la cual se basa en que al avanzar la diferenciación se tienen grados de oxidación mayores. Este procedimiento se aplicó a todas las muestras para tener uniformidad en el esquema de obtención de datos.

Tabla 2. Valores recomendados de la relación  $Fe_2O_3/FeO$  y  $FeO/Fe_2O_3$  para el cálculo de la norma CIPW según Middlemost (1989, en Rollinson 1993).

TIPO DE ROCA	$Fe_2O_3/FeO$	$FeO/Fe_2O_3$
Basalto	0.15	0.85
Andesita Basáltica (Traquibasalto)	0.30	0.70
Andesita (Traquiandesita basáltica)	0.35	0.65
Dacita (Traquiandesita)	0.40	0.60
Riolita (Traquidacita/Traquita)	0.50	0.50

Para el caso 1. Por lo general el Fe total [ $FeO_{(t)}$ ] es reportado en literatura, así que para obtener el FeO corregido (c) se debe valorar el estado de oxidación de cada roca (tabla 2) multiplicado por el valor del  $FeO_{(t)}$ . El siguiente paso es la conversión del  $Fe_2O_3$  a %peso de FeO (c), y restar este valor del %peso de  $FeO_{(t)}$ .

*Ejemplo del caso 1.*  $\%FeO_{(t)} = 2.82$

$\%FeO_{(c)} = 2.82 * (FeO/Fe_2O_3)$

$\%Fe_2O_3_{(c)} = (\%FeO_{(t)} - \%FeO_{(c)}) * \text{factor de conversión (ver tabla 3)}$

Para el caso 2, en raras ocasiones reportan el Fe total como  $\%Fe_2O_3_{(t)}$ , por lo que para su conversión se utilizó el mismo procedimiento que en el caso 1. Solo cambiando el orden de los valores de oxidación.

*Ejemplo del caso 2.*  $\%Fe_2O_3_{(t)} = 4.24$

$\%Fe_2O_3_{(c)} = 4.24 * (Fe_2O_3/FeO)$

$\%FeO_{(c)} = (\%Fe_2O_3_{(t)} - \%Fe_2O_3_{(c)}) * \text{factor de conversión (ver tabla 3)}$

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Tabla 3. Factores de conversión (Ragland, 1989)

De	A	Pfg	Peso equivalente (pe)	Factor de conversión (pfg/pe)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	71.85	79.85	0.8998
FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	79.85	71.85	1.1113

Donde:

pfg: peso fórmula gramo (para el átomo u óxido de la 2da. columna)

pe: peso equivalente (para el óxido de la 1er columna)

### V.1.3 Normalización al 100% en base seca y obtención de la norma CIPW

Para obtener la clasificación química de las rocas volcánicas y para el cálculo de la norma CIPW (apéndice IV), se utilizan los análisis normalizados al 100% en base seca de acuerdo con la siguiente la fórmula:

$$\% \text{ peso del óxido (base seca)} = (\% \text{ peso del óxido} * 100) / (\text{suma } \% \text{ peso} - \% \text{ PXC})$$

Este procedimiento permite la comparación de los contenidos de óxidos mayores en la roca sin la interferencia del contenido de volátiles.

## V.2 CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS

Como primera clasificación de las rocas volcánicas se empleó el esquema de clasificación TAS (Total Alkali-Silica) (Le Bas *et al.* 1986). El diagrama se basa únicamente en la composición química de la roca. En el eje de las abscisas se coloca el % en peso de SiO<sub>2</sub> y en el eje de las ordenadas la suma de álcalis (% en peso Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O). En el diagrama TAS se señala la línea I.B., la cual divide el campo alcalino del subalcalino (propuesto por Irvine y Baragar, 1971). La división del campo alcalino y subalcalino también es definida por la presencia y contenido de nefelina (*Ne*) en la norma CIPW. Al momento de graficar se utilizan los datos normalizados al 100% en base seca y con Fe recalculado. Esta clasificación es con la finalidad de observar cambios importantes en la composición química de los diferentes sectores. Los campos de traquibasalto, traquiandesita-basáltica y traquiandesita pueden recibir otros nombres de acuerdo al contenido de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O (tabla 4).

Tabla 4. Subdivisión de las rocas traquibasalto, traquiandesita basáltica y traquiandesita del diagrama TAS, de acuerdo al contenido de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O (Le Maitre *et al.* 2002).

Subdivisiones	traquibasalto	traquiandesita-basáltica	traquiandesita
Na <sub>2</sub> O-2.0 > K <sub>2</sub> O	hawaiita	mugearita	benmoreita
Na <sub>2</sub> O-2.0 < K <sub>2</sub> O	traquibasalto potásico	shoshonita	latita

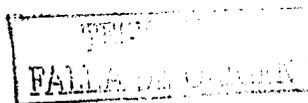
Las muestras clasificadas como subalcalinas en el diagrama TAS, fueron subdivididas de acuerdo el contenido de %peso K<sub>2</sub>O con base en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). En este diagrama se representan los contenidos de K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>, ambos en %peso, mostrando la subdivisión de las rocas subalcalinas en 3 niveles de potasio (K) (Le Maitre, 1989). En general, la mayoría de estos análisis están comprendidas en el campo calcolcalino de medio y alto K.

#### *V.2.1. Separación y distribución de datos*

Debido al gran número de datos compilados contenidos en la tabla, lo mejor para su manejo fue dividirlos de acuerdo a la placa que se supone está siendo subducida por debajo del continente. El Sector Occidental (Nayarit y occidente de Jalisco) se asignó a la placa de Rivera y se dividió en tres Zonas (Norte, Centro y Sur) paralelas a la trinchera (apéndice I). En el Sector Central se separó el CVMG y el Oriente de Jalisco, ambos asignados a la placa de Cocos. Por último, la región de Colima (Volcán y Nevado de Colima, y graben de Colima) se consideró por separado para observar su comportamiento respecto a las características geoquímicas, ya que bajo esta zona se ubica el límite entre las placas de Rivera y Cocos.

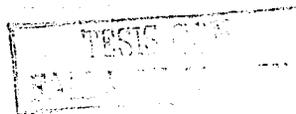
#### *V.2.2 Sector Occidental*

Este sector se dividió en tres zonas separadas en forma paralela a la trinchera, ubicando en cada zona a los campos volcánicos importantes de la región. Las zonas están repartidas en función de su distancia de la trinchera para observar si este parámetro se relaciona con cambios en la composición química. Se describirán los diagramas desde lo más alejado a lo más cercano a la trinchera.



### V.2.2.1 Zona Norte

Se recopilaron 112 análisis de muestras de esta zona. La Zona Norte comienza en la costa norte de Nayarit donde se presenta la meseta de Cinco de Mayo (Mioceno tardío) y varios centros alcalinos Plio-Cuaternarios con contenidos de  $\text{SiO}_2$  desde 48 hasta 60 % en peso (Fig. 13). Las muestras de la Costa Norte consisten en basaltos hasta andesitas; algunos análisis se ubican dentro del campo alcalino con clasificación desde hawaiitas hasta benmoreitas y traquibasaltos potásicos. Las muestras de los tres estratovolcanes (San Juan, Las Navajas y Sangangüey) se localizan en el campo subalcalino; sólo algunas muestras procedentes de conos monogenéticos localizados alrededor del Volcán Sangangüey son alcalinas con composición de traquibasalto a traquiandesita-basáltica con un porcentaje de sílice de 45 – 50%. En el Volcán San Juan predominan las andesitas, siendo escasas las dacitas y riolitas. Las rocas del Volcán las Navajas presentan de un amplio rango de composición (basalto hasta riolita), así como el contenido más alto de álcalis. Algunas muestras ricas en K caen en el campo alcalino con composiciones de shoshonitas y latitas. Respecto al volcán Sangangüey, éste presenta un amplio rango de composición que varía entre basaltos y riolitas, conteniendo algunas muestras alcalinas, tanto sódicas (hawaiitas hasta benmoreitas) como potásicas (traquibasaltos potásicos y latitas). Se encuentran las lavas de la localidad de Sta. María del Oro, Nay. con una tendencia preferente subalcalina, con composición de basaltos-andesitas basálticas y riolitas.



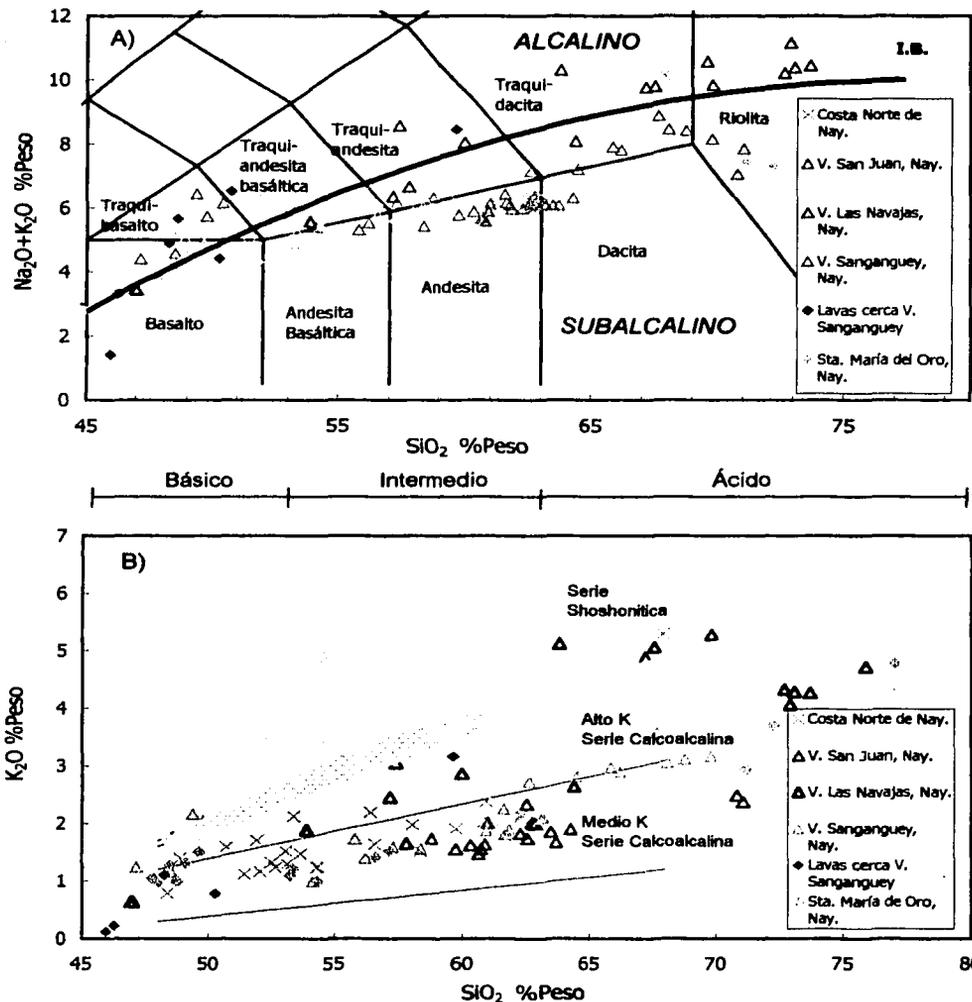
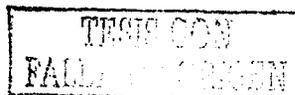


Figura 13. A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para las muestras de la Zona Norte del sector Occidental. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B) Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $\text{K}_2\text{O}$  %Peso vs.  $\text{SiO}_2$  %Peso (Le Maitre, 1989). La banda que divide el campo de las series Shoshoníticas y series de alto K es tomado de Rickwood (1989).

### V.2.2.2 Zona Centro

Para esta zona, que abarca desde el graben San Pedro-Ceboruco hasta la región norte de Guadalajara (apéndice I), se compilaron un total de 303 análisis. La mayoría de las muestras en esta zona caen dentro del campo subcalino (Fig. 14). Las muestras de San Pedro-Ceboruco se componen de un rango muy amplio desde basaltos a riolitas. Los análisis que caen dentro del campo de las dacitas que corresponden a muestras de domos alrededor del Volcán Ceboruco. En la región Tequila-Hostotopaquillo se presentan rocas con composición desde basaltos hasta dacitas (Santa Rosa-Hostotopaquillo) y un grupo separado dentro del campo de las riolitas que corresponde al Volcán Tequila y domos cercanos. La caldera de La Primavera sobresale por la presencia de rocas muy diferenciadas en el campo de las riolitas; sólo dos muestras, que corresponden en la localidad de Tala, Jal., presentan una composición de andesita-dacita. Por último, las rocas volcánicas al norte de Guadalajara se dividen en dos grupos, uno de composición básica a intermedia (basaltos y andesitas) y el segundo se ubica en el campo de las riolitas (más diferenciadas) perteneciendo a un complejo de domos ubicados al norte de la ciudad de Guadalajara (Grupo Chicharrón, Rossotti *et al.* 2002). Esta última región y la región de Tequila-Hostotopaquillo presentan volcanismo de tipo bimodal con dos concentraciones principales en los extremos del diagrama. En esta zona se presentan en menor cantidad, con respecto a las otras zonas, rocas alcalinas sódicas (hawaiitas hasta benmoreitas). Dentro de esta zona destacan algunas composiciones de riolitas alcalinas (peralcalinas), las cuales se manifiestan en La Primavera con valores de 1.51 a 2.97 (de acmita *Ac* en la norma CIPW) y al occidente de la Presa Santa Rosa con intervalos de 0.92 a 3.26 (de acmita *Ac* en la norma CIPW).



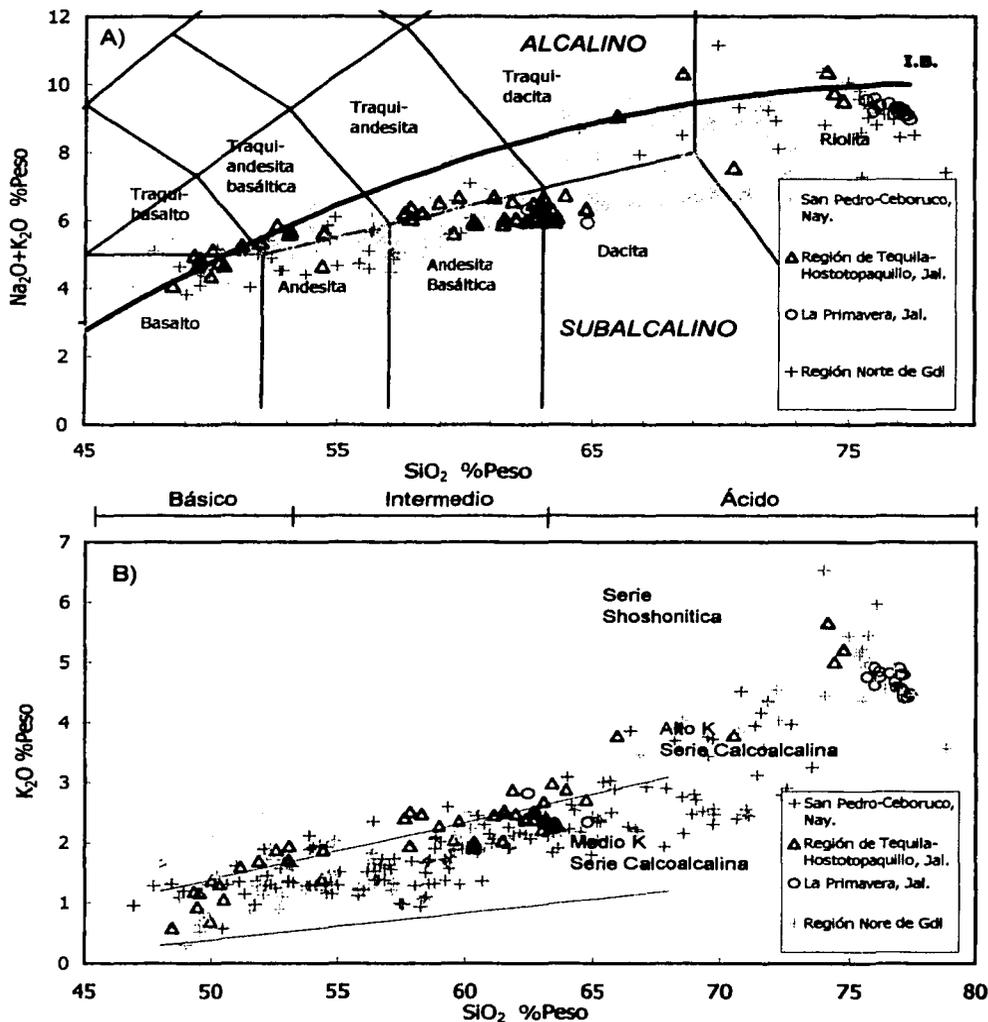
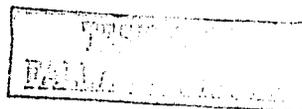


Figura 14. A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para la Zona Central perteneciente al sector occidental. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B). Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $\text{K}_2\text{O}$  %Peso vs.  $\text{SiO}_2$  %Peso (Le Maitre, 1989). La banda que divide el campo de las series Shoshoníticas y series de alto K es tomado de Rickwood (1989).

TESIS  
FALLA

### V.2.2.3 Zona Sur

Esta zona abarca varios campos desde la costa sur de Nayarit hasta localidades de Ayutlia-Tapalpa, Jal. (apéndice I). En el sur de Nayarit se presenta vulcanismo subcalino de composición básica a intermedia (Fig. 15). Las muestras dentro de la costa sur de Nayarit consisten principalmente en basaltos y andesitas basálticas, con la presencia de un par de muestras procedentes de Punta Mita, Nay. ubicadas en el campo de las riolitas. En el campo volcánico de San Sebastián, se presentan rocas alcalinas potásicas (traquibasalto potásico hasta latitas); el resto de las muestras caen dentro del campo subcalino (andesitas-andesita basáltica), ambos de composiciones intermedias. Al igual que el San Sebastián, el campo volcánico de Mascota presenta un amplio rango de composición dentro del campo subcalino (andesita hasta riolita), y presenta también rocas alcalinas, tanto potásicas (shoshonitas y latitas) como sódicas (hawaiitas y mugearitas) y fonotefritas. El campo de Los Volcanes, también manifiesta tendencias tanto subcalinas (andesitas basálticas-dacitas) como alcalinas potásicas (traquibasalto potásico hasta latitas). En la región de Atenguillo, el vulcanismo es principalmente de tipo subcalino de composición básica a intermedia (desde basaltos hasta andesitas basálticas), aunque se observan algunas lavas alcalinas sódicas con composición de hawaiitas a benmoreitas. Por último, el campo Tapalpa-Ayutlia muestra una composición alcalina sódica (hawaiitas hasta benmoreitas) y potásica (shoshonitas y latitas). En este diagrama (Fig. 16) se incluyen un total de 170 análisis.



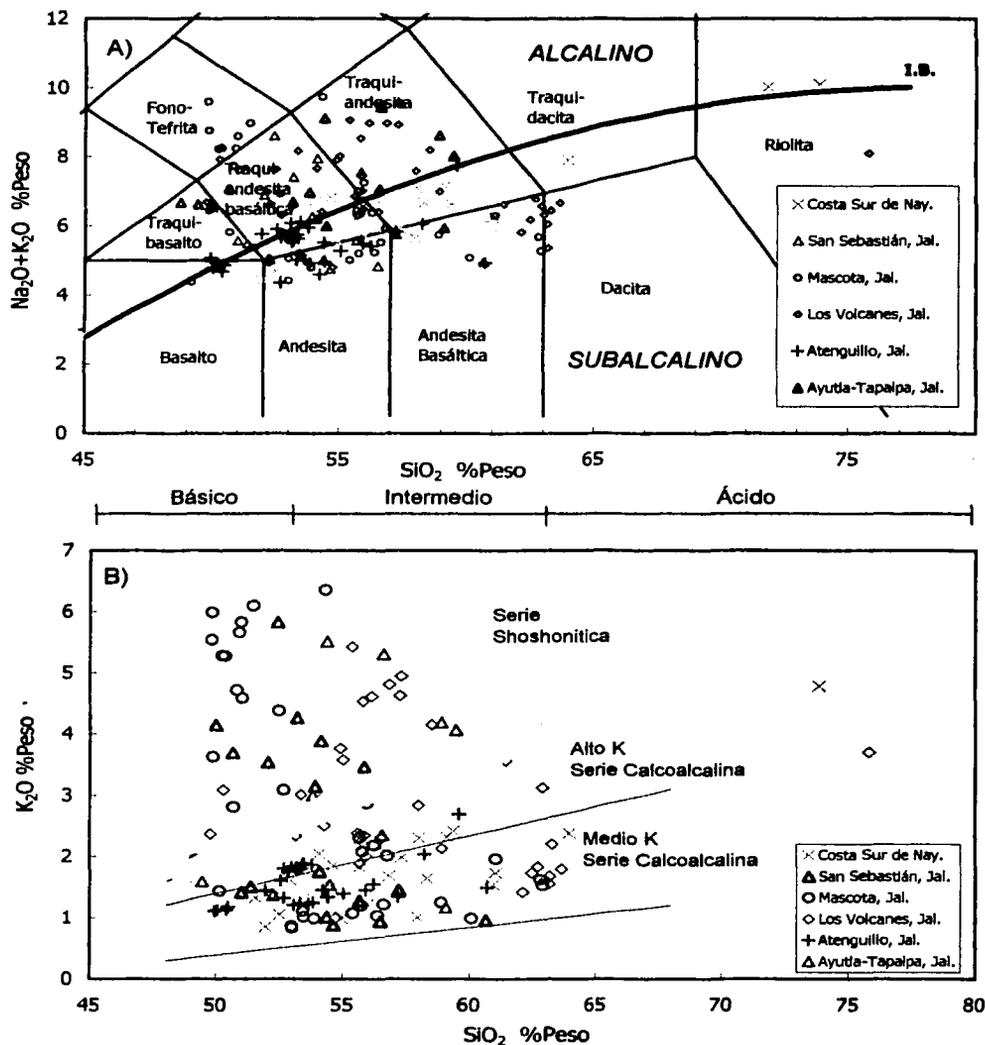


Figura 15. A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para la Zona Sur del Sector Occidental. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B). Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $\text{K}_2\text{O}$  %Peso vs.  $\text{SiO}_2$  %Peso (Le Maitre, 1989). La banda que divide el campo de las series Shoshoníticas y series de alto K es tomado de Rickwood (1989).

### *V.2.3. Sector Central*

Dentro de este sector se encuentran esencialmente dos grandes campos volcánicos con diferente edad: el CVMG (Plioceno tardío-Cuaternario) y los Altos de Jalisco (Mioceno tardío). En total se incluyeron en el diagrama de clasificación 408 análisis del CVMG y 25 análisis de los Altos de Jalisco (Fig. 16).

Las muestras del CVMG se subdividieron en el diagrama TAS para facilitar el análisis de datos, considerando por separado las muestras procedentes de Michoacán, de Guanajuato, y del volcán Parícutín. Dentro del CVMG, los análisis de rocas del estado de Michoacán presentan una composición dispersa subalcalina, mientras la zona que comprende al estado de Guanajuato muestra una distribución aproximadamente paralela al eje del sílice, abarcando los campos subalcalino y alcalino (Fig. 16). Dentro de la serie alcalina, las rocas alcalinas sódicas (hawaiitas) son abundantes en el CVMG, mientras que las rocas potásicas (shoshonitas y latitas) están presentes en menor proporción. El Volcán Parícutín es de tipo subalcalino y tiene una composición de andesita basáltica y andesita.

Las muestras del Mioceno tardío de los Altos de Jalisco (oriente de Guadalajara) se encuentran bien definidas en el campo subalcalino, mostrando una composición de basalto a andesita.

### *V.2.4. Complejo Volcánico de Colima (CVC) y sus alrededores*

En el diagrama TAS relacionado con este complejo volcánico y sus alrededores se observa que la composición mayoritaria de las rocas cae en el campo subalcalino (Fig. 17), aunque algunas de las muestras más máficas presentan tendencia alcalina. El CVC presenta en general un amplio intervalo de composición intermedia a ácida, con rocas desde basaltos hasta riolitas. En menor cantidad, algunas muestras se incluyen en el campo alcalino potásico con composición de traquibasaltos potásico a shoshonitas, las cuales pertenecen a los conos monogenéticos alrededor del CVC. La mayoría de las muestras ubicadas dentro del graben de Sayula caen en el campo alcalino, con composiciones similares a las rocas alcalinas de los conos monogenéticos (Fig. 17). En total se utilizaron 90 análisis para el CVC, mientras que para la región entre Sayula y Cd. Guzmán se emplearon 9 datos.

TESIS CON  
FALLA DE CRICEN

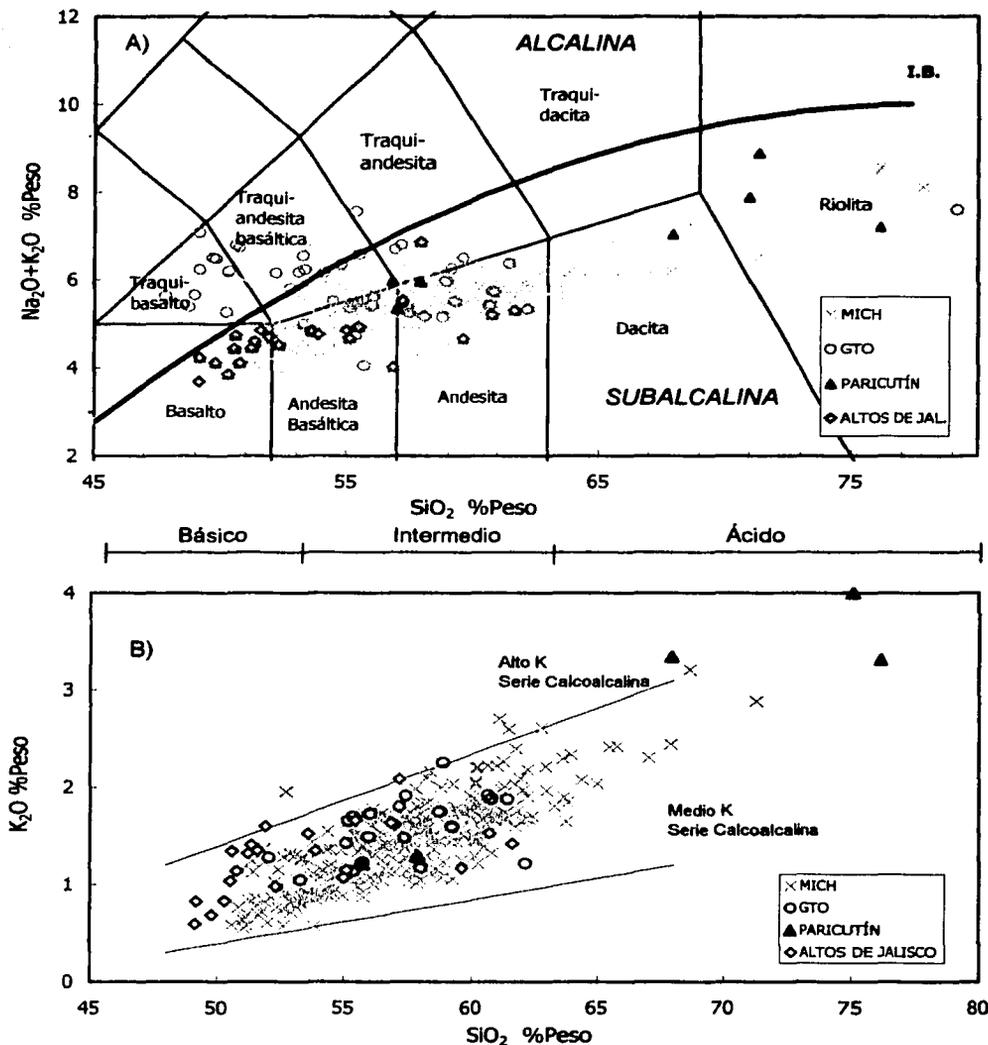


Figura 16. A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) con datos del CVMG y Altos de Jalisco, dentro del Sector Central. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B) Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $\text{K}_2\text{O}$  %Peso vs.  $\text{SiO}_2$  %Peso (Le Maitre, 1989).

TESIS CON  
VALIA DE ORIGEN

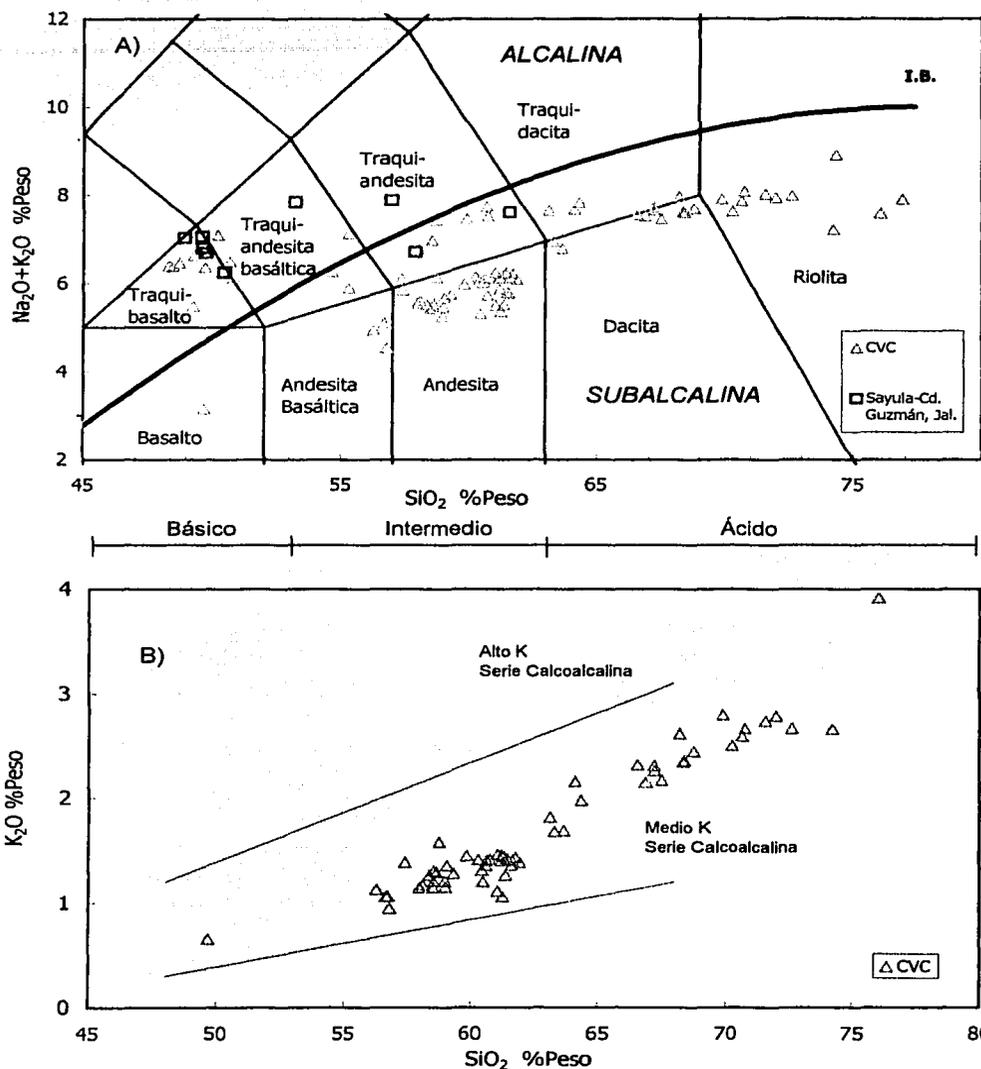


Figura 17. A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) utilizado para las muestras del CVC. Línea I.B. (Irvine y Baragar, 1971) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. B) Subdivisión de rocas subalcalinas (basaltos-riolitas)  $\text{K}_2\text{O}$  %Peso vs.  $\text{SiO}_2$  %Peso (Le Maitre, 1989).

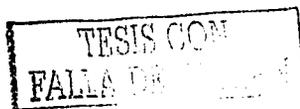
### V.2.5. Distribución espacial de la composición de las rocas

La clasificación química en el diagrama TAS muestra la gran variación composicional de las rocas volcánicas de la parte centro-occidental de la FVTM, con rocas subalcalinas y alcalinas, con presencia de rocas calcoalcalinas con contenidos medio y alto de potasio, y con rocas alcalinas sódicas y potásicas. Con el propósito de analizar si existe una distribución espacial o temporal preferencial de las diferentes composiciones observadas, las muestras se localizaron en mapas de acuerdo a rangos de contenido de sílice. Se presentan por separado las muestras del Plioceno-Cuaternario y del Mioceno medio – Mioceno tardío (Figs. 18 y 19). Los rangos del porcentaje de sílice utilizados para subdividir las rocas en básicas (45-52%), intermedias (52-63%) y ácidas (> 63%) son los recomendados por Le Bas *et al.* (1986) y se han utilizado también en la clasificación en el diagrama TAS de las figuras anteriores.

En la figura 18 se aprecia que, durante el Plioceno-Cuaternario, las muestras cercanas a la trinchera presentan composiciones intermedias y máficas, mientras que en el trasarco se presentan composiciones más silíceas. En esta parte del arco existe una cierta tendencia a que las rocas máficas se localicen en zonas de extensión como el graben de Colima y el graben de San Pedro-Ceboruco, así como en el extremo noroccidental del arco (cerca de los estratovolcanes de Las Navajas y Sangangüey). En el sector central dominan las rocas intermedias, en su mayoría ubicadas dentro del CVMG. En la figura 19 se muestran las variaciones del %SiO<sub>2</sub> durante el Mioceno medio y tardío, periodo durante el cual el volcanismo se ubica más lejos de la trinchera. En general en este período de tiempo la composición dominante es intermedia y máfica y aparecen particularmente en la zona trasarco.

### V.3 NORMA CIPW

Esta norma fue desarrollada por tres petrólogos llamados Cross, Iddings Pirrison y un geoquímico de nombre Washington, a lo cual el acrónimo CIPW. Esta norma convierte la composición química de una roca (con base en sus elementos mayores) a una serie de minerales normativos que se formarían en una serie de cristalización preestablecida. La norma CIPW calcula la composición mineral asumiendo que el magma es anhídrico. Para el cálculo de la norma CIPW (apéndice IV) se empleó el programa MINXPET V.04.



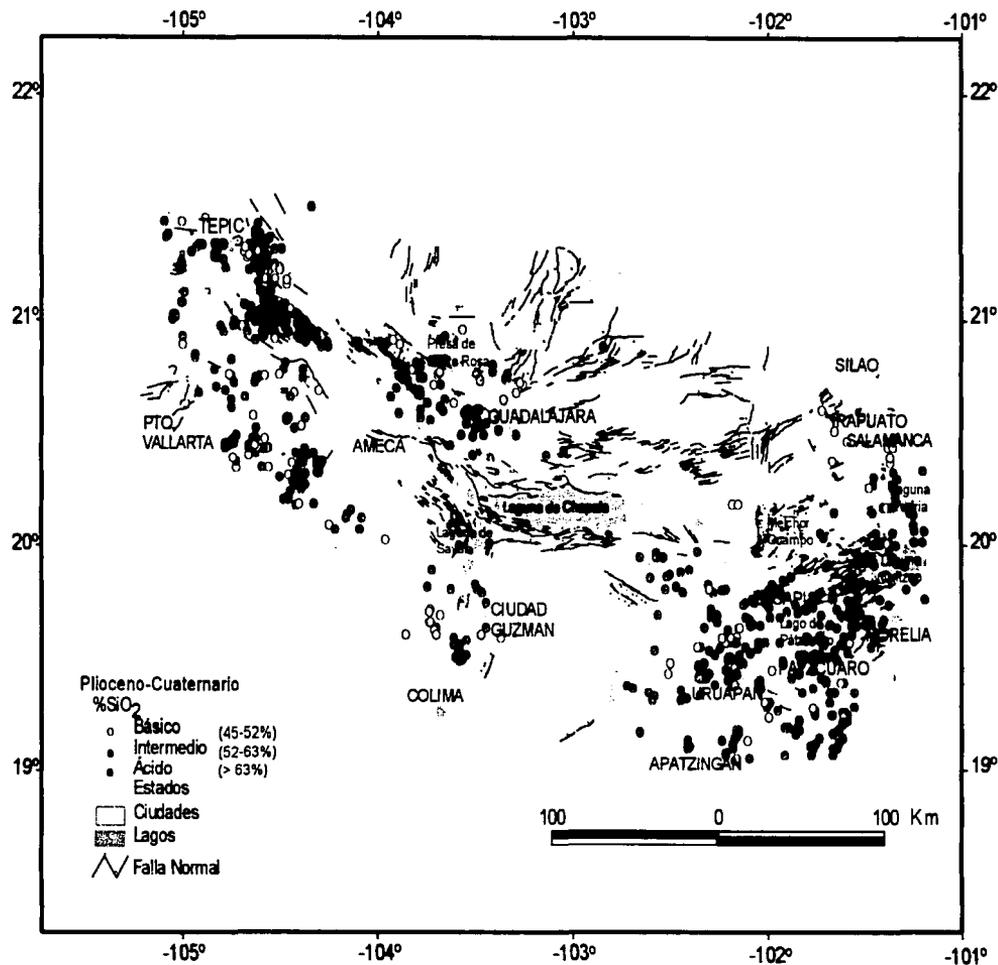


Figura 18. Variación del contenido en  $\text{SiO}_2$  de acuerdo a los rangos marcados por Le Bas *et al.* (1986) durante el Plioceno-Cuaternario.

TESIS COMPLETA  
FALLA DE ...

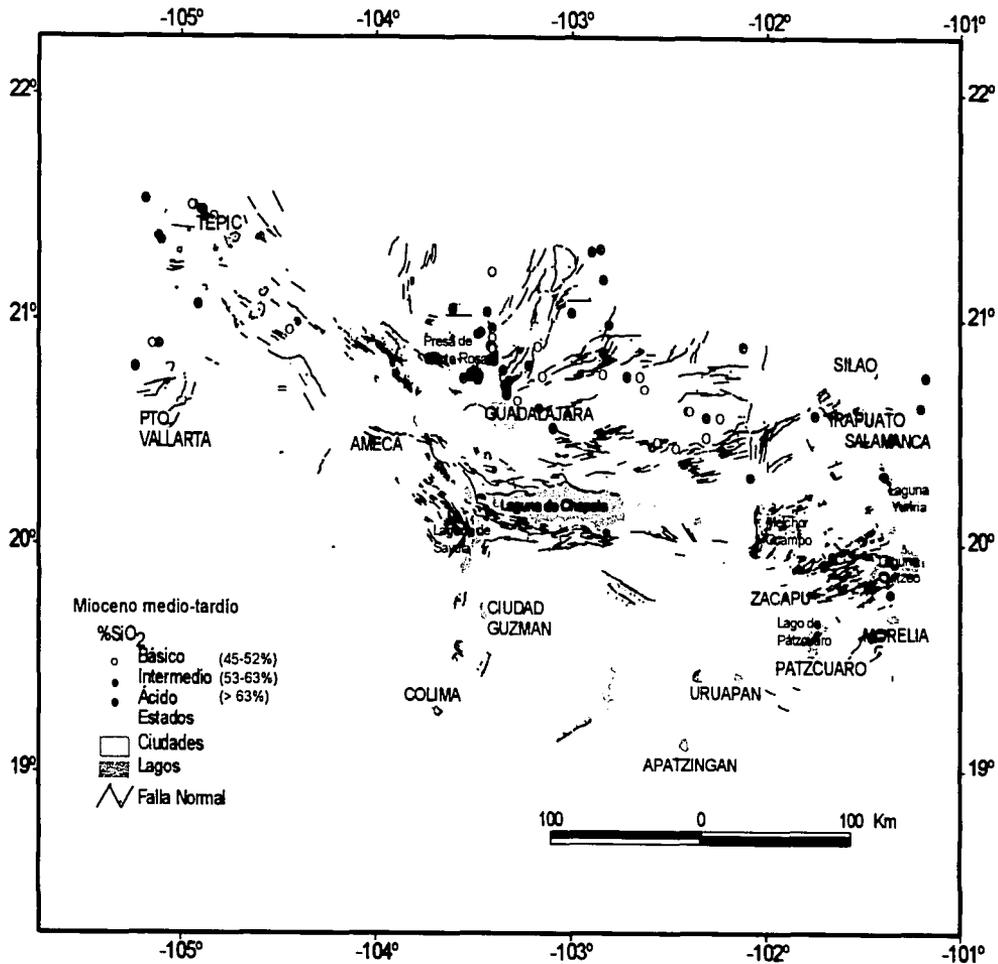


Figura 18. Variación del contenido en SiO<sub>2</sub> de acuerdo a los rangos marcados por Le Bas *et al.* (1986) durante el Mioceno medio-Mioceno tardío.

En las normas calculadas (apéndice IV) para el sector occidental y central en la FVTM se observa que las muestras que contienen nefelina normativa ( $N_e$ ), consideradas alcalinas, se manifiestan principalmente en el sector occidental. En la zona norte, los análisis que registran  $N_e$  en la norma son escasos, presentando contenidos relativamente bajos de 0.72 a 3.5 de  $N_e$ . En la zona centro no hay muestras que reporten  $N_e$  normativa, mientras que en la zona sur se localiza la mayor cantidad de muestras normativas en  $N_e$ , las cuales pueden llegar a tener un alto contenido de nefelina (0.16-13.66). La figura 20 muestra que los valores mas altos en  $N_e$  se ubican en el frente volcánico del sector occidental, el cual comprende los campos volcánicos de San Sebastián, Mascota, Atenguillo y Ayutla-Tapalpa.

#### V.4 COMPORTAMIENTO DEL Mg-V

El número de Magnesio (Mg-V o #Mg) es un valor que permite establecer que tanto se parece una roca emplazada en la superficie a los basaltos que se originan de la fusión parcial del manto superior. El Mg-V es frecuentemente empleado como índice de diferenciación ya que refleja el comportamiento de minerales ferromagnesianos. En otras palabras, nos dice que tanto una roca ha sufrido cambios en su composición primaria por efectos de diferenciación. Las rocas primitivas en equilibrio con peridotitas del manto presentan un rango en Mg-V de 68-75, Ni > 400-500 ppm y Cr > 1000 ppm (Wilson, 1989). El Mg-V es altamente sensible a la cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos, por lo que al diferenciarse un magma primitivo por fraccionamiento de esos minerales, el Mg-V de las rocas resultantes disminuirá correspondientemente.

TESIS CON  
SELLA DE ORIGEN

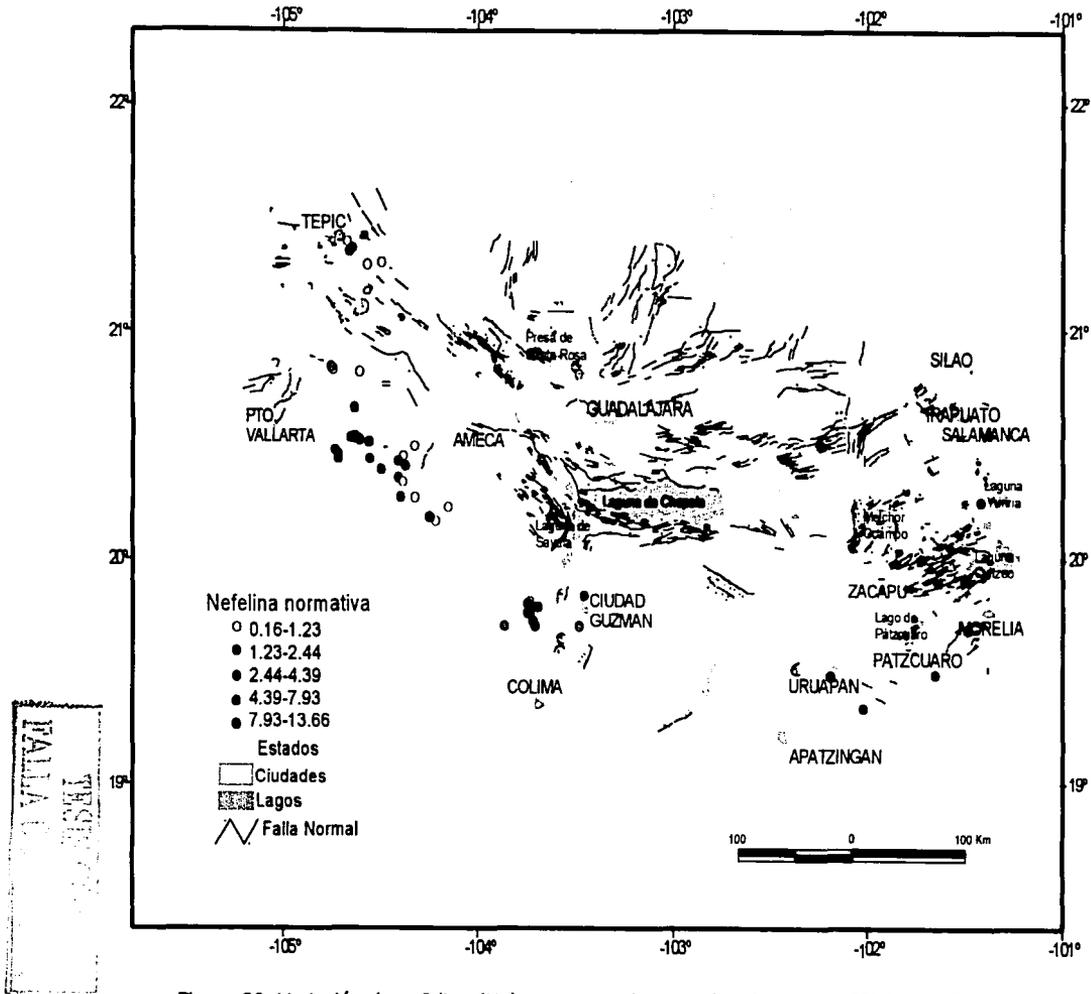


Figura 20. Variación de nefelina (Ne) normativa de acuerdo a la norma CIPW en la FVTM

#### V.4.1 Determinación del Mg-V

En vista de que existe una variedad de formas de obtener el Mg-V, se optó por la ecuación presentada por Hughes y Hussey (1975):

$$\frac{100 * \frac{MgO}{40.3}}{\frac{FeO}{71.85} \frac{MnO}{79.85} \frac{Fe_2O_3}{40.3}}$$

Hughes y Hussey (1975) proponen que la ecuación mostrada, es inequívoca e independiente del estado de oxidación del hierro.

Para el periodo Plioceno y Cuaternario se observa en el sector occidental un arreglo de valores de Mg-V con tendencia a aumentar hacia la trinchera (Fig. 21). Para el Mioceno tardío-medio es limitado el número de datos, pero en general se pueden observar valores bajos (en comparación con los datos del Plioceno y Cuaternario) y aproximadamente constantes de Mg-V entre 40 y 60, que aumentan ligeramente con la distancia de la trinchera.

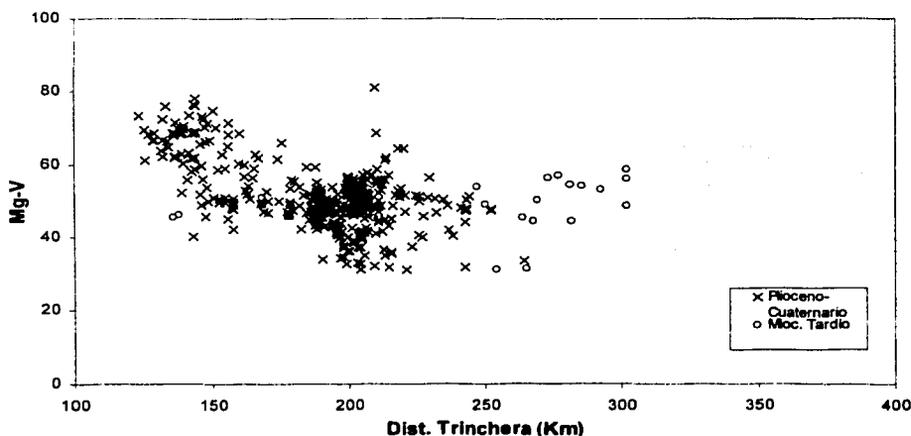


Figura 21. Diagrama Mg-V vs. Distancia a la Trinchera (km) para el sector occidental separado por períodos de tiempo (Ma).

En el sector central incluyendo el CVC (Fig. 22) se aprecia una ligera tendencia al aumento de Mg-V hacia la trinchera durante el Plioceno y Cuaternario. Las muestras de este período que presentan valores bajos ( < 40 Mg-V) representan rocas muy diferenciadas (traquitas y riolitas). Estas muestras se localizan en el Volcán de Fuego que son reportadas por Robin *et al.* (1991). Las rocas del Mioceno Tardío de las mesetas de Los Altos de Jalisco muestran, en general, una variación menor en Mg-V en comparación con las rocas del Plioceno-Cuaternario.

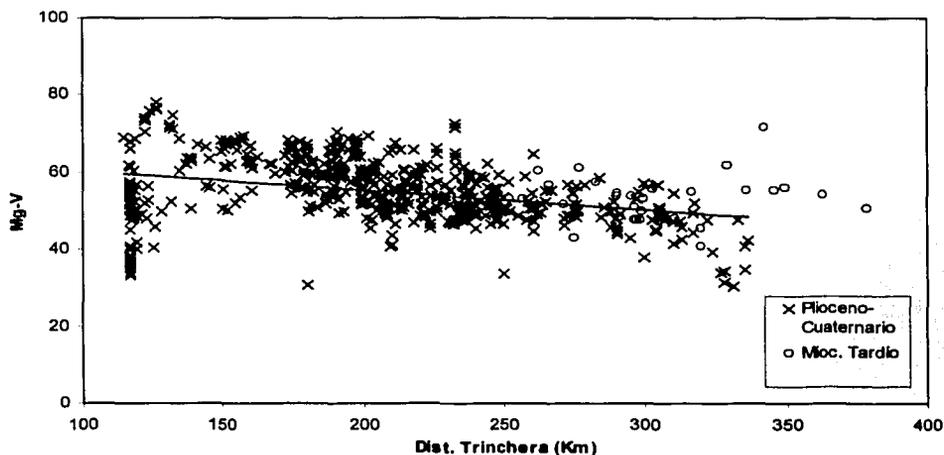


Figura 22. Diagramas Mg-V vs. Distancia a la Trincheras (km) para el sector central mostrando los datos del CVMG, Los Altos de Jalisco y el CVC distribuidos por períodos de tiempo (Ma).

Análogamente a lo que se hizo para los contenidos de sílice, se presenta la variación del valor del Mg-V en el espacio utilizando los rangos de 0-20, 20-40, 40-67 y > 67 (Figs. 23 y 24). Este último valor es tomado de Wilson (1989) y Gill (1981), donde los autores mencionan que valores mayores a 67% de Mg-V caracterizan a las rocas primitivas generadas por la fusión parcial del manto.



La figura 23 muestra que en el Plioceno-Cuaternario el Mg-V presenta gran variación. Son abundantes en ambos sectores las muestras con Mg-V entre 40 y 67. Es notorio que las muestras con valores de Mg-V superiores a 67 se registran en los campos volcánicos de la zona sur, localizados cerca de la trinchera, justo en el frente volcánico, mientras que las rocas más diferenciadas (Mg-V: 0-40) se ubican en la parte trasera del arco.

En la figura 24, que corresponde a datos del Mioceno, se observa que el rango de Mg-V más frecuente es también el de 40 – 67; estas muestras se ubican principalmente en Los Altos de Jalisco y en la región de Tepic, todos ellos localizados atrás del arco volcánico actual. Es notoria la práctica ausencia de rocas con Mg-V mayor a 67. Las rocas con Mg-V < 40 se localizan sobre todo en el área de La Primavera y San Cristóbal al norte de Guadalajara.

#### V.5 COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS TRAZA

Los elementos traza se dividen de acuerdo al comportamiento químico que presentan durante los procesos de fusión o cristalización. Durante un proceso de fusión parcial, los elementos compatibles tienden a concentrarse en las fases minerales residuales mientras que los incompatibles son los elementos que se transfieren fácilmente al fundido. Existe una subdivisión en base a la carga electrostática por unidad de área en el catión (potencial iónico). Elementos traza con carga iónica pequeña y radio iónico grande son conocidos como LILE (Elementos litófilos de radio iónico grande, por sus siglas en inglés) y los elementos carga iónica grande y radio iónico pequeño son llamados HFSE (Elementos de alto potencial iónico).

##### *V.5.1. Comportamiento de la relación Ba/Nb*

Las rocas de arcos volcánicos se caracterizan por tener altos contenidos de LILE en relación al contenido de HFSE. Esto se ha explicado por la movilidad de los LILE en fase fluida que hace que estos elementos se enriquezcan en los fluidos liberados por la placa que subduce, mientras que los HFSE, por ser inmóviles en la fase fluida no son acarreados por los fluidos de subducción. Por lo anterior se espera que magmas generados en zonas de subducción tengan valores elevados de LILE/HFSE.

11/11/2017

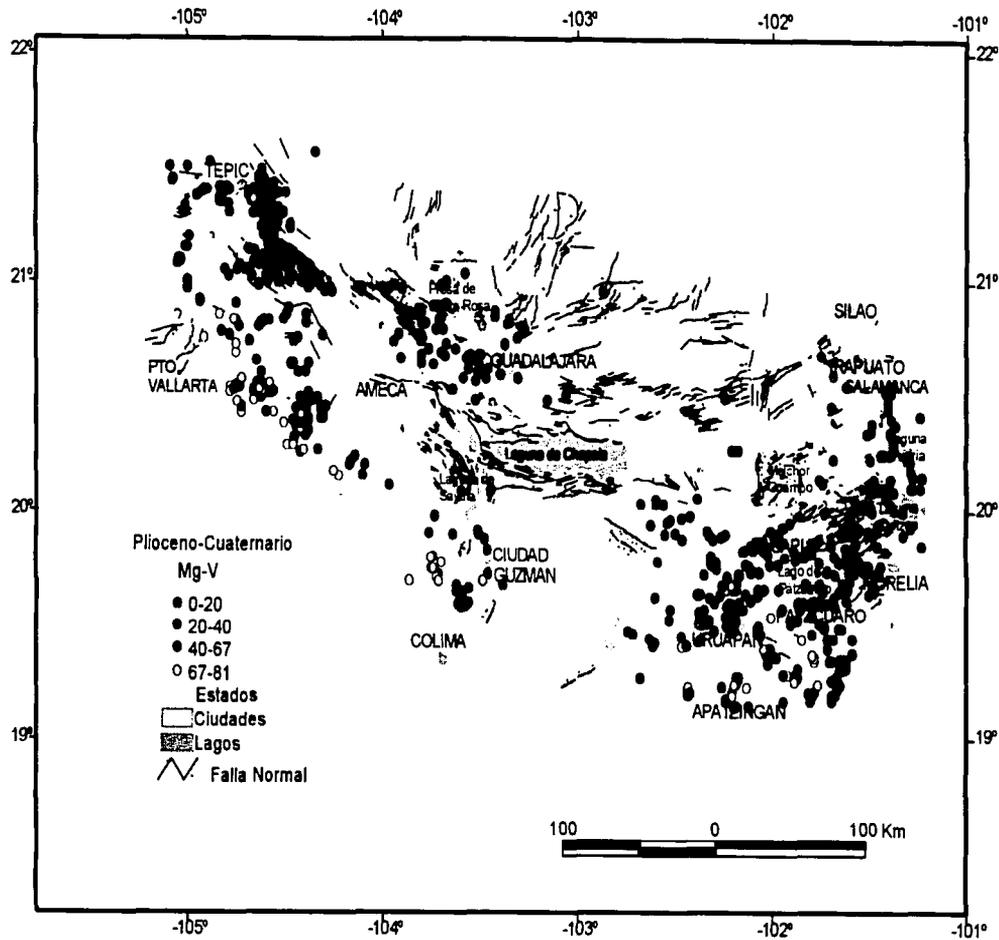


Figura 23. Distribución del Mg-V en la FVTM durante el Plioceno-Cuaternario

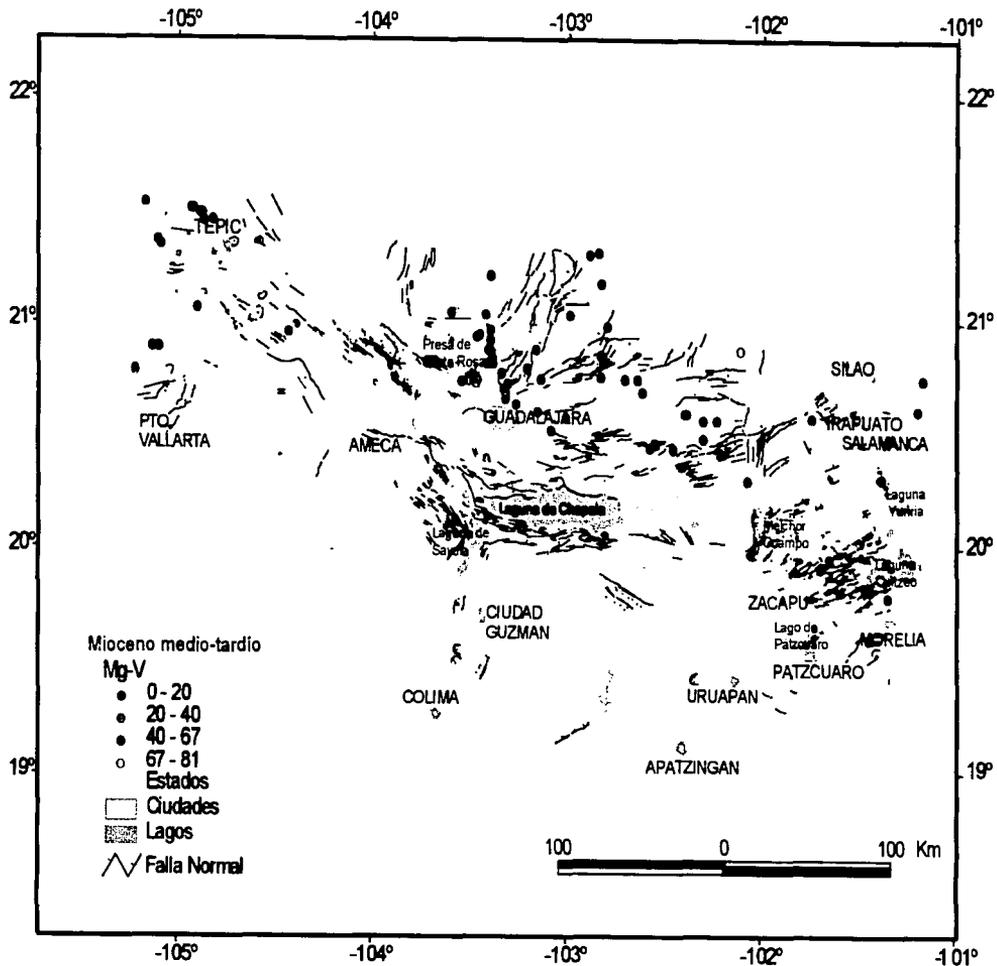


Figura 24. Distribución del Mg-V en la FVTM durante el Mioceno tardío-medio

En este trabajo se usa la relación de Ba (LILE) y Nb (HFSE) para detectar la influencia de fluidos de subducción y de sedimentos continentales subducidos en la generación de los magmas, considerando que valores altos de Ba/Nb son característicos de una señal de subducción. Debido a que el Ba es un elemento muy móvil durante los procesos de alteración de las rocas, antes de emplear estos valores en el análisis se graficó la relación Ba/Nb contra la pérdida por calcinación para detectar y eliminar valores anómalos que pudieran estar relacionados a procesos secundarios.

En la evaluación de la relación Ba/Nb se consideraron por separado los dos sectores ya que éstos son subyacidos por diferentes placas: Rivera y Cocos. Se utilizaron gráficas que relacionan los valores de Ba/Nb con la distancia a la trinchera (km) y se separaron los datos por periodos de tiempo para cada sector volcánico.

En el sector occidental (Fig. 25) se observa, para los datos del Plioceno y Cuaternario, un rango amplio de valores de Ba/Nb (4.35-415) y una tenue tendencia a valores decrecientes de Ba/Nb al aumentar la distancia a la trinchera, observándose que los valores más bajos se localizan a mayor distancia de la trinchera. Los datos del Mioceno tardío tienen también un rango amplio de valores de Ba/Nb (26-210). No es posible apreciar tendencias de comportamiento para estas rocas, debido a que los datos se concentran en un rango pequeño de valores de distancia a la trinchera.

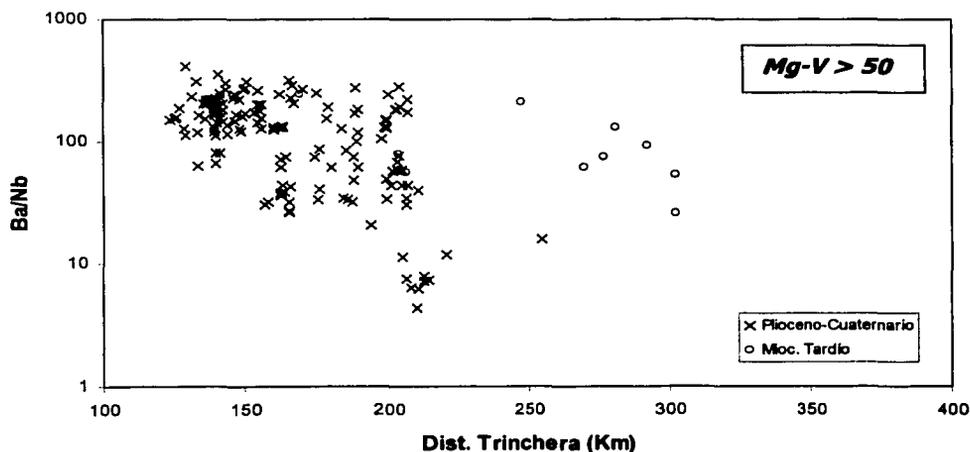


Figura 25. Diagramas Ba/Nb vs. Distancia a la Trinchera (km) para el Sector Occidental.

TESIS COM  
ALTA

Para el Sector Central, el rango de valores de Ba/Nb (17-300) es menor que en el Sector Occidental (Fig. 26), aunque también amplio. Para los datos del Plioceno-Cuaternario se observa que los valores más elevados y variables se localizan hacia la trinchera, mientras que los valores más bajos y menos variables se encuentran hacia el norte. Las rocas del Mioceno tardío (que comprende Los Altos de Jalisco) tienen valores de Ba/Nb muy variables (25.33-388.50), mostrando aparentemente una tendencia inversa es decir una disminución en Ba/Nb al acercarse a la trinchera.

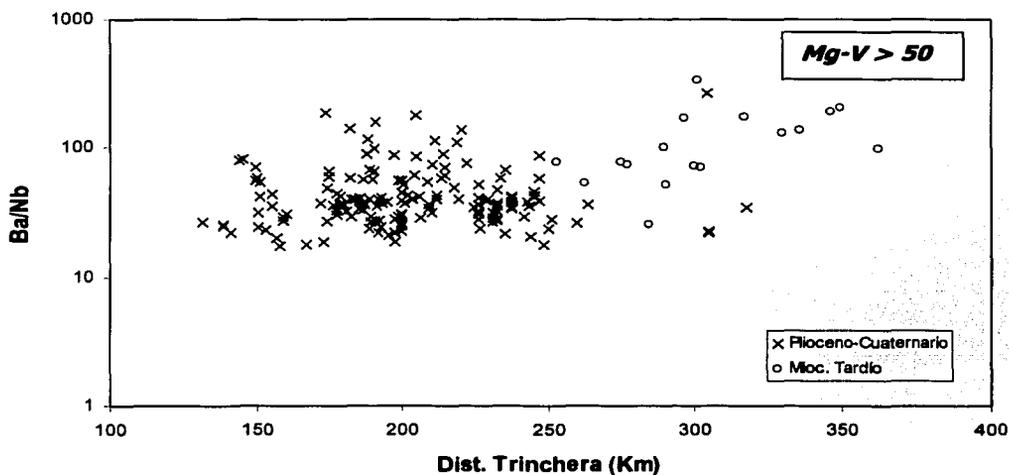


Figura 26. Diagramas Ba/Nb vs. Distancia a la Trincheras (km) para muestras dentro del Sector Central.

En las figuras 27 y 28 se representan dos mapas mostrando la variación por rangos de los valores de Ba/Nb para los periodos Plioceno-Cuaternario y Mioceno tardío. Los rangos se definieron considerando que los valores típicos de Ba/Nb para rocas de intraplaca, sin influencia clara de subducción son menores que 10 (Hofmann, 1988); por otro lado, las rocas generadas en arcos magmáticos presentan típicamente valores de la relación Ba/Nb > 100 (Pearce, 1982; Wilson, 1989).

TESTE  
 FALLA DE CASCÓN

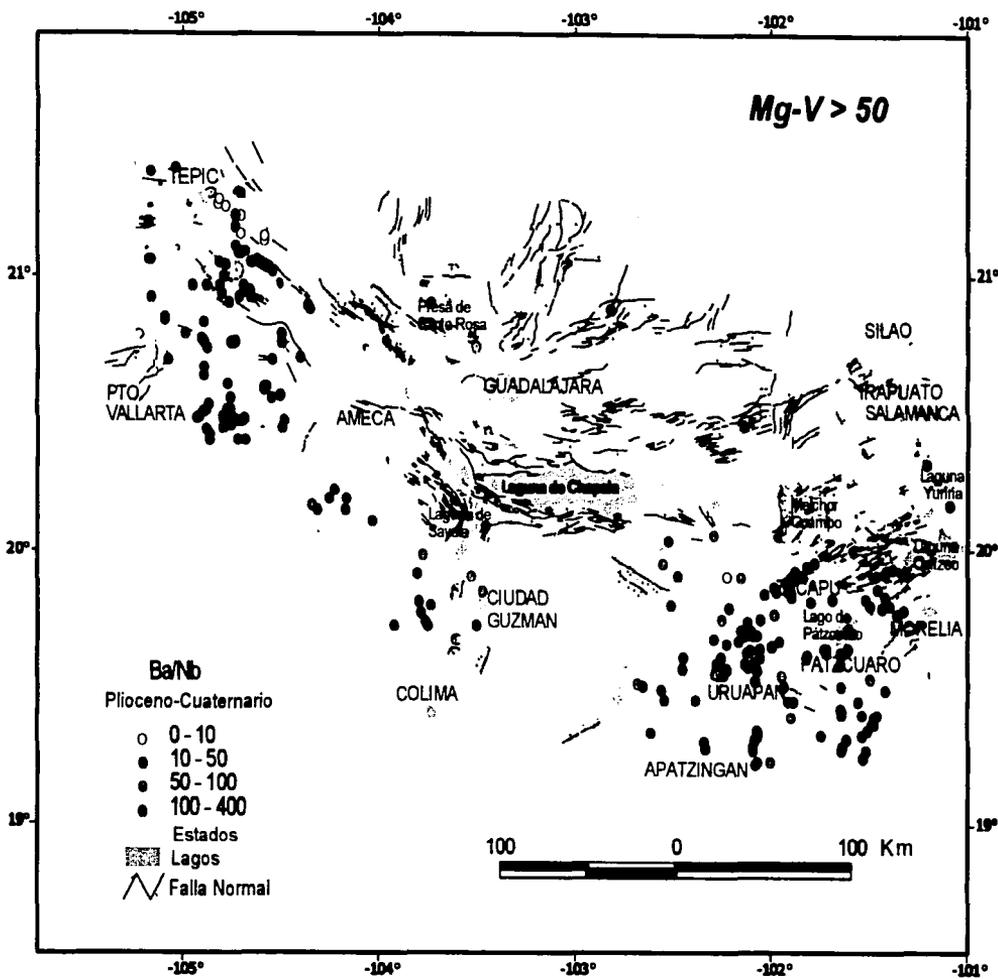


Figura 27. Variación Ba/Nb a lo largo de la FVTM (Occidental y Central) correspondiente al período Plioceno-Cuaternario.

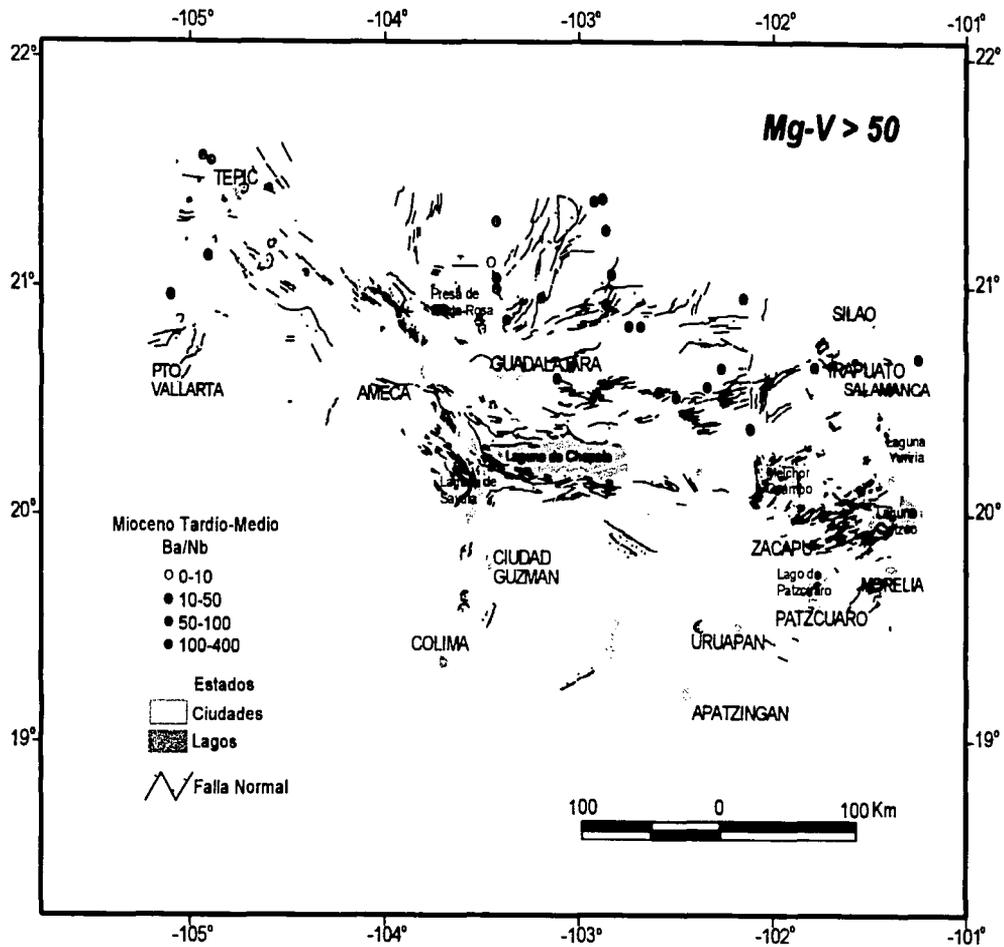


Figura 28. Variación Ba/Nb a lo largo de la FVTM correspondiente al período Mioceno tardío.

En lo que respecta al Plioceno-Cuaternario (Fig. 27), se aprecia que en el Sector Occidental hay valores altos de Ba/Nb cercanos a la trinchera, mientras que valores mas bajos de Ba/Nb ( $< 50$ ) se localizan en la parte trasera del arco. Un grupo de valores muy bajos de Ba/Nb ( $< 10$ ), característicos de rocas de intraplaca, se localizan al oriente y SE de Tepic, Nay.

En el sector central, los valores de Ba/Nb son moderados y presentan poca variación; la mayoría de estos datos corresponden al CVMG. En general se observa una mayor abundancia de muestras con relación a un aumento de Ba/Nb hacia el frente volcánico, esto es, al acercarse a la trinchera.

Para el Mioceno Tardío (Fig. 28), los datos disponibles se concentran principalmente al norte de Guadalajara. Los valores de Ba/Nb muestran alta variabilidad y sobresalen algunos valores bajos ( $< 10$ ) que corresponden a la localidad de San Cristóbal, al norte de Guadalajara, que subyace el límite de placa Rivera-Cocos en la actualidad.

Resumiendo, en ambos sectores se tienen relaciones de Ba/Nb muy variables, aunque en general muestran que la mayoría de los magmas han tenido, en mayor o menor medida, una contribución de componentes de subducción. Muestras con valores bajos de Ba/Nb, característicos de ambientes de intraplaca, son escasas y se presentan de manera localizada.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## V.6 PRESENCIA DE ADAKITAS DENTRO DEL SECTOR OCCIDENTAL

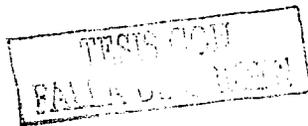
### V.6.1 INTRODUCCIÓN

Las adakititas son rocas volcánicas de composición intermedia a félsica, abarcando desde andesitas hasta riolitas. Presentan características geoquímicas que se interpretan como derivadas directamente de la fusión de la corteza oceánica subducida. Originalmente se sugirió que la fusión podía ocurrir cuando la litosfera subducida era relativamente joven < 20-25 Ma (Defant y Drumond, 1990; Martín, 1999).

Estas rocas se consideran generadas por la fusión parcial del slab en el campo de estabilidad del granate. La fusión parcial de una fuente máfica (anfíbolita o eclogita) metamorfozada derivada del slab, donde granate (grt) y hornblenda (hbl) se comportan como fases residuales, genera líquidos magmáticos enriquecidos en Sr, Na y en LREE (Elementos de las Tierras Raras Ligeras), mientras que el Y y los HREE (Elementos de las Tierras Raras Pesadas) como el Yb son retenidos preferencialmente en el residuo eclogítico y están empobrecidos en los magmas (Kay, 1978). En cuanto a los elementos mayores, la fusión parcial del slab (con las características mencionadas) produce magmas con altos contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$ .

Las adakititas se distinguen e identifican por los siguientes rasgos: en elementos mayores presentan un  $\text{SiO}_2 > 56 \%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15 \%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} > 3.5 \%$  y  $\text{MgO} < 3 \%$ ; con respecto a elementos traza presentan concentraciones de Sr > 400 ppm e Y < 18 ppm, así como bajas concentraciones de HREE. Debido al fraccionamiento de los elementos traza durante la fusión parcial, las altas relaciones de Sr/Y y La/Yb son buenos discriminantes de este tipo de rocas (Defant y Drumond, 1990; Defant y Kepezhinskas, 2001).

El ejemplo característico de estas rocas se ubica en las Islas Aleutianas, Alaska. Existen varias localidades de magmas adakíticos asociadas a zonas con subducción de cortezas oceánica joven a lo largo del occidente en el continente Americano. Algunos de los arcos que se incluyen a estas rocas son los Andes, Costa Rica, la FVTM y las Cascadas (Monte Santa Helena). Sin embargo, recientemente Gutscher *et al.* (2000) propusieron que estas rocas pueden estar asociadas con zonas de subducción subhorizontal ya que en el 90% de los casos de presencia de magmas adakíticos actuales se ubican en zonas donde el plano de Benioff se vuelve casi plano por debajo de la placa cabalgante.



Otro modelo que presentan Yogodzinsky *et al.* (1998), sugiere que las adakitas también pueden formarse en zonas de "slab windows" cuando el manto astenosférico fluye lateralmente al borde de una placa que puede bien ser antigua. El caso mas evidente es el del norte de Kamchatka y oeste de las Aleutianas, donde la zona de subducción presenta un fuerte quiebre que provoca la ruptura de la placa Pacífica. Allí, estudios de anisotropía sísmica (Peyton *et al.* 2001) han detectado un flujo lateral de la astenósfera que puede fundir el borde vertical de la placa.

## V.6.2 CARACTERÍSTICAS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

### V.6.2.1 Elementos mayores y trazas

Martín (1999) y Defant y Kepezhinskas (2001) hacen una comparación entre la composición en elementos mayores de adakitas y la de líquidos generados experimentalmente por fusión de basaltos. Esto como resultado de la reacción del magma adakítico con la cuña del manto peridotítico durante el ascenso, resultando en el enriquecimiento de MgO, Ni (20-40 ppm) y Cr (30-50 ppm) (Martín, 1999).

La caracterización de las adakitas se ha hecho principalmente en función de los contenidos en elementos traza (alto contenido en Sr, LREE y bajo contenido de HREE e Y). La ausencia de cristalización fraccionada (AFC) en la generación de las adakitas se debe a la presencia de altos contenidos de Sr, en cambio, el proceso de AFC es típico de rocas félsicas calcoalcalinas mostrando anomalías negativas de Sr y Eu.

Los parámetros mas ampliamente empleados para la discriminación de adakitas son las relacionadas de Sr/Y y La/Yb. En este trabajo se usó únicamente la relación Sr/Y, debido a la ausencia de análisis de La e Yb en la literatura. En la tabla 5 se presenta la composición de las rocas seleccionadas del occidente de la FVTM, donde se observa que un grupo de muestras que tienen los contenidos bajos de Y y las relaciones altas de Sr/Y (Fig. 29) característicos de rocas adakíticas. Estas rocas provienen de tres estructuras: El Volcán San Juan (Luhr, 2000), el graben San Pedro-Ceboruco (Petroni, 1999) y las dos muestras del campo volcánico Los Volcanes (Wallace y Carmichael, 1992). Las muestras restantes califican como magmas típicos generados en un arco volcánico sin participación de magmas procedentes de la fusión del slab.

Muestra	Roca	Localidad	Rango de edad	Lat. N	Long. W	%SiO <sub>2</sub>	%MgO	Y (ppm)	Sr (ppm)	Sr/Y	Referencia
1004-21	Andesita	Volcán San Juan, Nay.	1	21.51900	-104.96600	59.63	2.81	13.00	1039.00	79.92	Luhr (2000)
M78-12	Andesita	Cerro Coatepec, Nay.	1	21.40100	-104.92300	59.89	2.83	11.00	793.00	72.09	Luhr (2000)
M79-3	Andesita	Cerro La Cebadilla, Nay.	1	21.47900	-105.10900	61.86	2.21	13.00	751.00	57.77	Luhr (2000)
M82-1	Riocita	Cerro El Voladero, Nay.	1	21.50600	-105.05100	70.55	0.28	13.00	567.00	43.62	Luhr (2000)
SPC 107	Andesita	Cerro Colorado, Nay.	1	21.07200	-104.65000	59.49	2.52	11.00	917.00	83.36	Petrone (1999)
SPC 110	Traquiandesita	Volcán Tezonitlé, Nay.	1	21.17100	-104.65100	56.68	3.03	9.00	1069.00	118.78	Petrone (1999)
SPC 140	Dacita	Cerro Las Teñillas, Nay.	1	21.17200	-104.70100	64.52	2.21	8.00	929.00	116.13	Petrone (1999)
SPC 30	Dacita	Domo Cerro Grande (Las Mesitas), Nay.	1	21.16400	-104.78600	68.07	0.77	7.00	523.00	74.71	Petrone (1999)
SPC 55	Dacita	Domo Cerro Bartolinas en Loma Atravesada, Nay.	1	21.15300	-104.60600	62.71	2.49	5.00	727.00	145.40	Petrone (1999)
SPC 56	Dacita	Domo Cerro Bartolinas en Loma Atravesada, Nay.	1	21.10100	-104.67900	62.39	2.60	9.00	459.00	51.00	Petrone (1999)
SPC 63	Dacita	Domo San Pedro, Nay.	1	21.12900	-104.70000	69.03	1.38	9.00	522.00	58.00	Petrone (1999)
SPC 91	Andesita	Flujo del Ceboruco, Nay.	1	21.10900	-104.48700	60.17	2.88	7.00	756.00	108.00	Petrone (1999)
SPC 93	Andesita	Flujo del Ceboruco, Nay.	1	21.10600	-104.49000	60.10	2.88	8.00	658.00	82.25	Petrone (1999)
SPC 98	Andesita	Flujo del Ceboruco, Nay.	1	21.10500	-104.50800	58.51	2.85	12.00	719.00	59.92	Petrone (1999)
SPC 79	Andesita	Caldera Tepetitlic, Nay.	1	21.26000	-104.70000	60.49	0.18	11.00	644.00	58.55	Petrone (1999)
229	Andesita	Los Volcanes Jal.	1	20.47000	-104.49000	60.80	2.38	15.00	1489.00	99.27	Wallace y Carmichel (1992)
222-B	Andesita	Los Volcanes Jal.	2	20.40000	-104.48000	61.70	2.57	14.00	1354.00	96.71	Wallace y Carmichel (1992)

Tabla 5. Valores de datos geoquímicas del sector occidental con características "adakíticas". (1) Plioc. Tardío-Cuaternario (0-3 Ma), (2) Plioc. Temprano (3.1-5 Ma).

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

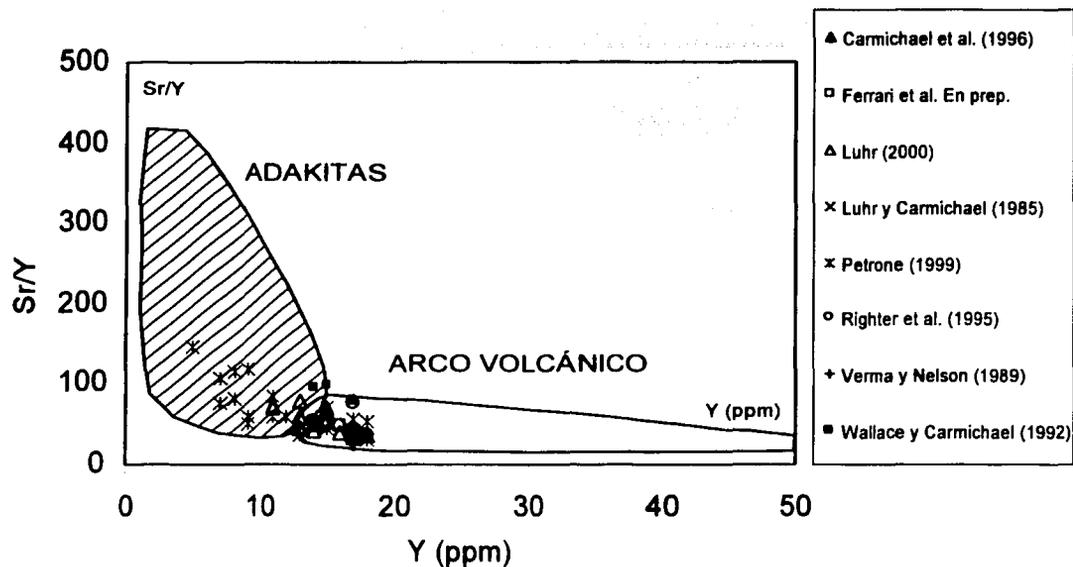


Figura 29. Diagrama de discriminación Sr/Y vs. Y, utilizando las muestras del sector occidental. Los campos de composición de adakitas y arco volcánico fueron tomados de Drumond y Defant, 1990.

### V.6.3 ADAKITAS EN LA FVTM

En el caso de la Faja Volcánica Trans-Mexicana hemos analizado la distribución de elementos mayores y traza característicos de rocas adakíticas para el sector occidental (tabla 5 y Fig. 30). Estos datos se seleccionaron de la base de datos con base en los valores característicos de adakitas establecidos por Defant y Drumond (1990) y Defant y Kepezhinskas (2001). En el conjunto de datos analizados, los que tienen características similares a las adakitas se ubican principalmente en la región de occidental de Nayarit (Tepic y Graben San Pedro-Ceboruco; Fig. 30).

TESIS  
VALC...

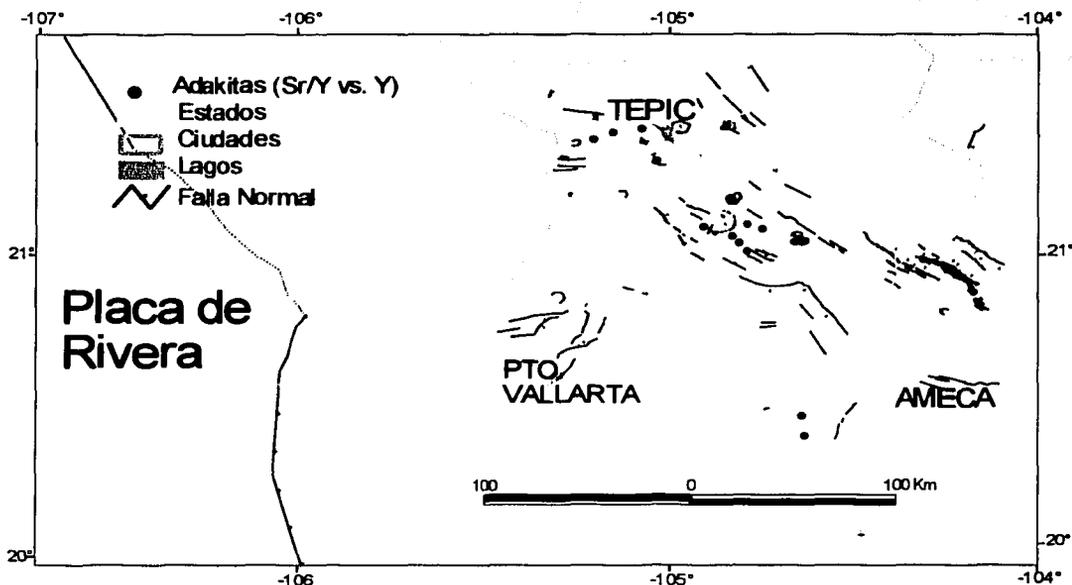


Figura 30. Distribución de rocas adakíticas en el sector occidental de la FVTM. Estas rocas se identificaron mediante el diagrama de discriminación mostrado en la Figura 29.

La posible presencia de adakitas dentro de la FVTM ya había sido señalada por Luhr (2000) dentro del sector occidental en productos del Volcán San Juan en el estado de Nayarit. En nuestro análisis encontramos otros productos con estas características ubicados en el graben San Pedro-Ceboruco (Petrone, 1998) y la región de Los Volcanes (Wallace y Carmichael, 1992). Se trata de rocas que tienen todas las características reportadas por Defant y Drumond (1990) para las adakitas. Para la discriminación se tomaron principalmente como base los elementos Sr e Y, ya que estos elementos permiten distinguir el campo de composición de las adakitas con respecto a rocas generadas en arcos volcánicos sin la participación de magmas generados en el slab. Los datos presentados corresponden a rocas que abarcan en composición desde andesitas hasta riolitas, con valores de  $Sr/Y > 50$  ppm.

Luhr (2000) interpreta a estas muestras como derivadas de un proceso de fusión parcial en el que hornblenda y granate están presentes como minerales residuales, y considera que el protolito debe ser el slab subducido. La presencia de adakititas y, por consecuencia, la fusión del slab en esta zona se puede explicar por la presencia de una litosfera oceánica joven (< de 10 Ma en la trinchera) y por la localización encima del extremo NO de la placa de Rivera al límite con la zona de ascenso astenosférico del Golfo de California.



## VI. ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL VULCANISMO

### VI. 1 INTRODUCCIÓN

El volumen de las unidades geológicas del área estudiada representa una información importante para evaluar los volúmenes de la FVTM a través del tiempo y comparar los diferentes sectores de este arco. A su vez, la estimación de volúmenes es un elemento fundamental para poder determinar la relación entre subducción y magmatismo. En una primera aproximación, si el magmatismo depende de la subducción y la edad (y por ende la estructura térmica) de la placa no cambian, y solamente tomamos en cuenta si la velocidad de convergencia es mayor se debería tener una mayor cantidad de vulcanismo. Este enfoque fue utilizado por Ferrari *et al.* (2001) quienes detectaron una relación cualitativa entre las variaciones de velocidad de convergencia entre las placas de Rivera y Norteamérica y los volúmenes de vulcanismo del sector occidental de la FVTM. Aquí se presenta un trabajo mas completo que abarca toda la mitad occidental de la FVTM y pretende comparar el vulcanismo producto de la subducción de las placas de Rivera y Cocos.

### VI. 2 METODOLOGÍA

Para llegar a obtener los valores de los volúmenes se utilizó el Sistema de Información Geográfica Arc View 3.2 (ESRI, 1996) ya que permite calcular automáticamente las áreas de las unidades geológicas que están localizadas en el mapa 1:250000 presentado en este trabajo.

Para esta evaluación se obtuvieron los datos de forma separada para cada sector occidental y central. En cada sector se agruparon las unidades geológicas que abarcan un período de tiempo similar. Los datos del sector occidental (apéndice V, disco anexo) fueron tomados de Ferrari *et al.* (2001). En cambio para estimar los volúmenes del sector central (apéndice VI, disco anexo) se llevaron a cabo los siguientes pasos:

1. Se calculó el área de la unidad por medio del Sistema de Información Geográfica
2. Las unidades que se pudieran aproximar a un sólido geométrico (cono, tronco de cono, etc.) se calcularon directamente.

Las demás unidades se asimilaron a paralelepípedos. En este caso se trazaron perfiles topográficos (1:250,000) de las diferentes unidades geológicas.



Sobre el perfil se trazó una línea que representa una estimación de la base de la unidad y otra línea que represente el promedio de su parte superior. En caso de que una unidad presentara alturas muy diferentes se dividió en subunidades. De esta forma se estimó el espesor equivalente de la unidad geológica.

3. Finalizado el proceso anterior se multiplican los valores de áreas por los espesores medios, determinando el volumen de la unidad tomando en cuenta los factores de calidad.

Se encontró que en los conos (generalmente representado por triángulos) la línea que define el espesor equivalente se localiza a un tercio de la altura total a partir de la base y en mesetas o cuerpos tabulares (trapezios) dicha línea se localiza comúnmente por debajo de la mitad de la altura total.

Los datos obtenidos mediante este procedimiento, no presentan una correlación y Distribución Normal o Gaussiana. Las graficas presentadas en los resultados se manifiestan como datos en la naturaleza (distribución no normal) y mostrando una variación no constante. A lo cual me permito definir los conceptos mencionados como distribución normal y distribución no normal. *Distribución Normal o Gaussiana:* Variables distribuidos al azar en forma continua. La gráfica de frecuencia en una clasificación vs. probabilidad formando una curva en forma de campana llamada "Campana de Gauss" (Berthouex y Brown, 1994). Variación no constante: este problema especial se asocia al error de las medidas que a menudo son proporcionales a la magnitud de los valores medidos en vez de ser constantes, se aproximan sobre el alcance-extensión-gama de estos valores (Berthouex y Brown, 1994). *Distribución no Normal:* Datos en la naturaleza (por ejemplo espesores) rara vez presentan una distribución normal (Berthouex y Brown, 1994).

Cabe mencionar que la localidad de referencia para las unidades del sector central (apéndice VI, disco anexo) es tomada a partir de la población mas cercana, esto de acuerdo al polígono registrado y determinado por el SIG. Las tablas mostradas a continuación se presentan las unidades geológicas divididas con respecto a la edad y a la afinidad química. Para el CVMG, Hasenaka y Carmichael (1985) determinan el volumen total de este campo con 31 km<sup>3</sup>, mismo que se considero en este trabajo.



### VI.3 RESULTADOS

Los valores obtenidos se reportan en los apéndices V y VI. Estos datos se graficaron para cada uno de los sectores occidental y central subyacente por las placas Rivera y Cocos. Para analizar el comportamiento del vulcanismo en el espacio y tiempo se graficaron los volúmenes versus diferentes períodos de tiempo, a lo largo del arco y en función de la distancia desde la trinchera.

#### *VI.3.1 Volumen vs. Rango de edad*

En este primer gráfico se realiza una comparación de volúmenes en cada período de edad para ambos sectores. Ambos sectores muestran un aumento en volumen durante el Mioceno tardío, disminuyendo hacia la última fase de este mismo período. Al inicio del Plioceno se presenta un ascenso en el vulcanismo en el sector occidental seguido de un descenso en el Plioceno tardío. Hacia el Cuaternario el volumen en el vulcanismo vuelve a aumentar considerando el emplazamiento del Complejo Volcánico de Colima que cuenta con un volumen de  $700 \text{ km}^3$  (Robin *et al.* 1987) (Fig. 31).

#### VI.3.1.1 Sector Occidental

El volumen de magma emplazado en el sector occidental se muestra en la figura 32A, donde las lavas son divididas de acuerdo al contenido de sílice y la presencia de lavas alcalinas por períodos de tiempo (Ma). El Mioceno tardío comprende lavas máficas de composición basálticas que representan una tasa de efusión volcánica elevada para la edad comprendida entre 7.7-11 Ma y con un volumen total de  $2093 \text{ km}^3$ . Hacia el final del Mioceno tardío e inicio del Plioceno, entre 5 - 7.5 Ma, el vulcanismo disminuye alcanzando solo  $925 \text{ km}^3$ . Este volumen está constituido por lavas silíceas. Esta disminución en el volumen de magmas podría deberse a una disminución en la tasa de convergencia a 15-30 mm/a de la Placa de Rivera (Fig. 32B) (DeMets y Traylen, 2000). Durante el Plioceno temprano se emplazaron lavas máficas con un volumen total de  $688 \text{ km}^3$ . Así mismo durante el Plioceno tardío al Cuaternario (0 - 3Ma) vuelve a aumentar el volumen del vulcanismo alcanzando  $2047 \text{ km}^3$  y una composición desde máficas hasta silíceas. Durante el Plioceno temprano existe un incremento notable en la velocidad de convergencia, alcanzando  $\sim 65 \text{ mm/a}$ . La velocidad disminuye ( $10 \text{ mm/a}$ ) nuevamente a finales del Plioceno e inicios Cuaternario, aumentando hasta  $\sim 30 \text{ mm/a}$  en el último millón de años (DeMets y Traylen, 2000).



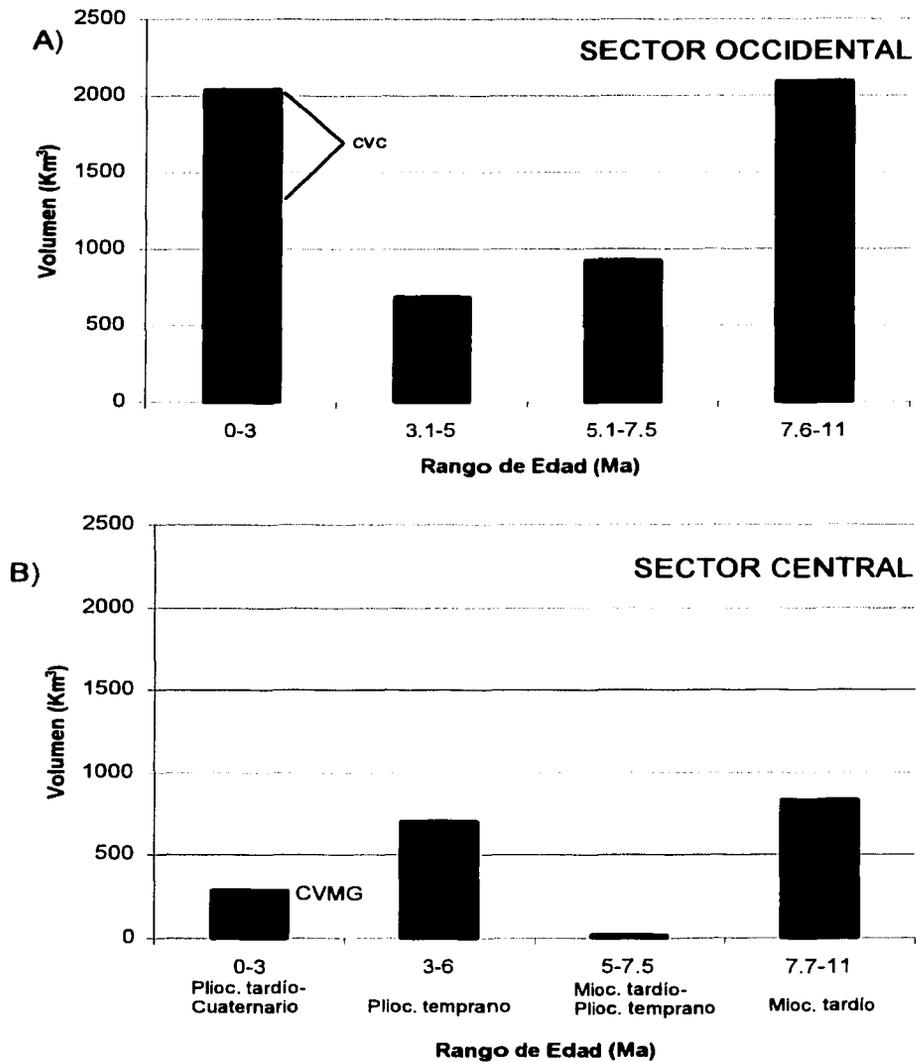


Figura 31. Comparación y datos de la tasa de emplazamiento de magma para cada sector en histogramas Volumen vs. Edad. A) Sector Occidental y B) Sector Central.

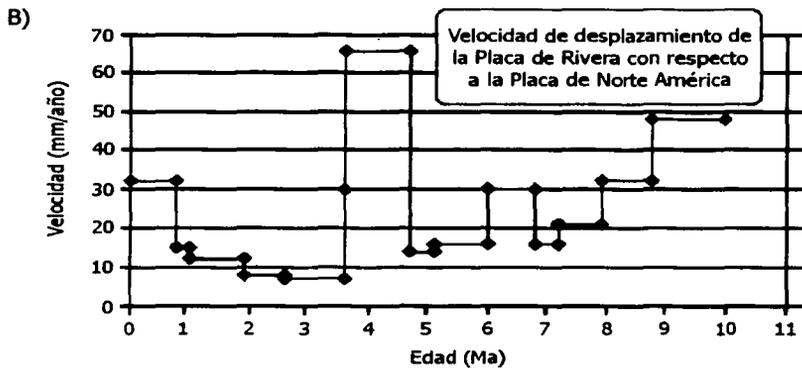
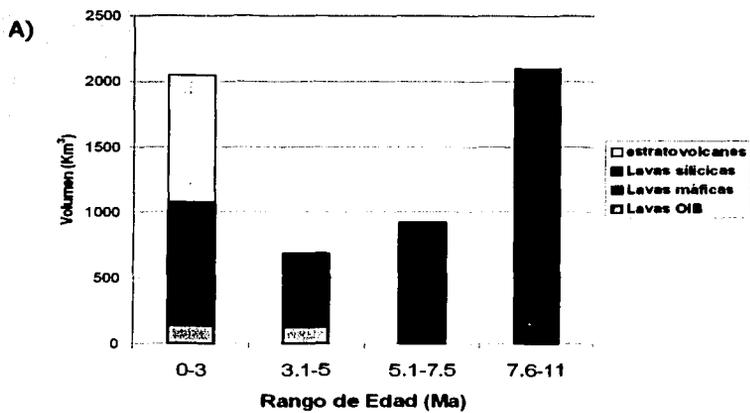


Figura 32. Diagramas de comparación de acuerdo a la tasa de emplazamiento de magma (A) con la tasa de convergencia de la Placa de Rivera (B) (Ferrari *et al.* 2001).

### VI.3.1.2 Sector Central

En el sector central (Fig. 31B), durante el Mioceno tardío (7.7 – 11 Ma) se tiene un volumen de 830 km<sup>3</sup> que en gran medida se debe al vulcanismo de flujos de lavas basálticas de la región de los Altos de Jalisco. Hacia la última fase del Mioceno Tardío (5 - 7.5 Ma) el volumen disminuye bruscamente a solo unos 15.08 km<sup>3</sup>, compuesto principalmente por domos silíceos. Entrando al Plioceno (3 – 6 Ma) vuelve a aumentar el volumen a 710.20 km<sup>3</sup> que comprende mesetas de composición intermedia y en el Cuaternario-Plioceno Tardío consta de un total de 287.85 km<sup>3</sup>, este último se compone de un vulcanismo monogenético.

En conclusión podemos observar que, aunque con valores absolutos distintos, los dos sectores considerados presentan un comportamiento similar.

### *VI.3.2 Volumen vs. Distancia Trinchera*

Para la realización de estos diagramas se estimó la distancia de la trinchera tomando como referencia el punto de efusión de los centros volcánicos o el centro de poblaciones cercanos a estos, los cuales se mencionan en los apéndices V y VI (disco anexo).

La tasa de efusión del Sector Occidental presenta altas variaciones a través del tiempo. Cabe mencionar que los datos obtenidos para el Mioceno Tardío son escasos en comparación con los otros períodos de tiempo (Fig. 32A, apéndice V). En la Fig. 33 se observa la superposición de los tres períodos. Durante el Mioceno tardío la tasa de efusión mayor la representan por los Basaltos San Cristóbal (BSC) con 1600 km<sup>3</sup> (Ferrari *et al.* 2001). En esta figura se percibe una estrecha relación con la tasa de convergencia mostrada en la figura 31B. Sobre todo se aplica para el Mioceno tardío y Cuaternario. Hacia el Plioceno Temprano sobresalen dos máximos (área de Atemajac y el grupo Jala-Juancata). Por último, el Plioceno tardío-Cuaternario se caracterizan por unas bajas efusiones en forma irregular a lo largo de la distancia graficada. El propósito de estas gráficas es analizar si existe un máximo de vulcanismo al alejarse de la trinchera.



En la figura 33 se refleja la cantidad de efusión a través del tiempo perpendicular a la trinchera. A una distancia de 150-220 km de la trinchera se observa una baja tasa de efusión desde el Mioceno Tardío hasta el Cuaternario, a excepción del máximo ubicado en el Plioceno Temprano, el cual es representado por el Campo Volcánico de Tapalpa (área Atemajac) con una efusión de 375 km<sup>3</sup>. Se piensa que este volumen fue emplazado por su ubicación cercana bajo el "límite" de placas Rivera-Cocos en continente o por el límite BJ al oriente. A distancias entre 240-260 km en distancia trinchera, afloran máximos en volumen como el grupo Jala-Juancata, Tequila-Hostotopaquillo y la Mesa Santa Rosa (apéndice V). Rumbo al NW en la misma franja de distancia, hacia Tepic se exponen los volcanes Cuaternarios Las Navajas, Sangangüey, Tepeltitic, Ceboruco y Tequila. Estas estructuras volcánicas y mesetas están emplazadas sobre el RTZ.

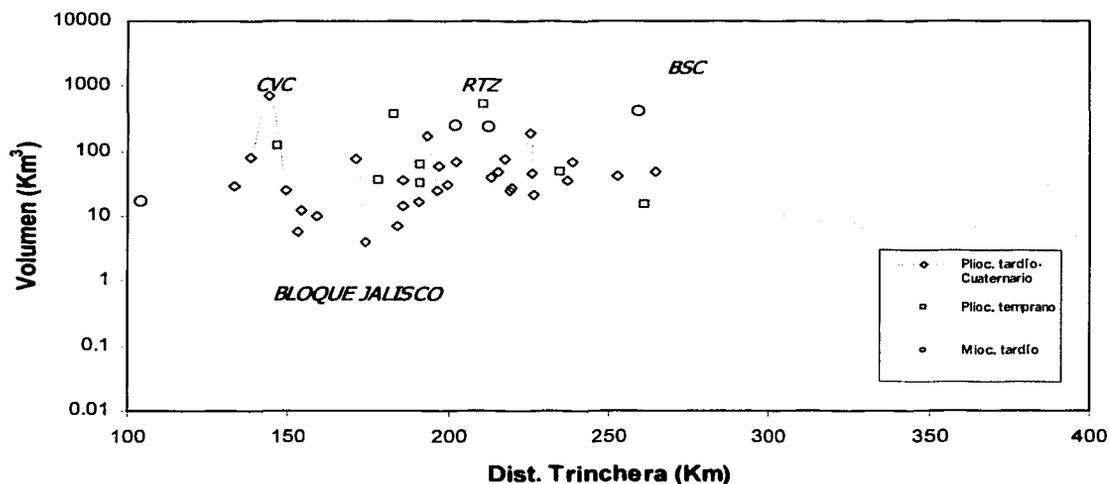


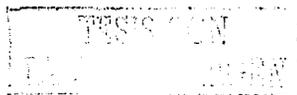
Figura 33. Comportamiento de la tasa de efusión con respecto a la distancia de la trinchera (km) en el Sector Occidental y por periodos de tiempo (Ma). En el caso del CVC se considera el volumen total durante el Plioceno Tardío y Cuaternario en este sector. RTZ (Rift Tepic-Zacoalco) y BSC (Basaltos San Cristóbal). Debido a la escasez de datos en el Mioceno tardío no se trazo línea.

En el Sector Central (Fig. 34) es difícil apreciar una tendencia debido a la gran cantidad de datos que comprende el CVMG. Durante el Mioceno tardío el vulcanismo se distribuye sobre una gran extensión (185-370 km). Se observa un descenso en volumen a los 250 km, en correspondencia de la estructura del Graben de Chapala, para luego tener un ascenso repentino a la altura de las mesetas de los Altos de Jalisco (300 km). Por último, a una distancia de 370 km el volumen disminuye otra vez a medida que el vulcanismo se manifiesta en pequeños volcanes en forma esporádica cercanas a las localidades de Nochistlán y San Juan de los Lagos.

En el Plioceno Temprano el vulcanismo empieza a los 150 km de distancia al sur del Lago de Chapala, decreciendo en volumen hacia el centro del graben y aumentando progresivamente hasta los 350 km al oeste del Lago de Cuitzeo. El Plioceno tardío-Cuaternario en su mayoría comprende el CVMG con valores en volumen muy bajos ( $< 1 \text{ km}^3$ ), algunos conos monogenéticos se encuentran emplazados encima del vulcanismo el Plioceno Temprano al sur del lago de Chapala mostrando valores en volumen mayores a  $1 \text{ km}^3$  a distancias de 150-250 km.

Con base en perfiles gravimétricos realizados por Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996), mencionan un valor aproximado para el espesor cortical bajo el sector central de la FVTM de 42 km. Ellos hacen referencia de que el terreno es muy accidentado topográficamente, a lo cual, uno de los valores registrados con alto valor (cercano a 42 km) fue obtenido en la zona central de Michoacán. Posiblemente en consecuencia de este espesor, el CVMG tiene una baja efusión de volumen en toda su área emplazamiento. Alternativamente la escasez del vulcanismo puede deberse a una menor producción de magma en la cuña del manto.

Para comparación el volumen anómalo del CVC se ha reportado en las figuras 33 y 34. Esto provoca un aumento durante el periodo Plioceno tardío-Cuaternario hacia la trinchera. El emplazamiento del CVC con su efusión anómala de  $\sim 700 \text{ km}^3$  sería originado por la ubicación por encima del posible "límite" subducido Rivera-Cocos.



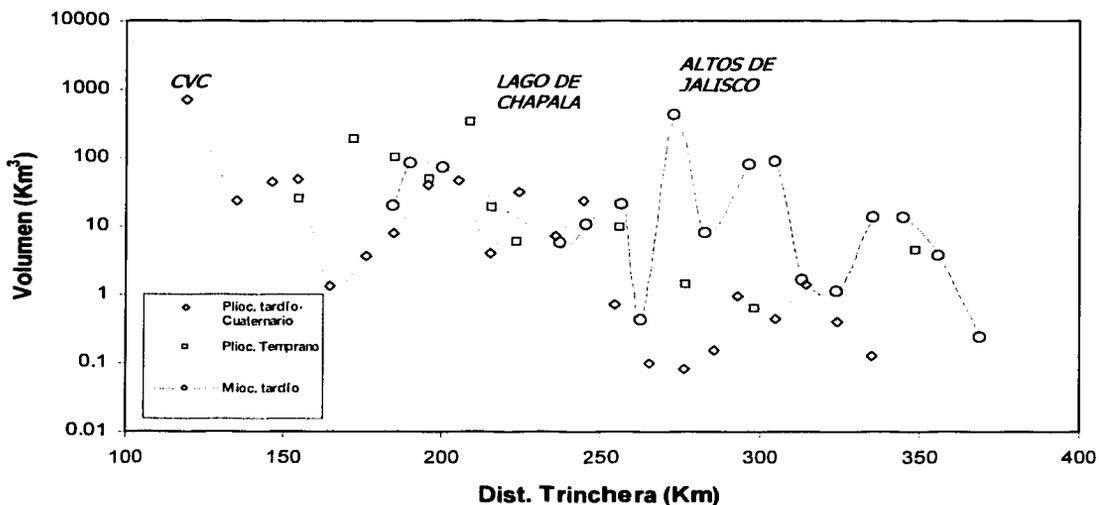


Figura 34. Comportamiento del volumen de magma con respecto a la Distancia Trinchera (km) para el sector central ( $-101^\circ\text{W}$ ).

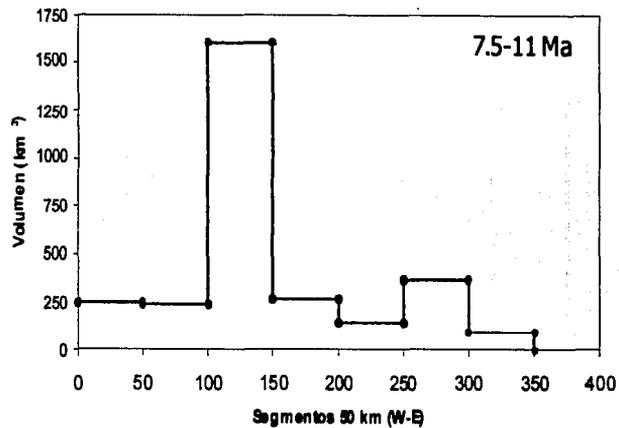
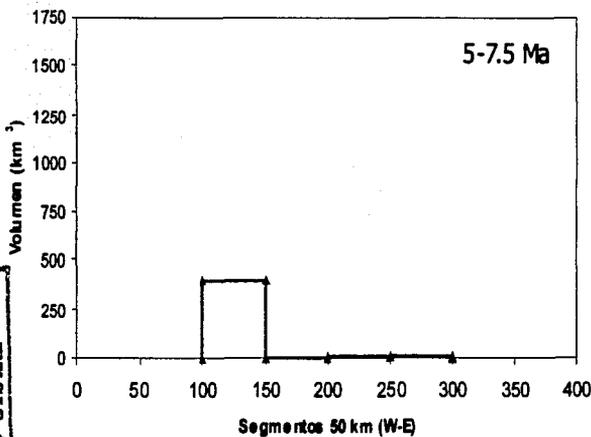
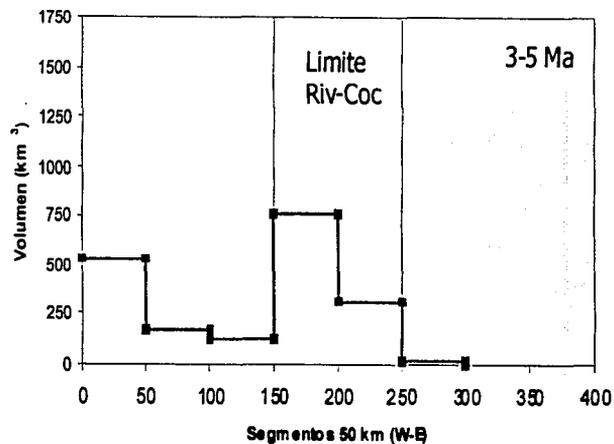
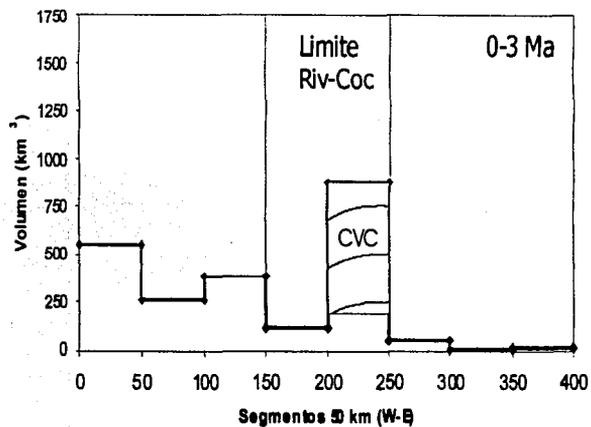
### VI.3.3 Volumen ( $\text{km}^3$ ) vs. Segmentos de 50 Km a lo largo del arco (O-E)

Para analizar el comportamiento del análisis volumétrico paralelo al arco se trazaron 8 segmentos perpendiculares a la Trinchera Mesoamericana (placas Rivera y Cocos) espaciados a 50 km (Fig. 35). Los segmentos fueron marcados perpendicularmente al ángulo de dirección de cada placa oceánica, por lo anterior a la altura de Colima se forma un triángulo debido a la intersección del límite entre las placas (ubicado bajo el CVC). Las divisiones abarcan desde Punta Mita, Nay. (0 km) hasta Cuitzeo, Mich. (400 km).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

La figura 35 consiste en la suma de los datos de la tasa de efusión por período de tiempo para ambos sectores. Esta gráfica se realizó para observar los cambios de volumen o si durante el tiempo (Ma) ha sido constante la tasa de efusión del vulcanismo. En la figura se aprecia que la tasa de efusión no es constante en los últimos 11 Ma. Ahí mismo, se observa que durante el Mioceno Tardío el volumen disminuye. En la franja comprendida entre 100-150 km (Guadalajara a Chapala) se manifiestan siempre los valores mayores de tasa de emplazamiento. La integración de los volúmenes a lo largo de la FVTM desde Punta Mita, Nay. hasta Cuitzeo, Mich., se muestra en la figura 37. Hacia el occidente se presenta el mayor volumen localizándose los estratovolcanes (San Juan-Cerro Alto, Las Navajas, Sangangüey, Tequila, Tepetitlic-Ceboruco). El vulcanismo continúa con centros volcánicos menores (San Sebastián, Los Volcanes, Mascota) continuando con el mayor aumento en el intervalo del segmento 100-150 km debido a la tasa de efusión ocasionada por los basaltos San Cristóbal ( $1600 \text{ km}^3$ ) y vulcanismo cercano a la Cd. de Guadalajara. Entre los 200-250 km se suma el volumen producido por el CVC. Desde los 250 Km. hasta los 400 km continúa una disminución en el vulcanismo perteneciendo a conos monogenéticos y mesetas basálticas y andesíticas, junto con el volumen total de  $31 \text{ km}^3$  (Hasenaka y Carmichael, 1985). En las figuras 35 y 36 se define el volumen comprendido por el CVC en el segmento de 200-250 km. En general se observa que el vulcanismo es más abundante en la parte occidental, es decir por encima de la placa de Rivera.

ESTADO DE GUANAJUATO  
SECRETARÍA DE ECONOMÍA  
FOLIO 117



V. Oboruco, Nay    La Primavera, Jal.    Mezamtlá, Jal.    Zacapu, Mich.  
 Punta Mita, Nay.    Magdalena, Jal.    Lago de Chapala, Jal.    Zamora, Mich.    Quiroga, Mich.

V. Oboruco, Nay    La Primavera, Jal.    Mezamtlá, Jal.    Zacapu, Mich.  
 Punta Mita, Nay.    Magdalena, Jal.    Lago de Chapala, Jal.    Zamora, Mich.    Quiroga, Mich.

Figura 36. Sumas de los volúmenes en los diferentes períodos de tiempo (Ma) vs. Segmentos de 50 km. a lo largo de la FVTM (101°W).

ESTE MATERIAL NO SALE DE LA BIBLIOTECA

ESTA TESIS NO SALE  
 DE LA BIBLIOTECA

NEED TO HAVE  
TESIS CON  
FALTAS  
NO SIGUI

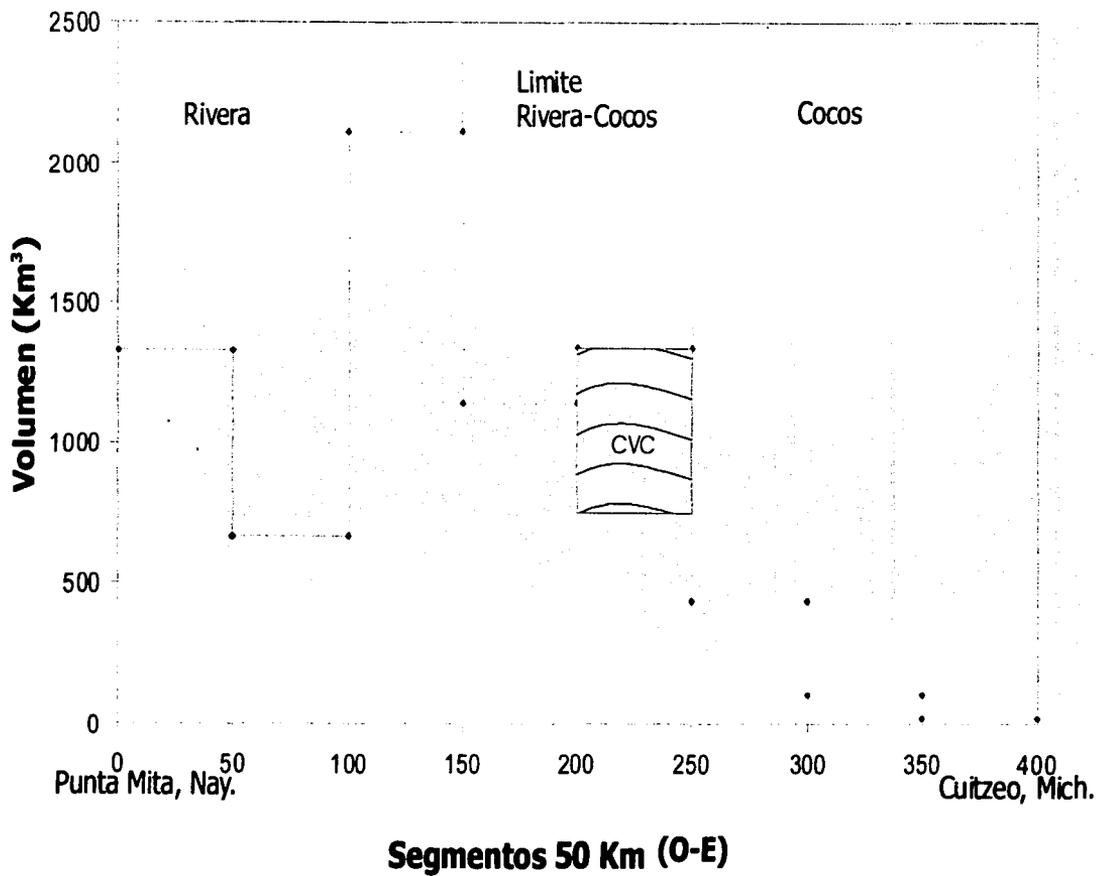


Figura 36. Volúmenes vs. Segmentos de 50 km. Desde Punta Mita, Nay. hasta Cuitzeo, Mich. CVC (Campo Volcánico de Colima).

## VI. 4 TASAS VOLUMÉTRICAS EN OTROS ARCOS VOLCÁNICOS

Las tasas de efusión calculadas para la mitad occidental de la FVTM pueden ser comparadas con las publicadas para otros arcos volcánicos. Los datos disponibles en la bibliografía son relativamente escasos y se limitan al arco de la península de Kamchatka, el arco de las Islas Auletianas y el arco de las Cascadas.

En el arco de Kamchatka existe una gran variación en el volumen de productos volcánicos (tabla 6). La mayor parte de ellos, con un volumen de  $\sim 8000 \text{ km}^3$  (Kozhemyaka, 1996) se debe al grupo de volcanes Klyuchevskoi que se ubica en una fosa tectónica originada durante el Cuaternario en la parte mediana del arco. Hacia la parte media y sur del arco se ubican estratovolcanes y calderas con volúmenes de  $1700$  a  $1800 \text{ km}^3$  (Kozhemyaka, 1996) (tabla 6) respectivamente. La placa Pacífica subduce bajo Kamchatka a una velocidad de  $7 \text{ cm/a}$  y presenta edades superiores a los  $100 \text{ Ma}$  (Lee *et al.* 2000). Se trata entonces de una placa que libera una gran cantidad de fluidos a profundidades óptimas para la generación de magmas en la cuña del manto. Para las Islas Auletianas, ubicadas al este de Kamchatka, se ha estimado un volumen de  $4700 \text{ km}^3$  durante los últimos  $3 \text{ Ma}$  a lo largo de los  $2500 \text{ km}$  de longitud del arco volcánico. En este arco la tasa de emplazamiento parece decrecer de este a oeste en proporción directa con la tasa de convergencia, la cual disminuye de  $5.5 \text{ cm/a}$  (al oriente) hasta cero ( $0$ ) cerca de la longitud  $176^\circ\text{E}$ . (Marsh, 1982 en Sherrod y Smith, 1990).

El arco de las Cascadas se extiende  $1200 \text{ Km}$  desde Columbia Británica, Ca. hasta el norte de California, EUA. Sherrod y Smith (1990) estiman la tasa de efusión del vulcanismo durante el Cuaternario ( $0$ - $2 \text{ Ma}$ ) separando el arco en tres segmentos volcánicos paralelamente al arco (tabla 6). El arco se localiza a  $250$ - $300 \text{ km}$  al este del margen convergente. Dentro de las Cascadas se muestra un cambio en el estilo de vulcanismo debido a estructuras tectónicas pre-existentes de tipo extensional, que ayudan el ascenso del magma y hacen que haya un menor grado de diferenciación. El volumen a lo largo del arco aumenta de norte ( $130 \text{ km}^3$ ) a sur ( $826 \text{ km}^3$ ) y de  $2$ - $1 \text{ Ma}$  ( $566 \text{ km}^3$ ) a  $1$ - $0$  ( $1536 \text{ km}^3$ ) (tabla 7). En el caso de las Cascadas la placa Juan de Fuca subduce bajo la costa oeste de Norteamérica con una velocidad de convergencia de  $4 \text{ cm/a}$  y una inclinación al norte de  $10$ - $25^\circ$  (Washington, EUA) y al sur de  $5$ - $15^\circ$  (norte de California) (Aber, 1999). La edad de la placa en la trinchera es de  $\sim 11 \text{ Ma}$ , es decir comparable con las placas de Rivera y Cocos.

RELACION  
FALLA DE ORIGEN

Zona volcánica	Tipo de volcán	Area (Km <sup>2</sup> )	Edad	Volumen (Km <sup>3</sup> )				Roca dominante
				Básico	Intermedio	Ácido	Total	
<b>MID</b>								
Aleni-Chashakondzha	Masivo volcánico	800	Plioc. Temp.-Holoceno (Cuaternario)	492	90	18	~ 600 (500)	Basalto-And. Basáltica
Uksichan	Volcán escudo con caldera	1850	Plioc. Tardío-Holoceno (Cuaternario)	620 (500)	110 (130)	20 (20)	~ 750 (650)	Basalto-And. Basáltica
Anaun	Masivo volcánico	1300	Pleist. Tardío-Holoceno	285	15	0	~ 300	Basalto-And. Basáltica
<b>SUR</b>								
Koshelev	Masivo volcánico	300	Plioc. Tardío-Holoceno (Pleist. Tardío-Holoceno)	145 (37)	20 (10)	5 (3)	~ 170 (50)	Basalto-And. Basáltica
Ksudach	Estratovolcán con caldera	700	Cuaternario	190	50	12	~ 250	Basalto-And. Basáltica
Asacha-Zheltaya	Masivo volcánico	300	Cuaternario	110	50	10	~ 170	Basalto-And. Basáltica
Mutnovskiy	Masivo volcánico	210	Plioc. Tardío-Holoceno Pleist. Tardío-Holoceno	180 (110)	45 (5)	25 (5)	250 (120)	Basalto-And. Basáltica
Gorely	Estratovolcán con caldera	500	Pleist. Tardío-Holoceno	100	20	80	200	Basalto-And. Basáltica
Opala	Estratovolcán con caldera	500	Pleist. Tardío-Holoceno	175	63	12	250	Basalto-And. Basáltica
Boishaya Ipeika	Volcán escudo	1200	Pleist. Temprano-	490	10	0	500	Basalto
<b>ESTE</b>								
Shmidt	Volcán escudo	470	Cuaternario	297	3	0	~ 300	Basalto
Menner	Volcán escudo	310	Pleist. Tardío-Holoceno (Pleist. Tardío)	170 (110)	10 (0)	0 (0)	~ 180 (110)	Basalto-And. Basáltica
Bogdanovich	Volcán escudo	130	Pleist. Tardío-Holoceno (Plioc. tardío-Holoceno)	18 (0)	40 (32)	12 (8)	~ 70 (40)	Andesita
<b>CENTRO</b>								
Grupo de volcanes Klyuchevskoi	Masivo volcánico	6500	Cuaternario	7600	250	150	~ 8000	Basalto-And. Basáltica
Promedio para Kamchatka	Estratovolcán con caldera	660		250	~ 40	15	~ 300**	Basalto-And. Basáltica

Nota. Los valores en paréntesis son para el Cuaternario

\*\*Volumen estimado excluyendo el grupo volcánico Klyuchevskoi

Tabla 6. Estimaciones de productos volcánicos en Kamchatka (Kozhemyaka, 1996).

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

Nombre del volcán o del campo	2-1 Ma	1 Ma al Presente
	Volumen (Km <sup>3</sup> )	Volumen (Km <sup>3</sup> )
<i>Sur de Columbia Británica y Norte de Washington</i>		
Monte Garibaldi (flujos basálticos)		26
Monte Baker (andesitas)		72
Glacier Peak (domos dacitas)		29
Flujos de lavas máficas (basaltos) entre Glacier Peak y Monte Rainier		1.3
<b>TOTAL</b>		<b>130</b>
<i>Sur de Washington y Norte de Oregon</i>		
Campo volcánico Indian Heaven (basaltos)	27	34
Pequeños volcanes al sur de Washington (and. Bas.)	3.8	7
Pequeños volcanes al norte de Oregon	5	5
Monte Rainier		140
Volcán Goat Rocks	30	10
Andesita de homblenda cerca de Goat Rocks		15
V. escudo basálticos al norte de Goat Rocks		20
Monte St. Helena		79
Monte Adams		210
Pequeños volcanes al norte y sur de Monte Adams (bas y and)	4.9	10
Monte Hood (andesita)		50
<b>TOTAL</b>	<b>71</b>	<b>500</b>
<i>Centro y Sur de Oregon, volcanes compuestos (Lat. 45°-42°N)</i>		
Monte Jefferson (bas y and. Bas.)		14
Three Sisters-Broken Top (and., dac y riolita)		36
Crater Lake (and. a riolita)		130
<i>Norte de California</i>		
Monte Shasta		395
Pequeños volcanes alrededor de Monte Shasta	70	51
Lassen Peak		200
Susanville a Lassen Peak	425	
<b>TOTAL</b>	<b>495</b>	<b>826</b>

Tabla 7. Estimación de volúmenes de los principales campos volcánicos en las Cascadas (Sherrod y Smith, 1990).

En la Tabla 8 se estiman valores promedio de volúmenes de magma emplazados en tiempo similares por cada 50 km de longitud de cada arco. Como se puede observar la parte de la FVTM subyacida por la placa de Rivera presenta volúmenes mayores que la subyacida por la placa de Cocos. En todo caso la FVTM en su conjunto presenta valores parecidos al arco de las Cascadas, lo que resulta lógico en vista de que ambos arcos son subducidos por placas con edad y velocidad de convergencia similares. Asimismo se observa que el arco de Kamchatka tiene una tasa de efusión más de 10 veces superior a la FVTM y Cascadas. Lo anterior se puede explicar con el modelo de Peacock y Wang (1999) que demuestran como placas jóvenes (edades inferiores a los 15 Ma) tienen un vulcanismo menos abundante que placas antiguas debido a que las primeras se deshidratan a profundidades someras donde la temperatura del manto es insuficiente para alcanzar la fusión parcial.

TESIS CON  
PA...

Arco Volcánico	Placa que subduce	Edad de la placa a la trinchera (Ma)*	Velocidad de convergencia (cm/a)*	Inclinación del slab*	Periodo de tiempo considerado	Volumen emitido por segmento de 50 km de arco (km <sup>3</sup> )	Rango (km <sup>3</sup> )	Volumen Promedio (km <sup>3</sup> )
Kamchatka (Kozhemaya, 1996)	Pacifica	70 - 100 (S-N) Park <i>et al.</i> (2002)	7-8 (Bird 2003)	35° - 55° (N-S) Park <i>et al.</i> (2002)	Plioceno Temprano - Cuaternario	170-900	70-8000	300
Cascadas (Sherrod y Smith, 1990)	Juan de Fuca	7 - 12 (N-S) Righter (2000)	4 (Aber, 1999)	25° - 5° (N-S)	2 Ma al presente	14-395	1.3-425	30
Faja Volcánica Trans-Mexicana	Cocos	11 - 18 (O-E) Pardo y Suárez (1995)	6.3 - 4.9 (Kostoglodov y Bandy, 1995)	12° - 25° (E-O) Pardo y Suárez (1995)	Plioceno Tardío - Cuaternario	115-551	0.16-700	12
Faja Volcánica Trans-Mexicana	Rivera	9 - 10 (N-S) Pardo y Suárez (1995)	5.4 - 4.3 (Kostoglodov y Bandy, 1995)	45° Pardo y Suárez (1995)	Plioceno Tardío - Cuaternario	19-180	4-700 tomando en cuenta el CVC	36

\* Se considera la variación de este parámetro a lo largo de la trinchera en el sentido que se indica entre paréntesis.

Tabla 8. Comparación de las tasa de efusión de los tres arcos volcánicos con sus respectivos parámetros geodinámicos.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS  
 FALTA DE...  
 1998

## VII. CONCLUSIONES

En este trabajo se recopiló por primera vez la geología, geocronología, geoquímica y se estimó la tasa de emplazamiento volcánico para la mitad occidental de la FVTM, para detectar los patrones de evolución de este arco y compararlo con la dinámica de la subducción. De los datos aquí presentados se desprenden las siguientes conclusiones:

- El volcanismo de la FVTM occidental es variable y comprende, en general, desde lavas ácidas hasta básicas aunque las lavas intermedias son las que predominan. Las lavas más diferenciadas se localizan lejos de la trinchera y dominan al final del Mioceno tardío. Por otro lado extensas mesetas de basaltos se emplazaron al norte y SE del rift de Chapala durante el mismo periodo. El volcanismo Plio-Cuaternario muestra una clara tendencia a ser más diferenciados (bajo número de Mg) al alejarse de la trinchera.
- Es notable la presencia de rocas alcalinas (tanto sódicas como potásicas) localizadas principalmente en el Sector Occidental. Las rocas alcalino-potásicas se localizan en el frente volcánico del bloque Jalisco y tienen una firma geoquímica típica de los fluidos de subducción. Las rocas alcalino-sódicas presentan características geoquímicas de tipo intraplaca (o OIB) y se ubican preferentemente a lo largo de zonas de fallas extensionales (como el RTZ) en la mitad del arco más alejada de la trinchera. De igual manera existen, localmente, rocas peralcalinas con bajos contenidos de  $Al_2O_3$  (caldera de La Primavera; volcán Las Navajas) que podrían estar relacionada a una fuente alcalina.
- A lo largo de toda la región estudiada de la FVTM, pero particularmente en el sector occidental, se observa que el vulcanismo más joven se ubica cercano a la trinchera y una general migración del frente volcánico hacia la trinchera.
- Rocas con firma "adakíticas" se observan sobre todo en la parte noroccidental de la FVTM en la región de Tepic y Ceboruco. Su posición es congruente con una génesis por efecto de la fusión del borde occidental de la placa de Rivera.

- Rocas con altos valores de Ba/Nb ( $> 90$  ppm) se localizan cercano a la trinchera, particularmente en el Sector Occidental y CVC. En general en ambos sectores se aprecia una disminución de Ba/Nb al alejarse de la trinchera durante el Plio-Cuaternario. Esto reflejaría una disminución de la influencia de los fluidos procedentes de la placa en subducción al alejarse de la trinchera. Las rocas del Mioceno tardío se alejan de este patrón y muestran un comportamiento independiente con respecto a la distancia de la trinchera. El rango de la relación Ba/Nb varía paralelamente al arco disminuyendo hacia el oriente. Los valores más altos de la relación se encuentran en la parte occidental de la FVTM, subyacente por la placa de Rivera, lo que indicaría una mayor presencia de fluidos de deshidratación en esta placa, posiblemente debido a su mayor inclinación.
- Los volúmenes de magma emplazados en superficie, si se excluye el CVC, disminuyen de occidente a oriente en la región estudiada. Por un lado esto concuerda con la conclusión anterior de una mayor cantidad de fluidos liberados por la placa de Rivera. Por otro lado esto parece contrastar con el hecho que la placa de Cocos es un poco más antigua y subduce a mayor velocidad que la placa de Rivera. Una posible solución a esta paradoja es considerar que el mayor volumen se debe, en parte, a causas ajenas a la subducción (p.ej. la cercanía con el rifting activo del Golfo de California o la presencia de vías preferenciales de ascenso del magma como el rift Tepic-Zacoalco). El mayor volumen de magma lo representa el CVC y la zona de la FVTM por encima del límite de placa Rivera-Cocos. Debido a que las dos placas tienen velocidades e inclinaciones distintas que en profundidad deben estar separándose. Esto sugiere que mayores cantidades de magma pueden generarse por un aumento de la temperatura asociado a la iniciación de una ventana del slab.
- Existe una correlación entre la variación de la tasa de convergencia de las placa Rivera-Norteamérica y la variación del volumen total de magmas emplazados en la FVTM occidental desde 11 Ma. En general a mayor velocidad de convergencia corresponde un mayor volumen de magmas emplazados.

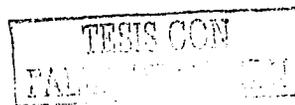
TESIS CON  
FALLA DE COCOCO

- Aunque existen grandes variaciones "intra-arco", el arco volcánico de Kamtchatka, subyacente por una placa relativamente antigua, tiene volúmenes promedio de un orden de magnitud superior a los de la FVTM y de las Cascadas, que son subyacentes por placas jóvenes y con velocidades de convergencias inferiores. Lo anterior confirma que placas "jóvenes" producen menor cantidad de volcanismo debido a que parte de los fluidos de deshidratación se liberan a profundidades someras donde la temperatura del manto es insuficiente para influenciar su fusión.

TESIS COM  
1977

## VIII. REFERENCIAS

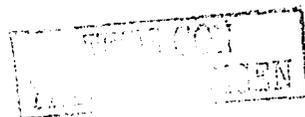
- Aber, James S. (1999): The Cascadia Subduction Zone: Juan de Fuca and Gorda Plates. <http://www.users.snowcrest.net/freemanl/sisklyou/cascadia/cascadia.htm>
- Aguirre-Díaz, G. and McDowell, F. (1991): The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *J. of Geophys. Res.* Vol. 96. p. 13373-13388.
- Allan, J. F. (1986): Geology of the Northern Colima and Zacoaclo Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. of Am. Bull.* Vol. 97, p. 473-485.
- Allan, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1984): Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 88, p. 203-216.
- Allan, J. F.; Nelson, S. A.; Luhr, J. F.; Carmichael, I. S. E.; Wopmat, M. and Wallace, P. (1991): Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico. In the Gulf Peninsular Provinces of Californias. American Association of Petroleum Geologists, Dauphin J. and Simoinet B. Editors. *Memoir* 47. p. 425-445.
- Aranda-Gómez, J. J.; Henry, C. y Lhur, J. (2000): Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. *Bol. SGM. Avances de la geología Mexicana en la última década.* Tomo LIII, no. 1. p. 59-71.
- Ban, M.; Hasenaka, T.; Delgado-Grandos, H. and Takaoka, N. (1994): K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geof. Int.*, Vol. 31, Num. 4, p. 467-473.
- Bandy, W. L. (1992): Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, Ph. D. Thesis, Tex. A&M Univ., College Station.
- Bandy, W.; Kostoglodov, V.; Hurtado-Díaz, A. and Mena, M. (1999): Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geof. Int.* Vol. 38, No. 3. p. 127-136.
- Bandy, W.; Kostoglodov, V.; Mortera-Gutiérrez, C. and Urrutia-Fucugauchi, J. (1998): Comment on "Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78Ma" by Charles de Mets and Douglas S. Wilson. *J. Geophys. Res.* Vol. 103, no. B10. p. 24245-24250.
- Berthouex, P. M. and Brown, L. (1994): *Statistics for Environmental Engineers.* Lewis Publishers, N.Y. 335 p.
- Bird P. (2003): An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, Vol. 4, no. 3, 1027 p.
- Bourgois, J. and Michaud, F. (1991): Active fragmentation of the North American Plate at the Mexican Triple Junction area off Manzanillo. *Geo-Marine Letters.* Vol. 11. p. 59-65.
- Campa, M. F. and Coney, P. J. (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 20, p. 1040-1051.



- Carmichael, I. S. E.; Lange, R. A. and Luhr, J. F. (1996): Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 124, p. 302 – 333.
- Castillo, D. y Romero, F. (1991): Estudio geológico-regional de Los Altos, Jalisco y el Bajío: Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, Depto. de Exploración, Open File Report, 02-91. 35 p.
- Centeno-García, E.; Ruiz, J.; Coney, P. J.; Patchett, P. J. and Ortega-Gutiérrez, F. (1995): Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geological data. *Geology*, Vol. 21. p. 419-422.
- Clark, K.; Damon, P.; Shafiqullah, M.; Ponce, B. y Cárdenas, D. (1981): Sección geológica-estructural a través de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, entre Fresnillo y la costa de Nayarit. A. I. M. M. G. M. MEM. TEC. XIV. p. 69-99.
- Davies, J. H. (1999): The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*. Vol. 398. p. 142-145.
- Defant, M. J. and Drumond, M. S. (1990): Derivation of some modern arc magmas by melting young subducted lithosphere. *Nature*, Vol. 347. p. 662-665.
- Defant, M. J. and Kepezhinskias, P. (2001): Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS*, Vol. 82, num. 6. p. 68-69.
- DeMets, C. and Stein, S. (1990): Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in Southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, no. B13, p. 21931-21948.
- DeMets, C.; Gordon, R. G.; Argus, D.F. and Stein, S. (1994): Effects of recent revisions to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geophysics Research Letters*. 21. p. 2191-2194.
- DeMets, C. and Traylen, S. (2000): Motion of the Rivera plate since 10Ma relative to the Pacific and North America plates and the mantle. *Tectonophysics*, Vol. 318, p. 119-159.
- Delgado-Granados, H.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Hasenaka, T. and Ban. M. (1995): Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geof. Int.* Vol. 34, Num. 3, p. 341-352.
- Demant, A. (1979): Vulcanología y Petrografía del sector Occidental del Eje Neovolcánico. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, Vol. 3, núm. 1, p. 39-57.
- Demant, A. (1981): L'Axe Neo-Volcanique Transmexican Etude Volcanologique et pétrographique signification Géodynamique. Thèse de Docteur es Sciences. Université De Droit Déconomie. Et des Sciences D'Aix-Marseille. Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme. V.2.Anexe 106 p.
- Elkins-Tanton, L. T.; Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. (2001): Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc. *Geology*, Vol. 19, no. 7. p. 631-634.

- Environmental Systems Research Institute (ESRI) (1996) : Using Arc View GIS. Environmental Systems Research Institute (ESRI). 340 p.
- Ferrari, L. (1995): Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, Vol. 23, no. 8, p. 751-754.
- Ferrari, L. and Rosas-Elguera, J. (2000): Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geol.Soc.of Am. Special Paper 334*, p. 41-63.
- Ferrari, L.; Aguirre-Díaz, G. and López-Martínez, M. (1997): Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: insights from the geochronologic database. II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados, Pachuca, Hgo. p. 5-8.
- Ferrari, L.; Petrone, C. M. and Francalanci, L. (2001): Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology*, Vol. 29, no. 6, p. 507-510.
- Ferrari, L.; López-Martínez, M.; Aguirre-Díaz, G and Carrasco-Núñez, G. (1999): Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, Vol. 27, no. 4, p. 303-306.
- Ferrari, L.; Pasquaré, G.; Venegas-Salgado, S. and Romero-Ríos, F. (2000b): Geology of western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Geological Society of America, Special Paper 334*, p. 65-83.
- Ferrari, L.; Conticelli, S.; Vaggelli, G.; Petrone, C. and Manetti, P. (2000a): Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, Vol. 318, p. 161-185.
- Ferrari, L.; Pasquaré, G.; Venegas-Salgado, S.; Castillo, D. and Romero-Ríos, F. (1994): Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geof. Int.* Vol. 33, no. 1, p. 139-155.
- Garduño-Monroy, V.H.; Corona-Chávez, P.; Israde-Alcántara, I.; Mennella, L.; Arreygue, E.; Bigioggero, B. y Chiesa, S. (1999): Carta geológica de Michoacán Escala 1:250,000. UMNSH, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Depto. de Geología y Mineralogía. Morelia, Mich. 111 p.
- Garduño-Monroy, V. H.; Spinnler, J. and Ceragioli, E. (1993): Geological and structural study of the Chapala rift, State of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, no. 3, p. 487-499.
- Gill, James. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag. 385 p.
- Gilbert, C. M.; Mahood, G. A. and Carmichael, I. S. E. (1985): Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geof. Int.* Vol. 24-1, p. 169-191.
- Green, N. L. and Harry, D. L. (1999): On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascadia subduction system, North America. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. 171. p. 367-381.

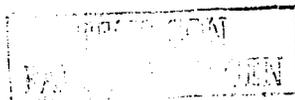
- Gutscher, M-A.; Maury, R.; Eissen, J-P. and Bourdon, E. (2000): Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology*, Vol. 28, no.6, p. 535-538.
- Hasenaka, T. (1994): Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 64, p. 13-31.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I. S. E. (1985): A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Geof. Internacional*, Vol. 24, no. 4, p. 577-607.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I. S. E. (1987): The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *Journal of Petrology*, Vol. 28, Part 2, p. 241-269.
- Hasenaka, T.; Ban, M. and Delgado-Grandos, H. (1994): Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. Cinder cones. *Geof. Int.* Vol. 33, Num. 1, p. 125-138.
- Hofmann, A. W. (1988): Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 90. p. 297-314.
- Huene, R. and Scholl, D. W. (1991): Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 3. p. 279-316.
- Hughes. C. J. and Hussey, E. M. (1975): M and Mg values in igneous rocks: proposed usage and a comment on currently employed Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> corrections. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 40, p. 485-486.
- INEGI, 1986, Hoja Querétaro (F14-10). Carta topográfica escala 1:250,000.  
 \_\_\_\_\_ 1987, Hoja Tepic (F13-8). Carta Topográfica escala 1:250,000.  
 \_\_\_\_\_ 1991, Hoja Aguascalientes (F13-9). Carta Topográfica escala 1:250,000.  
 \_\_\_\_\_ 1991, Hoja Colima (E13-3). Carta Topográfica escala 1:250,000.  
 \_\_\_\_\_ 1991, Hoja Morelia (E14-1). Carta Topográfica escala 1:250,000.  
 \_\_\_\_\_ 1991, Hoja Pto. Vallarta (F13-11). Carta Topográfica escala 1:250,000.  
 \_\_\_\_\_ 1992, Hoja Guadalajara (F13-12). Carta Topográfica escala 1:250,000.
- Irvine, T. N. and Baragar, J. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* Vol. 8. p. 523-548.
- Iwamori, H. (1998): Transportation of H<sub>2</sub>O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 160. p. 65-80.
- Iwamori, H. and Zhao, D. (2000): Melting and seismic structure beneath the northeast Japan arc. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 27, No. 3. p. 425-428.
- Jacobo-Albarrán, J. (1986): Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico. Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección de Tecnología de Exploración, Open File Report, proyecto C-2006, 47 p.
- Jarrard, R. D. (1986): Causes of compression and extension behind trenches. *Tectonophysics*, Vol. 132. p. 89-102.



- Jeanloz, R. (2000). Mantle of the earth. In *Encyclopedia of Volcanoes*. Eds. Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt R., S.; Rymer, H. y Stix, J. Academic Press. p. 41-54.
- Johnson, C. M. (1991): Large-scale crust formation and lithosphere modification beneath middle to late Cenozoic calderas and volcanic fields, Western North-America. *J. Geophys. Res.* Vol. 96. p. 13485-13507.
- Johnson, C.A. and Harrison, C. G. A. (1990): Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. 64, p. 187-210.
- Kay, R. W. (1978): Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol. 4. p. 117-132.
- Kirby, S. H. (2000): Taking the temperature of slabs. *Nature*, Vol. 403. p. 31-34.
- Kostoglodov, V. V. (1989): Maximum depth of earthquakes and phase transformation within the lithospheric slab descending in the mantle. *Physics and Interior Structures of the Earth*, edited by V.A. Magnitsky, Nauka, Moscow. p. 52-57.
- Kostoglodov, V. and Bandy, W. (1995): Sismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North America plates. *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, no. B9. p. 17977-17989.
- Kozhemyaka, N. N. (1996): Long-lived volcanic centers of Kamchatka: Types of cones, growth time spans, volumes of erupted material, productivities, rock proportions, and tectonic settings. *Volc. Seis.* , Vol. 17, p. 621-636.
- Lange, R. A. and Carmichael, I. S. E. (1990): Hydrous Basaltic Andesites Associated with Minette and Related Lavas in Western Mexico. *Journal Petrology*, Vol. 31, Part 6, p. 1225-1259.
- Lange, R. A. and Carmichael, I. S. E. (1991): A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 103, p. 928-940.
- Lee, J. M.; Brandon, M.; Park, J.; Levin, V.; Ozerov, A.; Gordeev, E. Kamchatka: Edge of the Plate IRIS News Letter, Vol. 2000. Num. 1. URL [http://www.unc.edu/~leesj/kamchatka/KAM\\_WEB/article.htm](http://www.unc.edu/~leesj/kamchatka/KAM_WEB/article.htm)
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986): A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal Petrology*, Vol. 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R. W. (1989): A Classification of Igneous Rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications. Printed in Great Britain. p. 193.
- Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Le Bas, M. J.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, G.; Efremova, S.; Keller, J.; Lameyre, J.; Sabine, P. A.; Schmid, R., Sorensen, H. and Wolley, A. R. (2002): *Igneous Rocks A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press. 2<sup>nd</sup> Edition. 236 p.
- Luhr, J. F. (2000): The geology and petrology of Volcan San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *J. of Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 95, p. 109-156.

- Luhr, J. F.; Allan, J. F.; Carmichael, I. S. E.; Nelson, S. A. and Hasenaka, T. (1989): Primitive Calc-Alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B4, p. 4515-4530.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1980): The Colima Volcanic Complex, Mexico. I. Post-Caldera Andesites From Volcan Colima. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 71, p. 343- 372.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1981): The Colima Volcanic Complex, Mexico: Part II. Late Quaternary Cinder Cones. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 76, p. 127-147.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1982): The Colima Volcanic Complex, Mexico: Part III Ash and Scoria-Fall Deposits from the Upper Slopes of Volcan Colima. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 80, p. 262 - 275.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1985): Contemporaneous eruptions of Calc-Alkaline and Alkaline magmas along the Volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* Vol. 24-1, p. 203 - 216.
- Luhr, J. F.; Nelson, S. A.; Allan, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1985): Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, Vol. 13, p. 54-57.
- Mahood, G. A. (1981): Chemical Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 77, p. 129-149.
- Mahood, G. A. and Halliday (1988): Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 100, p. 183-191.
- Márquez, A.; Oyarzun, R.; Doblas, M. and Verma, S. P. (1999): Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?. *Geology*, Vol. 27, no. 1, p. 51-54.
- Martin, H. (1999): Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, Vol. 46. p. 411-429.
- McDowell, F. and Keizer, R. P. (1977): Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 88. p. 1479-1486.
- McKenzie, D.P. (1969): Speculations on the consequence and cause of plate motions. *Geophys. Journal Research Astron. Soc.* 18. p. 1-32.
- Middlemost, E. A. K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.* Vol. 77. p. 19-26.
- Moore, G.; Marone, C.; Carmichael, I. S. E. and Renne, P. (1994): Basaltic volcanism and intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 106, p. 383-394.
- Nelson, S. A. (1980): Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part II, Vol. 91, p. 2290-2431.
- Nelson, S. A. and Carmichael, I. S. E. (1984): Pleistocene to recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico. *Contrib. Mineral Petrology*, Vol. 85, p. 321-355.

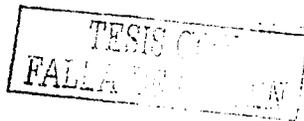
- Nelson, S. A. and Hegre, J. (1990): Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *Bull. Volcanology*, Vol. 52, p. 186-204.
- Nelson, S. A. and Livieres, R. A. (1986): Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sangagüey Volcano, Nayarit, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 97, p. 798-808.
- Nieto-Samaniego, A.; Alaniz-Álvarez, S.; Ferrari, L.; Labarthe, G. and Rosas-Elguera, J. (1999): Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 111, num. 3, p. 347-363.
- Nieto-Obregón, J.; Delgado-Argote, L. A. y Damon, P. E. (1981): Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. *Asociación de Ingenieros de minas metalurgistas y geólogos de México. XIV Convención Nacional AIMMG. Acapulco, Gro.* p. 25-29.
- Nieto-Obregón, J.; Delgado-Argote, L. A. and Damon, P. E. (1985): Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, Vol. 24, no. 4, p. 623-663.
- Nixon, G. T.; Demant, A.; Armstrong, R. L. and Harakal, J. E. (1987): K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, Vol. 26-1, p. 109-158.
- Pardo, M. and Suárez, G. (1993): Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 20, no. 21, p. 2391-2394.
- Pardo, M. and Suárez, G. (1995): Shape of the subduction Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. of Geophys. Res.*, Vol. 100, no. B7, p. 12357-12373.
- Park J., Levin V., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordev E., Ozerov A. (2002): A dangling slab, amplified arc volcanism, Mantle flow and seismic anisotropy in the Kamtchatka plate corner. In: "Plate Boundary Zones", Stein and Freymuleler eds., AGU Geodynamics Series n. 30, p. 295-324.
- Pasquaré, G.; Ferrari, L.; Garduño, V. H.; Tibaldi, A. and Vezzoli, L. (1991): Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. *Geol. Soc. of Am. Map and Chart series MCH072.* p. 9-16.
- Patino, L. C.; Carr, M. J. and Feigenson, M. D. (2000): Local and regional variations in Central America arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. *Contrib Mineral Petrol.* Vol. 138, p. 265-283.
- Peacock, S. M. (1996): Thermal and Petrologic Structure of Subduction Zones. p. 119-133. In *Geophysical Monograph 96: Subduction top to Bottom.* Eds. Bebout, G. E.; Scholl, D. W.; Kirby, S. H. and Platt, J.P. AGU. 384 p.
- Peacock, S. M. and Wang, K. (1999): Seismic Consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from Southwest and Northwest Japan. *Science*, Vol. 286. p. 937-939.
- Pearce, J. A. (1982): Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites: Orogenic Andesites and related rocks.* Edited by R. S. Thorpe. John Wiley & Sons. p. 525-548.



- Peccerillo, A. and Taylor, S. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 58. p. 63-81.
- Petrone, C. M. (1998): Studio magmatologico dei sistemi vulcanici del graben San Pedro-Ceboruco (Nayarit, Messico): coesistenza di magmi a diversa affinità petrológica. PhD thesis, Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra. 206 p.
- Petrone, C. M.; Tagami, T.; Francalanci, L.; Matsumura, A. and Sudo, M. (2001): Volcanic systems in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data. *Geochemical Journal*, Vol. 35, p. 77-88.
- Peyton, V.; Levin, V.; Park, J.; Brandon, M. and Lees, J. (2001): Mantle flow at a Slab Edge: Seismic Anisotropy in the Kamchatka Region. *Gephys. Res. Letters*, Vol. 28, No. 2, p. 379-382.
- Ragland, P. C. (1989): *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press. 369p.
- Reiners, P. W.; Hammond, P. E.; McKenna, J. and Duncan, R.A. (2000): Young basalts of the central Washington Cascades, flux melting of the mantle, and trace element signatures of primary arc magmas. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 138, p. 249-264.
- Righter, K. (2000): A comparison of basaltic volcanism in the Cascades and western Mexico: compositional diversity in continental arcs. *Tectonophysics*, Vol. 318. p. 99-117.
- Rickwood, P. C. (1989): Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, Vol. 22. p. 247-263.
- Righter, K. and Carmichael, I. S. E. (1992): Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 104, p. 1592-1607.
- Righter, K. and Rosas-Elguera, J. (2001): Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology*, Vol. 42, No. 12, p. 1-29.
- Righter, K.; Carmichael, I. S. E.; Becker, T. A. and Renne, P. R. (1995): Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 107, No. 6, p. 612-626.
- Robin, C.; Mossand, P.; Camus, G.; Cantagrel, J. M.; Gourgaud, A. and Vincent, P. M. (1987): Eruptive History of the Colima Volcanic Complex (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 31, p. 99-113.
- Robin, C.; Camus, G. and Gourgaud, A. (1991): Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima Volcano (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 45, p. 209-225.
- Rodríguez-Elizarrarás, Sergio R. (1995): Estratigrafía y estructura del Volcán de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 12, número 1, p. 22-46.
- Rodríguez-Castañeda, J. L. y Rodríguez-Torres, R. (1992): Geología estructural y estratigrafía del área entre Guadalajara y Tepic, estados de Jalisco y Nayarit, México. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, Vol. 10, número 2, p. 99-110.
- Rollinson, H. R. (1993): *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley & Sons. Printed in Singapore. 352 p.

- Rosas-Elguera, J.; Nieto-Obregón, J. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1993): Ambiente estructural en la frontera norte del bloque Jalisco. Contribuciones a la tectónica del Occidente de México. Monografía No. 1, Unión Geofísica Mexicana, p. 175-192.
- Rosas-Elguera, J.; Ferrari, L.; Garduño-Monroy, V. H. and Urrutia-Fucugauchi, J. (1996): Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, Vol. 24, no. 10, p. 921-924.
- Rosas-Elguera, J.; Ferrari, L.; López-Martínez, M. and Urrutia-Fucugauchi, J. (1997): Stratigraphy and Tectonics of the Guadalajara Region and Triple-Junction Area, Western Mexico. *International Geology Review*, Vol. 39, p. 125-140.
- Rossotti, A.; Ferrari, L.; López-Martínez, M. and Rosas-Elguera, J. (2002): Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 19, num. 1. P. 1-15.
- Ruiz, J.; Patchett, P. J. and Arculus, R. J. (1988): Nd-Sr isotope composition of the lower crustal xenoliths-Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 99, p. 36-42.
- Ruiz, J.; Patchett, P. J. and Arculus, R. J. (1990): Reply to "Comments on Nd-Sr isotope composition of the lower crustal xenoliths-Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico", by Cmaeron and J. V. Robinson. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 104. p. 615-618.
- Serpa, L.; Smith, S.; Katz, C.; Skidmore, Charles; Sloan, R. and Pavlis, T. (1992): A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the State of Colima, Mexico. *Geof. Int.* Vol. 32, No. 4. p. 475-492.
- Schaaf, P.; Morán-Zenteno, D.; Hernández-Bernal, M.; Solís-Pichardo, G.; Tolson, G. and Köhler, H. (1995): Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, Vol. 14, no. 5, p. 1339-1350.
- Schmidt, M. W. and Poli, S. (1998): Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 163. p. 361-379.
- Shemenda, A. I. (1993): Subduction of the lithosphere and back arc dynamics: Insights from Physical Modeling. *Journal of Geophysical research*, Vol. 98, No. B9. p. 16,167-16,185.
- Sherrod, D. R. and Smith, J. G. (1990): Quaternary extrusion rates of the Cascade Range, Northwestern United States and Southern British Columbia. *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, No. B12, p. 19465-19474.
- Sheth, H.; Torres-Alvarado, I. and Verma, S. (2000): Beyond subduction and plumes: A unified Tectonic-Petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, vol. 42. p. 1116-1132.
- Sloan, R. F. (1989): A geologic and tectonic study of the southern Colima graben, Colima, Mexico. Unpubl. M. S. Thesis, Univ. New Orleans, USA. 70 p.
- Stock, J. M. (1993): Tectónica de Placas y la evolución del Bloque Jalisco, México. *GEOS, Bol. Unión Geofis.* Vol. 13, no. 3, p. 3-9.

- Suárez, G.; Ligorria, P. and Ponce, L. (1991): Preliminary crustal structure of the coast of Guerrero, México, using the minimum apparent velocity of refracted waves. *Geofísica Internacional*, Vol. 31. p. 247-252.
- Suter, M.; López-Martínez, M.; Quintero-Legorreta, O. and Carrillo-Martínez, M. (2001): Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 113, No. 6, p. 693-703.
- Tatsumi, Y. (1989): Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.* Vol. 94, No. B4. p. 4697-4707.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S. (1995): *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell, Cambridge. 211 p.
- Tatsumi, Y. and Kogiso, T. (1997): Trace element transport during dehydration process in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 148. p. 207-221.
- Tatsumi, Y.; Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.29. p. 293-309.
- Tichelaar, B. W. and Ruff, L. J. (1993): Depth of seismic coupling along subduction zones. *J. Geophys. Res.* Vol. 98, No. B2. p. 2017-2037.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Flores-Ruiz, J. H. (1996): Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico. *International Geology Review*, Vol. 38. p. 176-194.
- Verma, S. P. (2002): Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?. *Geology*, Vol. 30, no. 12. p. 1095-1098.
- Verma, S. P. and Nelson, S. A.(1989): Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *Journal Geophysical Research*, Vol. 94, No. B4, p. 4531-4544.
- Wallace, P. and Carmichael, I. S. E. (1989): Minette lavas and associated leucitites from the Western Front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 103, p. 470 – 492.
- Wallace, P. and Carmichael, I. S. E. (1992): Alkaline and cal-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 111, p. 423 – 439.
- Wallace, P. and Carmichael, I. S. E. (1994): Petrology of Volcan Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 117, p. 345-361.
- Wark, D. (1991): Oligoceno ash flow volcanism, northern Sierra Madre Occidental role of mafic and intermediate compositions magmas in rhyolite genesis. *J. Geophys. Res.* Vol. 96. p. 13389-13411.
- Waschbush, P. and Beaumont, C. (1996): Effect of a retreating subduction zone on deformation in simple regions of plate convergence. *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. B12. p. 28,133-28,148.

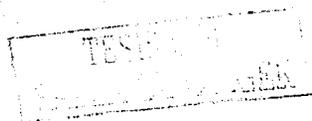


Watkins, N. D.; Gunn, B. M.; Baksi, A. K. and Ade-Hall, J. (1971): Paleomagnetism, geochemistry, and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, central Mexico. Geol. Soc. of Am. Bull. Vol. 82, p. 1955-1968.

Whittaker, A., Bott, M. H. P. and Waghorn, G. D. (1992): Stresses and Plate Boundary Forces Associated with subduction plate margins. J. Geophys. Res., Vol. 97, No. B8. P. 11,933-11,944.

Wilson, M. (1989): Igneous Petrogenesis. Chapman and Hall. 466p.

Yogodzinski, G. M. and Kelemen, P. B. (1998): Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. Earth and Planetary Science Letters, 158, p. 53-65.



# Apéndice I

TESIS CON  
FALLA DE CUBRIR

# MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL EN LA MITAD OCCIDENTAL DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA

## LEYENDA

-  Depósitos de aluvión (Cuaternario)
-  Depósitos volcanosedimentarios y lacustres (Mioceno tardío a Cuaternario)
-  Ignimbritas silíceas y domos (no diferenciados) (Pleistoceno medio-Holoceno)
-  Flujos piroclásticos silíceos y de calda (Pleistoceno medio-Holoceno)
-  Estratovolcanes andesíticos a dacíticos (Plioceno tardío-Cuaternario)
-  Avalanchas de detritos, lahares y epiclásticos (Cuaternario)
-  Depósitos piroclásticos (Cuaternario)
-  Lavas máficas con afinidad OIB (Cuaternario)
-  Conos monogenéticos y flujos de lavas asociados (Plioceno tardío a Cuaternario)
-  Conglomerados y areniscas (Plioceno a Cuaternario)
-  Volcanes escudo basálticos y andesíticos y conos de lava (Plioceno tardío-Cuaternario)
-  Domos silíceos, flujos e ignimbritas (Plioceno tardío a Pleistoceno temprano)
-  Lavas máficas con afinidad OIB (Cuaternario)
-  Ignimbritas y domos (Plioceno temprano)
-  Domos silíceos, flujos e ignimbritas (no diferenciadas) (Plioceno temprano)
-  Flujos piroclásticos y de calda (Plioceno temprano)
-  Flujos de lava basálticos y andesíticos y volcanes escudo (6-3 Ma)
-  Domos de composición intermedia a silícea (7.5-5 Ma)
-  Depósitos piroclásticos (7.5-5 Ma)
-  Depósitos volcanosedimentarios y lacustres (Mioceno)
-  Flujos de lava basálticos y volcanes escudo (11-7.7 Ma)
-  Lavas basálticas a dacíticas (18-10 Ma)
-  Flujos de lava basálticos y volcanes escudo (21-19 Ma)
-  Ignimbritas silíceas (Mioceno temprano)
-  Lavas basálticas y andesíticas (Oligoceno a Mioceno temprano)
-  Ignimbritas silíceas (Oligoceno)
-  Conglomerados, areniscas y siltstone con un algo de intercalaciones volcánicas (Plioceno a Oligoceno)
-  Rocas intrusivas de composición granítica a diorítica (Paleoceno a Oligoceno)
-  Ignimbritas silíceas y depósitos volcanosedimentarios continentales (Cretácico a Paleoceno)
-  Sucesiones sedimentarias de origen marino (Cretácico)
-  Rocas intrusivas de composición granítica a diorítica (Cretácico)
-  Rocas volcanosedimentarias y volcánicas de origen marino (Cretácico)
-  Sucesiones volcanosedimentarias o metasedimentarias (Jurásico-Cretácico temprano)

 50 km

 Falla Normal

• Geoquímica

• Vents

 Zonas  
(sector occidental)

UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN  
CIENCIAS DE LA TIERRA

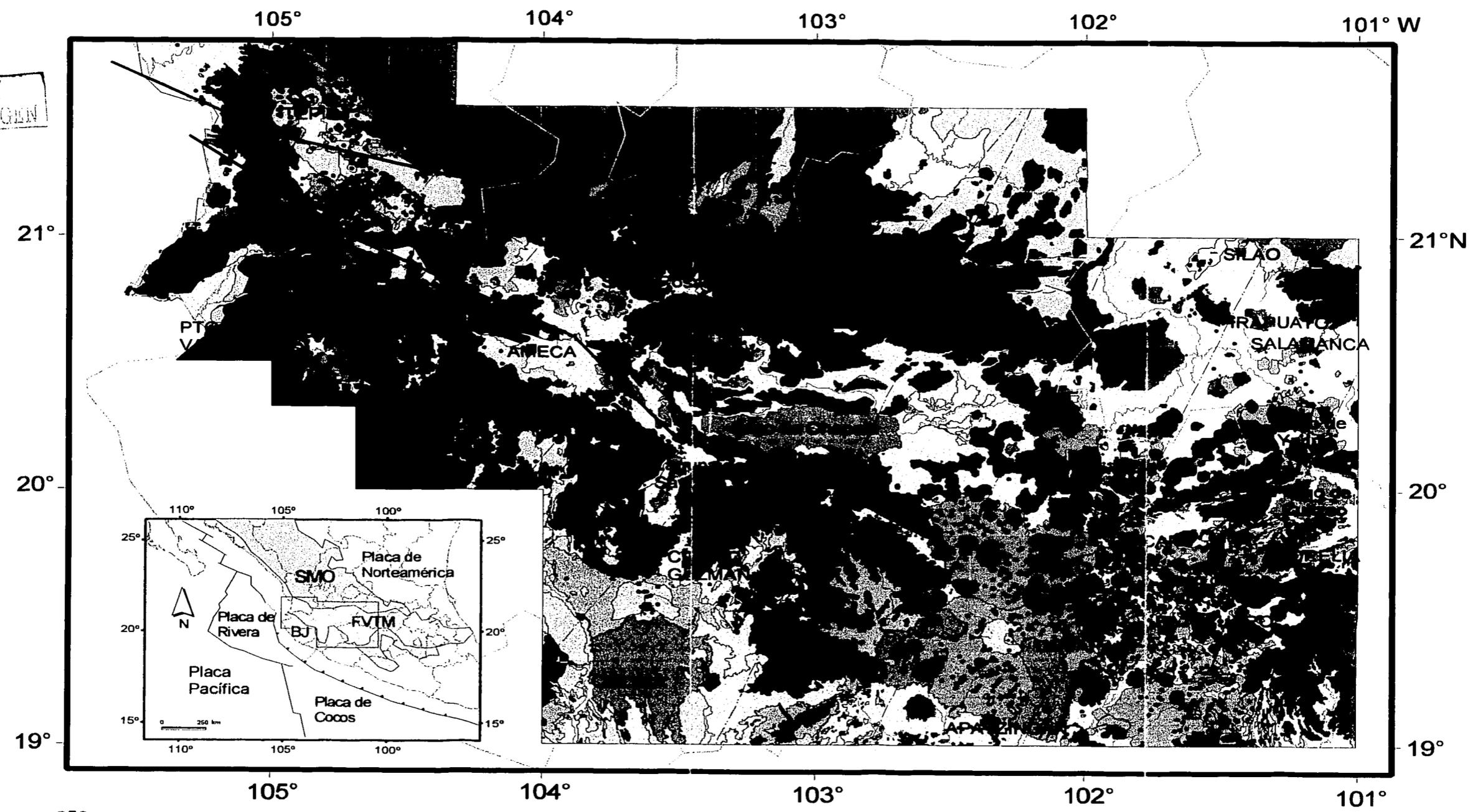
ELABORADO POR:  
TANIA ALEIDA NORATO CORTEZ

REVISADO POR:  
DR. LUCA FERRARI

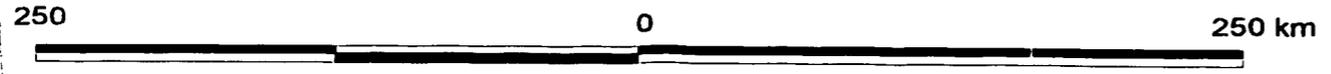
OCTUBRE DEL 2003

APÉNDICE I

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



TESIS CON FALLA DE ORIGEN



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

## **Referencias de las tablas en apéndices**

TESIS CON  
FALLA DE CUBIEN

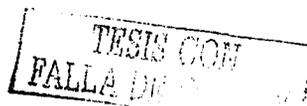
## REFERENCIAS DE APÉNDICES

- Allan, J. F. (1986): Geology of the Northern Colima and Zacoaclo Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. of Am. Bull.* Vol. 97, p. 473-485.
- Allan, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1984): Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 88, p. 203-216.
- Ban, M.; Hasenaka, T.; Delgado-Grandos, H. and Takaoka, N. (1994): K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geof. Int.*, Vol. 31, Num. 4, p. 467-473.
- Carmichael, I. S. E.; Lange, R. A. and Luhr, J. F. (1996): Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 124, p. 302 – 333.
- Castillo, D. y Romero, F. (1991): Estudio geológico-regional de Los Altos, Jalisco y el Bajío: Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, Depto. de Exploración, Open File Report, 02-91. 35 p.
- Damon, P. E.; Nieto-Obregón, J. y Delgado-Argote, L. (1979): Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Río Grande de Santiago. *Asoc. Ing. Min. Met. Geol. Mex. Memoria Técnica* 12. p. 156-191.
- Delgado, G. H. (1992): Geology of the Chapala Rift . Ph. Dissertation, Tohoku University, Fac. of Science. 283 p.
- Delgado-Granados, H.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Hasenaka, T. and Ban. M. (1995): Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geof. Int.* Vol. 34, Num. 3, p. 341-352.
- Demant, A. (1979): Vulcanología y Petrografía del sector Occidental del Eje Neovolcánico. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, Vol. 3, núm. 1, p. 39-57.
- Demant, A. (1981): L'Axe Neo-Volcanique Transmexican Etude Volcanologique et pétrographique signification Géodynamique. Thèse de Docteur es Sciences. Université De Droit Déconomie. Et des Sciences D'Aix-Marseille. Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme. V.2.Anexe 106 p.
- Ferrari, L.; Garduño, V. H.; Pasquaré, G. and Tibaldi, A. (1991): Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. *J. Volc. Geotherm. Res.*, Vol. 47, p. 129-148.
- Ferrari, L.; Conticelli, S.; Vaggelli, G.; Petrone, C. and Manetti, P. (2000a): Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, Vol. 318, p. 161-185.
- Ferrari, L.; López-Martínez, M. and Rosas-Elguera, J. (2002): Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon Plate. *Tectonics*, Vol. 21, No. 4. p. 1-24.
- Gastil, G.; Krummenacher, D. and Minch, J. (1979): The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, Part 1, Vol. 90, p. 839-857.

TEMA CON  
FALLA DE ORIGEN

- Gilbert, C. M.; Mahood, G. A. and Carmichael, I. S. E. (1985): Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geof. Int.* Vol. 24-1, p. 169-191.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I. S. E. (1985): A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Geof. Int.*, Vol. 24, no. 4, p. 577-607.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I. S. E. (1987): The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *Journal of Petrology*, Vol. 28, Part 2, p. 241-269.
- Hasenaka, T.; Ban, M. and Delgado-Grandos, H. (1994): Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. Cinder cones. *Geof. Int.* Vol. 33, Num. 1, p. 125-138.
- Jacobo-Albarrán, J. (1986): Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico. Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección de Tecnología de Exploración, Open File Report, proyecto C-2006, 47 p.
- Lange, R. A. and Carmichael, I. S. E. (1990): Hydrous Basaltic Andesites Associated with Minette and Related Lavas in Western Mexico. *Journal Petrology*, Vol. 31, Part 6, p. 1225-1259.
- Lange, R. A. and Carmichael, I. S. E. (1991): A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 103, p. 928-940.
- Lange, Rebecca A. And Carmichael, I. S. E. (1991): A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 103, No. 7., p. 928-940.
- Luhr, J. F. (2000): The geology and petrology of Volcan San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *J. of Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 95, p. 109-156.
- Luhr, J. F.; Allan, J. F.; Carmichael, I. S. E.; Nelson, S. A. and Hasenaka, T. (1989): Primitive Calc-Alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B4, p. 4515-4530.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1980): The Colima Volcanic Complex, Mexico. I. Post-Caldera Andesites From Volcan Colima. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 71, p. 343- 372.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1981): The Colima Volcanic Complex, Mexico: Part II. Late Quaternary Cinder Cones. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 76, p. 127-147.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1985): Contemporaneous eruptions of Calc-Alkaline and Alkaline magmas along the Volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* Vol. 24-1, p. 203 – 216.
- Luhr, J. and Lazaar, P. (1985): The southern Guadalajara volcanic chain, Jalisco, Mexico. *Geofis. Int.*, Vol. 24, 691-700.
- Mahood, G. A. (1981): Chemical Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 77, p. 129-149.
- Mahood, G. A. and Halliday (1988): Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 100, p. 183-191.

- McBirney, A.R.; Taylor, H.P. and Armstrong, R.L. (1987): Paricutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 45. p. 4-20.
- Moore, G.; Marone, C.; Carmichael, I. S. E. and Renne, P. (1994): Basaltic volcanism and intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 106, p. 383-394.
- Nelson, S. A. and Hegre, J. (1990): Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *Bull. Volcanology*, Vol. 52, p. 186-204.
- Nelson, S. A. and Livieres, R. A. (1986): Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sangaguay Volcano, Nayarit, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 97, p. 798-808.
- Nieto-Obregón, J.; Delgado-Argote, L. A. y Damon, P. E. (1981): Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. *Asociación de Ingenieros de minas metalurgistas y geólogos de México. XIV Convención Nacional AIMMG. Acapulco, Gro.* p. 25-29.
- Nieto-Obregón, J.; Delgado-Argote, L. A. and Damon, P. E. (1985): Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, Vol. 24, no. 4, p. 623-663.
- Nixon, G. T. (1979): Magnesian andesites of the trans-Mexican volcanic belt: Role of lithosphere thickness in determining along-arc variations of calc-alkaline magmas. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, Vol. 11, p. 487.
- Nixon, G. T.; Demant, A.; Armstrong, R. L. and Harakal, J. E. (1987): K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, Vol. 26-1, p. 109-158.
- Pasquaré, G.; Ferrari, L.; Garduño, V. H.; Tibaldi, A. and Vezzoli, L. (1991): Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. *Geol. Soc. of Am. Map and Chart series MCH072.* p. 9-16.
- Petrone, C. M. (1998): Studio magmatologico dei sistemi vulcanici del graben San Pedro-Ceboruco (Nayarit, Messico): coesistenza di magmi a diversa affinità petrológica. PhD thesis, Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra. 206 p.
- Righter, K. and Carmichael, I. S. E. (1992): Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 104, p. 1592-1607.
- Righter, K.; Carmichael, I. S. E.; Becker, T. A. and Renne, P. R. (1995): Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 107, No. 6, p. 612-626.
- Righter, K. and Rosas-Elguera, J. (2001): Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology*, Vol. 42, No. 12, p. 1-29.
- Robin, C.; Camus, G. and Gourgaud, A. (1991): Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima Volcano (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 45, p. 209-225.



- Rodríguez-Castañeda, J.L. y Rodríguez-Torres, R. (1992): Geología estructural y estratigrafía del área entre Guadalajara y Tepic, estados de Jalisco y Nayarit, México. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*. Vol. 10, num. 2. p. 99-110.
- Rosas-Elguera, J.; Urrutia-Fucugauchi, J. and Maciel, R. F. (1989): Geología del extremo oriental del Graben de Chapala, breve discusión sobre su edad: zonas geotérmicas Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, México. *Geotermia. Rev. Mexicana de Geoenergía*, Vol. 5, No. 1. p. 3-18.
- Rosas-Elguera, J.; Ferrari, L.; López-Martínez, M. and Urrutia-Fucugauchi, J. (1997): Stratigraphy and Tectonics of the Guadalajara Region and Triple-Junction Area, Western Mexico. *International Geology Review*, Vol. 39, p. 125-140.
- Soto, M. A. y Ortega, J. G. (1982): Geología del Río Santiago en los estados de Jalisco y Nayarit, México. XIII Convención Soc. Geol. Mex. pp. 20.
- Suter, M.; López-Martínez, M.; Quintero-Legorreta, O. and Carrillo-Martínez, M. (2001): Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 113, No. 6, p. 693-703.
- Venegas, S.; Herrera, J. J. y Maciel, F. R. (1985): Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geof. Int.* Vol. 24. p. 47-83.
- Verma, S. P.; López-Martínez, M. and Terrell, D. J. (1985): Geochemistry of Tertiary igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northeast Jalisco, Mexico. *Geof. Int. Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 1.* (Ed. S.P. Verma), Vol. 24. p. 31-45.
- Verma, S. P. and Nelson, S. A. (1989): Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *Journal Geophysical Research*, Vol. 94, No. B4, p. 4531-4544.
- Wallace, P. and Carmichael, I. S. E. (1989): Minette lavas and associated leucitites from the Western Front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 103, p. 470 - 492.
- Wallace, P. and Carmichael, I. S. E. (1992): Alkaline and cal-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 111, p. 423 - 439.
- Wallace, P. and Carmichael, I. S. E. (1994): Petrology of Volcan Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Mineral Petrol.* Vol. 117, p. 345-361.
- Watkins, N. D.; Gunn, B. M.; Baksi, A. K. and Ade-Hall, J. (1971): Paleomagnetism, geochemistry, and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, central Mexico. *Geol. Soc. of Am. Bull.* Vol. 82, p. 1955-1968.

