



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

03095

11

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ASPECTOS GEOESTADÍSTICOS EN GEOQUÍMICA  
ANALÍTICA: APLICACIÓN EN EL MODELADO  
GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE LA SIERRA DE  
CHICHINAUTZIN, CINTURÓN VOLCÁNICO  
MEXICANO

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS (GEOQUÍMICA)  
P R E S E N T A :  
FERNANDO VELASCO TAPIA

298794

MÉXICO, D.F.

2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

## *Agradecimientos*

Durante el presente trabajo de tesis he recibido el apoyo de diversas instituciones. He tenido además la oportunidad de compartir el trabajo y la vida con grandes amigos. Quiero expresar mi aprecio y reconocimiento a cada uno de ellos.

En primer lugar, agradezco el apoyo que recibí de la **Universidad Autónoma de Nuevo León**, y muy en especial de la **Facultad de Ciencias de la Tierra**. Agradezco también al **Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México** por haberme permitido formarme dentro del **Programa de Doctorado de Ciencias de la Tierra**. Un reconocimiento especial para el **Centro de Investigación en Energía, UNAM**, en donde lleve acabo la mayor parte de este trabajo. Agradezco las atenciones recibidas en las visitas al **Departamento de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada**, y a la **Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid**.

Un profundo reconocimiento para el **Dr. Surendra Pal Verma**, quien fungió como tutor doctoral y que con su invaluable guía me ha ayudado a madurar como profesional (**Gracias Patrón !!**). Un agradecimiento especial para la **Sra. Tere Aguilar de Verma**, quien en todo momento me hizo sentir en familia durante mi estancia en Cuernavaca.

A los miembros del Comité Doctoral: **Dr. Dante J. Morán Zenteno**, **Dra. Ma. Aurora Armienta Hernández**, **Dr. Lance Forsythe**, **Dr. Arturo Martín Barajas**, **Dr. José Luis Macías** y **Dr. Gerardo Carrasco Núñez**. Sus atinadas observaciones me han permitido presentar un trabajo de Tesis de mayor calidad. Al personal del **Posgrado en Ciencias de la Tierra**, especialmente al **Dr. Gustavo Tolson** y a la **Srita. Gloria Alba**, por las atenciones recibidas.

Al grupo de Geoenergía-UNAM: **M.C. Mirna Guevara**, **Dr. Ignacio S. Torres** y **Dr. Edgar R. Santoyo**, a quienes agradezco su colaboración y su paciencia a toda prueba. A los **Dres. Juan Alonso Ramírez** y **Rosbel Chapa**, por apoyarme a larga distancia desde la FCT/UANL.

Al Q. Rufino Lozano, Q. Patricia Girón, M.C. Gabriela Solís y M.C. Juan Julio Morales por su apoyo durante el trabajo experimental.

Al Dr. Francisco Anguita, por sus atenciones durante mi estancia en Madrid y por aquellas apasionadas charlas sobre la ciencia del hombre de fe y la fe del hombre de ciencia (Gracias Paco !!).

A mis amigos Juan Carlos Montalvo, Claudia Lara, Ma. Teresa Orozco, Jorge Aguilar, Cecilia López, Nicolás Velázquez, Víctor Andrade, Gabriela Ruff, Ignacio Navarro, Yamilet Rodríguez, Ana María Ramírez, Ma. Amabel Ortega, Yann René Ramos, Laura Rosales, Marú Malagón, Mario Rebolledo, Lucy Mora, Elsa Mendoza, Eva María Pliego, Pedro Mondragón, Jorge Islas, Ramón Tovar y Yolanda Peña. A la banda madrileña: Alvaro Márquez, María González, José Ignacio Tello, Ademir Fernando Passoto, Cristina de Ignacio y Pedro Castiñeiras. No podría olvidarme de la Sra. Angelina Colín, que fue un verdadero ángel de la guarda en mi último año en Cuernavaca.

Les doy las gracias y un abrazo fraternal a Manuelita González, Jorge Andaverde, Guillermo Cortés, S.J., José Luis Serra, S.J., David García, S.J., Agustín Patiño, Pbro., y Francisco Flores, Pbro., con quienes comparto la alegría y la lucha por los valores del Reino.

*Queridos amigos, gracias por recordarme que el mundo es sagrado. Por dejarme descubrir que el Dios de la vida se manifiesta en cada uno de ustedes.*

Fernando

***A MIS PADRES***

***Fernando y Ma. Guadalupe***

***A MIS HERMANOS***

***Ma. Cristina, Norma Andrea y Guillermo***

***A MI FAMILIA***

***Andreita, Rita, Chela, Roberto, Blanca,  
Ricardo, Arturo, Ruth, Vianney y la  
pequeña Mónica***

# Contenido

	Página
<b>Resumen</b>	IV
<b>Abstract</b>	V
<b>1. Introducción general</b>	1
<b>2. Evaluación estadística de Materiales de Referencia Geoquímica</b>	5
<b>2.1 Antecedentes</b>	5
<b>2.2 Metodologías aplicadas en la evaluación de Materiales de Referencia Geoquímica</b>	7
2.2.1 <i>Método de "laboratorios selectos"</i>	7
2.2.2 <i>Métodos estadísticos que manejan parámetros de tendencia central</i>	8
2.2.3 <i>Métodos estadísticos que involucran detección de valores erróneos</i>	10
<b>2.3 Evaluación de Materiales de Referencia Geoquímica</b>	12
2.3.1 <i>Compilación de bases de datos</i>	12
2.3.2 <i>Esquema estadístico</i>	13
2.3.3 <i>Descripción de pruebas estadísticas</i>	14
2.3.4 <i>Aplicación del esquema estadístico</i>	16
2.3.5 <i>Comparación con valores propuestos en la literatura</i>	18
2.3.6 <i>Comentarios generales sobre la evaluación de Materiales de Referencia Geoquímica</i>	25
<b>2.4 Eficiencia relativa de las pruebas estadísticas</b>	26
2.4.1 <i>Metodología</i>	26
2.4.2 <i>Comparación de eficiencia relativa en primera aplicación de pruebas en versiones <math>k=1</math> y <math>k=2</math></i>	30
2.4.3 <i>Comparación de eficiencia relativa entre pruebas estadísticas en versión <math>k=1</math> aplicadas en secuencia vs. procedimientos en bloque</i>	42
2.4.4 <i>Comentarios generales sobre la evaluación de eficiencia relativa</i>	48
<b>3. Calibración de un sistema de Fluorescencia de Rayos-X para el análisis de elementos mayores en rocas ígneas</b>	49
<b>3.1 Antecedentes</b>	49
3.1.1 <i>Instrumentación</i>	49
3.1.2 <i>Preparación de muestra</i>	51
3.1.3 <i>Modelos de corrección de efecto de matriz</i>	52
3.1.4 <i>Aspectos no explorados en trabajos previos</i>	55
<b>3.2 Evaluación de concentración de elementos mayores para GRM seleccionados</b>	56
<b>3.3 Procedimiento experimental</b>	60
3.3.1 <i>Preparación de muestras</i>	60
3.3.2 <i>Condiciones instrumentales del sistema de Fluorescencia de Rayos-X</i>	60

<b>3.4 Modelos de regresión lineal</b>	63
3.4.1 <i>Descripción de los modelos de regresión y evaluación de su validez estadística</i>	63
3.4.2 <i>Comparación de incertidumbre (uncertainty of measurement) y la exactitud (trueness) de los modelos de regresión</i>	71
<b>3.5 Comentarios generales del proceso de calibración</b>	81
<b>4. Cinturón Volcánico Mexicano</b>	84
<b>4.1 Panorama general</b>	84
<b>4.2 Descripción general del Cinturón Volcánico Mexicano</b>	86
4.2.1 <i>Edad de inicio del magmatismo en el CVM</i>	86
4.2.2 <i>El ambiente geotectónico del CVM en el marco de la teoría de tectónica de placas</i>	86
4.2.3 <i>División estructural y tectónica del CVM</i>	88
<b>4.3 El origen del Cinturón Volcánico Mexicano</b>	99
4.3.1 <i>Primeras hipótesis de origen</i>	99
4.3.2 <i>La hipótesis del arco continental</i>	100
4.3.3 <i>Hipótesis complementarias o alternativas a la subducción</i>	106
<b>4.4 El estudio geoquímico de los magmas: a la búsqueda de evidencias sobre las fuentes magmáticas y procesos de evolución en el CVM</b>	108
<b>5. Sierra de Chichinautzin: Revisión crítica de trabajos previos</b>	110
<b>5.1 Geología y Geocronología</b>	110
5.1.1 <i>Localización</i>	110
5.1.2 <i>Estratigrafía regional</i>	112
5.1.3 <i>Características de la actividad volcánica</i>	115
5.1.4 <i>Geocronología</i>	117
5.1.5 <i>Geología estructural</i>	120
<b>5.2 Estudios petrográficos y geoquímicos</b>	122
5.2.1 <i>Cobertura de muestreo y petrografía</i>	122
5.2.2 <i>Metodología analítica y validez de datos geoquímicos</i>	123
5.2.3 <i>Manejo e interpretación de la información geoquímica</i>	127
<b>5.3 Modelos petrogenéticos para los magmas máficos: Subducción vs. Extensión</b>	149
<b>5.4 Perspectivas de una investigación geoquímica en la SCN</b>	152
<b>6. Sierra de Chichinautzin: Nuevos datos analíticos</b>	154
<b>6.1 Petrografía</b>	154
<b>6.2 Elementos mayores</b>	157
<b>6.3 Elementos traza</b>	165
<b>6.4 Relaciones isotópicas <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math> y <math>^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}</math></b>	171
<b>6.5 Análisis de composición química de minerales</b>	174
6.5.1 <i>Olivino</i>	178
6.5.2 <i>Espinela</i>	185
6.5.3 <i>Piroxenos</i>	189
6.5.4 <i>Plagioclasa</i>	197
6.5.5 <i>Minerales hidratados</i>	204

<b>7. Sierra de Chichinautzin: Desarrollo de modelos de génesis magmática</b>	<b>208</b>
<b>7.1 Estimación de temperaturas de equilibrio y fugacidad de oxígeno</b>	<b>208</b>
7.1.1 <i>Geotermómetro olivino-líquido</i>	208
7.1.2 <i>Geotermómetro gráfico de dos piroxenos</i>	210
7.1.3 <i>Fugacidad de oxígeno en los magmas</i>	211
<b>7.2 Modelos cuantitativos de fusión parcial</b>	<b>214</b>
7.2.1 <i>Definición de magmas primarios</i>	215
7.2.2 <i>Magmas primarios en la SCN</i>	216
7.2.3 <i>Modelado de fusión parcial con inversión</i>	218
7.2.4 <i>Aplicación del modelo de inversión</i>	222
7.2.5 <i>Estimación de la concentración de la fuente</i>	225
<b>7.3 Andesitas de alto magnesio</b>	<b>232</b>
7.3.1 <i>Características geoquímicas</i>	232
7.3.2 <i>La génesis de las andesitas de alto magnesio</i>	233
7.3.3 <i>Modelo petrogenético para andesitas de alto magnesio en la SCN</i>	235
<b>7.4 Evolución magmática en la SCN</b>	<b>238</b>
7.4.1 <i>Modelos que involucran la placa de Cocos</i>	238
7.4.2 <i>Diferenciación simple de magmas básicos</i>	239
7.4.3 <i>Asimilación – Cristalización Fraccionada</i>	239
7.4.4 <i>Fusión parcial de la corteza y mezcla de magmas</i>	248
<b>7.5 Comentarios finales</b>	<b>253</b>
<b>8. Conclusiones</b>	<b>254</b>
<b>Referencias</b>	<b>258</b>

---



## Resumen

El trabajo presenta diversos aspectos relacionados con la determinación de datos geoquímicos y su aplicación en el estudio del campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. Los valores más probables de concentración de elementos mayores y traza fueron evaluados en un grupo de materiales de referencia geoquímica, aplicando un esquema basado en catorce pruebas estadísticas (desviación/extensión, Grubbs, Dixon y momentos de alto orden) para detectar valores desviados en distribuciones normales sesgadas. La eficiencia de detección de estas pruebas mostró una fuerte dependencia con relación al tamaño de la muestra estadística. Los procedimientos en bloque, que evalúan  $k = 2, 3$  ó  $4$  valores en un ciclo, presentaron una mayor eficiencia en comparación con pruebas estadísticas que evalúan  $k = 1$  ó  $2$  valores en aplicación consecutiva. Los datos más probables de concentración en los materiales de referencia fueron utilizados en la calibración de un sistema de fluorescencia de rayos-X para el análisis de elementos mayores en rocas. Como innovación, el procedimiento incluyó la construcción de curvas de calibración aplicando un modelo de regresión que considera errores en intensidad fluorescente y concentración de los materiales de referencia. Se llevó a cabo una revisión crítica sobre trabajos previos en el campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin, que incluyó una base completa de datos geoquímicos. Esta base de información se complementó con nuevos datos geoquímicos de roca total y minerales, así como con datos isotópicos de Sr y Nd para un grupo de muestras seleccionadas de este campo volcánico. El magmatismo máfico presentó características similares a los magmas de zonas de extensión y fue relacionado a la fusión parcial del manto litosférico. La aplicación de un modelo inverso de fusión parcial mostró que esta fuente está caracterizada por un enriquecimiento en LILE, así como una ausencia de desacoplamiento entre LILE y HFSE. Se identificaron algunos magmas intermedios con alto magnesio que, en comparación a los magmas máficos, presentaron: menores contenidos de elementos incompatibles, mayor concentración de elementos compatibles, un desacoplamiento entre LILE y HFSE, así como relaciones isotópicas de Sr y Nd comparables. El origen de estos magmas se relacionó a la interacción entre los magmas máficos y el manto litosférico. Con respecto a los magmas máficos, el resto de los magmas de composición intermedia y ácida mostraron una menor concentración en elementos incompatibles, pequeñas anomalías de HFSE y pequeñas, pero significativas diferencias en las relaciones isotópicas de Sr y Nd. Varios procesos de diferenciación magmática (e.g., cristalización fraccionada, cristalización fraccionada con asimilación, mezcla de magmas) fueron evaluados utilizando modelos cuantitativos. Al parecer la mezcla de magmas ha sido el mecanismo dominante de evolución en el campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin.

## Abstract

This work presents aspects related to the determination of geochemical data and their application in the study of the Sierra de Chichinautzin volcanic field, Mexican Volcanic Belt. The most probable concentration values were evaluated in a group of geochemical reference materials (GRM), applying a scheme based on fourteen statistical tests (deviation/spread statistics, Grubbs-type, Dixon-type, and high-order moments) for detection of outliers in skewed normal distributions. Detection efficiency of these tests showed a strong dependence on statistical sample size. Block procedures, testing  $k = 2, 3$  or  $4$  values in one cycle, showed a high efficiency in comparison to statistical tests that evaluate  $k = 1$  or  $2$  values in consecutive application. The most probable concentration data in GRM were used in the calibration of an X-ray fluorescence system for major element analysis in rocks. This procedure, as innovation, included the construction of calibration curves applying a regression model that considers errors in both fluorescent intensity and concentration of reference materials. A critical review was prepared about the previous work in the Sierra de Chichinautzin volcanic field, which included a complete geochemical database. This database was complemented with new geochemical data of whole rock and minerals, as well as Sr and Nd isotope data on a set of selected samples from this volcanic field. Mafic magmatism showed characteristics similar to the extension-type magmas. Its origin seems to be related to the partial melting of lithospheric mantle. Application of partial melting inverse model showed that this source is characterized by an enrichment in LILE and the absence of a LILE/HFSE decoupling. Some intermediate high-magnesium magmas were identified that, in comparison with the mafic magmas, show: lower contents of incompatible elements, higher concentrations of compatible elements, a decoupling LILE/HFSE and comparable Sr and Nd isotopic ratios. The origin of these magmas was postulated to be related to interaction between the mafic magmas and the lithospheric mantle. In comparison with the mafic magmas, the rest of magmas with intermediate and acid composition showed enrichments in LILE, small negative HFSE anomalies and small but significant differences in Sr and Nd isotopic ratios. Several magmatic processes (e.g., fractional crystallization, fractional crystallization with assimilation, magma mixing) were evaluated using quantitative models. It appears that magma mixing was the dominant mechanism of evolution in the Sierra de Chichinautzin volcanic field.

## 1. Introducción general

En la actualidad, la comprensión de los fenómenos geológicos requiere de la integración de información generada por diversas disciplinas. Una de las herramientas fundamentales en la resolución de los más variados problemas en Ciencias de la Tierra está relacionada con la generación e interpretación de datos geoquímicos. La *Geoquímica*, término cuya creación se ha adjudicado históricamente a Schönbein en 1838, se define como la rama de las Ciencias de la Tierra cuyos objetivos son (a) determinar cuantitativamente la composición de la Tierra y sus partes, y (b) formular los principios que rigen la distribución observada en elementos químicos (Henderson, 1982). La importancia de la Geoquímica se ha visto acrecentada con el desarrollo de técnicas altamente instrumentalizadas que permiten determinar con precisión y exactitud los contenidos de los elementos y las relaciones isotópicas en diversos materiales geológicos.

Uno de los problemas clásicos de las Ciencias de la Tierra en México es el relacionado con el origen y evolución del magmatismo en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; e.g., Mooser, 1972; Robin, 1982; Verma, 1987; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari et al., 1999). Esta estructura, que se orienta en una dirección aproximada de este a oeste, está constituida por más de 8,000 aparatos o centros volcánicos de edad Mioceno al Reciente, ocupando una zona de 20 a 150 km de ancho y ~1000 km de largo. Algunos de los grandes estrato-volcanes que constituyen el CVM han mostrado una actividad histórica (e.g., Popocatepetl, Pico de Orizaba, Colima y Ceboruco). Desde el primer informe geológico de Von Humboldt (1808), el CVM ha sido el centro de la atención de un gran número de destacados investigadores mexicanos y extranjeros.

En el marco de la Teoría de Tectónica de Placas, el CVM fue catalogado como un arco continental (e.g., Suárez y Singh, 1985; Ferrari et al., 1999). Sin embargo, una serie de observaciones geofísicas, geológicas y geoquímicas han complicado este modelo simple, entre ellas:

- (a) una orientación no-paralela del CVM (desviada entre 15-20°) con respecto a la Trinchera Mesoamericana (TMA). De esta forma, el frente volcánico en la zona este del CVM se sitúa a ~400 km de la TMA, mientras que en la zona occidental se encuentra a sólo ~150 km.
- (b) una zona de Wadati-Benioff que no está bien definida y que es prácticamente ausente bajo el frente volcánico en la región central del CVM (e.g., Pardo y Suárez, 1995).

- (c) la presencia de un manto anómalo ( $V_p = 7.6 \text{ m/s}$ ;  $\rho = 3.29 \text{ g/cm}^3$ ) situado directamente bajo la corteza inferior del CVM (e.g., Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000).
- (d) un régimen extensional a través de todo el CVM, con fallas normales y de rumbo activas y con direcciones de ejes de esfuerzo independientes de la dirección de subducción (e.g., Luhr et al., 1985; Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 1995).
- (e) la coexistencia en tiempo y espacio de magmas alcalinos y subalcalinos, que incluyen basaltos primitivos con características tipo OIB (e.g., Luhr y Carmichael, 1985; Luhr et al., 1985; Nelson y Livieres, 1986; Verma y Nelson, 1989; Richter y Carmichael, 1992; Moore et al., 1994; Luhr, 1997; Verma, 2000; Velasco-Tapia y Verma, 2001).

Estas características hacen del CVM un caso especial que amerita modelos de origen y evolución más complejos. Con la propuesta de mecanismos complementarios (e.g., la influencia del régimen extensional; Luhr, 1997; Sheth et al., 2000) o alternativos (e.g., la presencia de una pluma mantélica; Márquez et al., 1999a), el debate relacionado con el tema se ha acrecentado en los últimos años. Indudablemente, la comprensión de una provincia magmática tan compleja como el CVM hace necesario el estudiar a profundidad y proponer modelos particulares de región por región, antes de pensar en un modelo global de origen y evolución.

Una de las áreas del CVM que ha recibido una atención especial en los últimos años es el llamado campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin (SCN; Velasco-Tapia y Verma, 2001). Éste se encuentra ubicado en la región central de la provincia y está constituido por 221 centros volcánicos de una edad Pleistoceno a Reciente (Márquez et al., 1999b). La actividad volcánica en la SCN se caracteriza por conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y domos de lava, que ocupan un área de  $\sim 2,400 \text{ km}^2$ . A partir de 1960, diversos estudios de cartografía geológica, geología estructural, vulcanología y geoquímica descriptiva han sido realizados en la zona (Negendank, 1972a,b; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1989; Swinamer, 1989; Rodríguez-Lara, 1997; Márquez et al., 1999a,b; Verma, 1999a, 2000). En el desarrollo de un modelo general para el CVM, la SCN ha sido considerada como un área clave, ya que (e.g., Márquez et al., 1999a,b; Verma, 1999, 2000a; Wallace y Carmichael, 1999): (1) se ubica en el frente del arco volcánico por lo que, si el magmatismo en este campo volcánico está relacionado a procesos de subducción, se deberían encontrar

claras evidencias geoquímicas, (2) los procesos que lo generaron deben ser aún activos, y (3) existe una variedad de tipos geoquímicos (basaltos a dacitas), lo que permite no sólo indagar acerca de la fuente del magmatismo máfico, sino también los procesos de evolución magmática.

Sin embargo, muy pocos trabajos sobre la SCN han incluido modelos geoquímicos cuantitativos. Por ejemplo, Wallace y Carmichael (1999) desarrollaron un modelado directo de fusión parcial, considerando un número muy limitado de elementos traza y sin incluir información isotópica. Verma (2000a) reportó modelos cuantitativos utilizando datos isotópicos de Sr, Nd y Pb. A partir de estos modelos y de diagramas normalizados, este autor propuso que no existe una relación directa o indirecta de la placa de Cocos con los magmas máficos de la SCN. Sin embargo, en ese trabajo no se incluyó un modelado de fusión parcial. Por su parte, Verma (1999) probó de manera cuantitativa varios procesos petrogenéticos (e.g., cristalización fraccionada; asimilación cortical, etc.) para establecer el origen de los magmas intermedios y ácidos de la SCN. Sin embargo, estos modelos fueron elaborados considerando únicamente la información de 12 muestras.

Como una contribución al conocimiento sobre la SCN, el presente trabajo de tesis tuvo por objetivo establecer las características geoquímicas de la fuente y las condiciones en las cuales se generaron los magmas máficos. Esto se logró desarrollando un modelado inverso de fusión parcial. Por otro lado, se contempló el identificar los mecanismos que dieron lugar a los magmas intermedios y ácidos en este campo volcánico. Para tal efecto, se evaluaron cuantitativamente varios procesos de diferenciación, que incluyeron: cristalización fraccionada, asimilación-cristalización fraccionada y mezcla de magmas. Es importante resaltar que en el desarrollo de los modelos cuantitativos se utilizó una base de información geoquímica, la cual incluye los datos disponibles en la literatura y nueva información geoquímica e isotópica.

Los aspectos relacionados a la Geoquímica Analítica han ocupado un papel secundario, sino un olvido, en gran parte de los estudios previos sobre el CVM y de otras provincias geológicas a nivel mundial. Por esta razón, previo a la investigación geoquímica sobre la SCN, se exploraron dos aspectos relacionados con Geoquímica Analítica. El primero de ellos trata acerca de los Materiales de Referencia Geoquímica (GRM, *Geochemical Reference Materials*), que se utilizan para controlar la precisión y exactitud en laboratorios geoquímicos (Potts, 1995). El problema crítico de la aplicación de los GRM es el establecer cuales son los valores más probables de concentración para cada uno de sus constituyentes. Verma (1997a) propuso una metodología para evaluación de GRM que supera deficiencias estadísticas de anteriores procedimientos. Esta metodología se basa en la aplicación de un

grupo de pruebas de discordancia para detectar valores desviados en muestras estadísticas univariadas (e.g., compilaciones de datos geoquímicos para GRM). En el presente estudio, se contempló como objetivo el realizar una evaluación de la eficiencia relativa de detección para las pruebas estadísticas utilizadas en la metodología de Verma (1997a).

Por otro lado, las calibraciones de Fluorescencia de Rayos-X (XRF, *X-Ray Fluorescence*) están basadas en modelos de regresión lineal entre datos de concentración de GRM e intensidad de señal analítica. Generalmente, en su construcción sólo es tomada en cuenta la incertidumbre de la señal fluorescente, que es en general menor a las de las concentraciones propuestas para GRM. No tomar en cuenta estos errores puede dar lugar a modelos de calibración deficientes. En este sentido, en el presente trabajo se contempló como objetivo el calibrar un sistema de Fluorescencia de Rayos-X (LUGIS-UNAM), para el análisis de elementos mayores en rocas. La novedad del proceso consistió en establecer las curvas de calibración mediante un método de regresión lineal que considera errores en ambos ejes (e.g., concentración de GRM, intensidad fluorescente).

## 2. Evaluación estadística de Materiales de Referencia Geoquímica

### 2.1 Antecedentes

Los Materiales de Referencia Geoquímica (*Geochemical Reference Materials*, GRM) han sido definidos como muestras geológicas finamente pulverizadas, de una alta homogeneidad y con una composición geoquímica conocida con un alto grado de fiabilidad (Potts, 1995; Abbey, 1992). Desde la aplicación del granito G-1 y la diabasa W-1 (Farbairn, 1951; Flanagan, 1967), los GRM han sido utilizados ampliamente para controlar la precisión, la exactitud y la sensibilidad en el análisis rutinario de materiales geológicos (e.g., Sutarno y Steger, 1985; Potts, 1995; Johnson, 1991; Kane, 1992; Verma et al., 1992). En términos del concepto analítico *traceability*, un dato analítico y su incertidumbre deberían ser utilizados en una interpretación geoquímica únicamente si están relacionados con un procedimiento analítico validado por la aplicación de una serie de GRM (Thompson, 1997; Valcárcel y Ríos, 1997; Wampfler y Rösslein, 1998). Sin embargo, en el proceso de validación sólo deben incluirse aquellos GRM: (1) con una matriz e intervalos de concentración similares a las muestras desconocidas, para disminuir el riesgo de un efecto de matriz; y (2) cuyos valores de concentración se encuentren bien establecidos (ISO, 1989; Johnson, 1991; De Bièvre et al., 1996; Kane y Potts, 1997). En este mismo sentido, en las publicaciones periódicas de Geoquímica empieza a ser una práctica común el no aceptar trabajos en los que no se incluya una validación apropiada de los resultados por medio de GRM (Jorhem, 1998).

Recientemente, Thompson et al. (1996, 1998) propusieron la prueba internacional de competencia (*International Proficiency Test, GeoPT*) para establecer un control de calidad estándar entre laboratorios geoquímicos. Este procedimiento consiste en distribuir entre los laboratorios participantes una muestra de homogeneidad conocida (e.g., GRM), la cual debe ser analizada por medio de métodos analíticos bien establecidos y operados en condiciones de rutina. Los datos son enviados al comité organizador, quien les asigna una puntuación al compararlos con la “mejor estimación” del valor real de concentración. Este valor es la media de todos los valores disponibles, calculada por medio de métodos estadísticos robustos (e.g., Analytical Methods Committee, 1989a,b). De esta forma, los laboratorios participantes pueden evaluar la calidad de sus datos en comparación a otros grupos participantes y poder tomar, de ser necesario, medidas correctivas en sus métodos analíticos.

Sin embargo, el problema crítico de la aplicación de los GRM continua siendo el establecer los valores más probables de concentración para cada constituyente, a partir de los cuales se realiza la asignación de calidad analítica. En este proceso de evaluación es necesario resaltar tres aspectos básicos:

- (1) *Información que integra las bases de datos.* Los valores más probables de concentración en GRM se establecen a partir de compilaciones de datos analíticos, determinados aplicando un gran número de métodos analíticos. Potts (1997, 1998), en un estudio acerca de las tendencias generales de análisis en la caracterización de la anortosita AN-G (Govindaraju, 1980), el microgranito AC-E (Govindaraju, 1987), la dolerita WS-E (Govindaraju et al., 1994), y la ceniza volcánica OU-1 (Thompson et al., 1998), señaló que la fluorescencia de rayos-X (*x-ray fluorescence*, XRF) es el método más utilizado en el análisis de rutina de elementos mayores, mientras que para elementos traza la determinación se realiza comúnmente por medio de las espectrometrías de masas y de emisión atómica, acopladas inductivamente a plasma (ICP-MS, *inductively coupled plasma mass spectrometry*; ICP-AES, *inductively coupled plasma atomic emission spectrometry*). Por otro lado, es claro que cada resultado individual representa la suma de: (1) el valor verdadero, (2) la incertidumbre asociada a la medición, (3) la incertidumbre asociada al método analítico, y (4) la incertidumbre asociada al laboratorio. Sin embargo, los datos individuales para la mayoría de los GRM en uso actual son reportados normalmente sin la incertidumbre asociada y sin explicación acerca del control de calidad analítico de los métodos utilizados.
- (2) *Métodos de evaluación de las bases de datos.* La manera de estimar los valores más probables de concentración de cada constituyente en los GRM ha sido un tema controversial entre la comunidad geoquímica (e.g., Lister, 1982; Abbey y Rosseau, 1985; Flanagan, 1986; Abbey, 1992; Verma, 1997; Velasco y Verma, 1998). Las metodologías aplicadas pueden clasificarse en tres grupos generales (Velasco y Verma, 1998): (a) método de “laboratorios selectos”, (b) métodos estadísticos basados en parámetros de tendencia central, y (c) métodos que involucran la detección y eliminación de valores erróneos. Es necesario realizar la evaluación de estas metodologías (Kane, 1991), especialmente al ser aplicadas en el estudio de GRM en los que se presentan elementos traza de importancia geoquímica en bajas concentraciones (e.g., basalto BIR-1, Flanagan, 1984; peridotita JP-1, Ando et al., 1987). La aplicación de GRM cuya composición fue establecida por medio de una metodología de evaluación inadecuada puede



tener un efecto profundo en la incertidumbre del análisis para muestras desconocidas y en la interpretación geoquímica de las mediciones (Rollinson, 1993).

- (3) *Composición propuesta del GRM.* En la mayoría de las compilaciones disponibles de GRM, los valores de concentración propuestos no van acompañados de parámetros estadísticos completos, especialmente valores de desviación estándar (e.g., Govindaraju, 1989; Potts et al., 1992). A pesar del poco interés para gran parte de la comunidad geocientífica, la incertidumbre de los datos analíticos es información esencial para establecer correctamente metodologías analíticas. Por ejemplo, las calibraciones de XRF están basadas en modelos de regresión lineal entre datos de concentración de GRM y señales analíticas (Potts, 1995). Generalmente, en su construcción sólo es tomada en cuenta la incertidumbre de la señal fluorescente, que es en general menor a la de las concentraciones de GRM. Esto puede dar lugar a modelos de calibración deficientes, especialmente cuando valores de concentración erróneos controlan los valores de la pendiente.

En este contexto, se realizó una revisión crítica acerca de los diferentes métodos estadísticos utilizados en la evaluación de GRM. Además, se seleccionó un grupo de GRM de tipo rocas volcánicas y de una amplia distribución para establecer su composición geoquímica más probable (y su incertidumbre asociada), aplicando una metodología basada en una serie de pruebas estadísticas para detectar valores erróneos en distribuciones normales (Verma, 1997). Los nuevos valores de concentración fueron comparados con los obtenidos anteriormente aplicando una metodología distinta. Adicionalmente, se realizó una evaluación de eficiencia en la detección de valores erróneos para las pruebas estadísticas utilizadas (Velasco et al., 2000).

## **2.2 Metodologías aplicadas en la evaluación de Materiales de Referencia Geoquímica**

### *2.2.1 Método de "laboratorios selectos"*

Los valores de concentración propuestos para cada GRM son calculados utilizando datos generados en un pequeño grupo de laboratorios de "excelencia" (e.g., Abbey, 1981). Este esquema tiene la desventaja de que la identificación de los valores erróneos se realiza siguiendo criterios subjetivos introducidos por los autores, los cuales deben ser evitados (Dybczynski, 1980; Abbey y Rosseau, 1985). De hecho, el promotor de esta metodología reconoció sus limitaciones, favoreciendo

los esquemas basados en parámetros de tendencia central (Abbey, 1991, 1992). En general, la aplicación de un método estadístico puede no ser totalmente satisfactoria. Sin embargo, en la solución de un problema científico, siempre será mejor el uso de un método objetivo y riguroso que la aplicación de esquemas que envuelvan criterios subjetivos.

### 2.2.2 Métodos estadísticos que manejan parámetros de tendencia central

Estos métodos (conocidos en la literatura como *accommodation approach*) se basan en la colección de un gran número de datos analíticos de varios laboratorios, la eliminación inicial de valores desviados obvios y la estimación de diversos indicadores de tendencia central (e.g., Abbey, 1992; Govindaraju, 1980, 1987; Govindaraju et al., 1994). Estos parámetros se consideran resistentes a valores erróneos o *outliers* (Ellis y Steele, 1982; Lister, 1982), que han sido definidos como observaciones que presentan una desviación marcada del resto de los otros elementos en una muestra de población (Grubbs, 1969; Hollander y Wolfe, 1973). Los indicadores de tendencia central incluyen diferentes tipos de medias, algunos parámetros que se derivan de la mediana y diversas aproximaciones de la moda.

La *media geométrica* ( $X_G$ ) de una muestra de población se define como la n-esima raíz del producto de los datos que la constituyen,  $X_G = (x_1 * x_2 * \dots * x_n)^{1/n}$  (Rollinson, 1993). Sankar Das (1979) propuso que los datos de elementos traza compilados para GRM presentan una distribución log-normal y que  $X_G$  aproxima al valor más probable de concentración. Por otro lado, una serie de *medias de recorte* (i.e., *trimmed means*) han sido utilizadas para establecer la concentración más probable en GRM (Ellis y Steele, 1982; Lister, 1984). En estos procedimientos, la serie de datos analizados se ordenan en forma ascendente o descendente y entonces son simétricamente recortados, eliminando cantidades de datos en los extremos superior e inferior. El promedio de los datos remanentes se le conoce como *media de recorte de cuantil*. La fracción de datos eliminados define el nombre del cuantil. Por ejemplo, si se elimina 1/6 de los datos de ambos lados, el promedio resultante se define como la *media de recorte de hexil*.

La *mediana* (M) se define como el valor intermedio en un grupo de datos ordenados de forma ascendente o descendente. En una muestra de población cuyos datos se distribuyen normalmente, M se considera un estimador del valor central menos eficiente que la media aritmética (Jensen et al., 1997). Sin embargo, el uso de M se ha justificado cuando el número de datos disponibles es tan pequeño ( $n <$

5), que no justifica una evaluación más elaborada (Lister, 1982). Si el valor más distante de la M es eliminado en forma iterativa hasta quedar con  $\leq 3$  datos, el valor promedio de los datos remanentes es el parámetro *modiana* (Ellis y Steele, 1982).

Por otro lado, se ha reportado que la fuerza de las *medias de recorte* como indicadores de valor central se incrementa cuando ellas son combinadas con la M. Ellis y Steele (1982) determinaron que una de estas combinaciones, la *mediana Gastwirth* (GAS), es un indicador más eficiente de valor central en muestras de población sesgadas al compararla frente a la media aritmética, la modiana y diferentes medias de recorte. La GAS se define como  $0.4 \cdot M + 0.3 \cdot (T_s + T_i)$ , en donde  $T_s$  y  $T_i$  representan los valores extremos superior e inferior de los datos remanentes después de que se ha eliminado 1/3 de los valores iniciales superiores e inferiores (Lister, 1982). Otro parámetro de combinación es la *media ajustada Trimean*, la cual puede ser calculada según  $0.5 \cdot M + 0.25 \cdot (Q_s + Q_i)$ , en donde  $Q_s$  y  $Q_i$  representan los valores extremos superior e inferior de los datos remanentes después de que se ha eliminado 1/4 de los datos iniciales superiores e inferiores (Lister, 1982).

Por otro lado, Christie y Alfsen (1977) sugirieron que la *moda* pueda ser utilizada como un indicador del valor recomendado en compilaciones de GRM. Ellos determinaron el parámetro *valor central Gamma* por ajuste de una polinomial de tercer orden a un histograma de los datos de concentración. El valor máximo de la polinomial sirve como un estimador de la moda de la distribución de datos. Esos mismo autores propusieron una segunda alternativa, a la que llamaron *moda de transformación Gamma* (Christie y Alfsen, 1977). En este modelo, los datos  $x_i$  originales son transformados a valores  $z_i$ , por medio de la ecuación  $z_i = (x_i^\lambda - 1)/\lambda$  y en donde  $\lambda$  es el parámetro de transformación con un valor diferente de cero. El parámetro  $\lambda$  es estimado por una rutina iterativa para lograr que el coeficiente de asimetría (*skewness*) de los datos transformados sea  $< 0.001$ . La media de los datos transformados se reconvierte a la inversa, para obtener la *moda de transformación Gamma*. Por su parte, Ellis et al. (1977) propusieron el parámetro *moda dominante de grupo* (*dominant cluster mode*), cuyo cálculo involucra: (a) la eliminación inicial de los datos desviados a más de cuatro desviaciones estándar; (b) el recalcu de la media y la desviación estándar; (c) la repetición del proceso de eliminación, pero utilizando en cada ciclo un múltiplo menor de desviación estándar (e.g., 3.0, 2.6, 2.3, 2.0, 1.9, 1.8 ...), hasta que queden unos cuantos datos remanentes; (d) la media de estos datos es reportada como el mejor estimador de concentración. Esta secuencia de cálculo permite la aplicación de diversas variantes, por ejemplo: (a) aplicar el proceso hasta que los datos remanentes tengan el mismo valor, (b) realizar la evaluación en un número fijo de ciclos, (c) detener la eliminación cuando la cantidad de datos remanentes sea  $\leq 5$  o cuando se ha eliminado un cierto porcentaje.

La eficacia de estos estimadores robustos ha sido evaluada en función de su capacidad para: (a) resistir la influencia de datos contaminantes en la muestra (e.g., Ellis y Steele, 1982) o (b) generar una composición química de elementos mayores cuya suma no discrepe de 100% ni presente problemas de compatibilidad de óxidos de fierro (Abbey, 1988). Sin embargo, Barnett y Lewis (1994) señalaron que los procedimientos de tendencia central tienen como problema básico que el evaluador requiere establecer, en ocasiones de forma subjetiva, la extensión del intervalo a considerar para realizar la evaluación de los parámetros. Otro problema de esta metodología radica en la dificultad para establecer los valores finales de media y del resto de parámetros estadísticos cuando las distintas medias y modas calculadas difieren de forma significativa.

### *2.2.3 Métodos estadísticos que involucran detección de valores erróneos*

En estos métodos se efectúa una amplia compilación de datos analíticos. Se asume que la mayoría de estas observaciones ( $x_1, x_2, \dots, x_{n-1}, x_n$ ) pertenecen a una muestra de población F con distribución normal. La muestra está caracterizada por parámetros estadísticos de localización (media  $\mu_F$ ) y de escala (varianza  $\sigma_F^2$ ), cuyos valores son desconocidos. Se asume además la existencia de un pequeño grupo de observaciones  $k$  independientes del modelo inicial F, pertenecientes a otra u otras muestras de población ( $G_a, G_b, \dots, G_m$ ). Los parámetros estadísticos  $\mu_G$  y  $\sigma_G^2$  presentan diferencias con respecto a los que caracterizan a F. Los valores de  $\mu_G$  pueden presentar sesgos positivos o negativos con respecto a  $\mu_F$ , mientras que los valores de  $\sigma_G^2$  siempre son mayores a  $\sigma_F^2$  (Barnett y Lewis, 1994). La detección de los valores pertenecientes a las muestras  $G_a, G_b, \dots, G_m$  se realiza por medio de criterios estadísticos, se identifican y eliminan valores considerados erróneos. Finalmente, la concentración más probable de cada constituyente queda establecida con la media aritmética de los datos remanentes.

Varios autores han utilizado dos o tres veces la desviación estándar ( $\pm 2s$  ó  $\pm 3s$ ) como criterio de identificación de valores erróneos, sin tomar en cuenta el tamaño de la muestra (Stoch y Steele, 1978; Gladney y Roelandts, 1990; Gladney et al., 1991; Itoh et al., 1993; Imai et al., 1995). Sin embargo, en la literatura se ha criticado el uso de estos métodos como criterio de identificación (Barnett y Lewis, 1984; Taylor, 1990; Verma, 1997, 1998a). Esto se debe a que, en las pruebas equivalentes aplicables a distribuciones normales univariadas ( $N1 = [x_n - x]/s$  y  $N2 = [x - x_1]/s$ , en donde  $x$  = media de la muestra,  $x_1$  = valor inferior de la muestra,  $x_n$  = valor superior de la muestra,  $s$  = desviación estándar de la muestra; Grubbs y Beck, 1972; Barnett y Lewis, 1994), existe una fuerte dependencia de las curvas de valores críticos con respecto al número de observaciones, particularmente

a  $n < 30$ . De esta forma, aplicando el criterio  $\pm 2s$  ó  $\pm 3s$  existe el riesgo de eliminar o retener datos en forma errónea, como Verma (1998a) lo demostró en una forma gráfica. Taylor (1990) sugirió que el criterio mucho más estricto de  $\pm 4s$  podría utilizarse para identificar valores erróneos sin tomar en cuenta el tamaño de la muestra, lo cual es totalmente válido, ya que los valores críticos siempre se encuentran dentro de este límite.

Por otro lado, otros autores han utilizado esquemas en los cuales una observación o un grupo de observaciones dudosas se incluyen en el cálculo de un valor numérico de una serie de pruebas estadísticas, aplicables a distribuciones normales. El valor resultante es comparado entonces con un valor crítico para determinar si la observación debe ser eliminada o retenida. La evaluación es llevada a cabo a un cierto nivel de significancia (e.g., 95% o 99%), que representa el riesgo de eliminar erróneamente una observación válida. Después de la aplicación de las pruebas estadísticas, los valores erróneos son eliminados de la base de datos original y se estiman los parámetros  $\mu_F$  y  $\sigma_F^2$  (Barnett y Lewis, 1994).

De esta forma, Dybczynski (1980) evaluó compilaciones de elementos traza y radionúclidos en estándares de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA). Los valores aberrantes fueron identificados y eliminados aplicando cuatro pruebas estadísticas (prueba de coeficiente de sesgo o *skewness*, prueba de coeficiente de aplastamiento o *kurtosis*, prueba de Dixon, prueba de Grubbs) a un nivel de confianza del 95%. Un procedimiento similar fue utilizado para estudiar el GRM Soil-5 (Dybczynski et al., 1979). Velasco y Verma (1998) aplicaron los coeficientes de *skewness* y *kurtosis* a un nivel de confianza de 99% para establecer datos de concentración de lantánidos en un grupo de GRM.

Sin embargo, es importante señalar que la aplicación consecutiva de las pruebas de *skewness*, *kurtosis*, Grubbs o Dixon para detectar un solo valor aberrante a la vez ( $k = 1$ ) son poco efectivas cuando se presenta el llamado “efecto de enmascaramiento” (*masking effect*). Este fenómeno ocurre cuando existen uno o varios valores aberrantes que se sitúan muy cerca de un grupo de datos que si pertenecen a la muestra (Tietjen y Moore, 1972). La solución para este problema ha sido la aplicación de pruebas en bloque, en donde se evalúan  $k = 2, 3$  ó  $4$  datos en un solo paso (Barnett y Lewis, 1994).

Recientemente, Verma (1997) estableció un modelo de evaluación basado en la aplicación de dieciséis pruebas estadísticas, a un nivel de confianza del 99%, para la detección de *outliers* en muestras de población univariadas (Barnett y Lewis, 1994). El método combina la aplicación de

pruebas  $k = 1$  en forma consecutiva y de pruebas de bloque  $k = 2, 3$  ó  $4$ . fue aplicado al microgabro PM-S, que había sido evaluado previamente aplicando una metodología basada en parámetros de tendencia central (Govindaraju et al., 1994). Posteriormente, Verma et al. (1998) desarrollaron un programa de computo (SIPVADE) para aplicar diecisiete pruebas estadísticas para datos univariados, el cual fue utilizado en la evaluación de la dolerita WS-E, estudiado previamente por Govindaraju et al. (1994), y el suelo Soil-5, evaluado previamente por Dybczynski et al. (1979). En ambos casos, la mayoría de los nuevos valores de concentración presentaron menores incertidumbres que los obtenidos anteriormente.

Es importante señalar que la *International Organisation of Standardisation* (ISO) recomienda que los valores analíticos detectados como *outliers* no deben ser eliminados si no existe una razón analítica que explique tal discrepancia (Kane y Potts, 1997). Sin embargo, en las bases de datos interlaboratorio existentes para los GRM disponibles en general no es posible establecer estas causas. Esto se debe a que hasta hace unos años los laboratorios que contribuían con información analítica no reportaban información acerca de su aseguramiento y control de calidad. Entre los problemas más comunes se puede mencionar una falta de control de errores sistemáticos, una forma inadecuada de evaluar los límites de detección o reportar valores de concentración muy cercanos a los límites de detección (Kane, 1991). Sin embargo, Verma et al. (1998) dieron una explicación técnica para los valores erróneos detectados estadísticamente en WS-E, sobre la base del tipo de método analítico y al laboratorio contribuyente.

## **2.3 Evaluación de Materiales de Referencia Geoquímica**

### *2.3.1 Compilación de bases de datos*

En el presente estudio se establecieron bases de datos para cinco GRM, utilizando los datos individuales reportados en las compilaciones más recientes: Gladney y Roelandts (1988a) para BHVO-1 y RGM-1, Gladney et al. (1992) para AGV-1, Gladney y Roelandts (1988b) para W-2, y Gladney et al. (1991) para W-1. Estas compilaciones fueron utilizadas para establecer su composición en elementos mayores y traza aplicando el método propuesto por Verma (1997), basado en pruebas univariadas (Barnett y Lewis, 1994). La restricción de utilizar las bases de datos reportadas en la literatura permitió realizar la comparación de los resultados obtenidos por la metodología de pruebas estadísticas con aquellos obtenidos aplicando el método  $\pm 2s$  utilizado por Gladney y colaboradores

para procesar esos cinco GRM. La información analítica fue capturada utilizando el paquete comercial *STATISTICA for MS WINDOWS 5.0* (Statsoft, Inc., Tulsa, Oklahoma, 1984-1995). El formato de las bases de datos fue similar al descrito por Verma et al. (1998).

### 2.3.2 Esquema estadístico

En cada una de las bases, los datos de concentración para cada elemento fueron ordenados en forma ascendente y se establecieron sus parámetros estadísticos iniciales. Como lo recomienda la ISO (1989; sección 8.3.4), antes de la aplicación del esquema estadístico, se prepararon histogramas para todos los elementos en cada GRM. A pesar de los sesgos observados en las distribuciones de frecuencia (ISO, 1989; sección 8.1), debido a la presencia de valores erróneos, los datos de cada constituyente formaron un sólo grupo. Por esta razón, fue posible inferir que un valor de consenso existía en cada muestra de población (ISO, 1989; sección 8.3.4.2).

Las observaciones individuales en cada compilación fueron distribuidas en ocho grupos generales de métodos analíticos (Tabla 2.1). Esta separación fue realizada para evaluar, por medio de un análisis tipo ANOVA (e.g., Jensen et al., 1997), si existían diferencias sistemáticas entre los grupos de métodos analíticos. Cuando un grupo de datos para un elemento presentó una diferencia significativa a un nivel de confianza de 99% con respecto a todos los grupos restantes, fue separado de la base de datos original. Los datos remanentes fueron tratados como una muestra estadística de datos univariados, caracterizados por una distribución normal.

El programa SIPVADE (Verma et al., 1998) fue utilizado para detectar los valores erróneos en las bases de datos y para establecer la concentración más probable de cada elemento (y sus parámetros estadísticos asociados) en los GRM seleccionados. Las pruebas estadísticas aplicadas en este trabajo se presentan en la Tabla 2.2. El código asignado a cada una de ellas es similar al que manejan Barnett y Lewis (1994) para estadísticos con parámetros  $\mu$  y  $\sigma^2$  desconocidos. El número y el tipo de pruebas aplicadas a un elemento en particular dependieron del número total de observaciones (Tabla 2.2). Todas las pruebas fueron utilizadas a un nivel de confianza del 99% (en lugar de un 95%, que es habitualmente utilizado en trabajos anteriores; e.g., Dybczynski, 1980), para disminuir el riesgo de eliminar de forma equivocada alguna observación válida. Si  $k$  valores extremos fueron declarados discordantes por cualquiera de las pruebas, se les eliminó y el procedimiento completo se repitió en forma secuencial hasta que ninguna observación errónea pudo ser identificada. Los datos remanentes

se utilizaron para calcular parámetros estadísticos finales para aquellos elementos en donde el número final de observaciones  $\geq 5$ .

**Tabla 2.1 Grupos generales de métodos analíticos utilizados en la prueba ANOVA**

Grupo	Descripción	Métodos analíticos <sup>a</sup>
1	Métodos Clásicos	CHEM = métodos químicos (no definidos); CONV = Convencional; GRAV = Gravimetría; TITR = Titulación; VOLU = Volumetría
2	Absorción Atómica	AA = absorción atómica general (condiciones no especificadas o combinadas); CVAA = absorción atómica de vapor frío; FAA = absorción atómica sin flama (electrotérmica); HAA = absorción atómica con evolución de hidruros
3	Fluorescencia de Rayos-X	EXRF = fluorescencia de rayos-X con dispersión de energía; WXRf = fluorescencia de rayos-X con dispersión de longitud de onda; XRF = fluorescencia de rayos-X general o no especificada
4	Espectrometría de Emisión	DCPES = espectrometría de emisión atómica acoplada a plasma en forma directa; FA-OS = espectroscopía de emisión óptica con ensayo de flama; ICPAES = espectrometría de emisión atómica acoplada a plasma inductivamente; MPOES = espectrometría de emisión óptica con microondas de plasma; OES = espectrometría de emisión óptica general
5	Métodos Nucleares	CPAA = análisis de activación con partícula cargada; DNA = Delayed neutron activation; GAMMA = conteo directo de rayos gama (sin activación); IENA = activación de neutrones epitermal; INAA = análisis de activación de neutrones instrumental; ITNA = activación de neutrones térmica instrumental; NAA = análisis por activación de neutrones (condiciones generales, no especificadas o combinadas); NM = métodos nucleares (general); PAA = análisis de activación de fotones; RENA = activación de neutrones epitermal radioquímica; RNAA = análisis de activación de neutrones radioquímica; TCGS = espectrometría de rayos gama con captura térmica de neutrones
6	Espectrometría de Masas	ICPMS = espectrometría de masas acoplada a plasma inductivamente; IDMS = espectrometría de masas con dilución de masas; MS = espectrometría de masas (general); PROBE = microsonda de masas iónica o electrónica; SIMS = espectrometría de masas de ión secundario; SSMS = espectrometría de masas con fuente de chispa
7	Cromatografía	GC = cromatografía de gases; IC = cromatografía de iones; IE = intercambio iónico
8	Varios	CALC = datos calculados; CEA = analizador elemental por combustión; CHEML = Luminiscencia química; COLOR = colorimetría, fotometría, espectrofotometría; COUL = coulometría; FLUOR = fluorimetría; ISE = electrodos de ión selectivo; MOSS = espectroscopía Mossbauer; POT = potenciometría; UU = método no especificado

<sup>a</sup>Códigos de los métodos analíticos tomados de Gladney *et al.* (1992).

### 2.3.3 Descripción de pruebas estadísticas

Las pruebas de discordancia aplicadas en el presente estudio (Tabla 2.2) pueden ser clasificadas en cuatro tipos estadísticos básicos (Tietjen y Moore, 1972; Barnett y Lewis, 1994):

- (a) *Estadísticos de desviación/extensión (Grubbs, 1950, 1969)*. La identificación de valores discordantes  $k$  está basada en el cociente de una medida de distancia del dato evaluado desde un



parámetro de localización (e.g., media) a un parámetro de escala (e.g., desviación estándar). La prueba N1 evalúa la hipótesis de localización de sesgo en la que una observación procede de una distribución normal  $G(\mu + a, \sigma^2)$ ,  $a > 0$ . Por otro lado, N2 es una prueba bi-direccional (*two-sided*) para identificar un valor aberrante que pertenece a una distribución  $G(\mu + a, \sigma^2)$ ,  $a \neq 0$ . La prueba N3 puede identificar  $k = 2, 3$  ó  $4$  valores aberrantes que proceden de una distribución normal común  $G(\mu + a, \sigma^2)$ ,  $a > 0$ .

- (b) *Pruebas tipo Grubbs (Grubbs, 1950, 1969)*. La prueba N4 evalúa la hipótesis de localización de sesgo en la que  $k$  observaciones ( $k = 1-4$ ) proceden de distribuciones normales separadas, cada una con varianza  $\sigma^2$  pero con distintas medias que exceden  $\mu$ . La ecuación de N4 viene dada por la relación de la suma de los cuadrados de las desviaciones de la media para una muestra reducida (que se obtiene omitiendo las observaciones  $k$  más extremas) a la suma total de los cuadrados de desviaciones para los datos originales. Por otro lado, la prueba N16 ( $k = 1$ ) está basada en la desviación absoluta de una observación con respecto a la media de la muestra, por lo cual se considera un estadístico de dirección independiente (Tietjen y Moore, 1972).
- (c) *Pruebas tipo Dixon (Dixon, 1950, 1951; King, 1953; Ferguson, 1961a,b)*. La evaluación en las pruebas N7-N13 no involucra la estimación de la media y la desviación estándar de la muestra de población. Las pruebas están basadas en la relación de diferencias entre el valor evaluado y su vecino o vecinos más próximos (estimación de exceso) a el intervalo que ocupa la muestra (estimación de extensión). Las pruebas N7-N10 están diseñadas para evaluar una observación, mientras que las N11-N13 son para los dos valores extremos más altos o más bajos.
- (d) *Estadísticos de momentos de alto orden (Ferguson, 1961a,b)*. Los coeficientes de *skweness* y *kurtosis* se han utilizado como pruebas de normalidad para distribuciones gaussianas (Prescott, 1976; Lister, 1982; Ramsey y Ramsey, 1990). Sin embargo, estos parámetros han sido utilizados para llevar a una distribución hacia la normalidad, eliminando de forma secuencial valores erróneos (Pearson y Hartley, 1976). El coeficiente de *skweness* (N14) representa un estadístico de tercer momento con respecto a la media dividido por el cubo de la desviación estándar. En una distribución normal ideal el coeficiente tiene un valor de cero. La prueba N14 evalúa la hipótesis de localización de sesgo en la que  $k$  de  $n$  observaciones proceden de distribuciones normales separadas  $G(\mu + a_1, \sigma^2) \dots G(\mu + a_k, \sigma^2)$ , en donde  $a_1 \dots a_k > 0$ . La proporción de contaminación para el modelo inicial está restringida a  $k/n < 0.5$ . El coeficiente de *kurtosis*

(N15) representa un estadístico de cuarto momento con respecto a la media dividido por la desviación estándar elevada a la cuarta potencia. Aunque en una distribución normal la *kurtosis* tiende a mostrar un valor de 3, el estadístico N15 fue normalizado de tal forma que en esta situación presentará un valor de cero. La aplicación de N15 se realizó para evaluar la hipótesis de localización de sesgo en la que  $k$  de  $n$  observaciones proceden de distribuciones normales separadas  $G(\mu + a_1, \sigma^2) \dots G(\mu + a_k, \sigma^2)$ , en donde  $a_1 \dots a_k \neq 0$ . En esta evaluación se considera una proporción de contaminación de  $k/n < 0.21$ .

#### 2.3.4 Aplicación del esquema estadístico

En los GRM estudiados, por medio de la prueba ANOVA, se detectaron pocos casos en los que un método analítico presentó diferencias significativas con respecto a otros métodos (Tablas 2.3-2.7). Después de que esas observaciones fueron eliminadas de las bases de datos iniciales, las pruebas estadísticas del programa SIPVADE fueron aplicadas en forma iterativa en los datos remanentes para cada GRM, hasta que ninguna de ellas detectó la presencia de un valor aberrante. En las Tablas 2.3-2.7 se presentan los parámetros estadísticos iniciales y finales para aquellos elementos con un número de datos finales  $\geq 5$  en los cinco GRM seleccionados (Velasco-Tapia et al., 2001a).

El procedimiento estadístico no detectó observaciones discordantes para cuatro elementos mayores en BHVO-1 ( $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$  y  $H_2O^+$ ), mientras que en RGM-1 se presentaron cinco casos de este tipo ( $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$  y  $Fe_2O_3^+$ ). Un número muy reducido de muestras estadísticas de elementos mayores en AGV-1 ( $H_2O^+$ ) y en W-2 ( $FeO$ ,  $H_2O^+$  y  $H_2O^-$ ) no presentaron una contaminación de datos aberrantes. El porcentaje de datos discordantes para el resto de elementos mayores en los GRM fue menor a 24%, excepto para  $FeO$  en BHVO-1 (40 %),  $P_2O_5$  en RGM-1 (47 %), y  $SiO_2$  en W-2 (39 %). Por otro lado, no se detectaron valores erróneos en 26-50 % de las compilaciones de elementos traza en BHVO-1, RGM-1 y W-2. Para las bases de datos de Er e Y en AGV-1 y Hg y W en W-1 tampoco se detectó la presencia de algún valor *outlier*. En el resto de las compilaciones de elementos traza en los cinco GRM, la proporción de valores discordantes fue de 3-50 %, excepto para S en AGV-1 (53 %), Nb en RGM-1 (69 %), y Mo en W-1 (67 %).

**Tabla 2.2** Pruebas de discordancia para muestras normales univariadas para la evaluación de GRM (Velasco et al. 2000)

Tipo estadístico <sup>a</sup>	Clave <sup>b</sup>	Descripción de la prueba <sup>c</sup>	Prueba estadística <sup>d</sup>	Significancia de la prueba <sup>e</sup>	Valores Evaluados <sup>f</sup>	Intervalo <sup>g</sup>	
						$n_{min}$	$n_{max}$
Desviación /	N1	Superior	$(x_n - X)/s$	Grande	$x_n$	3	147
		Inferior	$(X - x_1)/s$		$x_1$	3	147
Expansión	N2	Extremo	$\text{Max} [(x_n - X)/s, (X - x_1)/s]$	Grande	$x_n$ ó $x_1$	3	20
		k = 2 Superior	$(x_n + x_{n-1} - 2X)/s$		Grande	$x_n, x_{n-1}$	5
	k = 3 Superior	$(x_n + x_{n-1} + x_{n-2} - 3X)/s$	$x_n, x_{n-1}, x_{n-2}$	7		100	
	k = 4 Superior	$(x_n + x_{n-1} + x_{n-2} + x_{n-3} - 4X)/s$	$x_n, x_{n-1}, x_{n-2}, x_{n-3}$	9	100		
	k = 2 Inferior	$(2X - x_1 - x_2)/s$	$x_1, x_2$	5	100		
	k = 3 Inferior	$(3X - x_1 - x_2 - x_3)/s$	$x_1, x_2, x_3$	7	100		
	k = 4 Inferior	$(4X - x_1 - x_2 - x_3 - x_4)/s$	$x_1, x_2, x_3, x_4$	9	100		
	Tipo Grubbs	N4	k = 1 Superior	$S^2/S^2$	Pequeño	$x_n$	4
k = 2 Superior			$S^2_{n, n-1}/S^2$	$x_n, x_{n-1}$		4	149
k = 3 Superior			$S^2_{n, n-1, n-2}/S^2$	$x_n, x_{n-1}, x_{n-2}$		6	50
k = 4 Superior			$S^2_{n, n-1, n-2, n-3}/S^2$	$x_n, x_{n-1}, x_{n-2}, x_{n-3}$		8	50
k = 1 Inferior		$S^2/S^2$	Pequeño	$x_1$	4	50	
k = 2 Inferior		$S^2_{1,2}/S^2$		$x_1, x_2$	4	149	
k = 3 Inferior		$S^2_{1,2,3}/S^2$		$x_1, x_2, x_3$	6	50	
k = 4 Inferior		$S^2_{1,2,3,4}/S^2$		$x_1, x_2, x_3, x_4$	8	50	
N16	Sup.-Inf.	Estadístico de Tietjen and Moore	Pequeño	$x_n$ ó $x_1$	4	50	
Tipo	N7	Superior	$(x_n - x_{n-1})/(x_n - x_1)$	Grande	$x_n$	3	30
	N8	Extremo	$\text{Max} [(x_n - x_{n-1}) / (x_n - x_1), (x_2 - x_1) / (x_n - x_1)]$	Grande	$x_n$ ó $x_1$	6	30
Dixon	N9	Superior	$(x_n - x_{n-1})/(x_n - x_2)$	Grande	$x_n$	4	30
		Inferior	$(x_2 - x_1)/(x_{n-1} - x_1)$		$x_1$	4	30
N10	Superior	$(x_n - x_{n-1})/(x_n - x_3)$	Grande	$x_n$	5	30	
	Inferior	$(x_2 - x_1)/(x_{n-2} - x_1)$		$x_1$	5	30	
N11	Par superior	$(x_n - x_{n-2})/(x_n - x_1)$	Grande	$x_n, x_{n-1}$	4	30	
	Par inferior	$(x_3 - x_1)/(x_n - x_1)$		$x_1, x_2$	4	30	
N12	Par superior	$(x_n - x_{n-2})/(x_n - x_2)$	Grande	$x_n, x_{n-1}$	5	30	
	Par inferior	$(x_3 - x_1)/(x_{n-1} - x_1)$		$x_1, x_2$	5	30	
N13	Par superior	$(x_n - x_{n-2})/(x_n - x_3)$	Grande	$x_n, x_{n-1}$	6	30	
	Par inferior	$(x_3 - x_1)/(x_{n-2} - x_1)$		$x_1, x_2$	6	30	
Momentos de alto orden	N14	Extremo	$\{\sum(x_j - X)^3/ns^3\}$ ; de $j=1$ a $n$	Grande	$x_n$ ó $x_1$	5	1000
	N15	Extremo	$\{\sum(x_j - X)^3/ns^3\} - 3$ ; de $j=1$ a $n$	Grande	$x_n$ ó $x_1$	5	2000

<sup>a</sup> Clasificación propuesta por Tietjen and Moore (1972).

<sup>b</sup> Claves de las pruebas son tomadas de Barnett and Lewis (1994).

<sup>c</sup> Tipo de observaciones que están siendo evaluadas; k = número de datos a ser evaluados a la vez (1 a 4).

<sup>d</sup> Parámetro a ser calculado para una prueba dada. Claves: n = número de datos de la muestra;  $x_1, x_2 \dots x_{n-1}, x_n$  = datos individuales de la muestra; X = media aritmética de los datos; s = desviación estándar de la muestra; los estadísticos N4 están definidos por la relación de la suma de los cuadrados de las desviaciones de la media para una muestra reducida (que se obtiene omitiendo las observaciones k más extremas) a la suma total de los cuadrados de desviaciones para los datos originales ( $S^2$ ). Por ejemplo,  $S^2_n$  representa la suma omitiendo el dato n,  $S^2_{n, n-1}$  omitiendo los datos n y n-1, etc.

<sup>e</sup> Esta columna indica cuando el estadístico debe ser grande o pequeño en comparación al valor crítico al 1% para una detección positiva de un valor discordante.

<sup>f</sup> Valores de la muestra que están siendo evaluados por el estadístico.

<sup>g</sup> Intervalo de observaciones para los que existen valores críticos de cada estadístico.

### 2.3.5 Comparación con valores propuestos en la literatura

Los GRM estudiados en este trabajo fueron evaluados previamente aplicando el método  $\pm 2s$ , sin tomar en cuenta el número total de observaciones (Gladney y Roelndts, 1988a,b; Gladney et al., 1991, 1992). Como ya se ha mencionado, esta metodología resulta ser inadecuada debido a la fuerte dependencia de las curvas de valores críticos con el número de observaciones (Taylor, 1990; Verma, 1997). Por esta razón, se consideró conveniente el comparar los resultados generados por el método  $\pm 2s$  con respecto a los obtenidos aplicando el método SIPVADE.

Los valores de media finales ( $X_j$ ) para 151 de 304 elementos (~50%) evaluados utilizando la metodología de Verma (1997) se caracterizaron por presentar valores de desviación estándar menores a los obtenidos por el método  $\pm 2s$ . Cuarenta elementos mostraron porcentajes de desviación estándar relativa (%Rsd) menores que los reportados anteriormente, alcanzando diferencias >10% en términos absolutos (Figura 2.1). Estos elementos son: Ag, B, Be, F y Sn en BHVO-1; B, Bi, Br, Cl, Ge, S y Tm en AGV-1; As, Li, Mo y Nb en RGM-1; Ag, As, Au, C, Cd, Dy, Er, Ho, In, Mo, Se, Tl, Tm y Yb en W-1; As, Ba, C, Ce, Cl, Co, Cu, Dy, La, Lu, Nd y Tb en W-2. Una observación opuesta, es decir valores de %Rsd mayores resultantes aplicando la nueva metodología, fueron observados para Ba, Cd, Pr y Sr en BHVO-1;  $H_2O^+$ , Ag, Au y Y en AGV-1;  $H_2O^-$ , Ce, Cu, Ga, Pb\*, Ta, V y Zn en RGM-1; Ho y Sb en W-2. En estos casos, este comportamiento puede ser el resultado de una detección incorrecta de observaciones válidas como valores discordantes, aplicando el método  $\pm 2s$ .

En ~53 % de los casos (162 de 304), las medias generadas en la presente evaluación mostraron valores comparables con los datos reportados en la literatura con diferencias  $\leq 1\%$  (Figura 2.2). Para 97 elementos (32 % de los casos) las diferencias en media fueron >1 a 5 %. Sin embargo, en el resto de los elementos (45% de los casos) las medias mostraron discrepancias de 12 % a 50 % (B, Be y Cd en BHVO-1; Au, Br, C, Cd, Ge, S y Tm en AGV-1;  $H_2O^-$  y Ni en RGM-1; C, Mo y Re en W-1; Sb en W-2). Para establecer si las diferencias en los valores de media, generados por los métodos SIPVADE y  $\pm 2s$ , eran estadísticamente significativas, se aplicaron pruebas tipo F y t (Jensen et al., 1997). La prueba F mostró diferencias apreciables en varianza en 79 de 304 datos evaluados (26 %) a un nivel de confianza del 95 % (Tablas 2.3-2.7). A partir de pruebas-t, se estableció que los valores de media para 20 elementos generados por los dos métodos difirieron significativamente a un nivel de confianza del 80 %. Los valores de media de elementos de gran importancia geoquímica presentaron discrepancias significativas a niveles de confianza más estrictos: Eu en AGV-1, Sm en W-1, y Cu y Y en W-2 a 90%; Nb en RGM-1, Mo en W-1, y La en W-2 a 95%; Co y Sr en AGV-1, Sc en W-1, y Ba en W-2 a 99%.

**Tabla 2.3** Datos estadísticos iniciales y finales (posterior a la detección y eliminación de los valores discordantes) para elementos mayores y traza en el basalto BHVO-1<sup>a</sup> (Velasco-Tapia et al., 2001a)

Elem.	N <sub>i</sub>	X <sub>i</sub>	sd <sub>i</sub>	O <sub>i</sub>	n <sub>f</sub>	%O <sub>i</sub>	MIN	MAX	X <sub>f</sub> <sup>c</sup>	sd <sub>f</sub> <sup>d</sup>	%Rsd
<i>Elementos mayores (%)</i>											
SiO <sub>2</sub> <sup>b</sup>	29	49.7	0.8	5	24	17	49.2	50.9	50.0	0.5	1.0
TiO <sub>2</sub>	35	2.7	0.1	1	34	2.9	2.50	2.84	2.7	0.1	3.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36	13.80	0.27	0	36	0.0	13.0	14.5	13.80	0.27	2.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10	2.80	0.37	0	10	0.0	2.09	3.36	2.80	0.37	13
FeO	15	8.55	0.26	6	9	40	8.52	8.70	8.59	0.06	0.7
MnO	46	0.170	0.013	4	42	8.7	0.151	0.181	0.167	0.008	4.8
MgO	38	7.2	1.2	7	31	18	6.90	7.51	7.22	0.18	2.5
CaO	37	11.37	0.42	6	31	16	11.2	11.7	11.41	0.14	1.2
Na <sub>2</sub> O	44	2.26	0.12	7	37	16	2.12	2.37	2.26	0.06	2.6
K <sub>2</sub> O	43	0.52	0.06	4	39	9.3	0.398	0.602	0.508	0.041	8.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>b</sup>	25	0.277	0.029	0	25	0.0	0.229	0.352	0.277	0.029	10
H <sub>2</sub> O <sup>e</sup>	10	0.16	0.06	0	10	0.0	0.09	0.26	0.16	0.06	38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>f</sup>	46	12.17	0.41	4	42	8.7	11.6	12.7	12.21	0.25	2.0
<i>Elementos traza (ppm)</i>											
Au (ppb)	11	1.5	0.5	0	11	0.0	0.44	2.30	1.5	0.5	33
Ba	43	140	22	0	43	0.0	70	200	140	22	16
Be	8	1.8	1.8	3	5	38	0.90	1.05	0.96	0.06	6.2
Bi (ppb)	9	18.1	4.0	0	9	0.0	11.2	24.0	18.1	4.0	22
C	7	100	50	0	7	0.0	35	200	100	50	50
Cd (ppb)	7	90	37	0	7	0.0	52	160	90	37	41
Ce	59	41	10	4	55	6.8	30.1	49.0	38.8	4.0	10
Cl	14	100	30	4	10	28	77	98	90	6	6.7
Co	37	45.8	3.7	5	32	14	42.0	49.0	44.9	1.6	3.6
Cr	51	260	80	12	39	23	230	328	286	24	8.4
Cu	19	137	15	4	15	21	127	144	136	6	4.4
Dy	31	5.15	0.42	3	28	9.7	4.8	6.0	5.25	0.29	5.5
Eu	60	2.09	0.20	11	49	18	1.9	2.2	2.06	0.08	3.9
F	13	395	43	4	9	31	372	398	390	10	2.6
Gd	37	6.6	1.0	5	32	14	4.84	7.10	6.3	0.5	7.9
Hf	34	4.5	0.9	6	28	18	3.77	4.60	4.32	0.22	5.1
Ho	19	1.08	0.25	5	14	26	0.90	1.10	0.97	0.06	6.2
La	58	16.4	2.5	8	50	14	13.3	18.0	15.7	1.1	7.0
Li	10	4.6	1.5	0	10	0.0	2.0	7.5	4.6	1.5	33
Lu (ppb)	36	295	38	0	36	0.0	190	400	295	38	13
Mo	12	1.4	1.3	6	6	50	0.89	1.01	0.96	0.05	5.2
Nb	21	18.8	2.0	0	21	0.0	15.2	22.0	18.8	2.0	11
Nd	54	26	6	12	42	22	22.0	28.8	25.1	1.7	6.8
Ni	35	118	18	4	31	11	106	150	123	12	9.8
Pb	9	4.0	3.3	3	6	33	1.222	3.38	2.4	0.8	33
Pr	11	5.7	0.8	0	11	0.0	4.0	7.0	5.7	0.8	14
Rb	32	10.8	4.5	4	28	0.0	7.96	18.0	11.4	2.3	20
Sb (ppb)	16	200	170	4	12	25	100	200	159	36	23
Sc	42	31.3	2.2	4	38	9.5	28.0	36.0	31.8	1.6	5.0
Sm	60	6.3	1.0	3	57	5.0	5.28	6.84	6.15	0.33	5.4
Sn	10	2.6	1.0	4	6	40	1.74	2.15	1.90	0.14	7.4
Sr	43	410	60	0	43	0.0	300	568	410	60	15
Ta	27	1.22	0.15	0	27	0.0	0.86	1.50	1.22	0.15	12
Tb <sup>b</sup>	40	0.98	0.16	6	34	15	0.736	1.08	0.93	0.08	8.6
Th	36	1.20	0.43	4	32	11	0.78	1.36	1.08	0.15	14
Tm (ppb)	18	340	60	4	14	22	270	370	316	29	9.2
U	16	430	80	0	16	0.0	300	620	430	80	19
V	31	320	28	4	27	13	296	351	319	13	4.1
Y	24	28	5	5	19	21	24.2	30.0	27.2	1.5	5.5
Yb	61	2.1	0.5	14	47	23	1.65	2.20	2.01	0.10	5.0
Zn	23	112	41	8	15	35	99	111	104.2	3.9	3.7
Zr	32	180	60	12	20	37	146	199	171	13	7.6

<sup>a</sup> n<sub>i</sub> = número inicial de observaciones; X<sub>i</sub> = media inicial de las observaciones previo a la detección de valores erróneos; sd<sub>i</sub> = desviación estándar inicial; O<sub>i</sub> = número de datos detectados como discordantes; n<sub>f</sub> = número final de observaciones posterior a la detección y eliminación de valores erróneos; elementos con n<sub>f</sub> < 5 no han sido reportados (H<sub>2</sub>O<sup>e</sup>, Ag, B, Br, Er, Ge, Hg, I, In, Ir, N, Os, Pt, Re, Ru, S, Te, and Tl); %O<sub>i</sub> = porcentaje de valores erróneos eliminados de las observaciones iniciales; MIN = valor mínimo final de las observaciones; MAX = valor máximo final de las observaciones; X<sub>f</sub> = media final de las observaciones; sd<sub>f</sub> = desviación estándar final; %Rsd = porcentaje de desviación estándar relativa. <sup>b</sup> Resultado positivo de la prueba ANOVA. Métodos discordantes: COLOR para As; IC para P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; NAA y TCGS para SiO<sub>2</sub>; XRF para Tb. <sup>c</sup> De acuerdo a la prueba-t, los valores X<sub>f</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 80%. <sup>d</sup> De acuerdo a la prueba-F, los valores sd<sub>f</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 95%.

**Tabla 2.4** Datos estadísticos iniciales y finales (posterior a la detección y eliminación de los valores discordantes) para elementos mayores y traza en la andesita AGV-I<sup>1</sup> (Velasco-Tapia et al., 2001a)

Elem.	n <sub>i</sub>	X <sub>i</sub>	sd <sub>i</sub>	O <sub>i</sub>	n <sub>r</sub>	%O <sub>i</sub>	MIN	MAX	X <sub>r</sub> <sup>c</sup>	sd <sub>r</sub> <sup>d</sup>	%Rsd
<i>Elementos mayores (%)</i>											
SiO <sub>2</sub>	158	59.2	2.3	12	146	7.6	57.0	61.6	59.2	0.7	1.2
TiO <sub>2</sub>	182	1.05	0.14	10	172	5.5	0.87	1.25	1.06	0.06	5.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	168	17.1	1.1	12	156	7.1	15.9	18.2	17.10	0.37	2.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39	4.50	0.27	1	38	2.6	4.12	4.96	4.48	0.23	5.1
FeO	54	2.09	0.17	4	50	7.4	1.78	2.30	2.05	0.11	5.2
MnO <sup>b</sup>	190	0.095	0.013	8	182	4.2	0.070	0.120	0.096	0.009	9.4
MgO	167	1.6	0.8	20	147	12	1.22	3.10	1.52	0.10	6.7
CaO	182	4.9	0.6	17	165	9.3	4.45	5.38	4.94	0.15	2.9
Na <sub>2</sub> O	157	4.21	0.36	21	136	13	3.98	4.56	4.26	0.11	2.6
K <sub>2</sub> O <sup>b</sup>	197	2.90	0.24	18	179	9.1	2.61	3.19	2.91	0.10	3.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>b</sup>	105	0.50	0.14	10	95	9.5	0.321	0.596	0.49	0.05	10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	31	0.81	0.23	0	31	0.0	0.37	1.48	0.81	0.23	28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	37	0.99	0.30	4	33	11	0.77	1.55	1.06	0.21	20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	207	6.7	0.7	17	190	8.2	6.09	7.36	6.76	0.21	3.2
<i>Elementos Traza (ppm)</i>											
Ag (ppb)	30	90	60	3	27	10	12	150	80	40	50
Au (ppb)	10	1.0	1.5	4	6	40	0.19	0.66	0.49	0.16	34
B	25	18	36	6	19	24	2.4	8.9	6.8	1.9	29
Ba	145	1200	200	10	135	6.8	952	1530	1200	100	8.3
Bi (ppb)	14	400	1300	3	11	21	52	60	56.0	2.6	4.6
Cd (ppb)	23	100	100	7	16	30	57	108	70	20	28
Ce	115	68	16	11	104	9.5	55	83	67	6	8.9
Cl	29	140	50	12	17	41	106	130	116	8	6.9
Co	156	17	5	12	144	7.7	9	23	16.7	2.6	17
Cr	124	13	13	7	117	5.6	4	20	11.3	3.4	30
Cu <sup>b</sup>	134	60	10	5	129	3.7	43	80	60	7	12
Dy	48	3.8	0.8	5	43	10	2.9	4.5	3.61	0.36	9.9
Er	28	1.71	0.29	0	28	0.0	1.0	2.2	1.71	0.29	17
Eu	102	1.66	0.17	4	98	3.9	1.35	2.03	1.67	0.14	8.2
F <sup>b</sup>	43	400	100	8	35	19	350	500	425	32	7.5
Ga	70	20.7	4.4	4	66	5.7	10	25	20.0	3.0	15
Gd	54	5.2	1.0	9	45	17	4.41	6.10	5.03	0.40	8.0
Ge	14	1.40	0.44	4	10	29	0.85	1.40	1.18	0.16	14
Hf	52	53	1.5	6	46	11	4.1	5.8	5.10	0.39	7.6
Ho	38	0.73	0.27	4	34	11	0.5	0.8	0.67	0.09	13
La	123	39	11	15	108	12	29	46	37.8	3.3	8.8
Li	52	13.0	5	6	46	11	6	15	11.6	2.0	17
Lu (ppb)	71	280	40	4	67	5.6	180	350	269	32	12
Nb	57	15	6	7	50	12	10.0	29.0	15.5	3.4	22
Nd	80	34	9	13	67	16	26	41	32.8	3.0	9.1
Ni	133	20	40	13	120	9.8	10.6	25	16.5	3.2	19
Pb	107	36	9	4	103	3.7	18	60	37	7	19
Pr	31	7.9	2.5	4	27	13	5	9	7.3	1.1	14
Rb	168	70	16	22	146	13	55	80	67.6	4.2	6.2
S	15	100	300	8	7	53	14	28	21	5	24
Sb <sup>b</sup>	50	4.7	3.9	8	42	16	3.3	5.1	4.29	0.36	8.4
Sc	82	12.7	3.0	14	68	17	10	14.3	12.2	1.0	8.2
Sm	97	6.0	0.8	8	89	8.2	4.95	6.8	5.90	0.39	6.6
Sn	33	4.3	1.4	1	32	3.0	1.5	6.0	4.2	1.2	29
Sr	181	700	100	30	151	17	606	730	660	20	3.0
Ta	49	0.92	0.27	8	41	16	0.73	1.06	0.90	0.08	8.9
Tb	76	0.73	0.16	4	72	5.3	0.3	1.0	0.71	0.13	18
Th	110	6.7	1.2	11	99	10	5	8.1	6.5	0.6	9.2
Tm (ppb)	31	300	100	4	27	13	100	500	300	90	30
U	80	2.0	0.5	4	76	5.0	1.31	2.5	1.89	0.24	13
V	112	120	20	4	108	3.6	78	160	123	14	12
Y	83	20	6	0	83	0.0	2	35	20	6	30
Yb	99	1.81	0.43	17	82	17	1.4	2	1.70	0.13	7.5
Zn	125	93	29	12	113	9.6	64	113	88	10	11
Zr	124	225	41	8	116	6.5	175	280	227	20	8.8

<sup>1</sup>Para definición de variables consultar la Tabla 2.3. No se incluyen elementos con n<sub>r</sub> < 5 (I, In, Ir, N, Os, Pd, Pt, Re, Rh, Ru, Se and Te).

<sup>b</sup>Resultado positivo de la prueba ANOVA. Métodos discordantes: AA y FAA para P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; ICPES para Sb; PROBE para MnO, K<sub>2</sub>O y F; SSMS para MnO, K<sub>2</sub>O, Cu y F; WXRf para F. <sup>c</sup>De acuerdo a la prueba-t, los valores X<sub>r</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 80%. <sup>d</sup>De acuerdo a la prueba-F, los valores sd<sub>r</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 95%.

**Tabla 2.5** Datos estadísticos iniciales y finales (posterior a la detección y eliminación de los valores discordantes) para elementos mayores y traza en la riolita RGM-1<sup>a</sup> (Velasco-Tapia et al., 2001a)

Elem.	n <sub>i</sub>	X <sub>i</sub>	sd <sub>i</sub>	O <sub>i</sub>	n <sub>i</sub>	%O <sub>i</sub>	MIN	MAX	X <sub>i</sub> <sup>c</sup>	sd <sub>i</sub> <sup>d</sup>	%Rsd
<i>Elementos Mayores (%)</i>											
SiO <sub>2</sub>	21	73.1	1.3	5	16	24	72.7	74.3	73.4	0.5	0.7
TiO <sub>2</sub>	27	0.269	0.028	0	27	0.0	0.217	0.333	0.269	0.028	10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25	13.68	0.28	4	21	16	13.45	14.06	13.78	0.15	1.1
FeO	9	1.24	0.11	2	7	22	1.23	1.34	1.281	0.044	3.4
MnO	31	0.037	0.005	1	30	3.2	0.030	0.042	0.0365	0.0039	11
MgO <sup>b</sup>	24	0.32	0.22	5	19	21	0.232	0.315	0.275	0.026	9.4
CaO	29	1.18	0.14	4	25	14	1.04	1.23	1.14	0.06	5.3
Na <sub>2</sub> O	27	4.05	0.16	0	27	0.0	3.72	4.35	4.05	0.16	4.0
K <sub>2</sub> O	28	4.38	0.33	5	23	18	4.10	4.44	4.29	0.10	2.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	17	0.046	0.013	8	9	47	0.046	0.050	0.0485	0.0018	3.7
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	8	0.59	0.26	0	8	0.0	0.32	1.01	0.59	0.26	44
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	5	0.14	0.06	0	5	0.0	0.09	0.24	0.14	0.06	43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	31	1.87	0.09	0	31	0.0	1.64	2.07	1.87	0.09	4.8
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>											
As <sup>b</sup>	12	5	7	1	11	8.3	2.70	3.27	2.88	0.23	8.0
B	12	28.0	2.9	0	12	0.0	23.0	33.0	28.0	2.9	10
Ba	27	800	70	0	27	0.0	630	940	800	70	8.8
Be	13	2.50	0.38	3	10	23	2.11	2.56	2.34	0.16	6.8
Bi (ppb)	7	265	28	2	5	29	273	290	281	6	2.1
Ce	22	48	7	0	22	0.0	32.0	60.4	48	7	15
Cl	20	500	50	0	20	0.0	422	600	510	50	9.8
Co <sup>b</sup>	19	2.6	1.4	8	11	42	1.76	2.10	1.93	0.11	5.7
Cr	19	6	8	4	15	21	2.2	5.5	3.7	1.2	32
Cs	11	9.8	0.8	0	11	0.0	8.65	11.5	9.8	0.8	8.2
Cu	19	11.9	2.2	0	19	0.0	8.6	16.5	11.9	2.2	18
Eu (ppb)	17	690	120	3	14	18	500	750	640	70	10
F	17	360	70	4	13	24	300	383	333	21	6.3
Ga	7	15.6	3.1	0	7	0.0	11.0	21.0	15.6	3.1	20
Gd	14	3.72	0.44	0	14	0.0	3.06	4.40	3.72	0.44	12
Hf	12	6.14	0.39	0	12	0.0	5.30	6.58	6.14	0.39	6.4
La	18	23.6	2.7	6	12	33	21.6	24.0	23.5 <sup>a</sup>	0.5	2.1
Li	10	55	11	4	6	40	60.0	64.0	62.1	1.4	2.2
Lu (ppb)	11	400	50	0	11	0.0	275	450	400	50	12
Mo	14	2.2	0.6	7	7	50	2.34	2.50	2.43	0.07	2.9
Nb	16	9.6	2.5	11	5	69	9.30	9.51	9.40	0.07	0.7
Nd <sup>b</sup>	18	19.3	3.0	2	16	11	17.0	22.0	19.1	1.4	7.3
Ni <sup>b</sup>	13	9	11	5	8	38	1.9	6.0	3.8	1.7	45
Pb	12	25	6	0	12	0.0	15	37	25	6	24
Rb	18	150	15	3	15	17	133	158	148	8	5.4
Sb	16	1.30	0.30	4	12	25	1.18	1.39	1.27	0.07	5.5
Sc	18	4.7	0.8	4	14	22	4.00	5.00	4.45	0.29	6.5
Sm	19	4.34	0.34	0	19	0.0	3.72	4.80	4.34	0.34	7.8
Sn	11	4.3	0.7	2	9	18	3.62	4.47	4.04	0.35	8.7
Sr	22	107	13	0	22	0.0	74	132	107	13	12
Ta	13	0.94	0.18	0	13	0.0	0.54	1.30	0.94	0.18	19
Tb (ppb)	12	660	80	0	12	0.0	500	800	660	80	12
Th	15	15.3	1.6	0	15	0.0	13.0	18.6	15.3	1.6	11
Tm (ppb)	8	400	90	1	7	12	300	410	369	41	11
U <sup>b</sup>	12	6.0	0.8	2	10	17	5.00	6.30	5.72	0.39	6.8
V	16	13.4	3.0	0	16	0.0	9.6	20.0	13.4	3.0	22
W	8	1.50	0.18	0	8	0.0	1.30	1.80	1.50	0.18	12
Y	13	25.0	4.1	0	13	0.0	17.0	30.0	25.0	4.1	16
Yb	22	2.56	0.34	0	22	0.0	2.00	3.14	2.56	0.34	13
Zn	19	31	9	0	19	0.0	15	46	31	9	29
Zr	20	230	30	4	16	20	180	236	216	16	7.4

<sup>a</sup> Para definición de variables consultar la Tabla 2.3. En esta Tabla no se incluyen elementos con n<sub>i</sub> < 5 (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ag, Au, Br, C, Cd, Dy, Er, Ge, Hg, Ho, I, In, Ir, N, Os, Pd, Pt, Re, Rh, Ru, S, Se, Te, and Ti). <sup>b</sup> Resultado positivo de la prueba ANOVA. Métodos discordantes: AA para Co; ICPEs para As; NAA para MgO y Ni; TCGS para MgO; WXRf para Nd y U. <sup>c</sup> De acuerdo a la prueba-t, los valores X<sub>i</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 80%. <sup>d</sup> De acuerdo a la prueba-F, los valores sd<sub>i</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 95%.

**Tabla 2.6** Datos estadísticos iniciales y finales (posterior a la detección y eliminación de los valores discordantes) para elementos mayores y traza en la diabasa W-1<sup>a</sup> (Velasco-Tapia et al., 2001a)

Elem.	$n_i$	$X_i$	$sd_i$	$O_i$	$n_r$	$\%O_i$	MIN	MAX	$X_i^b$	$sd_i^c$	$\%Rsd$
<i>Elementos mayores (%)</i>											
SiO <sub>2</sub>	185	52.4	0.9	16	169	8.6	51.60	53.38	52.48	0.30	0.6
TiO <sub>2</sub>	222	1.06	0.16	29	193	13	0.91	1.23	1.07	0.05	4.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	201	15.1	0.5	12	189	6.0	14.17	15.89	15.01	0.28	1.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	87	1.6	0.6	15	72	17	0.92	1.87	1.39	0.19	14
FeO	104	8.69	0.40	8	96	7.7	8.40	9.27	8.77	0.18	2.0
MnO	236	0.172	0.034	30	206	13	0.142	0.207	0.169	0.013	7.7
MgO	200	6.6	0.5	15	185	7.5	6.17	6.96	6.61	0.14	2.1
CaO	214	10.96	0.28	14	200	6.5	10.41	11.43	10.93	0.19	1.7
Na <sub>2</sub> O	201	2.16	0.32	5	196	2.5	1.72	2.53	2.14	0.13	6.1
K <sub>2</sub> O	216	0.66	0.15	16	200	7.4	0.518	0.771	0.641	0.043	6.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	147	0.15	0.06	8	139	5.4	0.060	0.211	0.138	0.025	18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	76	0.54	0.19	4	72	5.3	0.06	0.82	0.52	0.15	29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	75	0.15	0.06	4	71	5.3	0.02	0.23	0.14	0.05	36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	226	11.2	0.6	26	200	12	10.51	11.72	11.11	0.22	2.0
<i>Elementos Traza (ppm)</i>											
Ag (ppb)	21	90	110	7	14	33	50.0	80.0	70	10	14
As	27	2.14	0.43	5	22	18	1.70	2.53	2.13	0.22	10
Au (ppb)	37	14	50	12	25	32	3.4	5.3	4.3	0.5	12
Ba	149	180	50	9	140	6.0	90	257	170	29	17
Be	28	0.9	0.6	4	24	14	0.32	1.00	0.73	0.19	26
C	20	160	70	4	16	20	82.0	190	140	34	24
Cd (ppb)	24	330	800	10	14	42	139.0	170	160	10	6.3
Ce	81	24	7	6	75	7.4	15.1	27.4	22.6	2.4	11
Co	167	45	8	5	162	3.0	25	65	46	7	15
Cr	168	120	19	3	165	1.8	70	174	120	16	13
Cu	150	110	20	12	138	8	77	140	113	12	11
Dy	43	4.1	1.0	12	31	29	3.30	4.40	3.94	0.26	6.6
Er	29	2.34	0.49	8	21	28	2.00	2.60	2.29	0.16	7.0
Eu	81	1.16	0.30	12	69	15	0.95	1.26	1.10	0.07	6.4
Ga	81	17	5	4	77	4.9	8.0	22.0	16.6	3.2	19
Gd	43	4.1	1.2	8	35	19	3.10	4.50	3.94*	0.31	7.9
Hf	44	2.4	0.5	8	36	18	2.00	3.00	2.54	0.26	10
Hg (ppb)	27	200	70	0	27	0.0	88.6	340	200	70	35
Ho	33	1.0	0.6	8	25	24	0.55	1.00	0.76	0.11	14
In (ppb)	17	70	60	8	9	47	62.0	68.0	65.0	1.9	2.9
La	93	12	5	20	73	22	9.3	13.1	10.9	0.8	7.3
Lu (ppb)	67	340	80	12	55	18	260	380	326	27	8.3
Mo	21	2.1	3.1	14	7	67	0.48	0.57	0.517	0.032	6.2
Nb	35	8.4	2.8	4	31	11	4.0	10.2	7.7	1.7	22
Nd	52	17	9	6	46	12	7.4	18.2	13.9	2.3	17
Ni	157	77	16	10	147	6.4	40	100	75	10	13
Pb	78	7.9	3.2	8	70	10	5	11.3	7.6	1.6	21
Pr	29	3.6	1.8	5	24	17	2.40	4.15	3.16	0.43	14
Rb	131	24	9	18	113	14	16.0	27.0	21.5	1.9	8.8
S	23	160	80	5	18	18	57.4	220	130	43	33
Sb	45	0.99	0.28	8	37	18	0.80	1.20	1.02	0.12	12
Sc	91	38	11	28	63	31	32.0	37.3	34.6	1.3	3.8
Se	12	150	100	6	6	50	109.0	120.0	113.2	4.3	3.8
Sm	75	3.6	0.6	8	67	11	2.87	4.18	3.49	0.29	8.3
Sn	42	3.0	1.3	5	37	12	1.9	3.6	2.7	0.5	19
Sr	182	200	70	18	164	9.9	140	235	185	16	8.6
Ta	29	500	110	4	25	14	360	605	480	60	12
Tb	62	0.67	0.20	10	52	16	0.50	0.75	0.64	0.05	7.8
Th	73	2.5	0.7	12	61	16	1.80	3.00	2.36	0.29	12
Tl (ppb)	25	130	60	8	17	32	100	131	113	9	8.0
Tm (ppb)	28	380	110	8	20	29	260	370	315	28	8.9
U	49	0.61	0.18	6	43	12	0.44	0.70	0.57	0.07	12
V	132	250	43	6	126	4.5	154	340	255	32	12
Y	74	26	6	5	69	6.8	11.0	35.0	24.8	4.2	17
Yb	85	2.3	0.6	16	69	19	1.60	2.55	2.10	0.18	8.6
Zn	120	85	16	8	112	6.7	60	110	84	9	11
Zr	124	101	21	13	111	10	70	123	99	9	9

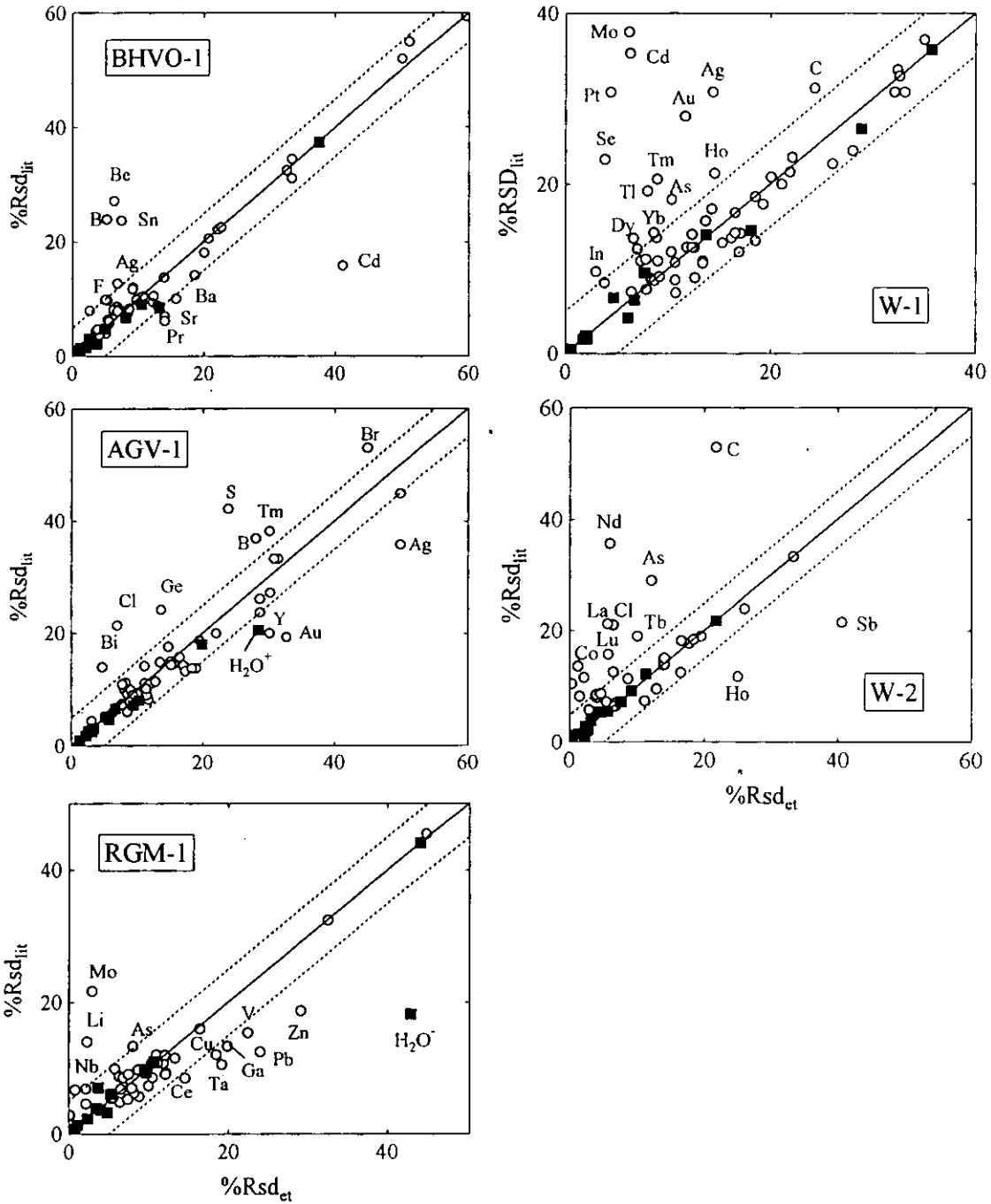
<sup>a</sup> Para definición de variables consultar la Tabla 2.3. En esta Tabla no se incluyen elementos con  $n_r < 5$  (Bi, Br, I, N, Os, Pt, Rh, Ru, and Te). <sup>b</sup> De acuerdo a la prueba-t, los valores  $X_i$  en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del  $\geq 80\%$ . <sup>c</sup> De acuerdo a la prueba-F, los valores  $sd_i$  en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 95%.



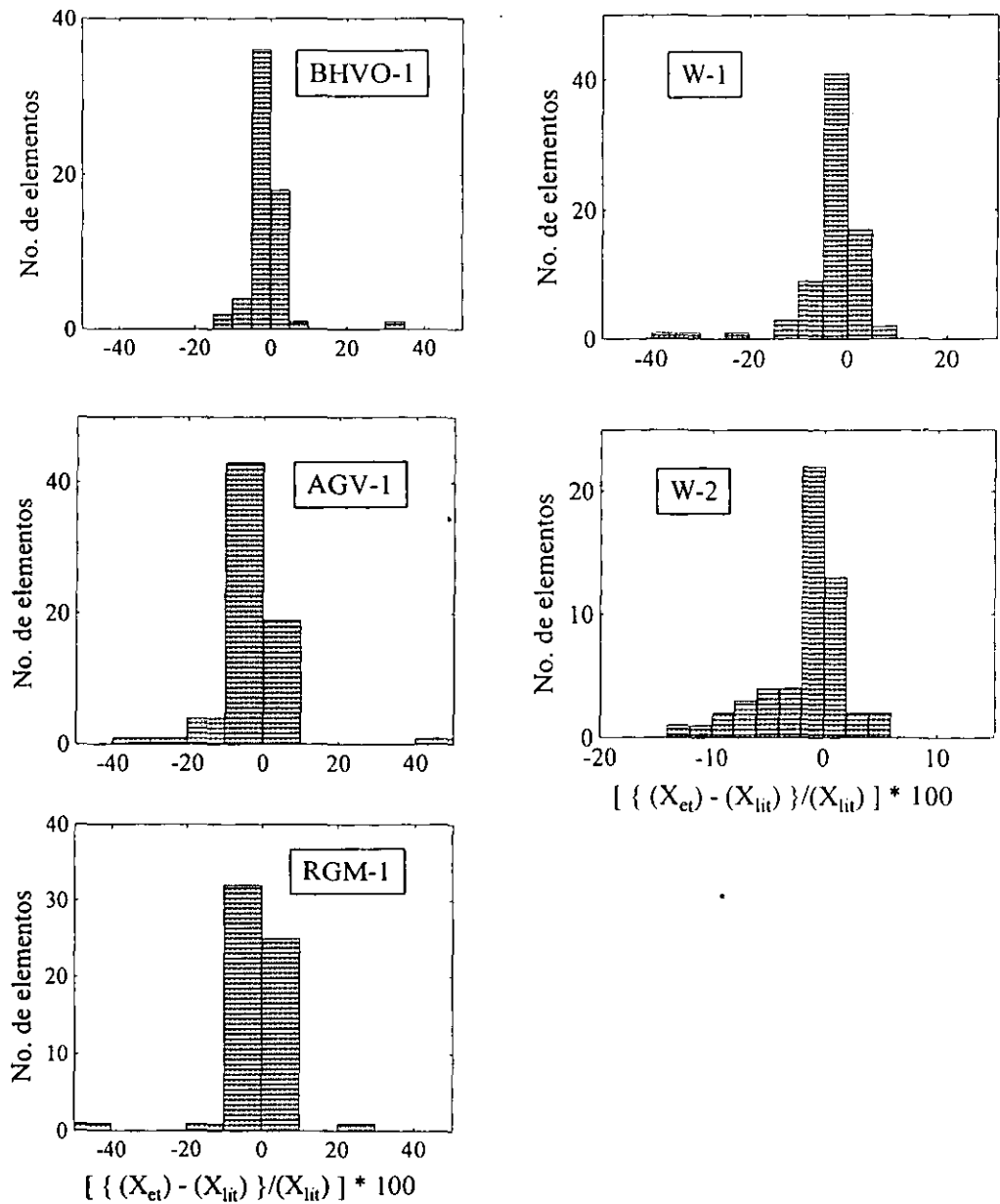
**Tabla 2.7** Datos estadísticos iniciales y finales (posterior a la detección y eliminación de los valores discordantes) para elementos mayores y traza en la diabasa W-2<sup>a</sup> (Velasco-Tapia et al., 2001a)

Elem.	N <sub>i</sub>	X <sub>i</sub>	sd <sub>i</sub>	O <sub>i</sub>	n <sub>r</sub>	%O <sub>i</sub>	MIN	MAX	X <sub>f</sub> <sup>c</sup>	sd <sub>f</sub> <sup>d</sup>	%Rsd
<i>Elementos mayores (%)</i>											
SiO <sub>2</sub>	31	52	5	12	19	39	52.3	53.0	52.62	0.19	0.4
TiO <sub>2</sub>	42	1.01	0.18	9	33	21	1.00	1.10	1.055	0.025	2.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41	15.2	0.7	8	33	19	14.8	15.7	15.36	0.21	1.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9	1.60	0.27	1	8	11	1.30	1.70	1.52	0.14	9.2
FeO	10	8.30	0.19	0	10	0.0	7.91	8.64	8.30	0.19	2.3
MnO	43	0.166	0.016	8	35	19	0.15	0.18	0.164	0.007	4.3
MgO	36	6.40	0.37	8	28	22	6.12	6.63	6.37	0.16	2.5
CaO	40	10.8	0.7	4	36	10	10.3	11.7	10.93	0.30	2.7
Na <sub>2</sub> O	41	2.16	0.20	5	36	12	1.91	2.29	2.13	0.12	5.6
K <sub>2</sub> O	38	0.62	0.06	8	30	21	0.60	0.66	0.627	0.020	3.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	23	0.147	0.035	4	19	17	0.11	0.17	0.133	0.015	11
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	11	0.550	0.042	0	11	0.0	0.49	0.62	0.550	0.042	7.6
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	7	0.23	0.05	0	7	0.0	0.16	0.29	0.23	0.05	22
Fe <sub>2</sub> O <sub>1</sub> <sup>†</sup>	43	10.74	0.33	1	42	2.3	10.0	11.3	10.77	0.29	2.7
<i>Elementos Traza (ppm)</i>											
As	6	1.23	0.34	0	6	0.0	0.70	1.60	1.24	0.15	12
Ba <sup>b</sup>	32	182	41	10	22	31	150.0	188.0	171	11	6.4
C	6	150	80	0	6	0.0	54.6	254	152	33	22
Ce	27	28	22	6	21	22	20.0	26.0	23.37	0.33	1.4
Cl	9	190	36	0	9	0.0	138	245	186	12	6.4
Co	41	45	8	9	32	22	37.0	50.2	43.3	0.5	1.2
Cr <sup>b</sup>	39	94	15	8	31	20	75.0	104.0	92.1	6.2	6.7
Cs <sup>b</sup>	11	0.88	0.23	4	7	36	0.9	1.0	0.939	0.038	4.0
Cu	29	96	26	6	23	21	84.0	135.0	107.3	2.2	2.0
Dy	13	4.3	1.2	6	5	46	3.80	3.85	3.82	0.01	0.3
Eu	26	1.13	0.14	6	20	23	0.99	1.20	1.10	0.06	5.4
F	7	200	39	0	7	0.0	160	270	200	39	20
Ga <sup>b</sup>	12	18	5	2	10	17	16.0	23.4	19.8	2.8	14
Gd <sup>b</sup>	11	4.4	2.6	1	10	9.1	2.8	4.38	3.6	0.5	14
Hf	16	2.52	0.21	2	14	12	2.4	2.73	2.57	0.13	5.1
Ho (ppb)	7	800	200	0	7	0.0	620	1260	800	200	25
La	28	14	11	8	20	28	9.15	12.0	10.5	0.6	5.7
Li	9	9.0	1.0	0	9	0.0	6.8	10.2	9.0	1.0	11
Lu <sup>b</sup>	18	380	140	8	10	44	310	372	340	19	5.6
Nb <sup>b</sup>	15	15	29	1	14	6.7	5.5	10.2	7.9	1.4	18
Nd	16	15	5	7	9	44	12.4	15.0	13.4	0.8	6.0
Ni <sup>b</sup>	32	71	16	6	26	19	55.3	80.0	70	6	8.6
Pb	6	9.3	3.1	0	6	0.0	6.3	15.0	9.3	3.1	33
Rb	32	20.5	4.2	3	29	9.4	15.0	24.3	20.1	2.8	14
Sb	12	0.69	0.28	0	12	0.0	0.19	1.06	0.69	0.28	41
Sc	25	50	60	8	17	32	32.9	38.0	35.6	1.4	3.9
Sm	25	3.18	0.32	2	23	8.0	2.87	3.71	3.25	0.22	6.8
Sr	31	210	42	8	23	26	177	214.8	200	9	4.5
Ta (ppb)	11	500	70	0	11	0.0	420	600	500	70	14
Tb (ppb)	13	700	170	4	9	31	509	692	600	60	10
Th	21	2.3	0.7	4	17	19	1.28	2.60	2.05	0.34	17
Tm (ppb)	7	380	70	0	7	0.0	300	500	380	70	18
U (ppb)	11	700	430	4	7	36	416	610	500	70	14
V <sup>b</sup>	28	260	50	7	21	25	240	275	260	10	3.8
Y	23	23.30	0.30	4	19	17	10.0	26.2	21.9	3.6	16
Yb	24	2.16	0.30	8	16	33	2.00	2.20	2.10	0.06	2.9
Zn	28	80	10	5	23	18	68.2	84.3	77	5	6.5
Zr <sup>b</sup>	20	100	26	1	19	5.0	66	118	93	12	13

\* Para definición de variables consultar la Tabla 2.3. En esta Tabla no se incluyen elementos con n<sub>r</sub> < 5 Ag, Au, B, Be, Bi, Br, Cd, Er, Hg, I, In, Ir, Mo, Pd, Pr, Pt, Re, Rh, Ru, S, Sn, Te, Tl, and W). <sup>b</sup> Resultado positivo de la prueba ANOVA. Métodos discordantes: COLOR para Zr, FAA para Gd y Lu; DCPES para Nb. ITNA para Ni, SSMS para Ba, Cr, Cs, Ga y V. <sup>c</sup> De acuerdo a la prueba-t, los valores X<sub>f</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del ≥80%. <sup>d</sup> De acuerdo a la prueba-F, los valores sd<sub>f</sub> en letras itálicas presentan diferencias significativas con respecto a los valores de la literatura, a un nivel de confianza del 95%.



**Figura 2.1** Comparación del porcentaje de desviación estándar relativa de los valores de media obtenidos en el presente estudio ( $\%Rsd_{et}$ ) con respecto a los publicados en la literatura ( $\%Rsd_{lit}$ ), para los cinco GRM estudiados (■ = elementos mayores; ○ = elementos traza). La línea continua representa valores equivalentes de  $\%Rsd$ . Las líneas discontinuas representan una diferencia absoluta de 5% entre los dos valores de  $\%Rsd$ .



**Figura 2.2** Histograma del porcentaje de diferencia normalizada entre los valores de media obtenidos en este trabajo ( $X_{et}$ ), para elementos mayores y traza, con respecto a los reportados anteriormente ( $X_{lit}$ ).

### 2.3.6 Comentarios generales sobre la evaluación de Materiales de Referencia Geoquímica

La aplicación del método SIPVADE, en cinco importantes GRM de tipo rocas ígneas, dio como resultado una mejor caracterización (valores menores de %Rsd) de un gran número de elementos en comparación a los derivados por el criticado método  $\pm 2s$ . Es importante señalar nuevamente que las diferencias en valores de media y desviación estándar generados aplicando las dos metodologías pueden ser relevantes en procesos de calibración instrumental.

## 2.4 Eficiencia relativa de las pruebas estadísticas

### 2.4.1 Metodología

Para complementar el trabajo de evaluación, se realizó una comparación empírica de la eficiencia en la detección de valores discordantes para las pruebas estadísticas utilizadas (Velasco et al., 2000). En principio, se imprimieron las salidas del procesado con el programa SIPVADE para los cinco GRM estudiados (basalto BHVO-1, andesita AGV-1, riolita RGM-1, diabasas W-1 y W-2). En cada una de ellas se identificaron las pruebas estadísticas (considerando, cuando fue necesario, el tipo de versión  $k = 1-4$ ) que detectaron cada valor erróneo. Para facilitar la comparación de todas las pruebas estadísticas bajo condiciones similares de número inicial de datos ( $n_i$ ), los intervalos de  $n$  en las tablas de valores críticos (Tabla 2.2) fueron utilizados para establecer cuatro dominios de  $n_i$ : 6-20, 21-30, 31-50, y 51-100. Estos dominios se establecieron ya que conclusiones válidas acerca de la eficiencia de las pruebas deben de estar basadas en varios tamaños de muestra (Jain, 1981). De acuerdo a los diferentes dominios de  $n$ , y al valor  $k$ , se establecieron dos modelos de comparación. El primero de ellos incluye los casos I-VIII (Tabla 2.8), en donde se llevo a cabo la comparación de pruebas individuales en su primera aplicación (es decir en las bases de datos originales). En el segundo modelo se integraron los casos IX-XII (Tabla 2.9), en los que se compararon las eficiencias de las pruebas de versión  $k=1$  aplicadas en forma secuencial con respecto a los procedimientos de bloque.

**Tabla 2.8** Casos estudiados en la comparación de eficiencia relativa de pruebas individuales

A. Pruebas en versión k = 1			B. Pruebas en versión k = 2		
Caso	$n_i^a$	Pruebas comparadas	Caso	$n_i^a$	Pruebas comparadas
I	6 - 20	N1, N2, N4, N7, N8, N9, N10, N14, N15, N16	V	6 - 20	N3, N4, N11, N12, N13
II	21 - 30	N1, N4, N7, N8, N9, N10, N14, N15, N16	VI	21 - 30	N3, N4, N11, N12, N13
III	31 - 50	N1, N4, N14, N15, N16	VII	31 - 50	N3, N4
IV	51 - 100	N1, N4, N15	VIII	51 - 100	N3, N4

<sup>a</sup>Intervalo de número de datos iniciales para las muestras de población evaluadas por las pruebas.

**Tabla 2.9** Casos estudiados en la comparación de eficiencia relativa de pruebas consecutivas vs. procedimientos en bloque

Caso	$n_i^a$	Estadísticos comparados	
		Pruebas consecutivas	Procedimientos en bloque
IX	6 - 20	N1, N2, N4(k=1), N7, N8, N9, N10, N14, N15, N16	N3(k=2-4), N4(k=2-4), N11, N12, N13
X	21 - 30	N1, N4(k=1), N7, N8, N9, N10, N14, N15, N16	N3(k=2-4), N4(k=2-4), N11, N12, N13
XI	31 - 50	N1, N4(k=1), N14, N15, N16	N3(k=2-4), N4(k=2-4)
XII	51 - 100	N1, N14, N15	N3(k=2-4), N4(k=2-4)

<sup>a</sup>Intervalo de número de datos iniciales para las muestras de población evaluadas por las pruebas.

En los casos I-IV se realizó una comparación de pruebas estadísticas con una versión  $k=1$  (detección de un solo valor aberrante), mientras que en los casos V-VIII se incluyeron los estadísticos de versión  $k=2$  (detección de dos valores erróneos). Para este efecto, se estableció el parámetro Criterio de Eficiencia Relativa (REC, *relative efficiency criterion*), el cual se definió como la relación (expresada en porcentaje) de las veces en que una prueba detectó un *outlier* entre el número de muestras de población (Elem) en las que una prueba particular fue aplicada. Este cálculo se efectuó para cada uno de los GRM considerados en este trabajo. La Tabla 2.10 presenta los elementos considerados en los casos para cada GRM y sus valores correspondientes de  $n_i$ . Por ejemplo, catorce elementos de BHVO-1 se consideraron en el caso I, ya que sus muestras de población presentaron  $n_i = 6-20$ . La prueba N1 detectó un valor erróneo en seis de esas muestras de población, de tal forma que  $REC_{BHVO-1} = [6/14]*100 = 42.9\%$  (Figura 2.3).

Por otro lado, se estableció un parámetro ponderado  $REC_{w_i}$  (tomando en cuenta el número de elementos en cada GRM), que fue establecido para describir el comportamiento general en cada caso en particular (histograma *All GRM*). Por ejemplo, la prueba N1 en el caso I mostró las siguientes eficiencias para cada GRM:  $REC_{BHVO-1} = 42.9\%$  para un  $Elem_{BHVO-1} = 14$ ,  $REC_{AGV-1} = 80.0\%$  para un  $Elem_{AGV-1} = 5$ ,  $REC_{RGM-1} = 45.8\%$  para un  $Elem_{RGM-1} = 24$ ,  $REC_{w-1} = 80.0\%$  para un  $Elem_{w-1} = 10$ ,  $REC_{w-2} = 37.5\%$  para un  $Elem_{w-1} = 8$ . Estos valores de eficiencia se utilizaron para calcular el parámetro ponderado  $REC_{w_i} = \sum [(REC_i) * (Elem_i / \sum Elem_i)]$ , donde  $i$  cambia de acuerdo al nombre

del GRM. La eficiencia global de la primera aplicación de la prueba N1 fue  $REC_{wt} = 52.5\%$  (Figura 2.3). El procedimiento descrito fue aplicado a cada GRM, y los parámetros REC individuales y ponderados para cada prueba estadística se utilizaron para construir histogramas para los casos I-IV ( $k=1$ ; Figuras 2.3-2.6) y V-VIII ( $k=2$ ; Figuras 2.7-2.10).

Una comparación de la eficiencia se efectuó entre pruebas en versión  $k=1$  aplicadas en forma secuencial y procedimientos en bloque (Tabla 2.9), por medio del parámetro OTD. Este se definió como la relación (expresada en porcentaje) de *outliers* identificados por cada prueba con respecto al número total de valores erróneos en cada muestra de población. Un valor promedio de OTD fue calculado para las pruebas estadísticas en cada GRM, así como un parámetro ponderado ( $OTD_{wt}$ ) para describir el comportamiento general. Por ejemplo, en AGV-1 la prueba N1 en el caso IX (Tabla 2.10, Figura 2.11) detectó tres valores desviados en la base de datos del Bi ( $Bi, n_i = 14$ ), de tal forma que  $OTD_{Bi} = [3/14]*100 = 21.4\%$ . En una forma similar, se estableció este parámetro para otras cuatro muestras estadísticas en AGV-1 con  $n_i = 6-20$ : ningún *outlier*,  $OTD_{Ge} = 0.0\%$  para  $n_i = 14$ ; para un *outlier*,  $OTD_{Au} = 10.0\%$  para  $n_i = 10$ , y  $OTD_{Br} = 11.1\%$  para  $n_i = 9$ ; para dos *outliers*,  $OTD_S = 13.3\%$  para  $n_i = 15$ . De esta forma el valor promedio  $OTD_{AGV-1}$  para la prueba N1 en este caso fue de 11.2%.

El comportamiento global para cada prueba en los cinco GRM considerados se calculó por medio de la ecuación general:  $OTD_{wt} = \sum [ (OTD_i) * (Elem_i / \sum Elem_i) ]$ , donde  $i$  cambia de acuerdo al nombre del GRM. La prueba N1 en el caso IX presentó el siguiente comportamiento para cada GRM:  $OTD_{BHVO-1} = 4.0\%$  para  $Elem_{BHVO-1} = 11$ ;  $OTD_{AGV-1} = 11.2\%$  para  $Elem_{AGV-1} = 5$ ;  $OTD_{RGM-1} = 6.9\%$  para  $Elem_{RGM-1} = 24$ ;  $OTD_{W-1} = 7.7\%$  para  $Elem_{W-1} = 10$ ; ;  $OTD_{W-2} = 4.4\%$  para  $Elem_{W-2} = 8$ . Estos valores se utilizaron para establecer el parámetro  $OTD_{wt} = 6.5\%$  para la prueba N1 aplicada en forma secuencial en muestras de población con  $n_i = 6-20$  (Figura 2.11). Para cada caso (Tabla 2.9), el parámetro OTD fue calculado para las pruebas estadísticas aplicadas en secuencia y en procedimiento de bloque, resultados que se utilizaron para preparar histogramas (Figuras 2.11-2.14).

**Tabla 2.10** Elementos evaluados en la comparación de eficiencia en los casos estudiados

Caso	Elementos <sup>a</sup>				
	BHVO-1	AGV-1	RGM-1	W-1	W-2
I, V, IX <sup>b</sup>	FeO (15), <i>Ag</i> (7), <i>As</i> (9), B (8), <i>Be</i> (8), Cl (14), Cu (19), Er (19), F (13), Ho (19), Mo (12), Pb (9), Sb (16), Sn (10)	Au (10), Bi (14), Br (9), Ge (14), S (15)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (8), FeO (9), P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (17), Ag (6), Be (13), Bi (7), Co (19), Cr (19), Dy (10), Eu (17), F (16), La (18), Li (10), Mo (14), Nb (16), Nd (18), Ni (13), Pr (6), Rb (18), Sb (16), Sc (18), Sn (11), Tm (8), Zr (20)	Bi (9), Br (10), C (20), In (17), Ir (12), N (7), Pd (20), Pt (9), Re (9), Se (12)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (9), Cs (10), Dy (13), Hf (16), Lu (17), Nd (16), Tb (13), U (11)
II, VI, X	SiO <sub>2</sub> (26), Y (24), Zn (23)	Ag (30), As (28), B (25), Be (29), Cd (23), Cl (29), Hg (30), W (22)	SiO <sub>2</sub> (21), Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (25), MgO (22), CaO (29), K <sub>2</sub> O (28)	Ag (21), As (27), Be (28), Cd (24), Cl (21), Er (29), Ge (21), Mo (21), Pr (29), S (22), Ta (29), Tl (25), Tm (28)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (23), Ba (30), Ce (27), Cu (29), Eu (26), La (28), Ni (29), Sc (25), Sm (25), Th (21), V (23), Y (23), Yb (24), Zn (28)
III, VII, XI <sup>c</sup>	TiO <sub>2</sub> (35), Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup> (46), MnO (46), MgO (38), CaO (37), Na <sub>2</sub> O (44), K <sub>2</sub> O (43), Co (37), Dy (31), Gd (37), Hf (34), Ni (35), Sc (42), Tb (38), Th (36), V (31), Zr (32)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (39), H <sub>2</sub> O <sup>r</sup> (37), Dy (48), F (39), Ho (38), Mo (43), Pr (31), Sb (49), Sn (33), Ta (49), Tl (32), Tm (31)	<i>MnO</i> (31)	Au (37), B (36), Cs (46), Dy (43), F (41), Gd (43), <i>Hf</i> (44), Ho (33), Nb (35), Sb (45), Sn (42), U (49)	SiO <sub>2</sub> (31), TiO <sub>2</sub> (42), Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (41), Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup> (43), MnO (43), MgO (36), CaO (40), Na <sub>2</sub> O (41), K <sub>2</sub> O (38), Co (41), Cr (37), Rb (32), Sr (31)
IV, VIII, XII	Ce (59), Cr (51), Eu (60), La (58), Nd (54), Sm (60), Yb (61)	FeO (54), Cs (59), Ga (70), Gd (54), Hf (52), Li (52), Lu (71), Nb (57), Nd (80), Sc (82), Sm (97), Tb (76), U (80), Yb (99)	---	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (87), H <sub>2</sub> O <sup>r</sup> (76), H <sub>2</sub> O <sup>r</sup> (75), Ce (81), Eu (81), Ga (81), La (93), Li (74), Lu (67), Nd (52), Pb (78), Sc (91), Sm (75), Tb (62), Th (73), Y (74), Yb (85)	---

<sup>a</sup>El número entre los paréntesis es  $n_i$  del elemento correspondiente. <sup>b</sup>Los elementos en letra itálica para BHVO-1 (*Ag*, *As* y *Be*) fueron evaluados únicamente en los casos I y V; *MnO* para RGM-1 fue evaluado sólo en el caso III. <sup>c</sup>No se identificaron elementos con un número apropiado de datos de concentración.

## 2.4.2 Comparación de eficiencia relativa en primera aplicación de pruebas estadísticas en versiones $k=1$ y $k=2$

### *Pruebas de discordancia en versión $k=1$ (Tablas 2.8 y 2.10)*

Caso I (Número inicial de datos químicos,  $n_i = 6-20$ , Figura 2.3; Número total de elementos, Elem = 61; Número total de variantes de pruebas comparadas, Ct = 10)

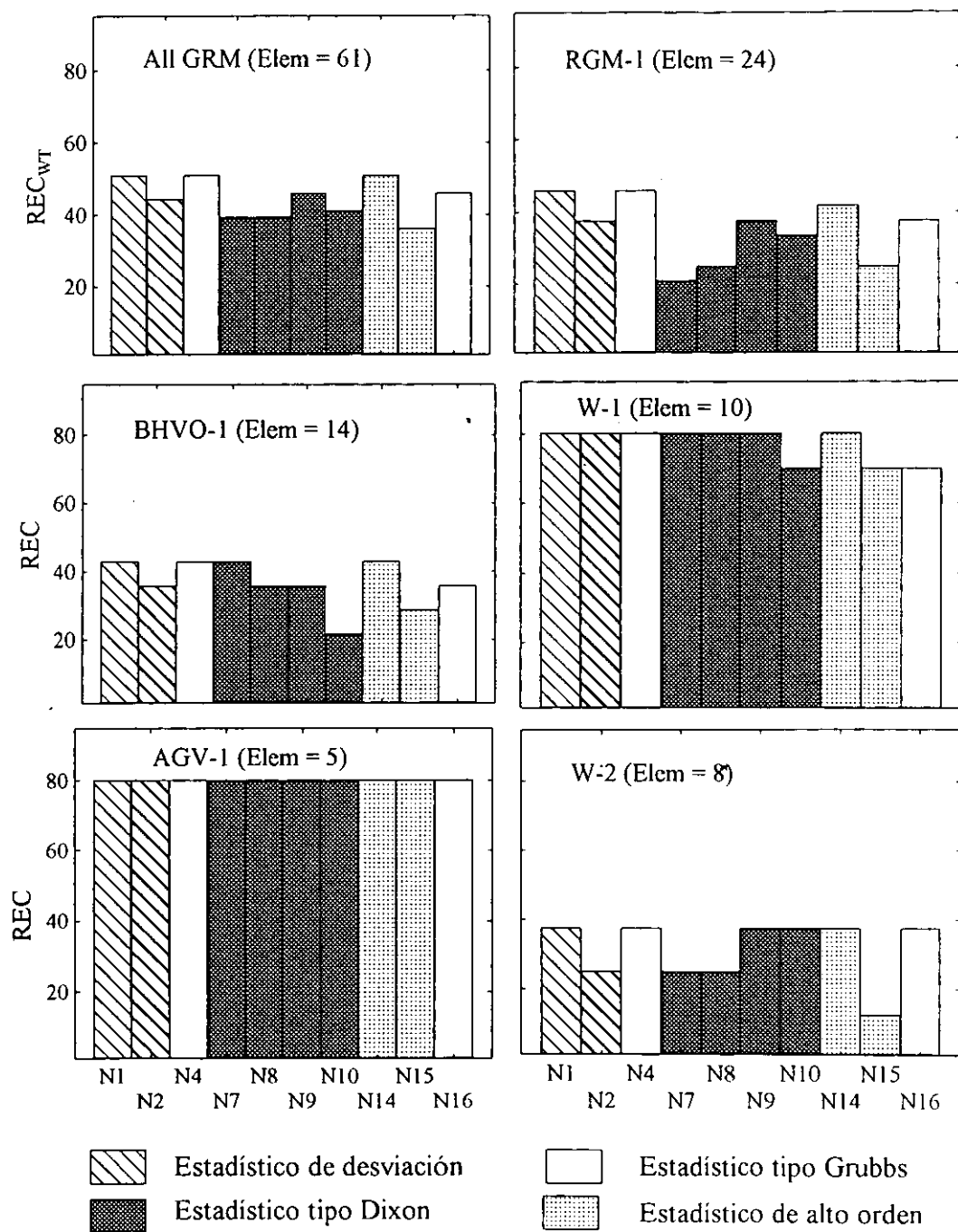
En el patrón global (*All GRM*), las pruebas N1, N4 y N14 mostraron una eficiencia similar ( $REC_{wt} \sim 52$ ), seguidas por un grupo de pruebas con un  $REC_{wt} = 45-46$  y que incluye N2, N9 y N16. Las pruebas restantes (estadísticos tipo Dixon N7, N8 y N10) constituyen un grupo que se caracterizó por un poder de detección de valores desviados ligeramente inferior ( $REC_{wt} = 38-41$ ). La prueba N15 fue el estadístico que presentó la menor eficiencia en este caso, con una diferencia de  $\sim 30\%$  comparada al máximo valor observado.

Por otro lado, el patrón observado en el histograma  $REC_{wt}$  fue también observado en histogramas de BHVO-1, RGM-1 y W-2, aunque las pruebas tipo Dixon mostraron un comportamiento inconsistente. Las eficiencias relativas de todas las pruebas en AGV-1 y W-1 fueron altas de forma consistente ( $REC \sim 70-80$ ), lo cual puede estar relacionado a la aplicación de pruebas sobre bases de datos con una gran dispersión, situación esperada para elementos con concentraciones a nivel ultra-traza en AGV-1 y W-1 (Tabla 2.10).

Caso II ( $n_i = 21-30$ ; Figura 2.4; Elem = 43; Ct = 9)

La prueba N16 fue la que presentó la mayor eficiencia en la detección de valores erróneos ( $REC_{wt} \sim 80$ ), con un incremento muy significativo en comparación al caso I. Las pruebas N1 y N14 presentaron una eficiencia comparable ( $REC_{wt} \sim 73$ ). Estas pruebas fueron seguidas por las pruebas N4 ( $REC_{wt} = 67$ ) y N15 ( $REC_{wt} = 63$ ). Los estadísticos tipo Dixon (N7-N10) exhibieron una eficiencia menor, mostrando la mitad de la magnitud que la observada para N16. En comparación a lo observado en el histograma global, con excepción de BHVO-1, las diferencias observadas en los patrones de eficiencia para GRM individuales fueron bastante pequeñas. Para BHVO-1, un valor similar de eficiencia para todas las pruebas ( $REC = 65$ ) puede explicarse como resultado de un número muy reducido de muestras estadísticas (Elem = 3).





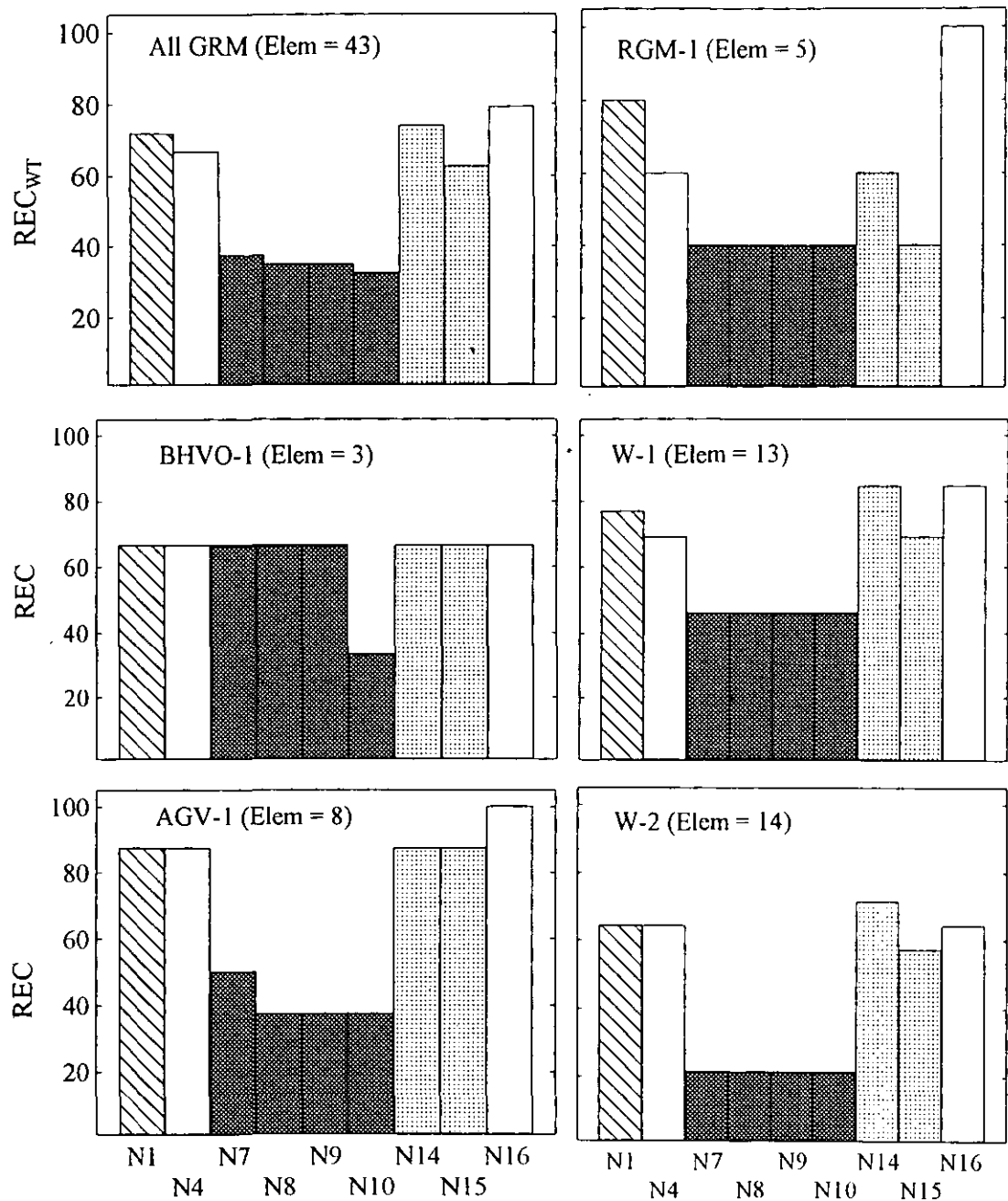
**Figura 2.3** Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=1$ ) aplicadas a las compilaciones con  $n_i = 6-20$  (Caso 1). En la parte inferior de los histogramas se presenta la simbología de los cuatro tipos de estadísticos descritos en la Tabla 2.2.  $REC_{wt}$  = criterio de eficiencia relativa ponderada.

Caso III ( $n_i = 31-50$ , Figura 2.5; Elem = 55; Ct = 5)

En esta evaluación, la prueba N16 se caracterizó por ser la más sensitiva ( $REC_{wt} = 74$ ), seguida muy de cerca por el coeficiente de *kurtosis* (N15,  $REC_{wt} = 71$ ). El resto de las pruebas mostraron un poder inferior en la detección de *outliers*, con valores de  $REC = 58-62$ . Por otro lado, el comportamiento de eficiencias para las pruebas estadísticas en BHVO-1 y W-2 se asemeja al observado en el histograma global. Sin embargo, los patrones de AGV-1 y W-1 mostraron algunas diferencias. El coeficiente de *kurtosis* (N15) en AGV-1 tuvo una eficiencia relativa inferior a la mostrada por las pruebas N1, N4 y N14. Para este GRM los valores erróneos se localizaron en la misma dirección para la mayoría de las muestras estadísticas. Sin embargo, en W-1 la prueba N15 fue el estadístico con el mayor poder de detección. Para W-1, la mitad de las muestras estadísticas presentaron *outliers* en lados opuestos.

Caso IV ( $n_i = 51-100$ , Figura 2.6; Elem = 38; Ct= 3)

El coeficiente de *skewness* mostró la eficiencia más alta en los patrones globales ( $REC_{wt} = 97$ ), seguido muy de cerca por N15 y N1. Este comportamiento podría ser relacionado a la presencia de un gran número de muestras estadísticas con valores erróneos ubicados en la misma dirección. Adicionalmente, N1 podría verse afectada por un “efecto de enmascaramiento”. Por otro lado, la evaluación de muestras estadísticas en AGV-1 dio como resultado un patrón similar al observado globalmente. Sin embargo, los tres estadísticos tuvieron una sensibilidad equivalente en BHVO-1 ( $REC = 80$ ) y para W-1 la eficiencia de N14 tan alta como la observada para N15. En este GRM, el número de muestras estadísticas con *outliers* situados en direcciones opuestas es similar al conformado por muestras con *outliers* distribuidos en una misma dirección.



**Figura 2.4** Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=1$ ) aplicadas a las compilaciones con  $n_i = 21-30$  (Caso II). Para una explicación más detallada ver la Figura 2.3.

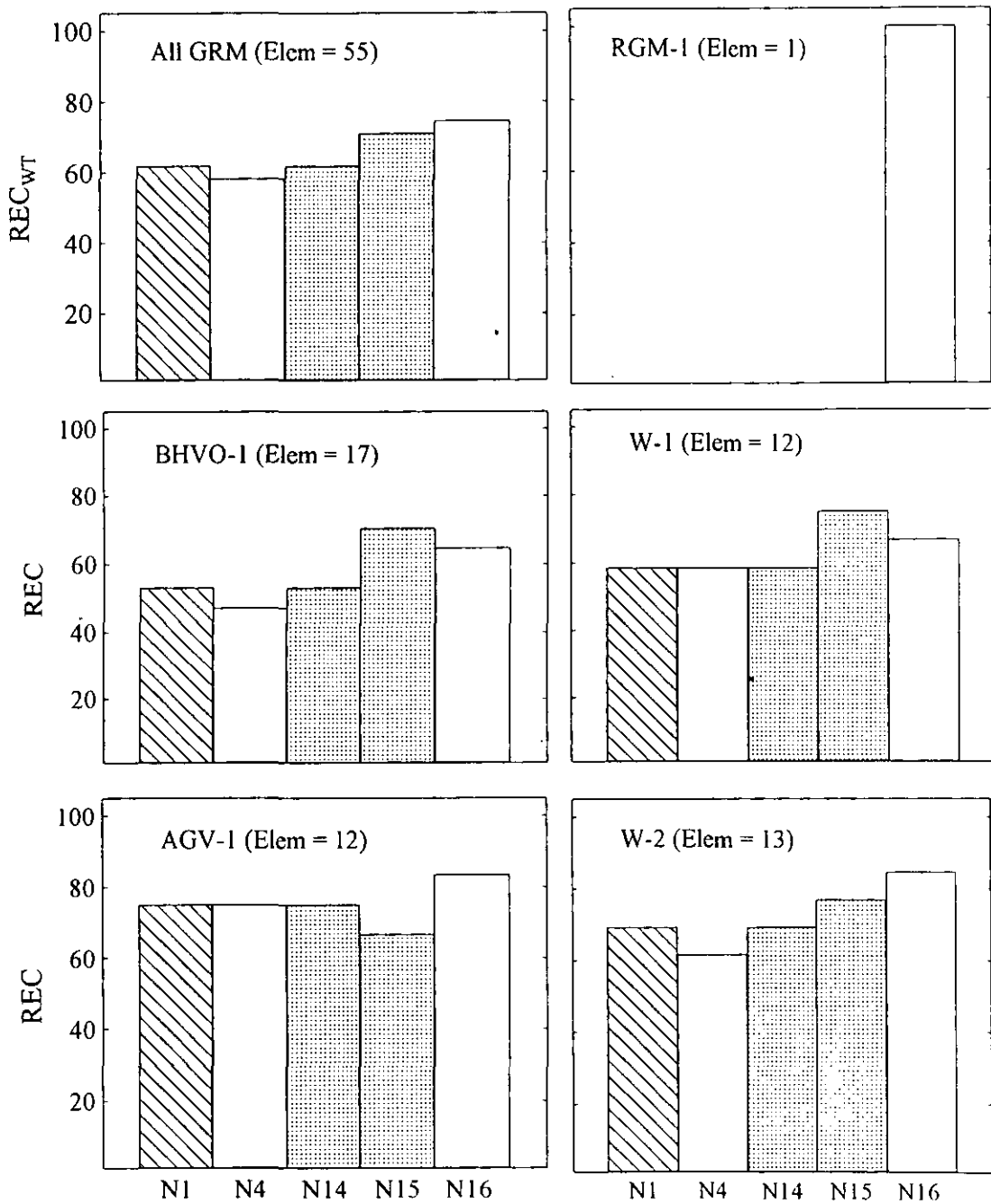
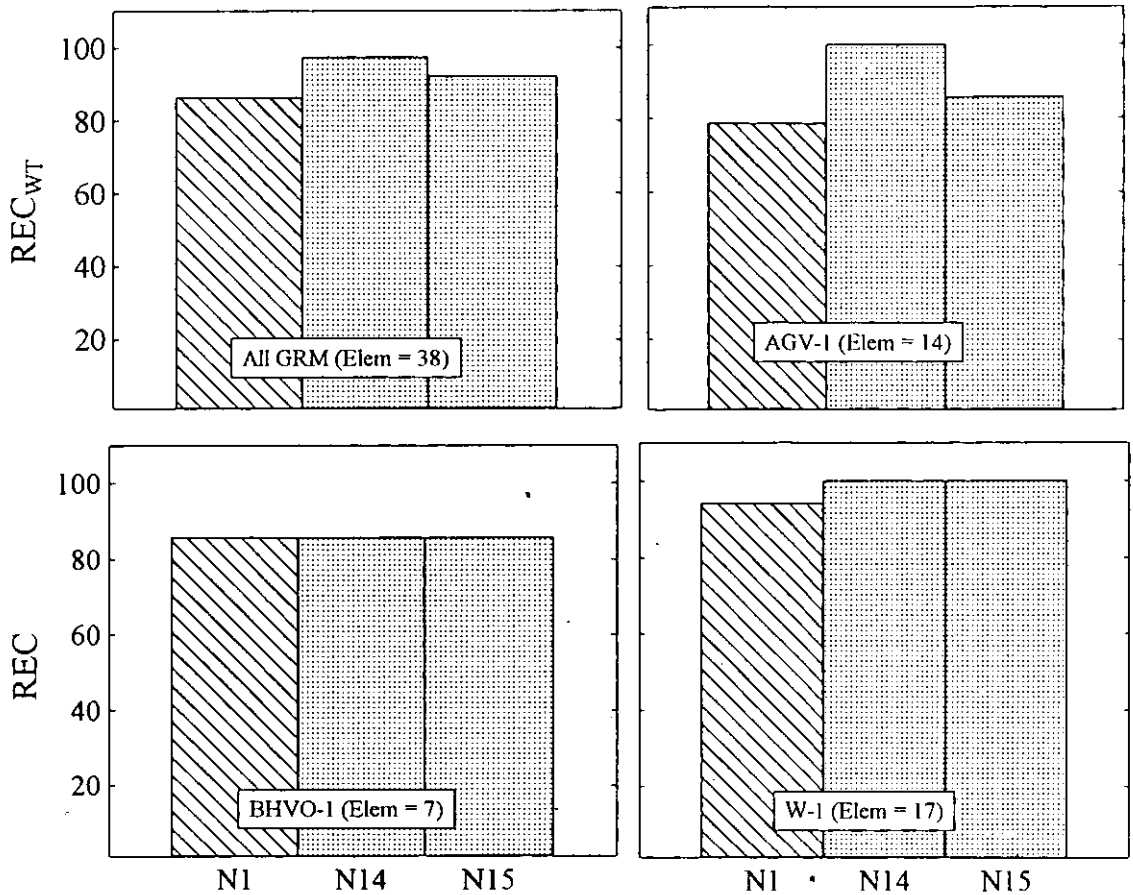


Figura 2.5 Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=1$ ) aplicadas a las compilaciones con  $n_i = 31-50$ . Para una explicación más detallada ver la Figura 2.3.



**Figura 2.6** Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=1$ ) aplicadas a las compilaciones con  $n_i = 51-100$  (Caso IV). Para una explicación más detallada ver la Figura 2.3.

#### Discusión general para los casos I-IV (estadísticos en versión $k = 1$ )

Para efectuar una descripción del comportamiento general de las pruebas estadísticas se consideraron los histogramas globales *All GRM*. Barnett y Lewis (1994) reportaron que las pruebas tipo Dixon (N7-N10) son un grupo de estadísticos muy efectivo para detección cuando existen pocos valores discordantes en las muestras estadísticas. En el caso I (Figura 2.3), este grupo de pruebas mostró una eficiencia intermedia entre los estadísticos evaluados. Sin embargo, una disminución en su poder de detección fue evidente en el caso II (Figura 2.4), ya que las pruebas tipo Dixon podrían verse afectadas de manera considerable por un efecto de enmascaramiento de los datos  $x_{n-1}$  y/o  $x_1$  (Barnett y Lewis, 1994).

En el caso I, las pruebas N1 y N4 presentaron una eficiencia similar en la detección del primer valor discordante (Figura 2.3). Prescott (1978) señaló que esas pruebas tienen una sensibilidad equivalente cuando un solo *outlier* está presente en la muestra estadística. Sin embargo, ambas pruebas están sujetas a efectos de enmascaramiento en poblaciones que contengan más de un valor erróneo, aunque N1 es un procedimiento más resistente. En los casos II y III, la prueba N16 presentó una alta eficiencia en la detección de un primer valor discordante (Figuras 2.4-2.5). Tietjen y Moore (1972) demostraron la superioridad de N16 en comparación a las pruebas tipo Dixon (N7-N10), tipo Grubbs (N4) y el coeficiente de *skewness* (N14).

Se ha reportado que N14 es tan efectiva como N1 para aquellas situaciones en donde existe un solo valor discordante (Barnett y Lewis, 1994). Este comportamiento fue válido para la primera aplicación de esas pruebas en todos los casos, independientemente del número de datos discordantes detectados. El otro estadístico de tipo momento de alto orden (N15) incrementó su poder de detección de los casos I a IV, en comparación a la prueba N1 (Figuras 2.3-2.6). Este comportamiento podría relacionarse al aumento del número de muestras de población consideradas que contienen *outliers* situados en direcciones opuestas, al incrementarse  $n_i$ .

Finalmente, Prescott (1978) sugirió que N14 es un estadístico más sensitivo que N15 cuando existe un sólo valor discordante o cuando la muestra de población contiene dos valores erróneos en la misma dirección. En contraposición, N15 es más efectiva en la detección cuando dos *outliers* se encuentran en direcciones opuestas.

#### *Pruebas de discordancia en versión $k=2$ (Tablas 2.9 y 2.10)*

Caso V ( $n_i = 6-20$ , Figura 2.7; Elem = 61; Ct = 5)

En el patrón global, la prueba N4 presentó una eficiencia de detección superior ( $REC_{w_i} = 66$ ) en comparación al resto de los procedimientos. Las pruebas tipo Dixon (N11-N13) mostraron una eficiencia inferior con  $REC_{w_i} = 49-56$ , mientras que la prueba N3 fue el estadístico con el poder de detección más débil ( $REC_{w_i} = 31$ ). El comportamiento de las pruebas en RGM-1, W-1 y W-2 fue

prácticamente idéntico al observado en el patrón global. En BHVO-1, los estadísticos reproducen las eficiencias que presentaron a un nivel global, con excepción de N4 que mostró una eficiencia menor a la de las pruebas N11 y N13. Para AGV-1, las pruebas tipo Dixon y N4 mostraron un poder de detección similar ( $REC = 80$ ), lo cual puede estar relacionado a la aplicación de los estadísticos en muestras de población de elementos ultra-traza con pocos datos.

#### Caso VI ( $n_i = 21-30$ , Figura 2.8; Elem = 43; Ct = 5)

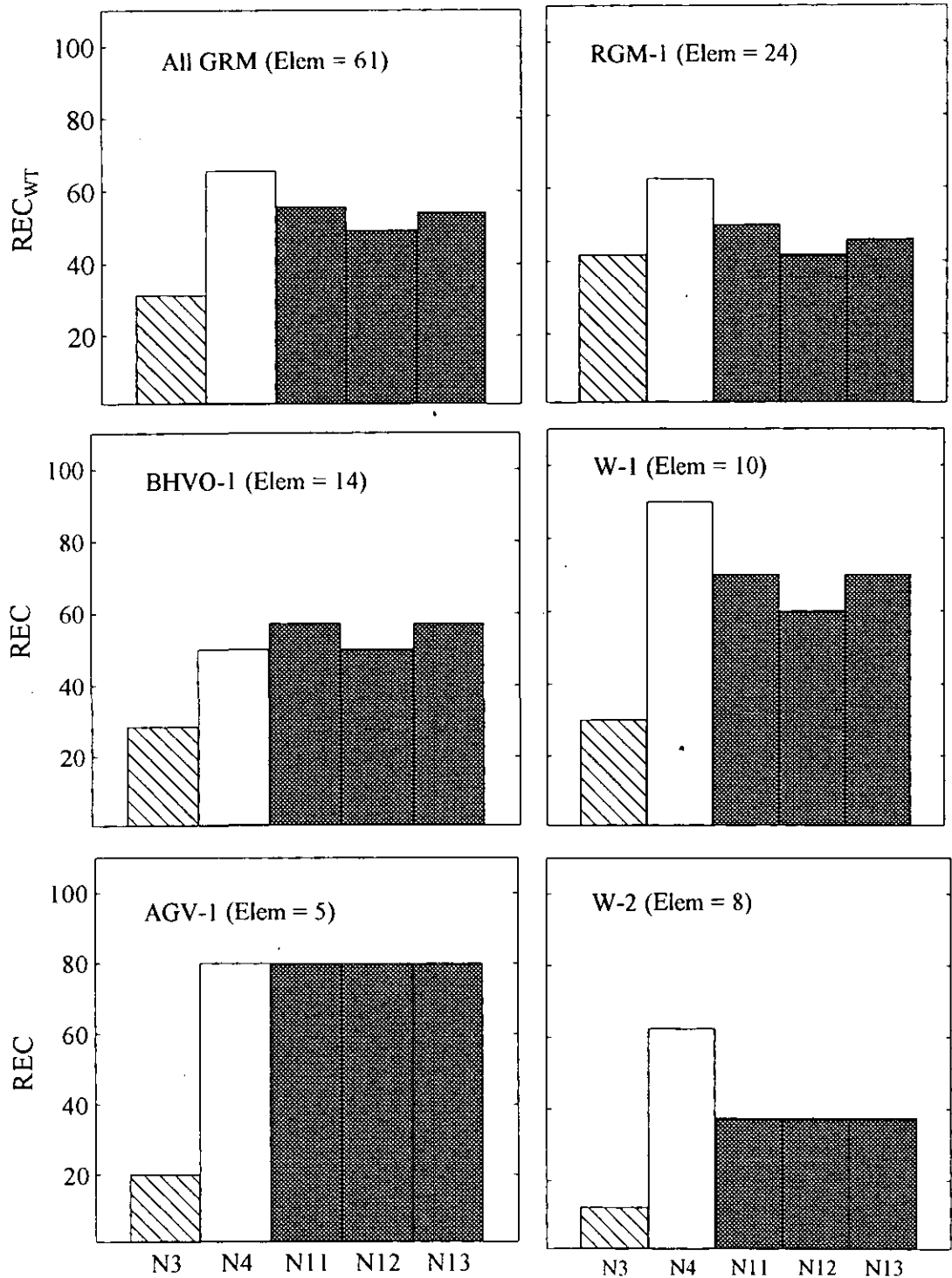
Las pruebas N3 y N4 presentaron una sensibilidad equivalente en el patrón global ( $REC_{wt} = 80$ ). Los procedimientos tipo Dixon (N11-N13) mostraron una eficiencia inferior, con valores de  $REC_{wt} = 58-63$ . En BHVO-1, AGV-1, W-1 y W-2 los estadísticos describieron un patrón de eficiencia similar al mostrado en el histograma global, con la excepción de que la prueba N4 en W-2 presentó un poder de detección mayor al de N3. Por otro lado, la aplicación de las pruebas en RGM-1 dio como resultado un patrón caracterizado por una eficiencia equivalente para N3, N12 y N13, seguidas de N4 y N11. Este patrón puede estar relacionado al número tan pequeño de muestras estadísticas utilizadas en la evaluación (Elem = 5).

#### Caso VII ( $n_i = 31-50$ , Figura 2.9; Elem = 54; Ct = 2)

En el patrón global, la prueba de Grubbs (N4) mostró un poder de detección ligeramente superior ( $REC_{wt} = 78$ ) en comparación a N3 ( $REC_{wt} = 74$ ). En BHVO-1 y W-2, las pruebas describieron un patrón que asemeja al global. Sin embargo, la eficiencia de N4 y N3 fue equivalente en los histogramas de las muestras AGV-1 y W-1.

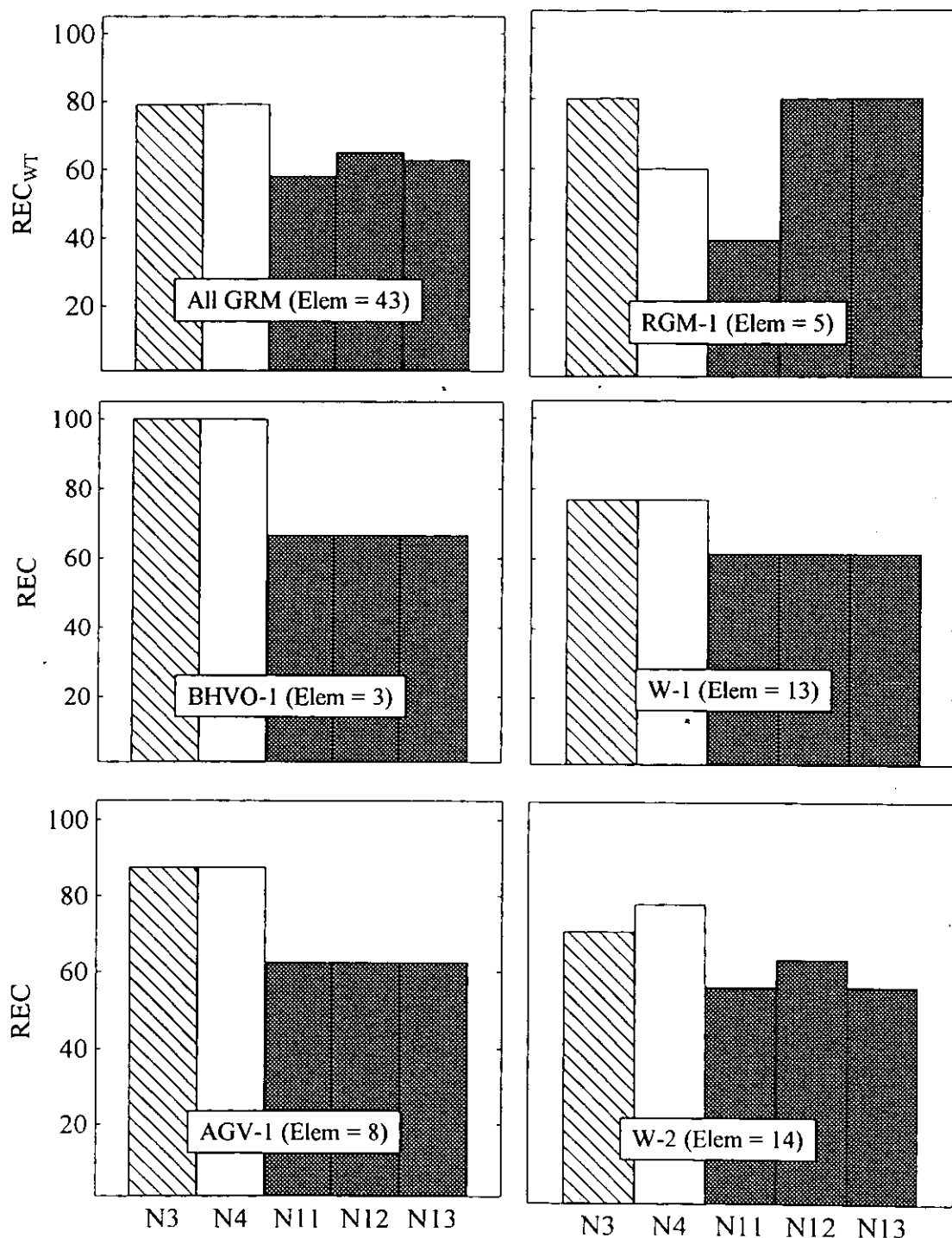
#### Caso VIII ( $n_i = 51-100$ , Figura 2.10; Elem = 38; Ct = 2)

La prueba N3 presentó una eficiencia ligeramente superior en comparación a N4. Este comportamiento fue similar en el patrón BHVO-1, aunque la diferencia en el parámetro REC fue mayor que el patrón global. En el caso de los histogramas individuales de AGV-1 y W-1, las pruebas N3 y N4 no mostraron diferencias en su poder de detección.

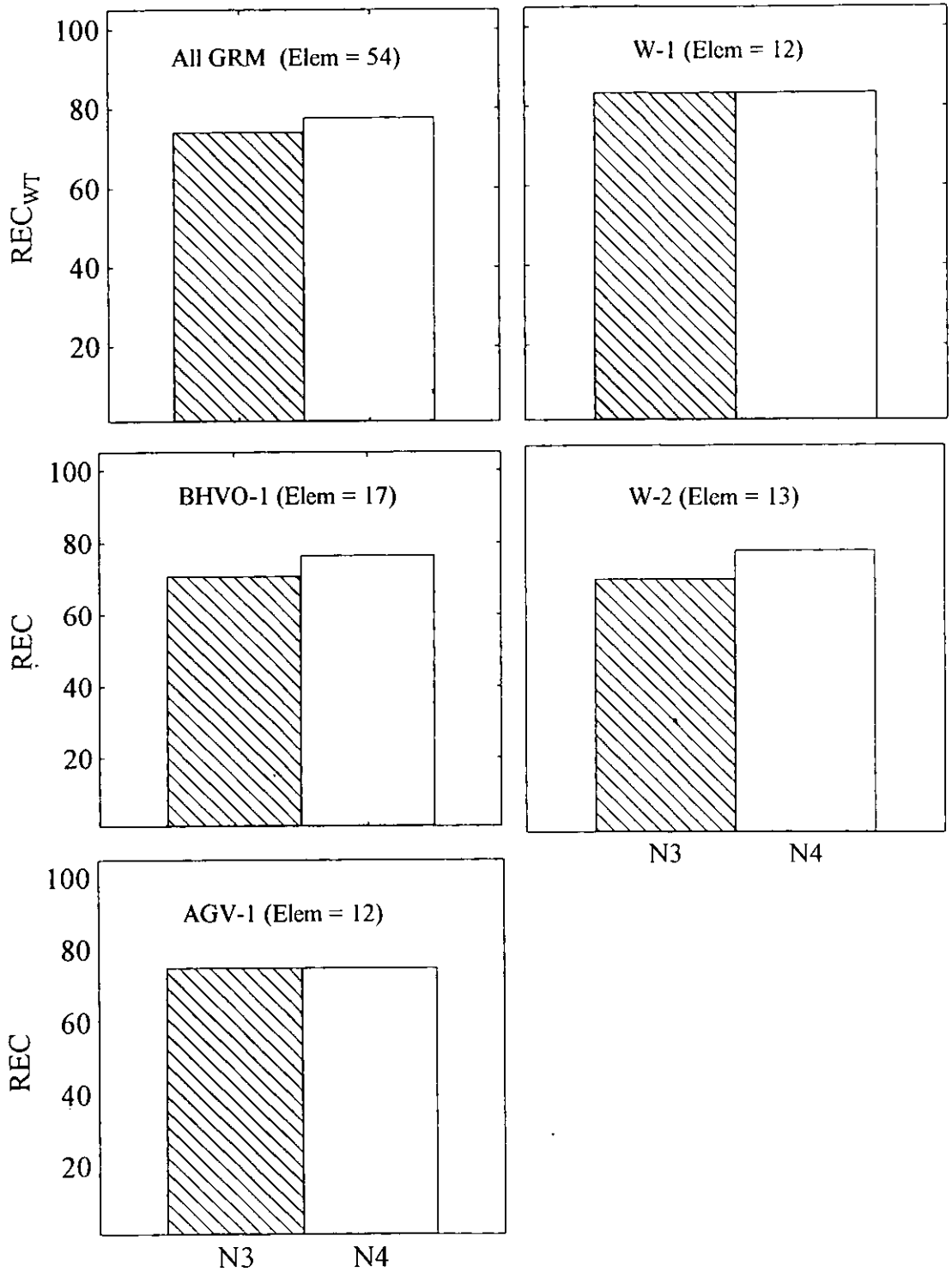


**Figura 2.7** Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=2$ ) aplicadas a compilaciones con  $n, = 6-20$  (Caso V). Para una explicación más detallada ver la Figura 2.3.

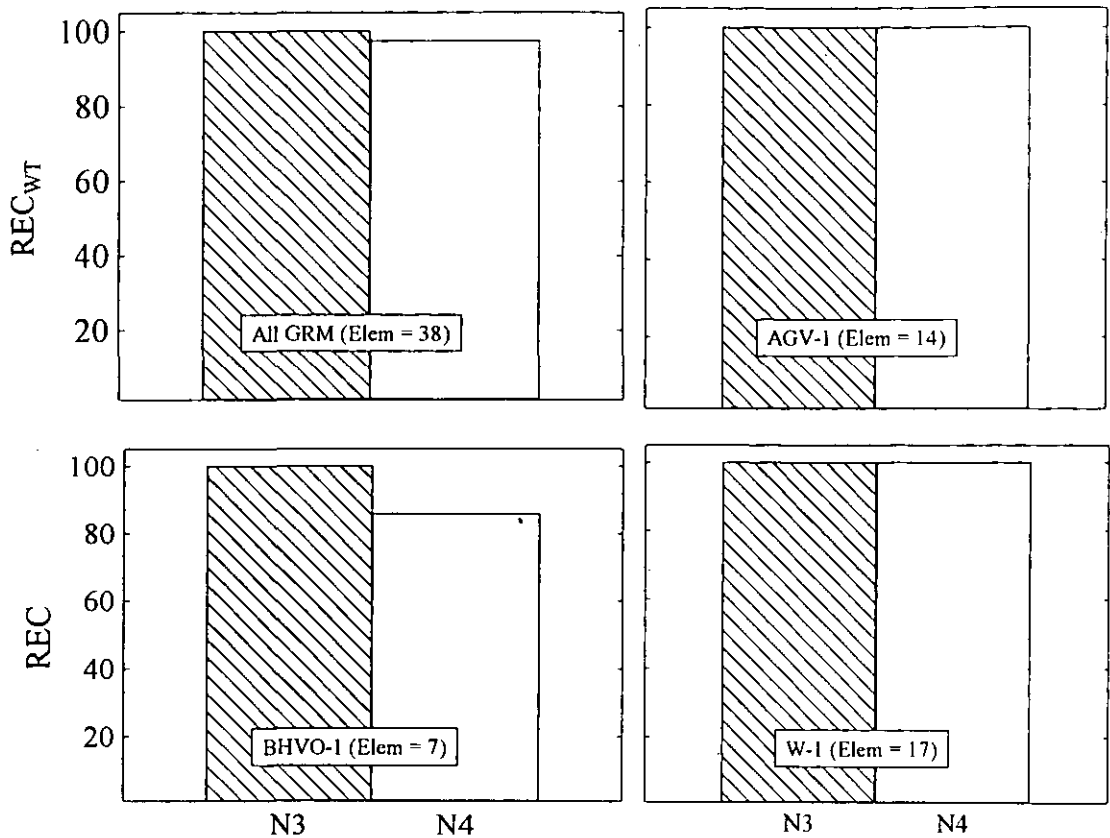




**Figura 2.8** Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=2$ ) aplicadas a las compilaciones con  $n_i = 21-30$  (Caso VI). Para una explicación más detallada ver la Figura 2.3.



**Figura 2.9** Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=2$ ) aplicadas a las compilaciones con  $n_i = 31-50$  (Caso VII). Para una explicación más detallada ver la Figura 2.3.



**Figura 2.10** Comparación del parámetro REC para la primera aplicación de las pruebas estadísticas ( $k=2$ ) aplicadas a las compilaciones con  $n_i = 51-100$  (Caso VIII). Para una explicación más detallada ver la Figura 2.3.

#### Discusión general para los casos V-VIII (estadísticos en versión $k = 2$ )

McMillan (1971) reportó que la prueba N4 es más eficiente que N3 en la detección de *outliers*, como se observa en el caso V (Figura 2.7). Sin embargo, ambos estadísticos mostraron un poder equivalente en el resto de los casos (Figuras 2.8-2.10). Las pruebas tipo Dixon en versión  $k = 2$  fueron diseñadas con el objeto de evitar los efectos de enmascaramientos observados en el mismo tipo de pruebas en versión  $k = 1$  (Barnett y Lewis, 1994). Sin embargo, en la presente investigación, estas pruebas mostraron una eficiencia menor en comparación a N4. Por otro lado, Dixon (1950) sugirió que la prueba N12 es un procedimiento efectivo en muestras estadísticas de 8 a 13 datos, y que N13 debería ser utilizada para muestras con un tamaño superior a 15 datos. En este trabajo, la prueba N11 en el caso V describió una eficiencia superior que la observada para las otras pruebas tipo Dixon (N12 y N13), mientras en el caso VI la prueba N12 tuvo el mayor poder de detección.

### 2.4.3 Comparación de eficiencia relativa entre pruebas estadísticas en versión $k = 1$ aplicadas en secuencia vs. procedimientos en bloque

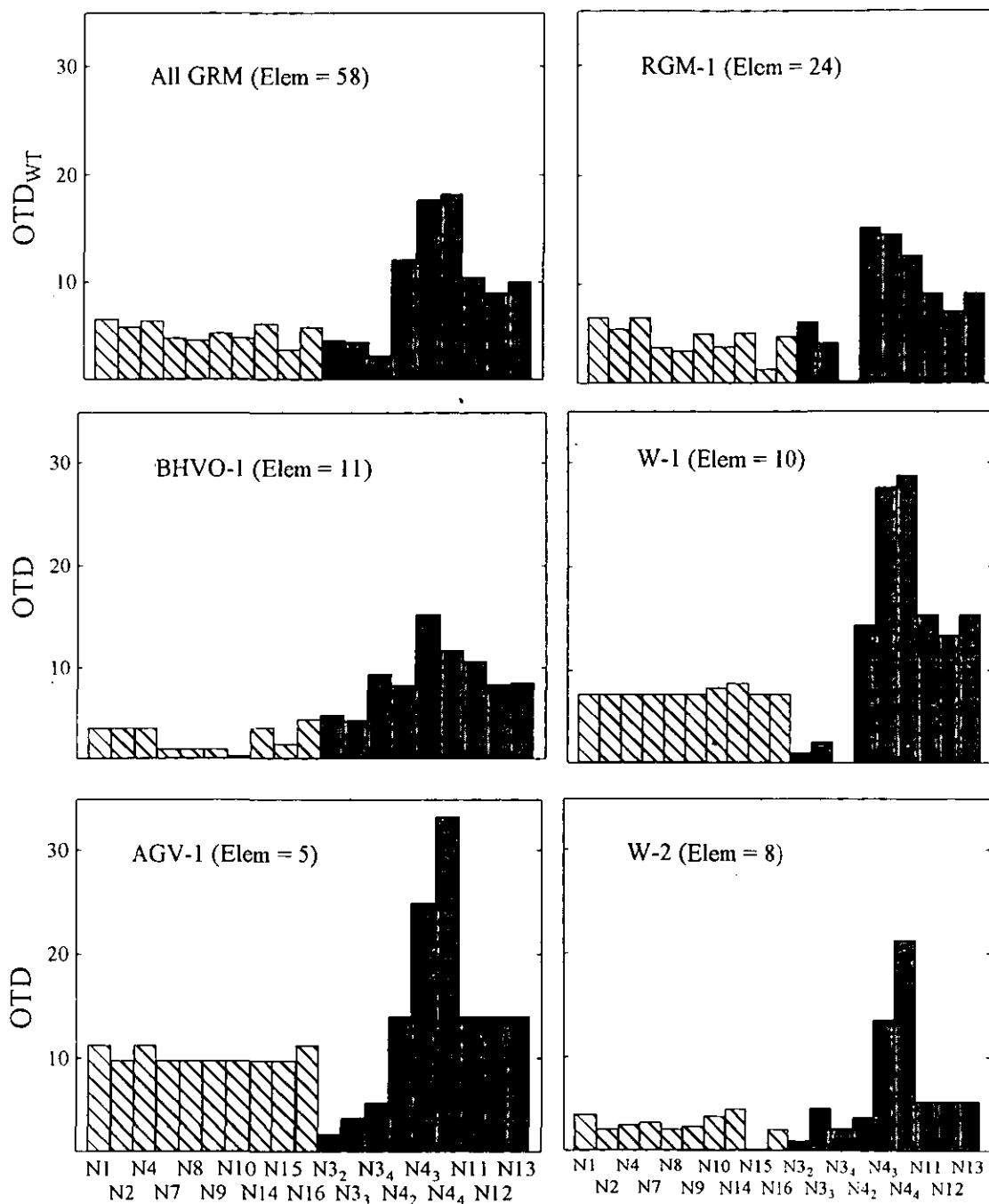
Caso IX ( $n_i = 6-20$ , Figura 2.11; Elem = 58; Número total de pruebas en versión  $k=1$  aplicadas en secuencia,  $Ct_1 = 10$ ; Número total de procedimientos en bloque,  $Ct_B = 9$ )

En los patrones globales, todos los estadísticos en bloque, excepto las variantes de N3 ( $k = 2-4$ ) describieron un mayor poder de detección en comparación a las pruebas aplicadas en secuencia. La eficiencia más alta fue mostrada por las variantes  $k = 3$  y  $4$  de N4 con  $OTD_{wt} \sim 18$ , seguidas de la variante N4 ( $k = 2$ ) y las pruebas tipo Dixon con  $k = 2$  (N11-N13) en un intervalo de  $OTD_{wt}$  de 9 a 12. Las variantes de la prueba N3 ( $k = 2-4$ ) se caracterizaron por una eficiencia tan pobre como la observada para la mayoría de los procedimientos en secuencia ( $OTD_{wt} \leq 6$ ). Estos últimos describieron un patrón que asemeja al observado en el histograma *All GRM* en el caso I ( $n_i = 6-20$ ).

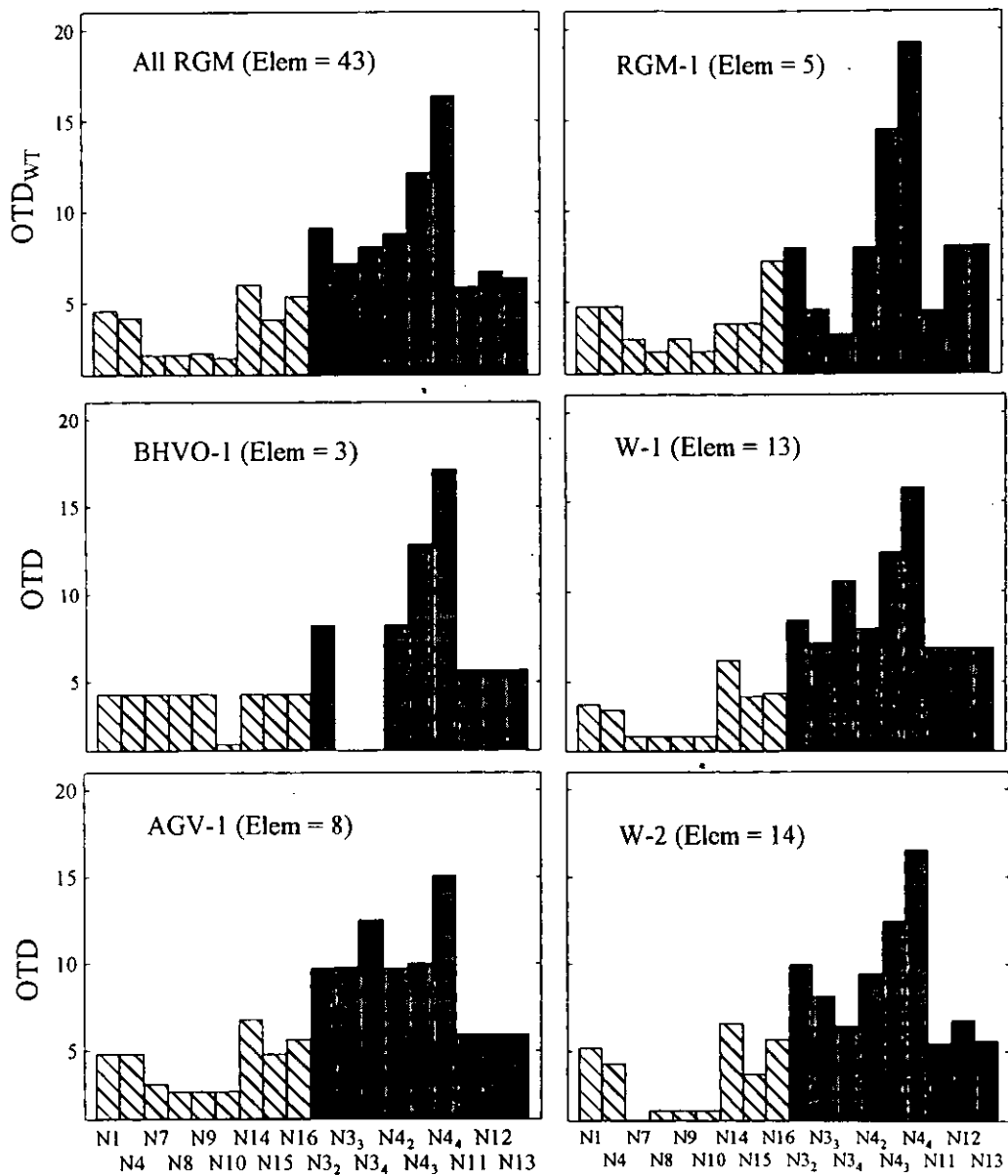
Por otro lado, en los histogramas individuales de los GRM, las variantes de la prueba N4 ( $k = 2-4$ ) y las pruebas tipo Dixon en versión  $k = 2$  (N11-N13) fueron más eficientes en la detección de valores discordantes que las pruebas en versión  $k = 1$  aplicadas en secuencia. Para esos procedimientos en bloque, la prueba N4 ( $k = 4$ ) fue la de mayor poder de detección en AGV-1, W-1 y W-2. Las otras variantes de N4 mostraron una eficiencia superior en BHVO-1 ( $k = 3$ ) y RGM-1 ( $k = 2$ ). En general, un poder de detección muy limitado fue observado para las variantes de N3 ( $k = 2-4$ ) y los procedimientos aplicados en secuencia en los patrones individuales de GRM.

Caso X ( $n_i = 21-30$ , Figura 2.12; Elem = 43;  $Ct_1 = 9$ ;  $Ct_B = 9$ )

En el patrón global, los procedimientos en bloque con excepción a las pruebas Dixon (N11-N13) mostraron un mayor poder de detección en comparación a las pruebas  $k=1$  aplicadas en secuencia. Como en el caso IX, la prueba N4 ( $k = 3-4$ ) mostraron la eficiencia relativa más alta ( $OTD_{wt} = 12-16$ ). Las variantes de las pruebas N3 ( $k = 2-4$ ) y N4 ( $k = 2$ ) constituyeron un grupo caracterizado por un poder de detección intermedio ( $OTD_{wt} = 7.5-9$ ).



**Figura 2.11** Comparación de eficiencia relativa de pruebas estadísticas aplicadas en forma consecutiva ( $k=1$ ) vs. procedimientos en bloque aplicados a compilaciones con  $n_i = 6-20$  (Caso IX). Para las pruebas N3 y N4, el subíndice representa la variante del estadístico (e.g., N3<sub>2</sub> significa la variante N3 con  $k=2$ ). OTD<sub>wt</sub> = porcentaje ponderado de valores discordantes detectados.



**Figura 2.12** Comparación de eficiencia relativa de pruebas estadísticas aplicadas en forma consecutiva ( $k=1$ ) vs. procedimientos en bloque aplicados a compilaciones con  $n_i = 21-30$  (Caso X). Para las pruebas N3 y N4, ver la explicación en la Figura 2.11.

Las pruebas tipo Dixon ( $k = 2$ ) presentaron una eficiencia menor ( $OTD_{wt} = 5.8-6.7$ ), aún en comparación a N4 ( $k = 1$ ) aplicada en secuencia, aunque superior al resto de las pruebas  $k = 1$ . El comportamiento de los procedimientos en versión  $k = 1$  aplicados en secuencia describieron un patrón comparable al histograma *All GRM* del caso II, siendo la única diferencia significativa el hecho de que N14 tuvo un mayor poder de detección que N16.

Por otro lado, los patrones de eficiencia individuales para AGV-1, W-1 y W-2 fueron comparables al histograma global *All GRM*, tanto en el caso de procedimientos en bloque como en las pruebas aplicadas en secuencia. En el caso de BHVO-1 y RGM-1, las pruebas aplicadas en secuencia mostraron un patrón anormal, probablemente como resultado de un número muy reducido de muestras de población consideradas en la evaluación.

Caso XI ( $n_i = 31-50$ , Figura 2.13; Elem = 54;  $Ct_1 = 5$ ;  $Ct_B = 6$ )

En el patrón global, los procedimientos en bloque exhibieron un considerable poder de detección de datos discordantes con respecto a las pruebas  $k = 1$  aplicadas en secuencia. La prueba N4 ( $k = 4$ ) alcanzó la máxima eficiencia con  $OTD_{wt} \sim 11$ . Los otros procedimientos en bloque mostraron el siguiente comportamiento:  $N4 (k = 3) > N4 (k = 2) \approx N3 (k = 2) > N3 (k = 3 \text{ y } 4)$ . Para las pruebas en versión  $k = 1$  aplicadas en secuencia, la N15 fue la de mayor poder de detección, aunque la diferencia con respecto a N16 no fue significativa. En comparación al caso III (Figura 2.10), los estadísticos  $k = 1$  aplicados en secuencia mostraron un patrón diferente, siendo el rasgo más importante una eficiencia de N15 superior a N16. En general, el patrón de eficiencia en histogramas individuales de GRM fue similar al comportamiento global, aunque en AGV-1 la variante de N3 ( $k = 4$ ) siguió en poder de detección a N4 ( $k = 4$ ).

Caso XII ( $n_i = 51-100$ , Figura 2.14; Elem = 38;  $Ct_1 = 3$ ;  $Ct_B = 4$ )

Las variantes de la prueba N3 ( $k = 3$  y  $4$ ) mostraron la mayor sensibilidad ( $OTD_{wt} = 9-10.5$ ) en los patrones globales. Las pruebas N3 y N4 en versión  $k = 2$  describieron una eficiencia ligeramente superior en la detección de valores erróneos en comparación a N15 aplicada en secuencia. En el patrón global, el coeficiente de *kurtosis* (N15) mostró un valor  $OTD_{wt}$  mayor al de N14 y N1, los cuales se caracterizaron por un poder de detección similar. Sin embargo, estos estadísticos describen un patrón

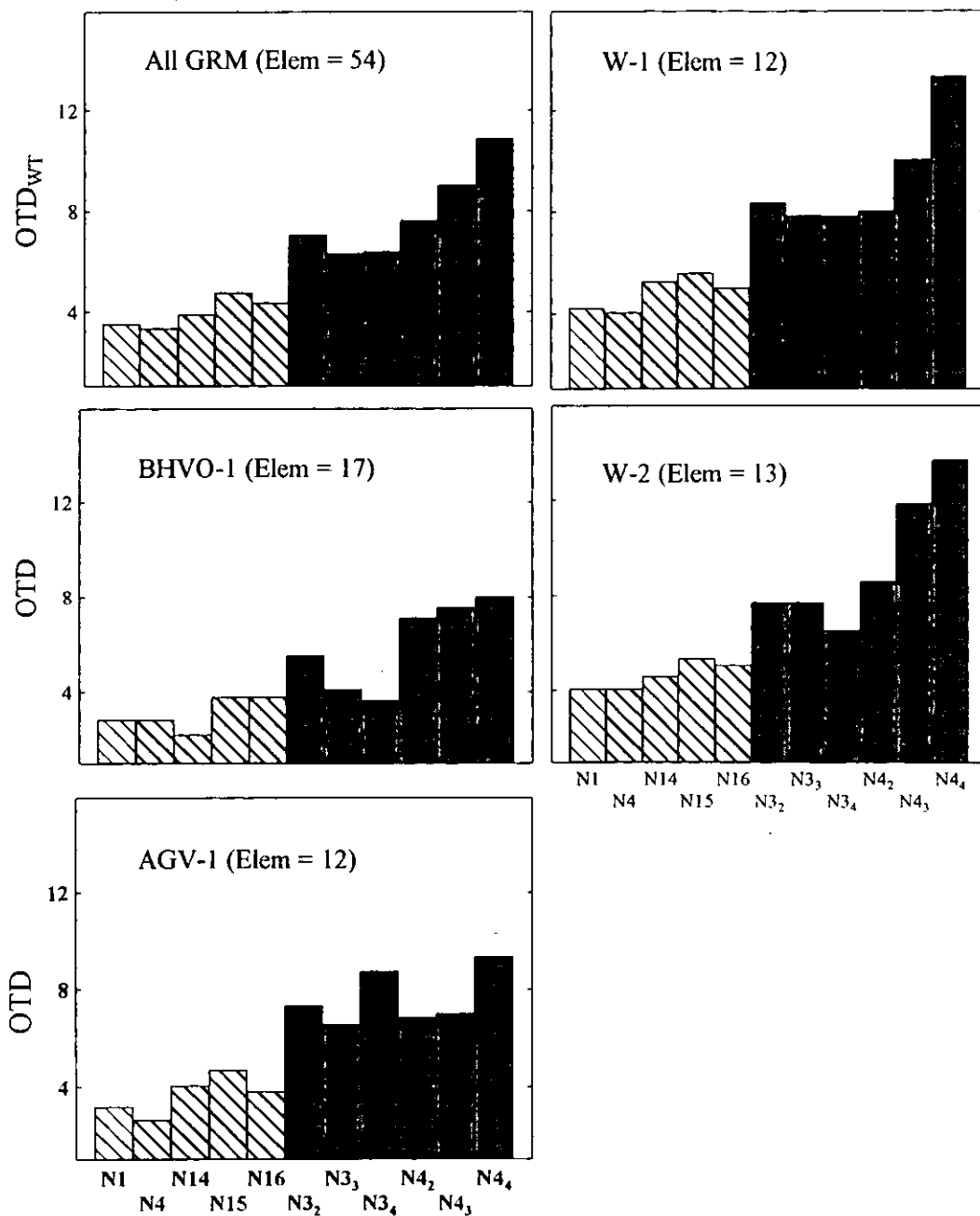
muy diferente en el caso IV (Figura 2.11). La evaluación de los procedimientos en bloque en BHVO-1 y W-1 dio como resultado un patrón comparable al observado en el histograma global. En AGV-1, la variante N3 ( $k = 3$ ) presentó un mayor poder de detección en comparación a N3 ( $k = 4$ ). Como se observa en el histograma global, la prueba N15 fue la más sensible en la evaluación de AGV-1 y W-1, mientras que el coeficiente de *skewness* (N14) mostró una mayor eficiencia en BHVO-1.

Discusión general para los casos IX-XII (comparación de procedimientos en bloque vs.  
pruebas  $k=1$  en secuencia)

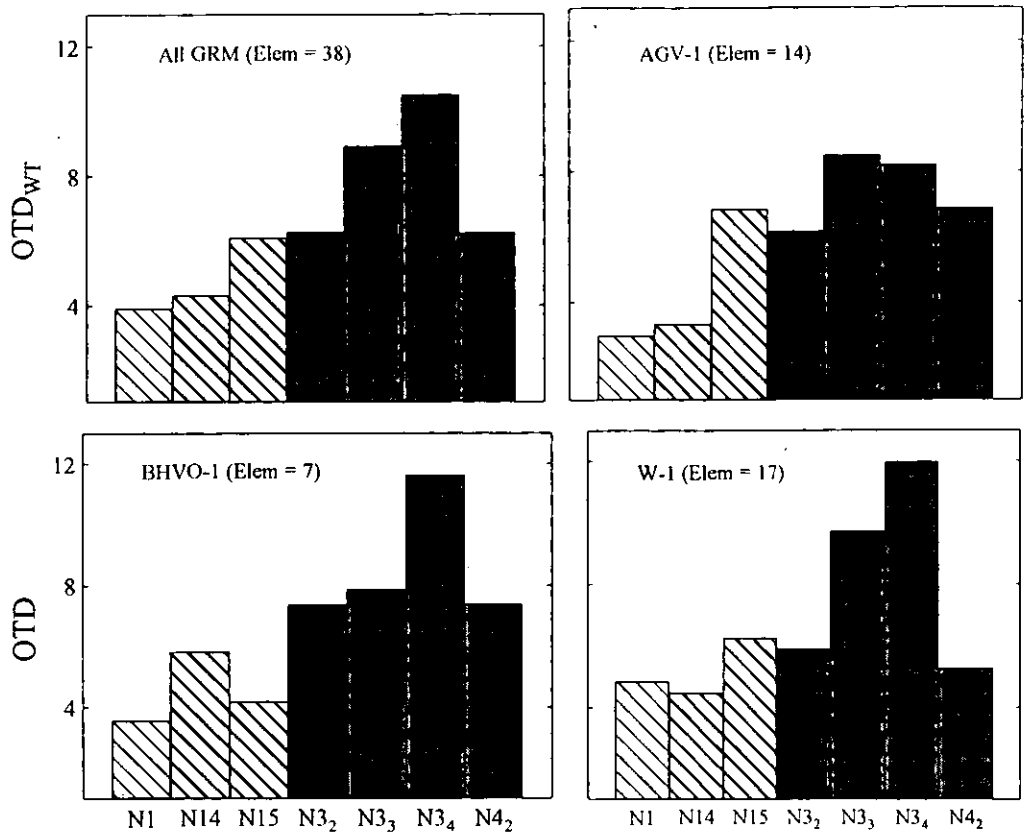
Ferguson (1961a,b) sugirió que los estadísticos de momentos de alto orden deberían ser aplicados en secuencia cuando, en la muestra estadística evaluada, existiera más de un valor discordante. El coeficiente de *skewness* (N14) fue recomendado para la detección de valores erróneos en una misma dirección, aunque Iglewicz y Martinez (1982) señalaron que esta prueba puede verse afectada por “enmascaramiento” y, por tanto, no debería ser utilizada cuando se esperara la presencia de más de un valor discordante. Por otro lado, se ha sugerido el uso del coeficiente de *kurtosis* (N15) para detección en dos direcciones. Sin embargo, en el presente estudio las pruebas aplicadas en secuencia (incluyendo N14 y N15) mostraron una menor eficiencia en comparación a los procedimientos en bloque (Figuras 2.11-2.14), en concordancia a lo reportado por varios autores (e.g., Grubbs, 1969; Prescott, 1979; Barnett y Lewis, 1994).

El comportamiento de las pruebas en secuencia puede estar relacionado a que la desviación estándar está influenciada grandemente por la presencia de *outliers*. Como consecuencia, cuando la muestra de población contiene más de un valor discordante el valor de desviación estándar se incrementa y puede provocar que se dificulte la detección de los valores erróneos (Barnett y Lewis, 1994). En el presente estudio, los procedimientos en bloque N4 ( $k = 3$  y 4) exhibieron la eficiencia más alta en los casos IX-XII (Figuras 2.11-2.13). Este comportamiento concuerda con lo sugerido por McMillan (1971), quien reportó que las pruebas tipo Grubbs son más robustas en la detección de *outliers* en comparación a N3.





**Figura 2.13** Comparación de eficiencia relativa de pruebas estadísticas aplicadas en forma consecutiva ( $k=1$ ) vs. procedimientos en bloque aplicados a compilaciones con  $n_i = 31-50$  (Caso XI). Para las pruebas N3 y N4, ver la explicación en la Figura 2.11.



**Figura 2.14** Comparación de eficiencia relativa de pruebas estadísticas aplicadas en forma consecutiva ( $k=1$ ) vs. procedimientos en bloque aplicados a compilaciones con  $n_i = 51-100$  (Caso XII). Para las pruebas N3 y N4, ver la explicación en la Figura 2.11.

### 2.3.4 Comentarios generales sobre la evaluación de eficiencia relativa

La comparación de eficiencia para la primera aplicación de las pruebas con versión  $k = 1$  en muestras de población pequeñas ( $n_i = 6-20$ ) dio como resultado que las pruebas N1, N4 y N14 fueron las más efectivas. La prueba N16 fue la de mayor poder de detección en muestras de población con  $n_i = 21-30$  y  $n_i = 31-50$ . Para el dominio con  $n_i = 51-100$ , el coeficiente de *skveness* (N14) mostró la eficiencia más alta, aunque N15 presentó un poder de detección muy parecido. Por otro lado, el mayor poder de detección de los dos primeros valores discordantes fue de las pruebas N3 y N4 para  $n_i = 21-30$ , mientras que en el dominio  $n_i = 6-20$  la prueba tipo Grubbs N4 fue superior a N3 y las pruebas tipo Dixon (N11-N13). En términos generales, los procedimientos en bloque fueron más sensitivos en la detección de valores discordantes en comparación a las pruebas estadísticas en versión  $k = 1$  aplicadas en secuencia. Las variantes de N4 ( $k = 3$  y  $4$ ) mostraron el mayor poder de detección en todos los casos, excepto en el dominio  $n_i = 51-100$  en donde N3 ( $k = 4$ ) presentó la eficiencia más alta.

### **3. Calibración de un sistema de Fluorescencia de Rayos-X para el análisis de elementos mayores en rocas ígneas**

#### **3.1 Antecedentes**

La espectrometría de fluorescencia de rayos-X (XRF, *X-ray fluorescence*) es una técnica que se ha utilizado ampliamente para la determinación de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P), con incertidumbres generalmente entre 0.2 - 0.4%, en una amplia variedad de materiales geológicos (Potts, 1995). En la actualidad, alrededor del 70% de las determinaciones de elementos mayores se realizan por métodos que involucran el uso de ésta técnica (Potts, 1998). Además, la XRF es capaz de determinar con precisión, a límites de detección entre 1-10 ppm, una serie de elementos traza de importancia geoquímica, tal como Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb, Th y U (Norrish y Chappell, 1977; Harvey y Atkin, 1982; Potts y Webb, 1992; Potts, 1995).

La técnica se basa en la irradiación de una muestra sólida (una perla de fusión o una pastilla) con un haz de rayos-X, generado normalmente en un tubo de rayos-X operado a 10-100 kV. La interacción de esta radiación primaria con los átomos de la muestra causa ionización de los electrones de las capas internas. Durante el proceso de de-excitación y reacomodo electrónico, el átomo emite rayos-X fluorescentes, con una energía que es característica del elemento emisor. Este proceso relativamente sencillo ha dado como resultado la implementación rutinaria de la técnica desde finales de los años sesentas (e.g., Norrish y Hutton, 1969; Leake et al., 1969).

Las aplicaciones geoquímicas de la XRF han sido presentadas en diversos trabajos de revisión (e.g., Potts, 1995; Lachance y Claisse, 1995; Jenkins 1999). En estos reportes es evidente que el progreso de XRF en geoquímica analítica ha estado relacionado a: (1) aspectos instrumentales, (2) el control de efectos mineralógicos por medio de una preparación de muestra adecuada, y (3) la compensación de los efectos de matriz con la aplicación de procedimientos matemáticos de corrección de la intensidad fluorescente.

#### *3.1.1 Instrumentación*

Básicamente, dos tipos de instrumentación de XRF han sido desarrollados: (1) sistemas de XRF con dispersión de longitud de onda (WD-XRF, *wavelength dispersive x-ray fluorescence*) y (2)

sistemas de XRF con dispersión de energía (ED-XRF, *energy dispersive x-ray fluorescence*). La WD-XRF se implementó de manera rutinaria a partir de finales de los 60's (e.g., Norrish y Hutton, 1969). En estos sistemas la radiación emitida por la muestra es difractada por planos de red con espacio interplanar ( $d$ ) conocido en un cristal único. Cada radiación es reflejada únicamente en un conjunto de posiciones angulares, de acuerdo a la ley de Bragg ( $\lambda = 2d \sin \theta$ , en donde  $\lambda$  = longitud de onda del haz incidente y  $\theta$  = ángulo del haz incidente), y su intensidad puede medirse en un sistema de conteo.

La instrumentación de tipo ED-XRF ha sido disponible desde la mitad de los 70's (e.g., Hebert y Street, 1974). En estos espectrómetros no se involucran procesos de difracción. El conjunto de longitudes de onda, que conforman el espectro policromático de rayos-X fluorescentes emitido por la muestra, es separado en base a sus energías por medio de un dispositivo de estado sólido (e.g., cristal de Si(Li)) y un analizador de canal múltiple. El dispositivo produce pulsos de alturas que son proporcionales a las energías incidentes y el analizador de canal múltiple ordena los pulsos en función de sus energías.

Las diferencias entre los dos tipos de instrumentación para XRF ha dado lugar a una serie de ventajas y desventajas entre ellos, que deben de ser tomadas en cuenta al planear el trabajo analítico. La principal ventaja de los espectrómetros ED-XRF en un análisis multi-elemental es, sin duda, la rapidez en la captura del espectro fluorescente completo de la muestra, proceso que se efectúa en un orden de segundos (Williams, 1987). Este espectro fluorescente se obtiene aplicando un haz primario de rayos-X, generado en un tubo de bajo poder (50-150 W). En contraposición, los espectrómetros WD-XRF utilizan tubos de alto poder (2-3 kW). Los sistemas ED-XRF no generan espectros afectados por procesos de absorción/incremento, debido a la ausencia de un cristal analizador. Sin embargo, ya que la colección de señales fluorescentes se efectúa de manera simultánea, el traslape de líneas analíticas adyacentes (aquellas con una energía muy parecida) y la supresión de ruido electrónico son problemas más serios que los observados en sistemas WD-XRF.

Por otro lado, Potts (1995) señaló que la resolución de un espectrómetro WD-XRF está controlada por las características de dispersión angular del cristal analizador, mientras que para los sistemas ED-XRF depende de la interacción de los rayos-X con el dispositivo de estado sólido Si(Li). Potts y Webb (1992) reportaron la siguiente comparación en resolución analítica entre ambos tipos de espectrómetros, en función de la energía de las señales fluorescentes: (a) La resolución de los sistemas WD-XRF es superior en la región de baja energía del espectro fluorescente (0 - 10 keV). En esta región aparecen las líneas fluorescentes utilizadas para el análisis de elementos mayores; (b) En la región 10 -

20 keV del espectro fluorescente, la resolución de los sistemas WD-XRF y ED-XRF es comparable e incluye las líneas analíticas de Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb, U y Th; (c) Para señales fluorescentes con energía > 20 keV (p.ej., Sn y Sb), la resolución de los sistemas ED-XRF es superior.

### 3.1.2 Preparación de muestra

En el análisis de elementos mayores en rocas ígneas, la preparación de la muestra involucra la fusión con un fundente, seguida de un enfriamiento rápido (*quenching*), en un disco plano, para obtener una perla vítrea. Este procedimiento tiene por objetivo minimizar los efectos mineralógicos de absorción/incremento de las señales fluorescentes. De esta forma, Claisse (1956, 1957) utilizó en primera instancia borato de sodio con una relación de muestra a fundente de 1:100. Posteriormente, y dado que el sodio es un componente principal en materiales geológicos, se sugirieron como fundentes metaborato de litio ( $\text{LiBO}_2$ ), tetraborato de litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) o combinaciones de estos compuestos, llamadas mezclas “met-tet” (Andermann y Allen, 1961). Bennett y Oliver (1976) reportaron que el  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  (p.f. =  $920^\circ\text{C}$ ) es un fundente capaz de disolver los óxidos de aluminio, pero que muestra dificultades en la disolución de los óxidos de silicio. En contraste, el  $\text{LiBO}_2$  muestra un punto de fusión más bajo ( $845^\circ\text{C}$ ) y presenta una mayor eficiencia en la disolución de silicatos. De esta forma, Bennett y Oliver (1976) y Oliver (1990) sugirieron una relación 5:1 de la mezcla eutéctica 20%  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  - 80%  $\text{LiBO}_2$  (p.f. =  $840^\circ\text{C}$ ) como fundente “universal” para muestras de aluminio-silicatos. Actualmente, la mayoría de los métodos de preparación para rocas ígneas se basan en el uso de mezclas “met-tet” en diluciones con relaciones muestra a fundente de 1:5 o 1:6 (Lachance y Claisse, 1995).

Por otro lado, algunos autores (e.g., Norrish y Hutton, 1969; Huang y Smith, 1983) agregaron  $\text{La}_2\text{O}_3$  a los fundentes tipo “met-tet”, ya que la presencia del La reduce las diferencias en efectos de matriz entre muestras diferentes (e.g., muestras desconocidas y materiales utilizados en la construcción de curvas de calibración), minimizando la incertidumbre en las correcciones de matriz. Sin embargo, la aplicación de este tipo de mezclas reduce la sensibilidad de los elementos más ligeros debido a un incremento en la absorción de los rayos-X fluorescentes y la generación de interferencias, efectos relacionados a la presencia de lantano (Potts y Webb, 1992). Con el progreso en el desarrollo de procedimientos matemáticos de corrección de intensidad por efectos de matriz, la adición de  $\text{La}_2\text{O}_3$  quedó en desuso.

Finalmente, algunos investigadores reportaron que mezclas de fusión de “baja-dilución” son capaces de disolver todos los minerales accesorios (p.ej., zircón), eliminando el efecto mineralógico, y que la metodología facilita el análisis de elementos traza tal como Rb, Sr, Y, Zr y Nb (e.g., Cremer y Schlocker, 1976). De esta forma, Haukka y Thomas (1977) y Thomas y Haukka (1978) utilizaron  $\text{LiBO}_2$ , en una dilución 1:3. Por su parte, Hutton y Elliot (1980), Lee y McConchie (1982) y Johnson et al. (1999) determinaron elementos mayores y traza en una misma perla vítrea, la cual fue preparada por fusión con  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  en una dilución de 1:2.

### 3.1.3 Modelos de corrección de efecto de matriz

Uno de los problemas más importantes de las mediciones de XRF en materiales geológicos es el hecho de que se encuentran sujetas a efectos de atenuación/incremento, ocasionados por la interacción de los rayos-X con la matriz de la muestra (Potts, 1995). El primer efecto es el de absorción primaria, relacionado a la atenuación progresiva del haz primario de rayos-X y la reducción de su efectividad para generar radiación fluorescente. Este efecto depende de la energía del haz primario (fotones de baja energía presentan mayor atenuación) y la composición de la matriz (aquellas consistentes de elementos con un número atómico alto causan una atenuación mayor). El segundo efecto es la absorción secundaria, relacionado a la atenuación del haz fluorescente en la muestra, durante su trayectoria a la superficie. Adicionalmente a estos efectos de atenuación, existen los llamados efectos de fluorescencia secundaria y terciaria, que están relacionados al incremento de la intensidad fluorescente de una señal por generación de una radiación fluorescente secundaria o terciaria por interacción de un haz fluorescente original. Por ejemplo, una radiación fluorescente  $\text{K}\alpha$  de silicio (1.739 keV) excitará a los átomos de aluminio, ya que la frontera de absorción de la línea  $\text{K}\alpha$  de este último es de 1.560 keV. De esta forma, se observará un incremento en la intensidad de la línea  $\text{Al K}\alpha$ , mientras que la intensidad de la línea  $\text{Si K}\alpha$  presentará una atenuación.

Potts (1995) señaló que el efecto de absorción secundaria es el dominante, seguido de la atenuación primaria y los procesos secundarios y terciarios. Esto da por resultado que no existe una relación lineal entre la intensidad fluorescente y la concentración para cada elemento analizado en una muestra. Sin embargo, diversos modelos matemáticos han sido desarrollados para corregir los efectos de atenuación/incremento en las mediciones de XRF, aunque estos pueden ser clasificados en tres tipos generales (Lachance y Claisse, 1995): (1) modelos empíricos, (2) modelos de parámetros fundamentales, y (3) modelos de atenuación de matriz.

Lachance y Trail (1966) propusieron un procedimiento empírico basado en el principio de que la atenuación/incremento de la intensidad de una línea de rayos-X, característica de un elemento, está relacionada a la concentración de dicho elemento y es influenciada además por el resto de los elementos presentes en la muestra. Los coeficientes que cuantifican el efecto de un elemento  $j$  en el elemento  $i$ , bajo consideración, son llamados coeficientes de influencia  $\alpha_{ij}$ . La concentración verdadera del elemento  $i$  ( $C_i$ ) es determinada a partir de la concentración aparente  $C_i'$  y las concentraciones aparentes  $C_j'$  por la ecuación:

$$C_i = (C_i') * (1 + \sum \alpha_{ij} * C_j') \quad [\text{ecn. 3.1}]$$

en donde los coeficientes de influencia pueden presentar valores positivos cuando el efecto global del elemento  $j$  sobre el elemento  $i$  es de atenuación y valores negativos si el efecto de incremento es el que domina.

Posteriormente, Criss y Birk (1968) desarrollaron el modelo de parámetros fundamentales, en el que la magnitud de los efectos de atenuación/incremento es estimada por medio de la ecuación básica de excitación fluorescente y varios parámetros determinados experimentalmente. De esta forma, la intensidad fluorescente  $I_i$  es calculada como una función de la composición de la muestra:

$$I_i = G * Ex_i * C_i * \int_{E_{ABS}}^{E_{MAX}} (\mu / \rho)_i * (I_{tubo} / \text{Sen} \psi_i) / \mu_{neto} \quad [\text{ecn. 3.2}]$$

donde  $G$  es un factor geométrico relacionado al sistema de detección del espectrómetro,  $Ex_i$  es un factor de excitación que describe la probabilidad de que el haz primario de rayos-x de lugar a la emisión  $K\alpha$ ,  $C_i$  es la concentración verdadera del elemento  $i$ , los límites de integración van desde la energía mínima de excitación ( $E_{ABS}$ ) hasta el potencial de operación del tubo ( $E_{MAX}$ ), el término  $(\mu/\rho)_i$  es el coeficiente de absorción de masa del elemento  $i$ ,  $I_{tubo}$  es la intensidad del tubo de rayos-x necesaria para excitar al elemento  $i$ , y el término  $\mu_{neto}$  representa el efecto neto de atenuación del haz primario y el haz fluorescente. Los términos del cociente de integración son conocidos como parámetros fundamentales. En este modelo, las intensidades medidas son utilizadas para estimar composiciones elementales, a partir de las cuales se recalculan nuevamente las intensidades. Después de cuatro a seis ciclos se obtiene una composición corregida que no presenta diferencias significativas con respecto al penúltimo ciclo. Finalmente, el modelo requiere una medición precisa de coeficientes

de atenuación de masa y rendimientos fluorescentes en estándares (generalmente elementos puros), así como intensidad fluorescente en las muestras problema. Por esta razón, una aplicación de este modelo con una alta precisión y exactitud analítica se ha logrado únicamente en el estudio de aleaciones binarias.

Norrish y Hutton (1969) propusieron un procedimiento iterativo basado en la corrección de efectos de atenuación en muestras fundidas y en donde se toma en cuenta las propiedades de atenuación del fundente:

$$C = C' * \left[ \left( \mu_{flux} / \mu_{mon} \right) + f * \sum \left\{ \mu_i - \mu_{flux} \right\} * \left\{ \mu_{mon} \right\}^{-1} * C_i \right] \quad [\text{ecn. 3.3}]$$

en donde  $C$  es la concentración del elemento en la muestra,  $C'$  es la concentración aparente del elemento no corregida por efectos de masa,  $f$  es el factor de dilución de la muestra en la fusión,  $C_i$  es la concentración del elemento  $i$  en el fundente,  $\mu_{flux}$  es el coeficiente de atenuación de masa del fundente,  $\mu_{mon}$  es el coeficiente de una muestra monitor que se utiliza para corrección instrumental. La ecuación se simplifica en:

$$C = C' * \left[ A + f * \sum_{\text{Elementos}} B_i * C_i \right] \quad [\text{ecn. 3.4}]$$

en donde  $A$  y  $B_i$  son constantes para una mezcla de fusión específica y que pueden ser consultados en la literatura (e.g., Leroux y Thinh, 1977; Thinh y Leroux, 1979) o determinados experimentalmente (e.g., Norrish y Hutton, 1969). Una versión aplicable a elementos mayores, con coeficientes derivados de perlas preparadas en una relación 1:5, es disponible en la pagina WEB del Centro de Estudios Volcánicos y Tectónicos de la Universidad de Nevada, Las Vegas ([www.nscee.edu/cvts/Matrix.html](http://www.nscee.edu/cvts/Matrix.html)).

Por otro lado, algunos autores (e.g., Broll y Tertian, 1983; Lachance, 1989; Tan y Sun, 1998) han propuesto modelos de corrección de coeficientes fundamentales, en donde parámetros fundamentales son utilizados para predecir coeficientes de influencia Lachance-Trail. La concentración de cada elemento  $i$  es determinada por:

$$C_i = R_i * \frac{(1 + \sum_j \alpha_{ij} C_j)}{(1 + \sum_j \rho_{ij} C_j)} \quad [\text{ecn. 3.5}]$$



en donde  $R_i$  es la intensidad fluorescente del elemento  $i$  relativo al analito puro,  $\alpha_{ij}$  y  $\rho_{ij}$  son los coeficientes para la corrección de la atenuación y el incremento.

#### 3.1.4 Aspectos no explorados en trabajos previos

Sin embargo, en los trabajos previos, dos aspectos fundamentales han sido ignorados durante el desarrollo de calibraciones de XRF para aplicaciones geoquímicas. En primer lugar, la calibración de los sistemas de XRF requiere de un grupo de GRM e involucra un procedimiento comparativo para transformar las intensidades observadas a valores de concentración. Por tal motivo, es de gran importancia utilizar GRM cuya composición esté bien caracterizada y conocer la metodología que se utilizó para llegar a ella. Sin embargo, comúnmente se han utilizado GRM viejos, que fueron preparados sin seguir la metodología recomendada por la ISO. Además, en las compilaciones disponibles en la literatura para estos materiales (e.g., Potts et al., 1992; Govindaraju, 1994) no se reporta de una forma clara como se establecieron sus valores de concentración, además de no incluir parámetros estadísticos completos, especialmente el número de datos y los valores de desviación estándar. En algunos casos, aunque el método de evaluación del GRM se reportó, el esquema aplicado tiene una base estadística equivocada. Por ejemplo, la evaluación de varios GRM del U.S. Geological Survey (e.g., Gladney et al., 1992) y del Geological Survey of Japan (e.g., Ando et al., 1987; Imai et al., 1995) fue realizada eliminando valores fuera del intervalo  $\pm 2s$  desde la media. Este procedimiento ha sido criticado por Barnett y Lewis (1994) y Verma (1998a). Por esta razón, la aplicación indiscriminada de esta información puede contribuir a una baja eficiencia en la calibración y validación de las curvas de calibración de XRF para materiales geológicos.

El segundo aspecto que ha sido ignorado es el relativo al tipo de modelo de regresión a ser aplicado en la construcción de las curvas de calibración de XRF. Normalmente, el sistema analítico intensidad ( $I_i$ ) vs. concentración "teórica" ( ${}^1C_i$ ) ha sido modelado por medio de regresión lineal simple (OLS, ordinary least squares). Sin embargo, para aplicar adecuadamente este modelo es necesario que el sistema  $x$ - $y$  en estudio satisfaga una serie de requisitos (Baumann y Wätzig, 1997). Por ejemplo, el modelo OLS asume que la variable  $x$  (usualmente  ${}^1C_i$  en calibraciones XRF) debe ser libre de error o, al menos, ser inferior en un décimo de los errores de la variable  $y$  (usualmente  $I_i$ ). Sin embargo, este aspecto no ha sido comprobado en ningún trabajo previo sobre calibraciones de XRF. Obviamente, la violación de este principio haría necesaria la aplicación de un esquema estadístico más apropiado para

la construcción de las curvas de calibración (e.g., el cambio de variables en los ejes, utilizar modelos de regresión ponderada).

En este contexto, se estableció un programa de trabajo para cubrir los siguientes objetivos: (1) establecer la composición más probable en elementos mayores ( ${}^1C_i$ ) y sus parámetros estadísticos asociados (tal como el número de datos individuales,  $n$ , y la desviación estándar,  ${}^1s_c$ ) para un grupo de GRM tipo rocas ígneas, con una amplia distribución y uso en laboratorios geoquímicos, aplicando la metodología descrita en el Capítulo anterior y que se consideraron como valores de concentración de referencia; (2) determinar la intensidad fluorescente, así como su repetibilidad (*repeatability*; Potts, 1997), utilizando un sistema WD-XRF; y (3) comparar la incertidumbre (*uncertainty of measurement*; Potts, 1997) y la exactitud (*trueness*; Potts, 1997) de cuatro modelos de regresión (A a D) aplicados en la construcción de curvas de calibración para elementos mayores en rocas ígneas y obtener concentraciones finales y su incertidumbre asociada (media  ${}^mC_i$  y desviación estándar  ${}^m s_c$ ; modelo  $m = A$  a  $D$ ).

### 3.2 Evaluación de concentración de elementos mayores para GRM seleccionados

Como ya se ha comentado, la mayoría de los GRM disponibles actualmente no han sido preparados siguiendo las recomendaciones de la ISO, sus concentraciones se han establecido siguiendo modelos estadísticos deficientes y no se ha reportado información estadística completa. Por esta razón, en el presente estudio se utilizó la metodología propuesta por Verma (1997) para establecer valores de referencia. Este procedimiento es descrito con detalle en el Capítulo anterior y consiste en la aplicación de varias pruebas de detección y eliminación de valores erróneos para muestras estadísticas univariadas a un nivel de confianza del 99% ( $\alpha = 0.01$ ). La aplicación de esta metodología se llevó a cabo por medio del programa SIPVADE (Verma et al., 1998). Los detalles acerca de la eficiencia de las pruebas estadísticas pueden consultarse en Barnett y Lewis (1994) y Velasco et al. (2000).

Las bases de datos se establecieron utilizando los datos individuales reportados en las compilaciones más recientes de los GRM seleccionados (Tabla 3.1). Los datos fueron capturados en el paquete comercial *STATISTICA for MS WINDOWS 5.0* (Statsoft, Inc., Tulsa, Oklahoma, 1984-1995). El programa SIPVADE fue aplicado para la detección y eliminación de valores desviados y para establecer valores de concentración de referencia  ${}^1C_i$  y su desviación estándar  ${}^1s_c$ , información que será presentada más adelante. Cabe aclarar que, ya que los datos individuales en las bases de datos no

incluyen información acerca de su calidad analítica, fue imposible relacionar la eliminación estadística de datos desviados con una razón técnica, tal como lo recomiendan las normas ISO. En las Figuras 3.1 y 3.2 se presentan los intervalos de concentración que cubren los GRM seleccionados, información que generalmente no se ha reportado en trabajos previos de calibración para XRF. Por ejemplo, la selección de GRM cubre prácticamente todo el intervalo de composición para SiO<sub>2</sub> observado en rocas ígneas. Por otro lado, la diorita DR-N (de la Association Nationale de la Recherche Technique) fue también incluida en el presente estudio. Sin embargo, ya que la base de datos de elementos mayores más reciente es la reportada por Govindaraju (1982) y no existe disponibilidad de una compilación más reciente para su evaluación estadística, se utilizaron los datos reportados por Govindaraju (1995). La inclusión de este GRM en el presente estudio tuvo por objetivo cubrir huecos de composición para algunos elementos (e.g., CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; ver Figura 3.2).

**Tabla 3.1** GRM seleccionados para la evaluación de composición por medio del programa SIPVADE

Fuente	Tipo de roca	GRM	Referencia <sup>a</sup>
U.S. Geological Survey	Basalto	BHVO-1	1
	Basalto	BIR-1	2 <sup>b</sup>
	Andesita	AGV-1	3
	Riolita	RGM-1	1
Geological Survey of Japan	Basalto	JB-1	4
	Basalto	JB-1 <sup>a</sup>	4
	Basalto	JB-2	4
	Basalto	JB-3	4
	Andesita	JA-1	4
	Andesita	JA-2	4
	Andesita	JA-3	4
International Working Group	Riolita	JR-1	4
	Basalto	BE-N	5
	Dolerita	WS-E	6 <sup>b</sup>
	Micrograbro	PM-S	6 <sup>b</sup>
Association Nationale de la Recherche Technique	Diorita	DR-N	7 <sup>c</sup>

<sup>a</sup>Referencia de la compilación más reciente disponible en la literatura: (1) Gladney y Roelandts (1988a); (2) Gladney y Roelandts (1988b); (3) Gladney et al. (1992); (4) Ando et al. (1987); (5) Govindaraju (1980); (6) Govindaraju et al. (1994); (7) Govindaraju (1982). <sup>b</sup>La evaluación con SIPVADE fue realizada previamente: BIR-1 en Verma (1998a), WS-E en Verma et al. (1998) y PM-S en Verma (1997). <sup>c</sup>DR-N no fue evaluada aplicando SIPVADE; los datos de composición se tomaron directamente de Govindaraju (1995).

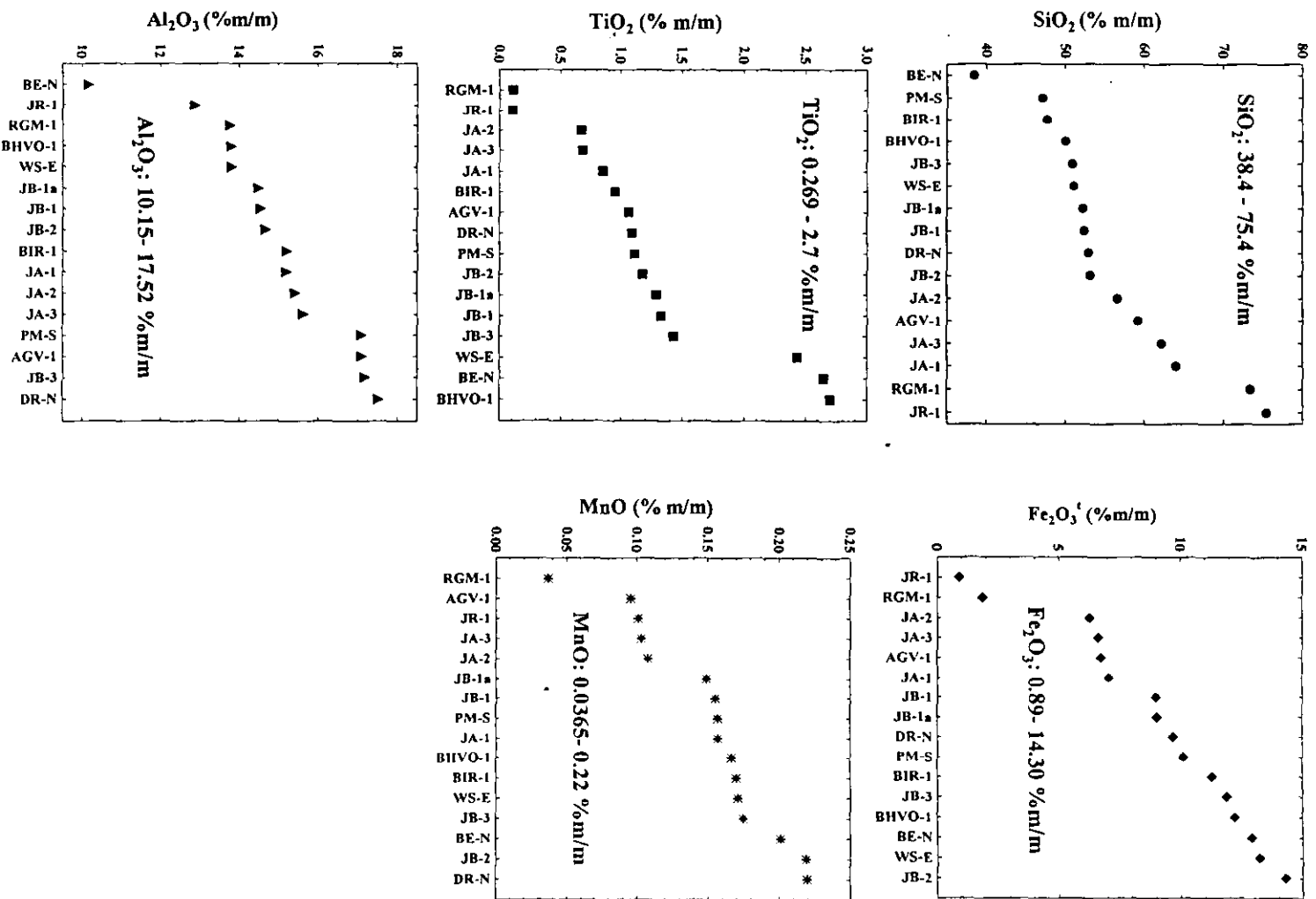


Figura 3.1 Intervalo de composición que cubren los GRM seleccionados en el presente estudio para SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>' y MnO.

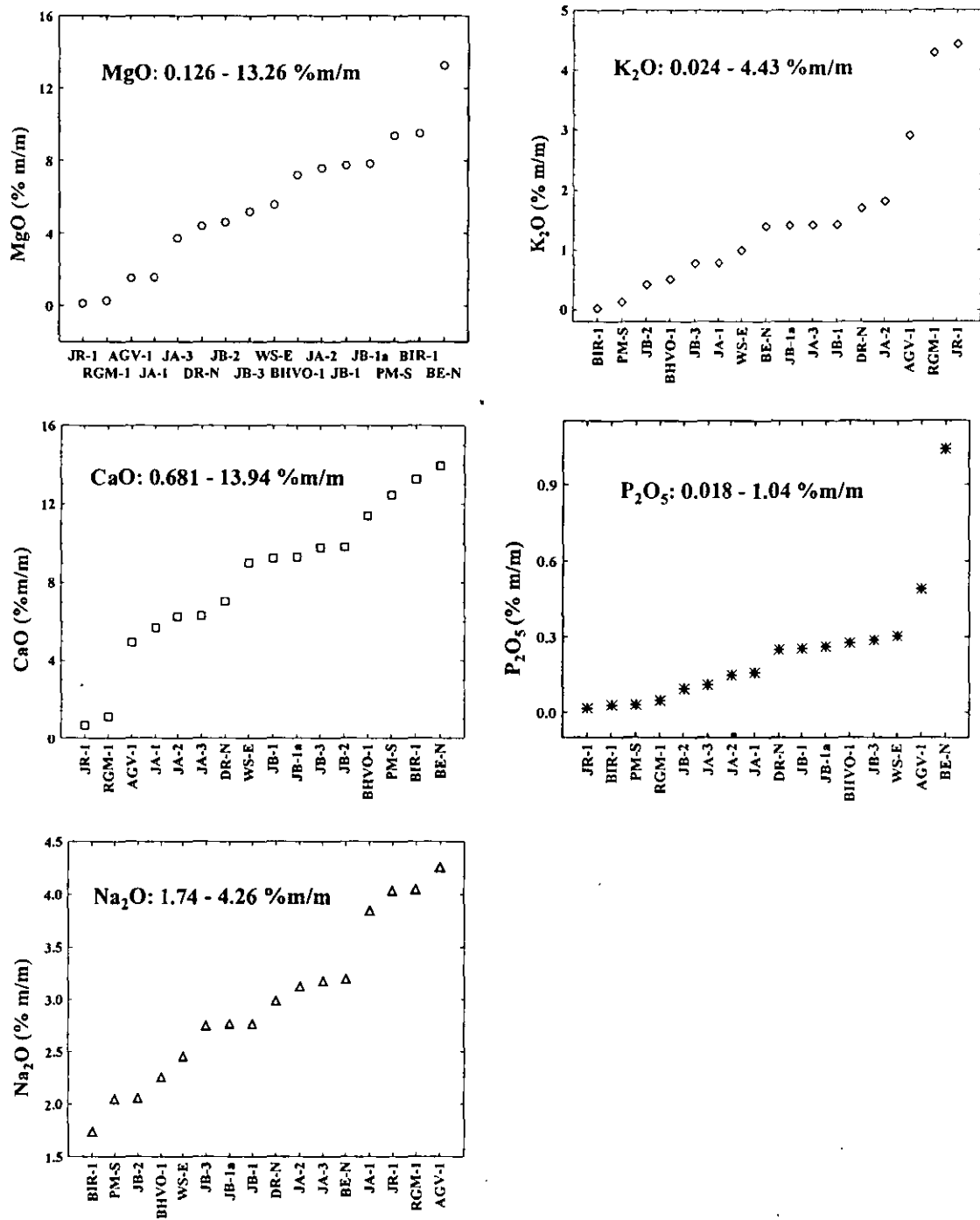


Figura 3.2 Intervalo de composición que cubren los GRM seleccionados en el presente estudio para MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

### 3.3 Procedimiento experimental

#### 3.3.1 Preparación de muestras

El análisis de XRF fue llevado a cabo en perlas vítreas preparadas a partir de una mezcla homogénea de 1.666 g de GRM con 8.333 g de fundente “met-tet” ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - $\text{LiBO}_2$  50:50 %m/m; Cooperation Scientifique Claisse), a la que se añadió dos gotas de una solución acuosa de LiBr (concentración ~250 g/l). La mezcla fue colocada en un crisol de 95% m/m Pt – 5% m/m Au, el cual fue calentado en un horno programable (sistema Fluxy; Cooperation Scientifique Claisse). La fusión se efectuó aplicando un ciclo de calentamiento de siete etapas (tiempo total ~ 10 min.) y que alcanzó como temperatura máxima ~ 950°C. Una vez finalizado el proceso de fusión, el líquido generado fue depositado en un disco plano de 95% m/m Pt – 5% m/m Au, previamente calentado, en donde se le dejó enfriar por 3 min. Posteriormente, el disco plano y el líquido fueron enfriados por una corriente de aire por 2 min., con el objeto de generar la perla vítrea. Ocasionalmente, para GRM con contenidos de  $\text{SiO}_2 < 50$  % m/m (BHVO-1, BIR-1, BE-N, y PM-S), las perlas vítreas no se estabilizaron, quebrándose durante el enfriamiento, lo que podría atribuirse a una disolución incompleta de la muestra. En estos casos, las perlas quebradas fueron descartadas totalmente y el polvo de GRM fue molido en un mortero de ágata por unos minutos, lo que facilitó la disolución de la muestra. Para cada GRM se prepararon dos perlas vítreas.

#### 3.3.2 Condiciones instrumentales del sistema de Fluorescencia de Rayos-X

Las mediciones de intensidad fluorescente se realizaron en el sistema WD-XRF (Siemens sequential XRF SRS 3000; tubo de Rh,  $K\alpha \sim 20.2$  keV; ventana de Be, 125  $\mu\text{m}$ ) del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, en el Instituto de Geología, UNAM. Las condiciones de medición se reportan en la Tabla 3.2. El tubo de Rh fue operado a 45 kV / 50 mA (2.25 kW) para la determinación de todos los elementos, excepto para  $\text{MgO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  (30 kV / 70 mA; 2.10 kW). Los elementos mayores fueron analizados en secuencia como una función del incremento en el ángulo  $2\theta$  para la línea  $K\alpha$ . Los tiempos de conteo que se establecieron para las señales de fondo fueron similares a las del pico de cada línea. Sin embargo, en el análisis de los elementos mayores con una sensibilidad relativamente baja (e.g.,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) se establecieron tiempos de conteo relativamente largos (Tabla 3.2)

**Tabla 3.2** Condiciones instrumentales de operación del sistema WD-XRF (Siemens SRS 3000)

Elem	Tiempo de conteo (s)	Cristal analizador	Colimador (°)	Línea	Energía (keV)	Angulo de pico 2θ (°)	Señales de fondo		kV / mA	Detector <sup>a</sup>
							$f_1$ (°)	$f_2$ (°)		
Si	20	PET	0.46	Kα	1.74	109.10	107.33	110.67	45 / 50	F
Ti	30	LiF200	0.15	Kα	4.51	86.15	85.30	86.80	45 / 50	F
Al	20	PET	0.46	Kα	1.49	145.08	143.20	147.00	45 / 50	F
Fe	20	LiF200	0.15	Kα	6.40	85.75	84.90	86.44	45 / 50	F + C
Mn	40	LiF200	0.15	Kα	5.90	62.96	62.04	63.56	45 / 50	F
Mg	60	OVO55	0.46	Kα	1.25	21.49	20.64	22.68	30 / 70	F
Ca	30	LiF200	0.15	Kα	3.69	113.11	112.52	114.00	45 / 50	F
Na	60	OVO55	0.46	Kα	1.04	25.93	24.81	27.44	30 / 70	F
K	60	LiF200	0.15	Kα	3.31	136.69	135.75	138.23	45 / 50	F
P	80	Ge	0.46	Kα	2.02	141.14	140.22	142.00	45 / 50	F

<sup>a</sup> Detectores: F = contador proporcional de flujo gaseoso; C = contador de centelleo.

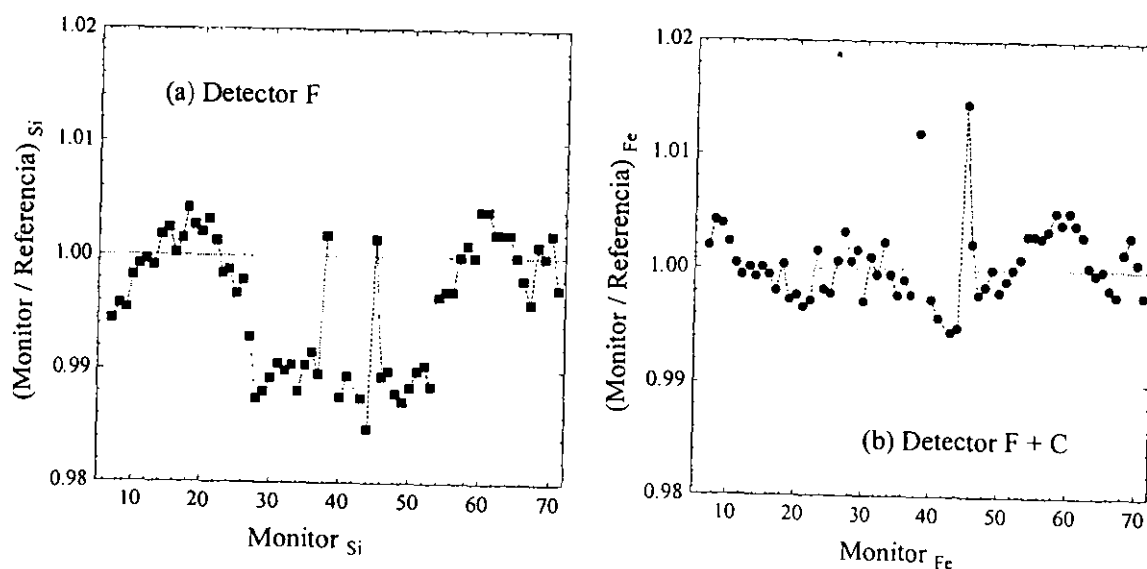
El conteo de la intensidad (cuentas/s) para todos los elementos, con excepción del Fe, se llevó a cabo por medio de un contador proporcional de flujo gaseoso, recomendado para detectar rayos-X con energías de hasta 6-8 keV (Potts, 1995). En la literatura se recomienda que la línea Kα de Fe, al presentar una energía muy cercana a este límite, sea detectada combinando un contador de flujo con uno de centelleo, apropiado para la medición de rayos-X con energías superiores a los 6-8 keV (Potts, 1995). La intensidad de radiación fluorescente para los elementos mayores fue determinada por duplicado en cada perla vítrea, por lo que al final se contó con cuatro valores de intensidad por elemento en cada GRM.

La corrección de las señales de intensidad, para minimizar los efectos de matriz, se efectuó aplicando el método de coeficientes fundamentales Lachance-Trail (e.g., Broll y Tertian, 1983; Lachance, 1989). El programa de computo *Spectra 3000*, que maneja el sistema Siemens XRF SRS 3000, incluye un módulo para aplicar este modelo de corrección de atenuación / incremento (Método de Concentración I), que toma en cuenta la influencia sobre el elemento analizado del resto de los nueve elementos.

Adicionalmente, con el objeto de minimizar la deriva instrumental del equipo XRF, las intensidades fueron normalizadas con respecto a la medición correspondiente a una muestra monitor

Inicialmente, el monitor fue analizado en treinta ocasiones, a lo largo de dos semanas, para establecer los valores de intensidad promedio para Si (señal detectada con un contador proporcional de flujo gaseoso y representativo de todos los elementos mayores, excepto Fe) y para Fe (señal detectada por medio de un contador proporcional de flujo gaseoso y un contador de centelleo). Estos elementos fueron seleccionados debido al gran número de cuentas acumulables durante su análisis.

En el análisis de rutina, el monitor fue medido después de analizar tres muestras. Los valores de intensidad de Si y Fe del monitor fueron comparados a los valores promedios establecidos anteriormente. La normalización de los valores del monitor a los promedios permitió establecer factores de corrección que se aplicaron a las intensidades de las muestras analizadas. En la Figura 3.3 se presenta la variación instrumental durante la medición de las cuatro series de análisis para los GRM, en un período de aproximadamente dos meses. Como se puede apreciar, la deriva instrumental máxima para ambos monitores fue de  $\sim 1.5\%$ , aunque eliminando los picos observados entre las mediciones 40 y 50 del monitor de Fe (relacionada probablemente a fluctuaciones de voltaje del sistema eléctrico) la deriva instrumental es  $< 0.5\%$ .



**Figura 3.3** Deriva instrumental del sistema Siemens XRF SRS 3000 durante la medición de las cuatro series de análisis para los GRM, estimada por la variación en intensidad de Si (F = detector proporcional de flujo gaseoso) y Fe (F + C = detectores de flujo gaseoso y de centelleo) en el monitor (andesita CHI-16) con respecto a un valor promedio inicial basado en treinta mediciones.



### 3.4 Modelos de regresión lineal

Los datos de intensidad ( $I_i$ , medidos experimentalmente en el sistema WD-XRF) y de concentración ( $C_i$ , establecidos por medio de la evaluación con el programa SIPVADE) se utilizaron para generar curvas de calibración para elementos mayores, aplicando cuatro diferentes modelos de regresión lineal con intercepto cero. Los cálculos de los parámetros de regresión (e.g., pendiente, coeficiente de correlación, etc.) se realizaron en el paquete comercial *STATISTICA for MS WINDOWS 5.0* (Statsoft, Inc., Tulsa, Oklahoma, 1984-1995). La validez estadística de cada uno de estos modelos para el sistema analítico en estudio fue evaluada, y su predicción de concentración de los GRM fue comparada con las concentraciones de referencia, establecidos por el programa SIPVADE.

#### 3.4.1 Descripción de los modelos de regresión y evaluación de su validez estadística

El modelo A corresponde a una regresión de tipo OLS con intercepto en el origen, en el que la concentración  $C_i$  se utiliza como variable base (e.g., *explanatory variable*), situada en el eje-x y la intensidad  $I_i$  como la variable respuesta (e.g., *response variable*), situada en el eje-y. La relación entre ambas variables está dada por la ecuación  $y = \beta_1 * x$  (en donde  $\beta_1$  = pendiente), siendo el modelo clásico que se ha aplicado en calibraciones de XRF (aunque sin fijar el intercepto en el origen). La estimación de  $\beta_1$  y su error asociado  $\sigma_{\beta_1}$  para un modelo OLS construido a partir de  $n$  observaciones  $x_i$  y  $y_i$  ha sido reportada por Mendenhall y Sincich (1996) y Drapper y Smith (1998):

$$\text{Modelo A:} \quad I_i = \beta_1 * C_i$$

$$\text{Pendiente } \beta_1: \quad \beta_1 = \Sigma (C_i * I_i) / \Sigma (C_i^2) \quad [\text{ecn. 3.6}]$$

$$\text{Error de pendiente } \sigma_{\beta_1}: \quad \sigma_{\beta_1} = \{ [\Sigma (I_i^2) - \beta_1 * \Sigma (C_i * I_i)] / (n - 1) \}^{1/2} / [\Sigma (C_i^2)]^{1/2} \quad [\text{ecn. 3.7}]$$

Sin embargo, desde un punto de vista estadístico, el sistema analítico debería satisfacer una serie de requisitos para poder ser modelizado aplicando OLS (Baumann y Watzig, 1997): (1) linealidad entre las variables  $y$  y  $x$ ; (2) la variable  $x$  deberá ser libre de error (aunque la aplicación puede ser válida en sistemas en donde los errores de  $x$  son un décimo de los errores de  $y$ ); (3) el error en la variable  $y$  deberá distribuirse normalmente; (4) el error en la variable  $y$  deberá ser de tipo homoscedástico (e.g., una varianza constante de  $y$  a través de todo el intervalo de la variable  $x$ ); y (5) los errores asociados con las diferentes observaciones deberán ser independientes. Baumann y Watzig

(1997) señalaron que los criterios (2) y (4) no se satisfacen en la mayoría de las calibraciones analíticas.

Es una práctica común que la linealidad en calibraciones analíticas sea comprobada por medio del cuadrado del coeficiente de correlación Pearson, conocido también como coeficiente de determinación ( $r^2$ ). Sin embargo, el Analytical Methods Committee (1994) ha sugerido abandonar esa práctica, ya que un valor de  $r^2 \sim 1$  no implica necesariamente una función de calibración lineal. Es importante señalar adicionalmente que en un modelo OLS que incluye intercepto, el coeficiente  $r^2$  representa el porcentaje de variación en  $y$  que puede ser explicado por medio de  $x$  en un modelo lineal, mientras que en un modelo OLS con intercepto en el origen  $r^2$  representa el porcentaje de confiabilidad de que el intercepto del sistema se sitúe en el origen (Drapper y Smith, 1999). Es ambos casos, es indispensable evaluar el grado de fiabilidad de cualquiera de estas hipótesis tomando en cuenta el número  $n$  de parejas ordenadas  $C_i-I_i$  (Bevington, 1969).

El Analytical Methods Committee (1994) ha sugerido que la evaluación de linealidad puede realizarse por medio de una prueba estadística basada en el análisis de la varianza residual (e.g., prueba F) en el modelo de regresión. De esta forma, este método de validación de linealidad fue aplicado al sistema analítico XRF en estudio del cual se presenta, como ejemplo, la evaluación entre  $'C_{MgO}$  y  $I_{MgO}$ , aplicando el modelo A.

En primera instancia, aplicando la ecuación [3.6] se estableció la pendiente  $\beta_1$ , para este sistema que consta de  $n = 16$  GRM con concentraciones  $'C_{MgO}$  de MgO (% m/m), en los que se determinó  $p = 4$  veces la intensidad ( $I_{MgO,a}$ ;  $a = 1-4$ ) de la radiación fluorescente Mg  $K\alpha$  (Tabla 3.3). A partir de este modelo OLS, se calcularon valores ajustados de intensidad ( $I'_{MgO}$ ) para cada uno de los datos de concentración  $'C_{MgO}$ , el valor promedio de intensidad (basado en las cuatro mediciones,  $I_{MgO,x}$ ), así como los valores residuales asociados  $I_{r,MgO}$  (e.g., las distancias verticales entre la intensidad experimental y la ajustada:  $I_{r,MgO} = I_{MgO,a} - I'_{MgO}$ ).

El análisis de varianza consiste en establecer la suma de cuadrados del residual global (*residual sum of squares*,  $SS_r$ ) con grados de libertad (*degrees of freedom*,  $DOF$ ) de  $np-2$  y de sus dos componentes: la suma de cuadrados debido al error puro (*pure error sum of squares*,  $SS_e$ ) con  $DOF = n(p-1)$  y debido a la carencia de ajuste lineal (*lack of fit*,  $SS_{lof}$ ) con  $DOF = n-2$ , que están definidas por las siguientes ecuaciones:

$$SS_r = \sum_{ij} I_r^2 \quad [\text{ecn. 3.8}]$$

$$SS_\epsilon = \sum_{ij} (I_x - I'_i)^2 \quad [\text{ecn. 3.9}]$$

$$SS_{lof} = SS_r - SS_\epsilon \quad [\text{ecn. 3.10}]$$

Las sumas de cuadrados son utilizadas para calcular los valores de medias cuadradas para el error puro (*pure error mean square, MS<sub>ε</sub>*) y de carencia de ajuste lineal (*lack of fit mean square, MS<sub>lof</sub>*):

$$MS_\epsilon = SS_\epsilon / n(p-1) \quad ; \quad MS_{lof} = SS_{lof} / (n-2) \quad [\text{ecn. 3.11}]$$

que definen la relación de varianza  $F = MS_{lof}/MS_\epsilon$ . Este valor es comparado al valor  $F_{n-2, n(p-1)}$  reportado en tablas críticas a un cierto nivel de confianza  $\alpha$ . Un valor  $F$  calculado que sea inferior al valor  $F$  crítico indicará linealidad en el sistema  $x$ - $y$  en estudio. Una relación inversa será indicativo de una carencia de ajuste lineal significativa, lo que implica que un modelo lineal simple no describe el sistema  $x$ - $y$  de manera óptima. En este caso se requieren modelos de regresión polinomial o de tipo no-lineal. En la Tabla 3.3 se presentan los resultados de la validación para la curva OLS para el MgO.

Este método de validación fue aplicado a las curvas de calibración para todos los elementos mayores, comprobando la linealidad entre  $'C_i$  y  $I_i$  en todos los casos estudiados con un nivel de confianza del 99%. Sin embargo, la aplicación del modelo A se consideró inválida, debido a que los errores de las concentraciones de los GRM (representados como  $\%Rsd_C = [ 's_C / 'C_i ] * 100$ ) son significativamente mayores en comparación con las incertidumbres de sus intensidades correspondientes (representadas como  $\%Rsd_I = s_I / I_i$ ), con algunas excepciones observadas para Na<sub>2</sub>O, CaO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> en JB-1, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en JA-3, y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en RGM-1, donde  $\%Rsd_I$  alcanza una magnitud comparable a sus respectivos valores de  $\%Rsd_C$  (Figura 3.4).

**Tabla 3.3** Validación de linealidad entre  ${}^1C_{MgO}$  y  $I_{MgO}$ , aplicando el modelo A ( $I_{MgO} = \beta_1 * {}^1C_{MgO}$ )

GRM	${}^1C_{MgO}$ (%/m)	$I_{MgO, 1}$ (cuentas * $10^{-3}$ )	$I_{MgO, 2}$ (cuentas * $10^{-3}$ )	$I_{MgO, 3}$ (cuentas * $10^{-3}$ )	$I_{MgO, 4}$ (cuentas * $10^{-3}$ )	$I_{MgO, x}$ (cuentas * $10^{-3}$ )
JR-1	0.126	7.687	7.884	7.683	7.880	7.783
RGM-1	0.275	21.177	21.450	21.823	20.982	21.358
AGV-1	1.52	123.955	123.434	123.027	122.447	123.216
JA-1	1.57	124.112	125.876	123.829	125.186	124.750
JA-3	3.74	310.800	306.721	306.942	305.782	307.561
DR-N	4.40	355.880	354.720	355.795	355.698	355.523
JB-2	4.62	375.162	375.613	374.346	380.587	376.426
JB-3	5.20	419.472	420.081	418.184	420.885	419.656
WS-E	5.58	449.850	454.290	491.767	495.009	472.729
BHVO-1	7.22	597.144	585.403	597.352	585.403	591.325
JA-2	7.59	645.549	647.485	658.012	648.990	648.209
JB-1	7.75	649.119	640.776	638.830	655.965	646.172
JB-1*	7.84	648.298	643.781	646.100	646.123	645.014
PM-S	9.38	769.683	764.428	770.252	762.986	766.837
BIR-1	9.5	794.975	800.571	794.982	801.004	797.883
BE-N	13.26	1074.344	1063.314	1069.467	1070.019	1068.211

Modelo lineal  $y = \beta_1 * x$ :  $I_{MgO} = (82340 \pm 230) * {}^1C_{MgO}$  ;  $n = 16$ ,  $p = 4$

Fuente de Variación	SS (* $10^{-9}$ )	DOF	MS (* $10^{-8}$ )	F	$F_{n-2, n(p-1)}$ ; $\alpha = 0.01$	Linealidad
Residual	9.66	62				
Error Puro	7.17	48	1.49			
Carencia de ajuste lineal	2.49	14	1.78	1.2	2.5	OK*

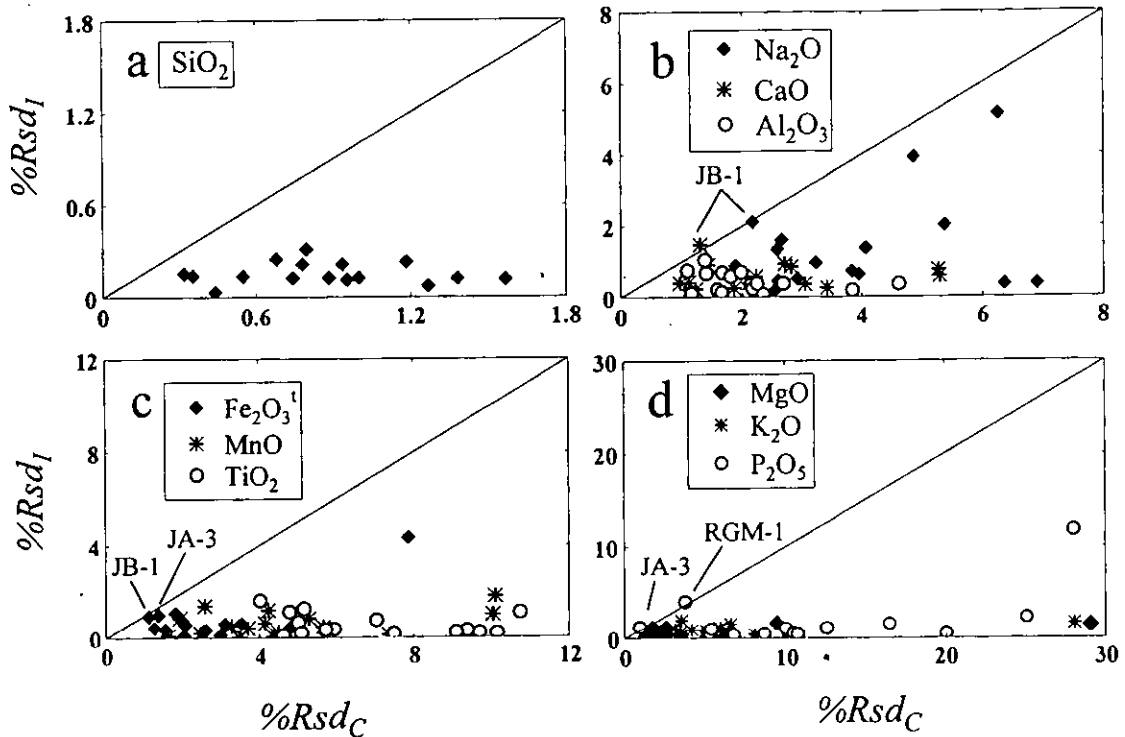
\*Dado que  $F < F_{n-2, n(p-1)}$ .

Consecuentemente, un modelo B de tipo OLS ( $y = \beta_2 * x$ ) teniendo a la intensidad  $I_i$  como variable independiente (e.g., variable-x) podría representar un modelo de regresión más adecuado. Las ecuaciones que describirían la pendiente  $\beta_2$  y su incertidumbre asociada  $\sigma_{\beta_2}$  serían equivalentes a [6] y [7], aunque con las variables  ${}^1C_i$  y  $I_i$  situadas en forma inversa al modelo A:

Modelo B:  $I_i = \beta_1 * C_i$

Pendiente  $\beta_2$ :  $\beta_2 = \Sigma (C_i * I_i) / \Sigma (I_i^2)$  [ecn. 3.12]

Error de pendiente  $\sigma_{\beta_2}$ :  $\sigma_{\beta_2} = \{ [\Sigma (C_i^2) - \beta_2 * \Sigma (C_i * I_i)] / (n - 1) \}^{1/2} / [\Sigma (I_i^2)]^{1/2}$  [ecn. 3.13]

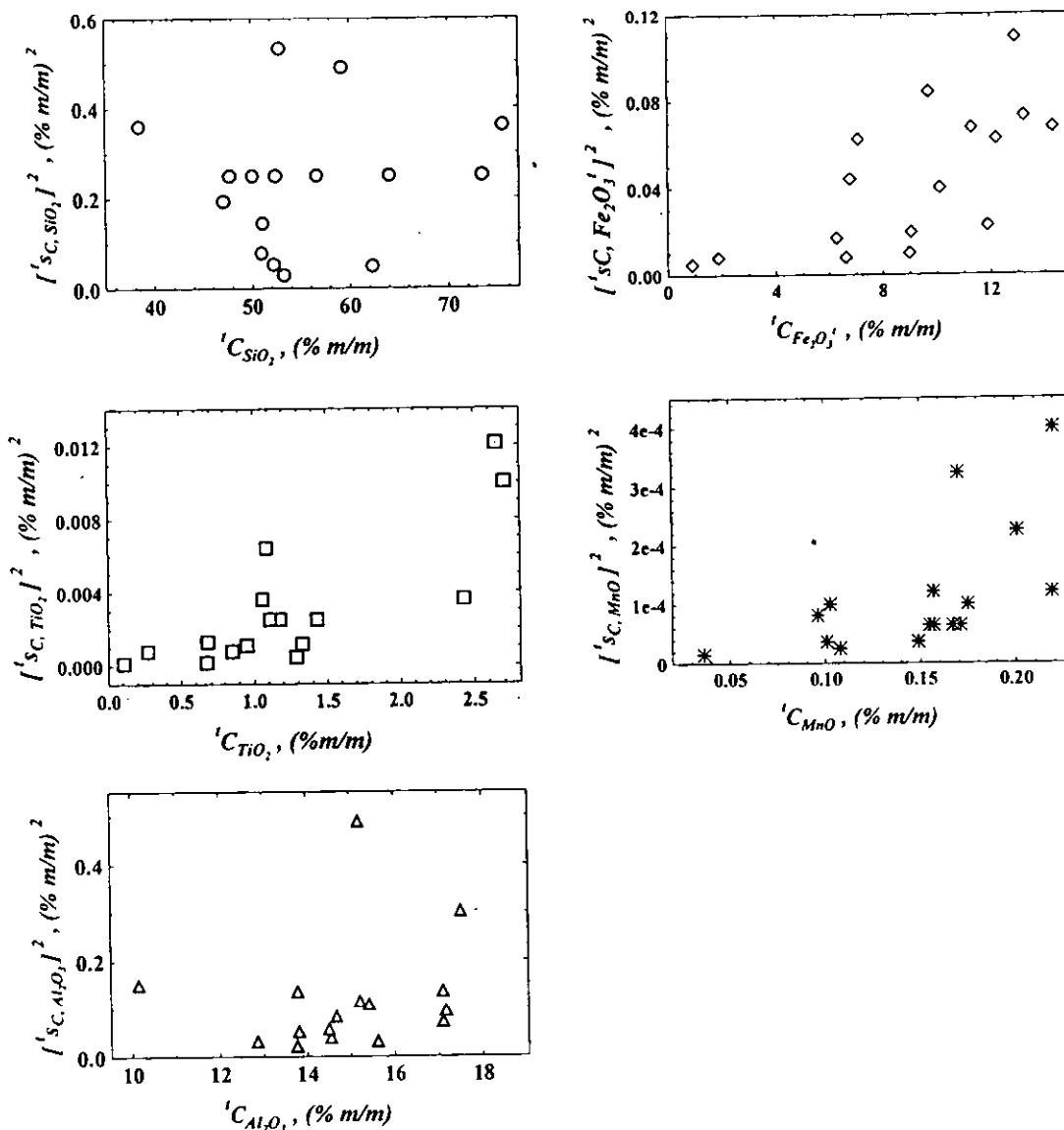


**Figura 3.4** Comparación de la desviación estándar relativa de la intensidad de radiación fluorescente de rayos-X ( $\%Rsd_I$ ) con la desviación estándar relativa de los valores de concentración de referencia ( $\%Rsd_C$ ) para diferentes elementos: (a)  $SiO_2$ ; (b)  $Na_2O$ ,  $CaO$  y  $Al_2O_3$ ; (c)  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$  y  $TiO_2$ ; (d)  $MgO$ ,  $K_2O$  y  $P_2O_5$ .

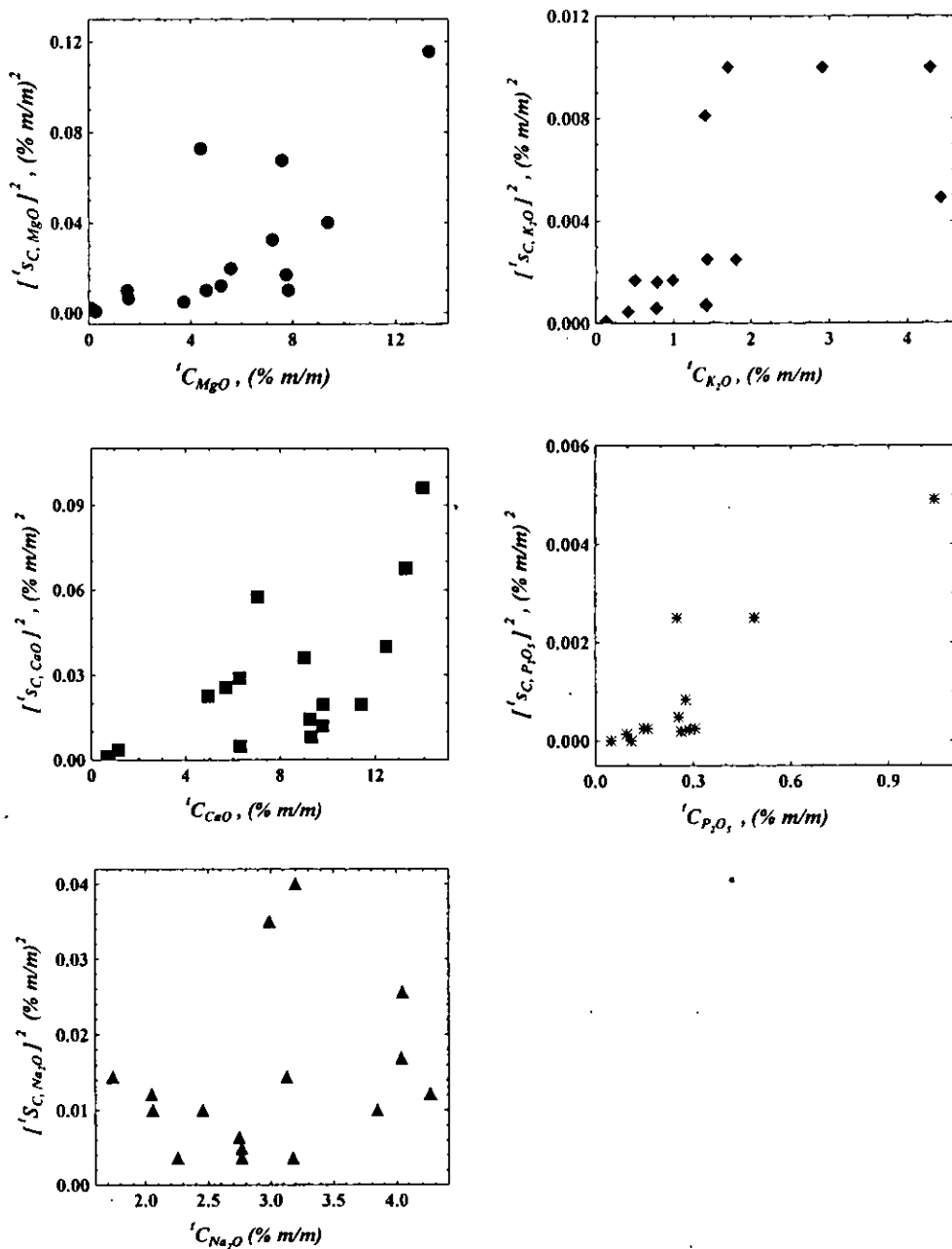
Sin embargo, el modelo B viola el requisito de homoscedasticidad, debido a que la varianza de la concentración ( $I_i^2$ ) no es constante a través del intervalo cubierto por la concentración ( $C_i$ ) o la intensidad ( $I_i$ ), tal como se muestra en las Figuras 3.5 y 3.6.

Como resultado de la violación de los modelos OLS (A y B), fue necesario aplicar modelos más complejos. Existen dos posibilidades como solución al problema de la heteroscedasticidad (Mendenhall y Sincich, 1996; Drapper y Smith, 1998): transformar los datos o aplicar algún tipo de regresión lineal ponderada (*weighted least squares, WLS*). El objetivo de la transformación es re-escalar los datos, de tal forma que la variabilidad observada en la varianza sea eliminada. Sin embargo,

este procedimiento es difícil de efectuarse sin afectar la linealidad del sistema. Por esta razón, varios autores han puntualizado que una mejor solución es utilizar modelos WLS (e.g., Zorn et al., 1997). En estas aproximaciones, a cada punto que compone el sistema se le da una ponderación, siendo mayor para aquellos puntos donde la incertidumbre es más pequeña. En modelos WLS usualmente se aplica una ponderación inversamente proporcional a la varianza correspondiente.



**Figura 3.5** Heteroscedasticidad del sistema analítico en estudio, con una varianza de la concentración ( $[S_C] ^2$ ) que no es constante en el intervalo que cubre la concentración ( $C$ ), para  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  y  $MnO$ .



**Figura 3. 6** Heteroscedasticidad del sistema analítico en estudio, con una varianza de la concentración ( $s^2_{C_i}$ ) que no es constante en el intervalo que cubre la concentración ( $C_i$ ), para MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

De esta forma, como siguiente opción se propuso el modelo C, basado en la regresión ponderada con intercepto en el origen ( $y = \beta_j * x$ ), que involucra la aplicación de factores de ponderación ( $w_i$  para cada elemento, considerando que se incluyen  $n$  GRM (Miller y Miller, 1993):

$${}^C w_i = [ ({}^I s_C)^{-2} ] / [ (\Sigma ({}^I s_C)^{-2} / n) ] \quad [\text{ecn. 3.14}]$$

Las ecuaciones para establecer la pendiente  $\beta_3$  y su incertidumbre asociada  $\sigma_{\beta_3}$  en el modelo C están dadas por:

$$\text{Modelo C: } {}^I C_i = \beta_3 * I_i$$

$$\text{Pendiente } \beta_3: \beta_3 = \Sigma ({}^C w_i * I_i * {}^I C_i) / \Sigma ({}^C w_i * I_i^2) \quad [\text{ecn. 3.15}]$$

$$\text{Error } \sigma_{\beta_3}: \sigma_{\beta_3} = \{ [ \Sigma ({}^C w_i * {}^I C_i^2) - \beta_3 * \Sigma ({}^C w_i * I_i * {}^I C_i) ] / (n - 1) \}^{1/2} / [ \Sigma ({}^C w_i * I_i^2) ]^{1/2} \quad [\text{ecn. 3.16}]$$

La aplicación del modelo C implica que las incertidumbres en el eje de las intensidades ( $s_i$  en el eje-x) se consideran despreciables y la fuente principal de variación del sistema sería la concentración ( ${}^I s_C$ ). Sin embargo, en aquellos casos en donde las incertidumbres de la intensidad ( $s_i$ ) son comparables con las que presenta la concentración ( ${}^I s_C$ ), el parámetro  $\beta_3$  podría no ser un estimador apropiado en la relación lineal. Por esta razón, se propuso un modelo D, basado en una regresión ponderada con intercepto en el origen, la intensidad como variable independiente (variable-x), la concentración como variable dependiente (variable-y), y con un factor de peso ( ${}^D w_i$ ) que incluye una desviación estándar global ( ${}^D s_i$ ), definida como:

$${}^D s_i = [ ( \%Rsd_C )^2 + ( \%Rsd_I )^2 ]^{1/2} * {}^I C_i / 100 \quad [\text{ecn. 3.17}]$$

El cálculo de la pendiente  $\beta_3$  y su incertidumbre  $\sigma_{\beta_3}$  asociada en el modelo D se realiza en forma similar al modelo C (ecuaciones [15] y [16]), aunque utilizando el factor de peso  ${}^D w_i$ :

$$\text{Modelo D: } {}^I C_i = \beta_3 * I_i$$

$$\text{Pendiente } \beta_3: \beta_3 = \Sigma ({}^D w_i * I_i * {}^I C_i) / \Sigma ({}^D w_i * I_i^2) \quad [\text{ecn. 3.18}]$$

Error de pendiente  $\sigma_{\beta_3}$ :

$$\sigma_{\beta_3} = \{ [ \Sigma ({}^D w_i * {}^I C_i^2) - \beta_3 * \Sigma ({}^D w_i * I_i * {}^I C_i) ] / (n - 1) \}^{1/2} / [ \Sigma ({}^D w_i * I_i^2) ]^{1/2} \quad [\text{ecn. 3.19}]$$

Finalmente, se puede señalar que el modelo D se caracteriza por: (1) ser consistente con el requisito que indica que la variable independiente (e.g., intensidad) debe mostrar una incertidumbre menor a la observada en la variable dependiente (e.g., concentración), (2) la aplicación de una regresión ponderada soluciona la heteroscedasticidad observada en el sistema analítico, (3) el factor de



peso  $^D w_i$  asegura una condición ideal de una “variable-x libre de incertidumbre”. Por esta razón, desde un punto de vista estadístico, el modelo D representa una alternativa adecuada para las calibraciones de XRF en lugar del tradicional modelo OLS (e.g., modelo A).

### 3.4.2 Comparación de incertidumbre (*uncertainty of measurement*) y la exactitud (*trueness*) de los modelos de regresión

Los modelos de regresión A-D fueron utilizados para determinar la concentración de elementos mayores  $^m C_i$  ( $m = A-D$ ) para cada GRM, considerando a este material de referencia como una muestra desconocida y eliminándola temporalmente de las curvas de calibración. De esta forma, los resultados de concentración experimental se basaron en curvas de calibración preparadas con  $n \leq 15$  GRM (e.g., la evaluación de la concentración de  $\text{SiO}_2$ ,  $^m C_{\text{Si}}$ , en el BHVO-1 se realizó por medio de una curva de calibración construido con los restantes 15 GRM, dejando la información de BHVO-1 fuera de la calibración). El promedio de cuatro mediciones de intensidad de los GRM tratados como desconocidos fue comparada con las respectivas curvas de calibración, y de esta forma se determinó la concentración promedio (Tablas 3.4-3.7).

Para cada valor de concentración se estableció su incertidumbre asociada (e.g., desviación estándar; Tablas 3.4-3.7). Esta información normalmente no es reportada para muestras desconocidas, pero ésta debería ser una práctica común en el futuro (como lo recomienda la ISO), tal como se realiza de forma rutinaria con datos isotópicos (e.g., Faure, 1986; Rollinson, 1993). La incertidumbre combinada se calculó siguiendo las reglas de la teoría de propagación de errores (Bevington, 1969) y que incluye las incertidumbres tanto de los datos de intensidad como aquellos provenientes de las curvas de calibración. Por ejemplo, la ecuación de regresión aplicando el modelo B está dada por

$$^B C_{\text{Si}} \pm s_{B,C-\text{Si}} = [^B \beta_{\text{Si}} \pm s_{B,\beta-\text{Si}}] * [I_{\text{Si}} \pm s_{I,\text{Si}}] \quad [\text{ecn. 3.20}]$$

donde  $^B \beta_{\text{Si}}$  y  $s_{B,\beta-\text{Si}}$  representan la pendiente del sistema lineal y su error asociado respectivamente. El error propagado  $s_{B,C-\text{Si}}$  de la concentración  $^B C_{\text{Si}}$  fue estimado por la ecuación:

$$s_{B,C-\text{Si}} = [^B C_{\text{Si}}^2 * \{ (s_{B,\beta-\text{Si}}^2 / ^B \beta_{\text{Si}}^2) + (s_{I,\text{Si}}^2 / I_{\text{Si}}^2) \}]^{1/2} \quad [\text{ecn. 3.21}]$$

Tabla 3.4 Composición de elementos mayores para BHVO-1, BIR-1, AGV-1 y RGM-1, establecida con el esquema SIPVADE y determinada por XRF, aplicando cuatro modelos de regresión lineal: A = regresión simple, con la concentración como variable independiente; B = regresión simple, con la intensidad como variable independiente; C = regresión ponderada, con la intensidad como variable independiente y factor de peso  $^C w_i$ ; D = regresión ponderada, con la intensidad como variable independiente y factor de peso  $^D w_i$ . Columna SIPVADE:  $n$  = número de datos considerados en la evaluación de la concentración,  $^C C_i$  = concentración promedio,  $^C s_C$  = desviación estándar de la concentración. Columnas de modelos:  $^m C$  = concentración experimental, promedio de cuatro mediciones,  $^m s_C$  = desviación estándar de la concentración experimental, Suma = elementos mayores + datos de pérdida por ignición (LOI, loss of ignition) reportados por Potts et al. (1992) y Govindaraju (1995)

Elem	SIPVADE		Modelo A	Modelo B	Modelo C	Modelo D
% m/m	$n$	$^C C \pm ^C s_C$	$^A C \pm ^A s_C$	$^B C \pm ^B s_C$	$^C C \pm ^C s_C$	$^D C \pm ^D s_C$
<i>BHVO-1 (basalto):</i>						
SiO <sub>2</sub>	24	50.0 ± 0.5	49.85 ± 0.34	49.84 ± 0.33	49.91 ± 0.28	49.92 ± 0.28
TiO <sub>2</sub>	34	2.70 ± 0.10	2.77 ± 0.09	2.76 ± 0.09	2.73 ± 0.12	2.73 ± 0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36	13.80 ± 0.37	13.65 ± 0.18	13.65 ± 0.18	13.70 ± 0.19	13.71 ± 0.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	42	12.21 ± 0.25	12.46 ± 0.35	12.45 ± 0.35	12.38 ± 0.30	12.36 ± 0.33
MnO	42	0.167 ± 0.008	0.167 ± 0.006	0.166 ± 0.006	0.166 ± 0.006	0.166 ± 0.006
MgO	31	7.22 ± 0.18	7.15 ± 0.17	7.15 ± 0.17	7.17 ± 0.15	7.17 ± 0.16
CaO	31	11.43 ± 0.14	11.47 ± 0.16	11.47 ± 0.16	11.53 ± 0.14	11.53 ± 0.15
Na <sub>2</sub> O	37	2.26 ± 0.06	2.25 ± 0.05	2.24 ± 0.05	2.242 ± 0.044	2.243 ± 0.044
K <sub>2</sub> O	39	0.508 ± 0.041	0.540 ± 0.010	0.540 ± 0.010	0.540 ± 0.010	0.540 ± 0.010
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	25	0.277 ± 0.029	0.262 ± 0.011	0.261 ± 0.011	0.272 ± 0.009	0.272 ± 0.010
Suma		99.862	99.859	99.817	99.930	99.931
<i>BIR-1 (basalto):</i>						
SiO <sub>2</sub>	26	47.7 ± 0.5	47.39 ± 0.32	47.39 ± 0.32	47.45 ± 0.27	47.46 ± 0.27
TiO <sub>2</sub>	33	0.951 ± 0.033	0.952 ± 0.031	0.951 ± 0.030	0.945 ± 0.042	0.946 ± 0.044
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39	15.2 ± 0.7	15.26 ± 0.21	15.25 ± 0.21	15.18 ± 0.22	15.19 ± 0.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	38	11.28 ± 0.26	11.21 ± 0.33	11.20 ± 0.33	11.26 ± 0.28	11.26 ± 0.31
MnO	41	0.170 ± 0.018	0.171 ± 0.006	0.171 ± 0.006	0.170 ± 0.006	0.170 ± 0.006
MgO	33	9.5 ± 0.6	9.68 ± 0.20	9.67 ± 0.20	9.67 ± 0.16	9.67 ± 0.17
CaO	33	13.26 ± 0.26	13.42 ± 0.18	13.41 ± 0.18	13.47 ± 0.17	13.47 ± 0.17
Na <sub>2</sub> O	38	1.74 ± 0.12	1.782 ± 0.021	1.781 ± 0.021	1.780 ± 0.019	1.780 ± 0.019
K <sub>2</sub> O	24	0.024 ± 0.008	0.0240 ± 0.001	0.0241 ± 0.001	0.0240 ± 0.001	0.0239 ± 0.0010
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	14	0.030 ± 0.009	0.019 ± 0.013	0.019 ± 0.019	0.0200 ± 0.0011	0.0200 ± 0.0012
Suma		99.115	99.168	99.126	99.229	99.250
<i>AGV-1 (andesita):</i>						
SiO <sub>2</sub>	146	59.2 ± 0.7	59.64 ± 0.40	59.63 ± 0.40	59.69 ± 0.34	59.69 ± 0.34
TiO <sub>2</sub>	172	1.06 ± 0.06	1.085 ± 0.034	1.084 ± 0.034	1.08 ± 0.05	1.08 ± 0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	156	17.10 ± 0.37	17.28 ± 0.23	17.27 ± 0.23	17.19 ± 0.24	17.19 ± 0.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	190	6.76 ± 0.21	7.11 ± 0.19	7.11 ± 0.19	7.07 ± 0.16	7.06 ± 0.18
MnO	182	0.096 ± 0.009	0.100 ± 0.031	0.100 ± 0.031	0.100 ± 0.031	0.100 ± 0.032
MgO	147	1.52 ± 0.10	1.492 ± 0.032	1.491 ± 0.032	1.493 ± 0.027	1.494 ± 0.028
CaO	165	4.94 ± 0.15	4.80 ± 0.07	4.80 ± 0.07	4.82 ± 0.06	4.83 ± 0.06
Na <sub>2</sub> O	136	4.26 ± 0.11	4.28 ± 0.08	4.28 ± 0.08	4.27 ± 0.07	4.27 ± 0.08
K <sub>2</sub> O	179	2.91 ± 0.10	3.00 ± 0.06	3.00 ± 0.06	2.99 ± 0.06	2.99 ± 0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	95	0.49 ± 0.05	0.481 ± 0.021	0.480 ± 0.021	0.500 ± 0.016	0.500 ± 0.018
Suma		99.926	100.858	100.835	100.793	100.794
<i>RGM-1 (riolita):</i>						
SiO <sub>2</sub>	16	73.4 ± 0.5	73.8 ± 0.5	73.8 ± 0.5	73.86 ± 0.43	73.87 ± 0.43
TiO <sub>2</sub>	27	0.269 ± 0.028	0.253 ± 0.0025	0.2525 ± 0.0025	0.2520 ± 0.0021	0.2520 ± 0.0021
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21	13.78 ± 0.15	14.02 ± 0.21	14.02 ± 0.21	13.97 ± 0.22	13.97 ± 0.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	31	1.87 ± 0.09	2.07 ± 0.05	2.06 ± 0.05	2.058 ± 0.042	2.052 ± 0.05
MnO	30	0.0365 ± 0.0039	0.0381 ± 0.0013	0.0380 ± 0.0013	0.0380 ± 0.0012	0.0380 ± 0.0013
MgO	19	0.275 ± 0.026	0.258 ± 0.007	0.258 ± 0.007	0.260 ± 0.006	0.260 ± 0.007
CaO	25	1.14 ± 0.06	1.133 ± 0.017	1.133 ± 0.017	1.139 ± 0.016	1.140 ± 0.017
Na <sub>2</sub> O	27	4.05 ± 0.16	4.12 ± 0.05	4.12 ± 0.05	4.10 ± 0.05	4.10 ± 0.05
K <sub>2</sub> O	23	4.29 ± 0.10	4.29 ± 0.11	4.28 ± 0.11	4.29 ± 0.10	4.29 ± 0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	9	0.0485 ± 0.0018	0.0410 ± 0.0028	0.0430 ± 0.0027	0.0440 ± 0.0021	0.0442 ± 0.0022
Suma		99.729	100.593	100.574	100.581	100.586

**Tabla 3.5** Composición de elementos mayores para JB-1, JB1a, JB-2 y JB-3. Para más detalles consultar la Tabla 3.4

Elem	SIPVADE		Modelo A	Modelo B	Modelo C	Modelo D
% m/m	n	<sup>a</sup> C ± <sup>a</sup> s <sub>C</sub>	<sup>a</sup> C ± <sup>a</sup> s <sub>C</sub>	<sup>b</sup> C ± <sup>b</sup> s <sub>C</sub>	<sup>c</sup> C ± <sup>c</sup> s <sub>C</sub>	<sup>d</sup> C ± <sup>d</sup> s <sub>C</sub>
<i>JB-1 (basalto):</i>						
SiO <sub>2</sub>	62	52.4 ± 0.5	52.24 ± 0.35	52.24 ± 0.35	52.31 ± 0.29	52.31 ± 0.29
TiO <sub>2</sub>	58	1.327 ± 0.034	1.32 ± 0.05	1.32 ± 0.05	1.31 ± 0.06	1.32 ± 0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67	14.54 ± 0.20	14.65 ± 0.25	14.65 ± 0.25	14.58 ± 0.26	14.58 ± 0.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	56	8.98 ± 0.10	9.08 ± 0.28	9.07 ± 0.28	9.04 ± 0.27	9.04 ± 0.28
MnO	60	0.155 ± 0.008	0.151 ± 0.006	0.151 ± 0.006	0.151 ± 0.006	0.151 ± 0.006
MgO	64	7.75 ± 0.13	7.82 ± 0.19	7.82 ± 0.19	7.84 ± 0.16	7.84 ± 0.16
CaO	59	9.25 ± 0.12	9.26 ± 0.19	9.26 ± 0.19	9.30 ± 0.18	9.29 ± 0.18
Na <sub>2</sub> O	55	2.77 ± 0.06	2.77 ± 0.07	2.76 ± 0.07	2.76 ± 0.07	2.76 ± 0.07
K <sub>2</sub> O	59	1.43 ± 0.05	1.457 ± 0.041	1.456 ± 0.041	1.457 ± 0.040	1.457 ± 0.040
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	55	0.255 ± 0.022	0.251 ± 0.010	0.250 ± 0.010	0.260 ± 0.009	0.260 ± 0.010
Sum		100.327	100.469	100.447	100.478	100.478
<i>JB-1a (basalto):</i>						
SiO <sub>2</sub>	28	52.19 ± 0.23	52.04 ± 0.34	52.04 ± 0.33	52.10 ± 0.30	52.10 ± 0.30
TiO <sub>2</sub>	33	1.290 ± 0.021	1.281 ± 0.041	1.280 ± 0.041	1.28 ± 0.06	1.28 ± 0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28	14.49 ± 0.24	14.63 ± 0.20	14.63 ± 0.20	14.56 ± 0.21	14.56 ± 0.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	42	9.04 ± 0.14	9.04 ± 0.26	9.04 ± 0.26	9.00 ± 0.23	9.01 ± 0.25
MnO	35	0.149 ± 0.006	0.146 ± 0.006	0.145 ± 0.006	0.145 ± 0.006	0.146 ± 0.006
MgO	31	7.84 ± 0.10	7.83 ± 0.17	7.83 ± 0.17	7.85 ± 0.15	7.85 ± 0.16
CaO	30	9.31 ± 0.09	9.17 ± 0.13	9.17 ± 0.13	9.20 ± 0.12	9.21 ± 0.13
Na <sub>2</sub> O	32	2.77 ± 0.07	2.795 ± 0.034	2.796 ± 0.034	2.792 ± 0.031	2.793 ± 0.031
K <sub>2</sub> O	35	1.413 ± 0.027	1.423 ± 0.030	1.422 ± 0.030	1.424 ± 0.031	1.424 ± 0.031
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27	0.262 ± 0.014	0.245 ± 0.010	0.245 ± 0.010	0.255 ± 0.009	0.255 ± 0.010
Sum		100.174	100.020	100.018	100.026	100.048
<i>JB-2 (basalto):</i>						
SiO <sub>2</sub>	61	53.21 ± 0.17	52.92 ± 0.36	52.91 ± 0.36	52.93 ± 0.29	52.94 ± 0.31
TiO <sub>2</sub>	80	1.18 ± 0.05	1.182 ± 0.041	1.180 ± 0.040	1.18 ± 0.05	1.18 ± 0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	81	14.67 ± 0.29	14.50 ± 0.22	14.50 ± 0.22	14.53 ± 0.23	14.54 ± 0.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	72	14.30 ± 0.26	14.15 ± 0.45	14.14 ± 0.45	14.19 ± 0.38	14.20 ± 0.41
MnO	76	0.219 ± 0.011	0.217 ± 0.008	0.216 ± 0.008	0.216 ± 0.008	0.216 ± 0.008
MgO	67	4.62 ± 0.10	4.56 ± 0.10	4.55 ± 0.10	4.56 ± 0.09	4.56 ± 0.09
CaO	67	9.81 ± 0.14	9.86 ± 0.16	9.86 ± 0.16	9.82 ± 0.15	9.83 ± 0.16
Na <sub>2</sub> O	75	2.06 ± 0.10	2.06 ± 0.09	2.06 ± 0.09	2.06 ± 0.08	2.06 ± 0.08
K <sub>2</sub> O	73	0.418 ± 0.21	0.421 ± 0.009	0.421 ± 0.009	0.421 ± 0.009	0.420 ± 0.009
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	61	0.096 ± 0.012	0.0920 ± 0.0040	0.0922 ± 0.0040	0.0960 ± 0.0033	0.0956 ± 0.0037
Sum		99.913	99.292	99.259	99.333	99.372
<i>JB-3 (basalto):</i>						
SiO <sub>2</sub>	48	50.94 ± 0.28	50.63 ± 0.34	50.63 ± 0.34	50.69 ± 0.28	50.70 ± 0.29
TiO <sub>2</sub>	55	1.43 ± 0.05	1.44 ± 0.05	1.44 ± 0.05	1.43 ± 0.06	1.43 ± 0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53	17.17 ± 0.31	16.92 ± 0.25	16.92 ± 0.25	16.97 ± 0.25	16.97 ± 0.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	46	11.87 ± 0.15	11.65 ± 0.34	11.66 ± 0.34	11.69 ± 0.29	11.70 ± 0.31
MnO	49	0.175 ± 0.010	0.178 ± 0.006	0.178 ± 0.006	0.177 ± 0.006	0.176 ± 0.006
MgO	49	5.20 ± 0.11	5.08 ± 0.10	5.08 ± 0.10	5.08 ± 0.08	5.09 ± 0.09
CaO	49	9.79 ± 0.11	9.75 ± 0.13	9.75 ± 0.13	9.80 ± 0.13	9.80 ± 0.14
Na <sub>2</sub> O	52	2.75 ± 0.08	2.705 ± 0.035	2.699 ± 0.035	2.700 ± 0.031	2.701 ± 0.031
K <sub>2</sub> O	58	0.780 ± 0.024	0.771 ± 0.017	0.771 ± 0.017	0.772 ± 0.017	0.772 ± 0.018
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	39	0.288 ± 0.015	0.283 ± 0.012	0.282 ± 0.012	0.290 ± 0.010	0.290 ± 0.011
Sum		99.783	98.797	98.800	98.989	99.029

**Tabla 3.6** Composición de elementos mayores para JA-1, JA-2, JA-3 y JR-1. Para más detalles consultar la Tabla 3.4

Elem	SIPVADE		Modelo A	Modelo B	Modelo C	Modelo D
% m/m	n	<sup>1</sup> C ± <sup>1</sup> s <sub>C</sub>	<sup>1</sup> C ± <sup>1</sup> s <sub>C</sub>	<sup>B</sup> C ± <sup>B</sup> s <sub>C</sub>	<sup>C</sup> C ± <sup>C</sup> s <sub>C</sub>	<sup>D</sup> C ± <sup>D</sup> s <sub>C</sub>
<i>JA-1 (andesita):</i>						
SiO <sub>2</sub>	69	64.0 ± 0.5	64.55 ± 0.42	64.55 ± 0.42	64.51 ± 0.35	64.52 ± 0.35
TiO <sub>2</sub>	71	0.854 ± 0.028	0.871 ± 0.027	0.870 ± 0.027	0.866 ± 0.038	0.866 ± 0.040
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	81	15.21 ± 0.34	15.27 ± 0.22	15.27 ± 0.22	15.20 ± 0.22	15.21 ± 0.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	80	7.06 ± 0.25	7.11 ± 0.19	7.11 ± 0.19	7.07 ± 0.16	7.06 ± 0.18
MnO	77	0.157 ± 0.011	0.163 ± 0.005	0.163 ± 0.005	0.162 ± 0.005	0.162 ± 0.005
MgO	76	1.57 ± 0.08	1.510 ± 0.034	1.509 ± 0.034	1.512 ± 0.028	1.512 ± 0.030
CaO	79	5.70 ± 0.16	5.62 ± 0.09	5.62 ± 0.09	5.65 ± 0.09	5.65 ± 0.09
Na <sub>2</sub> O	70	3.85 ± 0.10	3.84 ± 0.05	3.84 ± 0.05	3.84 ± 0.05	3.84 ± 0.05
K <sub>2</sub> O	76	0.785 ± 0.040	0.774 ± 0.017	0.774 ± 0.017	0.775 ± 0.017	0.775 ± 0.018
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	63	0.160 ± 0.016	0.153 ± 0.007	0.153 ± 0.007	0.159 ± 0.006	0.159 ± 0.006
Suma		100.056	100.571	100.569	100.454	100.464
<i>JA-2 (andesita):</i>						
SiO <sub>2</sub>	36	56.6 ± 0.5	56.31 ± 0.38	56.31 ± 0.38	56.39 ± 0.31	56.39 ± 0.31
TiO <sub>2</sub>	30	0.674 ± 0.013	0.686 ± 0.022	0.685 ± 0.022	0.683 ± 0.032	0.682 ± 0.033
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37	15.42 ± 0.33	15.44 ± 0.22	15.44 ± 0.22	15.37 ± 0.22	15.38 ± 0.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	38	6.26 ± 0.13	6.38 ± 0.18	6.37 ± 0.18	6.34 ± 0.16	6.35 ± 0.17
MnO	37	0.108 ± 0.005	0.1130 ± 0.0035	0.1130 ± 0.0035	0.1130 ± 0.0034	0.1128 ± 0.0034
MgO	36	7.59 ± 0.26	7.87 ± 0.14	7.86 ± 0.14	7.85 ± 0.15	7.85 ± 0.16
CaO	36	6.28 ± 0.17	6.21 ± 0.10	6.21 ± 0.10	6.24 ± 0.10	6.24 ± 0.10
Na <sub>2</sub> O	42	3.13 ± 0.12	3.167 ± 0.044	3.166 ± 0.043	3.161 ± 0.041	3.161 ± 0.041
K <sub>2</sub> O	47	1.81 ± 0.05	1.815 ± 0.040	1.814 ± 0.040	1.815 ± 0.040	1.816 ± 0.040
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31	0.149 ± 0.016	0.146 ± 0.006	0.146 ± 0.006	0.152 ± 0.005	0.152 ± 0.006
Suma		100.141	100.257	100.228	100.234	100.254
<i>JA-3 (andesita):</i>						
SiO <sub>2</sub>	22	62.22 ± 0.22	62.53 ± 0.42	62.53 ± 0.42	62.44 ± 0.32	62.44 ± 0.32
TiO <sub>2</sub>	31	0.681 ± 0.036	0.697 ± 0.022	0.696 ± 0.022	0.692 ± 0.030	0.692 ± 0.032
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29	15.61 ± 0.18	15.84 ± 0.21	15.84 ± 0.21	15.78 ± 0.22	15.78 ± 0.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	21	6.61 ± 0.09	6.69 ± 0.20	6.68 ± 0.20	6.66 ± 0.18	6.65 ± 0.19
MnO	33	0.103 ± 0.010	0.1110 ± 0.0032	0.1100 ± 0.0032	0.1100 ± 0.0032	0.1101 ± 0.0033
MgO	26	3.74 ± 0.07	3.72 ± 0.08	3.72 ± 0.08	3.73 ± 0.07	3.73 ± 0.07
CaO	26	6.30 ± 0.07	6.18 ± 0.09	6.18 ± 0.09	6.20 ± 0.08	6.20 ± 0.08
Na <sub>2</sub> O	28	3.18 ± 0.06	3.22 ± 0.05	3.22 ± 0.05	3.217 ± 0.044	3.218 ± 0.044
K <sub>2</sub> O	34	1.420 ± 0.026	1.409 ± 0.029	1.408 ± 0.029	1.408 ± 0.030	1.408 ± 0.031
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4	0.110 ± 0.010	0.107 ± 0.005	0.106 ± 0.005	0.113 ± 0.008	0.112 ± 0.008
Suma		99.764	100.294	100.280	100.140	100.130
<i>JR-1 (riolita):</i>						
SiO <sub>2</sub>	51	75.4 ± 0.6	75.7 ± 0.5	75.7 ± 0.6	75.8 ± 0.5	75.8 ± 0.5
TiO <sub>2</sub>	47	0.109 ± 0.011	0.1090 ± 0.040	0.1090 ± 0.040	0.108 ± 0.005	0.108 ± 0.005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49	12.86 ± 0.18	13.15 ± 0.18	13.15 ± 0.18	13.06 ± 0.20	13.05 ± 0.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	50	0.89 ± 0.07	1.00 ± 0.05	1.00 ± 0.05	0.99 ± 0.05	0.99 ± 0.05
MnO	52	0.101 ± 0.006	0.1060 ± 0.0033	0.1060 ± 0.0033	0.1060 ± 0.0032	0.1060 ± 0.0032
MgO	46	0.126 ± 0.044	0.0942 ± 0.0031	0.0942 ± 0.0031	0.0944 ± 0.0027	0.0945 ± 0.0029
CaO	45	0.681 ± 0.036	0.663 ± 0.010	0.663 ± 0.010	0.666 ± 0.009	0.666 ± 0.010
Na <sub>2</sub> O	50	4.04 ± 0.13	3.97 ± 0.06	3.97 ± 0.06	3.97 ± 0.06	3.97 ± 0.06
K <sub>2</sub> O	52	4.43 ± 0.07	4.29 ± 0.07	4.29 ± 0.07	4.31 ± 0.08	4.31 ± 0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	39	0.018 ± 0.006	0.0140 ± 0.0022	0.0141 ± 0.0022	0.0145 ± 0.0022	0.0146 ± 0.0022
Suma		99.815	100.256	100.256	100.279	100.269

**Tabla 3.7** Composición de elementos mayores para BE-N, PM-S, WS-E y DR-N. Para más detalles consultar la Tabla 3.4. <sup>a</sup>La composición más probable para DR-N tomada de Govindaraju (1995)

Elem	SIPVADE		Modelo A		Modelo B		Modelo C		Modelo D	
% m/m	n	<sup>i</sup> C ± <sup>i</sup> s <sub>C</sub>	<sup>i</sup> C ± <sup>i</sup> s <sub>C</sub>	<sup>b</sup> C ± <sup>b</sup> s <sub>C</sub>	<sup>c</sup> C ± <sup>c</sup> s <sub>C</sub>	<sup>d</sup> C ± <sup>d</sup> s <sub>C</sub>				
<i>BE-N (basalto):</i>										
SiO <sub>2</sub>	111	38.4 ± 0.6	38.40 ± 0.26	38.40 ± 0.26	38.45 ± 0.21	38.45 ± 0.21				
TiO <sub>2</sub>	112	2.65 ± 0.11	2.56 ± 0.08	2.56 ± 0.08	2.56 ± 0.11	2.56 ± 0.12				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	114	10.15 ± 0.39	9.91 ± 0.13	9.91 ± 0.13	9.96 ± 0.13	9.97 ± 0.14				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>i</sup>	129	12.90 ± 0.33	12.66 ± 0.31	12.65 ± 0.31	12.69 ± 0.29	12.70 ± 0.31				
MnO	110	0.201 ± 0.015	0.187 ± 0.005	0.187 ± 0.005	0.187 ± 0.006	0.187 ± 0.006				
MgO	112	13.26 ± 0.34	13.06 ± 0.28	13.05 ± 0.28	13.10 ± 0.27	13.11 ± 0.28				
CaO	112	13.94 ± 0.31	14.01 ± 0.21	14.00 ± 0.21	14.07 ± 0.19	14.07 ± 0.20				
Na <sub>2</sub> O	113	3.20 ± 0.10	3.15 ± 0.17	3.14 ± 0.17	3.14 ± 0.17	3.15 ± 0.17				
K <sub>2</sub> O	114	1.40 ± 0.09	1.455 ± 0.028	1.455 ± 0.028	1.455 ± 0.028	1.455 ± 0.029				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	82	1.04 ± 0.07	1.112 ± 0.035	1.111 ± 0.035	1.111 ± 0.033	1.111 ± 0.037				
Sum		99.591	98.954	98.913	99.173	99.213				
<i>PM-S (microgabro):</i>										
SiO <sub>2</sub>	92	47.07 ± 0.44	46.89 ± 0.32	46.89 ± 0.32	46.95 ± 0.27	46.95 ± 0.27				
TiO <sub>2</sub>	103	1.11 ± 0.05	1.088 ± 0.035	1.087 ± 0.035	1.09 ± 0.05	1.09 ± 0.05				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	94	17.10 ± 0.27	17.04 ± 0.24	17.04 ± 0.24	16.96 ± 0.25	16.97 ± 0.25				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>i</sup>	103	10.10 ± 0.20	10.03 ± 0.30	10.02 ± 0.30	9.97 ± 0.25	9.99 ± 0.28				
MnO	108	0.157 ± 0.008	0.153 ± 0.005	0.153 ± 0.005	0.154 ± 0.005	0.155 ± 0.005				
MgO	95	9.38 ± 0.20	9.27 ± 0.20	9.27 ± 0.20	9.29 ± 0.17	9.29 ± 0.18				
CaO	103	12.47 ± 0.20	12.34 ± 0.17	12.33 ± 0.17	12.41 ± 0.16	12.41 ± 0.16				
Na <sub>2</sub> O	109	2.05 ± 0.11	2.00 ± 0.05	2.00 ± 0.05	2.00 ± 0.05	2.00 ± 0.05				
K <sub>2</sub> O	82	0.137 ± 0.009	0.1380 ± 0.0040	0.1381 ± 0.0040	0.1381 ± 0.0034	0.1384 ± 0.0035				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	70	0.031 ± 0.009	0.0250 ± 0.0014	0.0248 ± 0.0013	0.0259 ± 0.0012	0.0259 ± 0.0013				
Sum		99.905	99.274	99.253	99.288	99.319				
<i>WS-E (dolerita):</i>										
SiO <sub>2</sub>	89	51.07 ± 0.38	50.85 ± 0.34	50.85 ± 0.34	50.91 ± 0.28	50.92 ± 0.29				
TiO <sub>2</sub>	99	2.43 ± 0.06	2.43 ± 0.08	2.43 ± 0.08	2.43 ± 0.11	2.43 ± 0.12				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	98	13.82 ± 0.23	13.63 ± 0.19	13.64 ± 0.19	13.71 ± 0.19	13.70 ± 0.20				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>i</sup>	104	13.22 ± 0.27	12.85 ± 0.37	12.84 ± 0.37	12.91 ± 0.31	12.91 ± 0.32				
MnO	104	0.171 ± 0.008	0.166 ± 0.006	0.166 ± 0.006	0.166 ± 0.006	0.166 ± 0.006				
MgO	98	5.58 ± 0.14	5.73 ± 0.30	5.73 ± 0.30	5.74 ± 0.30	5.74 ± 0.30				
CaO	102	9.02 ± 0.19	8.84 ± 0.12	8.84 ± 0.12	8.89 ± 0.12	8.90 ± 0.12				
Na <sub>2</sub> O	104	2.46 ± 0.10	2.46 ± 0.05	2.45 ± 0.05	2.453 ± 0.044	2.458 ± 0.044				
K <sub>2</sub> O	99	0.992 ± 0.041	1.005 ± 0.022	1.005 ± 0.022	1.006 ± 0.021	1.006 ± 0.022				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	79	0.305 ± 0.016	0.289 ± 0.012	0.289 ± 0.012	0.301 ± 0.010	0.301 ± 0.012				
Sum		99.918	99.100	99.090	99.366	99.381				
<i>DR-N (diorita)<sup>a</sup>:</i>										
SiO <sub>2</sub>	59	52.9 ± 0.7	53.26 ± 0.34	53.26 ± 0.34	53.20 ± 0.29	53.20 ± 0.30				
TiO <sub>2</sub>	59	1.09 ± 0.08	1.102 ± 0.034	1.101 ± 0.035	1.09 ± 0.05	1.09 ± 0.05				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60	17.52 ± 0.55	17.69 ± 0.24	17.68 ± 0.24	17.59 ± 0.24	17.59 ± 0.25				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>i</sup>	64	9.70 ± 0.29	10.10 ± 0.26	10.10 ± 0.26	10.04 ± 0.23	10.03 ± 0.24				
MnO	47	0.220 ± 0.020	0.226 ± 0.007	0.225 ± 0.007	0.224 ± 0.007	0.224 ± 0.007				
MgO	65	4.40 ± 0.27	4.30 ± 0.09	4.30 ± 0.09	4.31 ± 0.07	4.31 ± 0.08				
CaO	70	7.05 ± 0.24	7.00 ± 0.10	7.00 ± 0.10	7.04 ± 0.09	7.04 ± 0.09				
Na <sub>2</sub> O	47	2.99 ± 0.19	2.969 ± 0.038	2.966 ± 0.038	2.969 ± 0.034	3.000 ± 0.034				
K <sub>2</sub> O	58	1.70 ± 0.10	1.753 ± 0.038	1.752 ± 0.038	1.751 ± 0.038	1.752 ± 0.039				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	36	0.25 ± 0.05	0.222 ± 0.009	0.222 ± 0.009	0.232 ± 0.009	0.232 ± 0.009				
Sum		99.790	100.592	100.576	100.416	100.438				

El cálculo de la incertidumbre asociada a una predicción de concentración, a partir de una curva de calibración, es necesario para desarrollar modelos geoquímicos cuantitativos más realistas, tanto para el caso de elementos mayores como para los elementos traza (e.g., Verma, 1996, 1998b, 2000c). Actualmente, la magnitud de las incertidumbres es considerada tan importante como los datos de concentración en la interpretación de un problema geoquímico (De Bièvre, 1997; Ramsey, 1997).

A partir de la aplicación de los modelos A-D, se estableció la concentración de elementos mayores en los 16 GRM considerados en el estudio (Tablas 3.4-3.7). En general, la incertidumbre analítica (*uncertainty of measurement*) para los datos de concentración, representada por  ${}^m s_C$ , fue < 4% en la mayoría de los casos, excepto para TiO<sub>2</sub>, MnO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (para estos elementos  ${}^m s_C < 5\%$ ). En el caso de SiO<sub>2</sub>, la incertidumbre analítica en todos los GRM fue  ${}^m s_C < 0.7\%$ . Los datos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO presentaron, en general, errores < 2%. Para MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>I</sup>, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O las incertidumbres observadas fueron < 3%, excepto en cuatro casos (MgO en WS-E ~ 5.2%; Na<sub>2</sub>O en JB-2 ~ 4.0% y BE-N ~ 5.3%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>I</sup> en JR-1 ~ 4.7%). Las incertidumbres de las concentraciones de MnO en los GRM fueron < 4%, mientras que en el caso de TiO<sub>2</sub> fueron < 5%, salvo en el análisis de JB-1a ( ${}^m s_C \sim 5.2\%$ ). Finalmente, en la mayoría de los resultados de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> la incertidumbre fue inferior a 5%, aunque los datos de BIR-1 y JA-3 mostraron  ${}^m s_C \sim 6\%$  y la concentración en JR-1, la más baja entre los GRM estudiados, fue determinada con un error muy alto (~ 15%).

La evaluación de la exactitud analítica (*trueness*) se basó en la comparación de los nuevos datos de concentración, obtenidos aplicando los diferentes modelos de regresión, con los establecidos por el esquema estadístico SIPVADE (considerados en este trabajo como valores de referencia). Una comparación numérica global de cada uno de los modelos de regresión fue realizada utilizando el parámetro de error de predicción *RMSEP* (*root-mean-square error of prediction*; Adams y Allen, 1998):

$$RMSEP = [ \sum ({}^m C_i - {}^t C_i)^2 / n ]^{1/2} \quad [22]$$

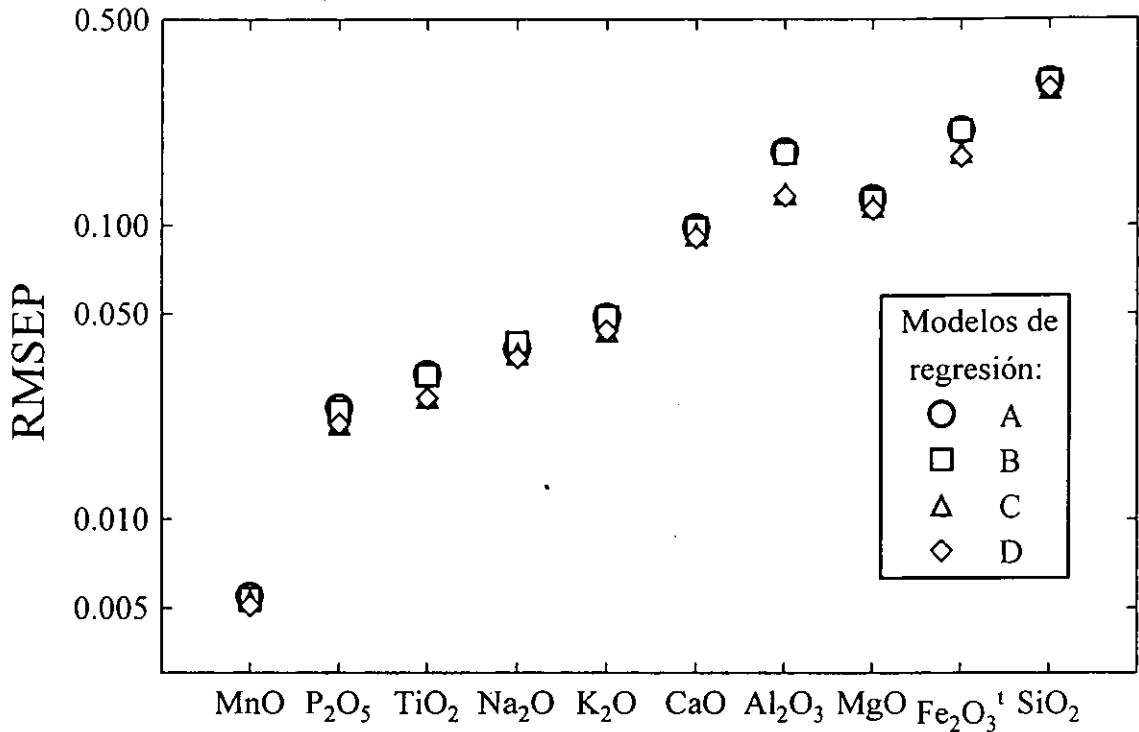
donde el término  $({}^m C_i - {}^t C_i)$  representa los residuales entre los modelos de regresión  $m$  (A-D) y los valores de predicción de SIPVADE para cada elemento mayor, y  $n$  el número total de GRM considerados en la construcción de la curva de calibración. La evaluación RMSEP mostró claramente que las diferencias entre las concentraciones experimentales y los valores de referencia disminuyeron del modelo A al D (Tabla 3.8; Figura 3.7), lo que implica que los resultados del modelo D (regresión

ponderada con intercepto en el origen y un factor de ponderación  $^D w_i$ ) son aparentemente los que mejor reproducen los valores de referencia, por lo que debería ser el procedimiento de rutina en la calibraciones de XRF.

**Tabla 3.8** Evaluación de los errores de predicción (e.g., exactitud analítica) de los modelos de regresión A-D, por medio del parámetro RMSEP (Adams y Allen, 1998)

Elemento mayor	RMSEP			
	Modelo A	Modelo B	Modelo C	Modelo D
SiO <sub>2</sub>	0.3084	0.3085	0.2912	0.2912
TiO <sub>2</sub>	0.0311	0.0308	0.0260	0.0257
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1779	0.1759	0.1287	0.1256
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	0.2100	0.2099	0.1772	0.1707
MnO	0.055	0.054	0.0053	0.0051
MgO	0.1237	0.1227	0.1164	0.1133
CaO	0.0985	0.0980	0.0933	0.0909
Na <sub>2</sub> O	0.0381	0.0399	0.0367	0.0354
K <sub>2</sub> O	0.0489	0.0489	0.0438	0.0439
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.0239	0.023	0.0211	0.0210

Un análisis más detallado de los residuales para los modelos A y D demostró que, en la mayoría de los casos estudiados (~ 90%), la predicción de concentración del modelo D presentó una menor desviación con respecto a las concentraciones de referencia (SIPVADE) en comparación al modelo A (Tablas 3.4-3.7), como se demuestra en la Figuras 3.8 y 3.9. En ellas se graficó la cantidad  $(^m C_i - ^1 C_i) / ^1 s_C$  versus  $^1 C_i$  para los modelos D (círculos abiertos) y el modelo A (círculos rellenos), de tal forma que un valor igual a cero en el eje-y representa un valor de concentración experimental exactamente igual a la concentración de referencia, mientras un valor igual a la unidad representará una desviación del valor experimental equivalente a una desviación estándar del valor de referencia.



**Figura 3.7** Errores de predicción (e.g., exactitud analítica) de concentración para los modelos de regresión A-D, evaluados por medio del parámetro RMSEP (Adams y Allen, 1998).

Una mejor predicción del modelo A en comparación al modelo D fue observada sólo en el 10% de los casos estudiados. Este comportamiento se presentó en elementos con concentraciones extremas en los GRM (Figura 3.8: BE-N, RGM-1 y JR-1 en SiO<sub>2</sub>; JR-1 en TiO<sub>2</sub>; Figura 3.9: BE-N en CaO). Sin embargo, una mejor predicción del modelo A fue más común en GRM con concentraciones intermedias (Figura 3.8: BIR-1 en TiO<sub>2</sub>; JA-2 en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; JB-1a en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>1</sup>; BHVO-1 en MnO; Figura 3.9: JB-1 en MgO; JB-1 y BHVO-1 en CaO, JA-1 en Na<sub>2</sub>O; JA-2 en K<sub>2</sub>O).

Por otro lado, ~ 90% de los datos de concentración experimentales para GRM generados a partir del modelo D mostraron diferencias menores a una desviación estándar ( $\pm 's_C$ ), con respecto a las concentraciones de referencia obtenidas con el esquema SIPVADE (Figuras 3.8 y 3.9). El resto de los datos mostraron discrepancias dentro de la banda  $\pm 1.7* 's_C$ , excepto para el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>1</sup> en RGM-1 ( $\pm 2* 's_{C-Fe}$ ; Figura 3.8d) y para P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en JA-3 y RGM-1 ( $\pm 2* 's_{C-P}$  y  $\pm 2.4* 's_{C-P}$ , respectivamente; Figura 3.9e). Estas discrepancias podrían estar relacionadas al número de datos tan limitado reportado en la literatura para esos GRM, con los que se realizó la evaluación SIPVADE (Tablas 3.4 y 3.6).



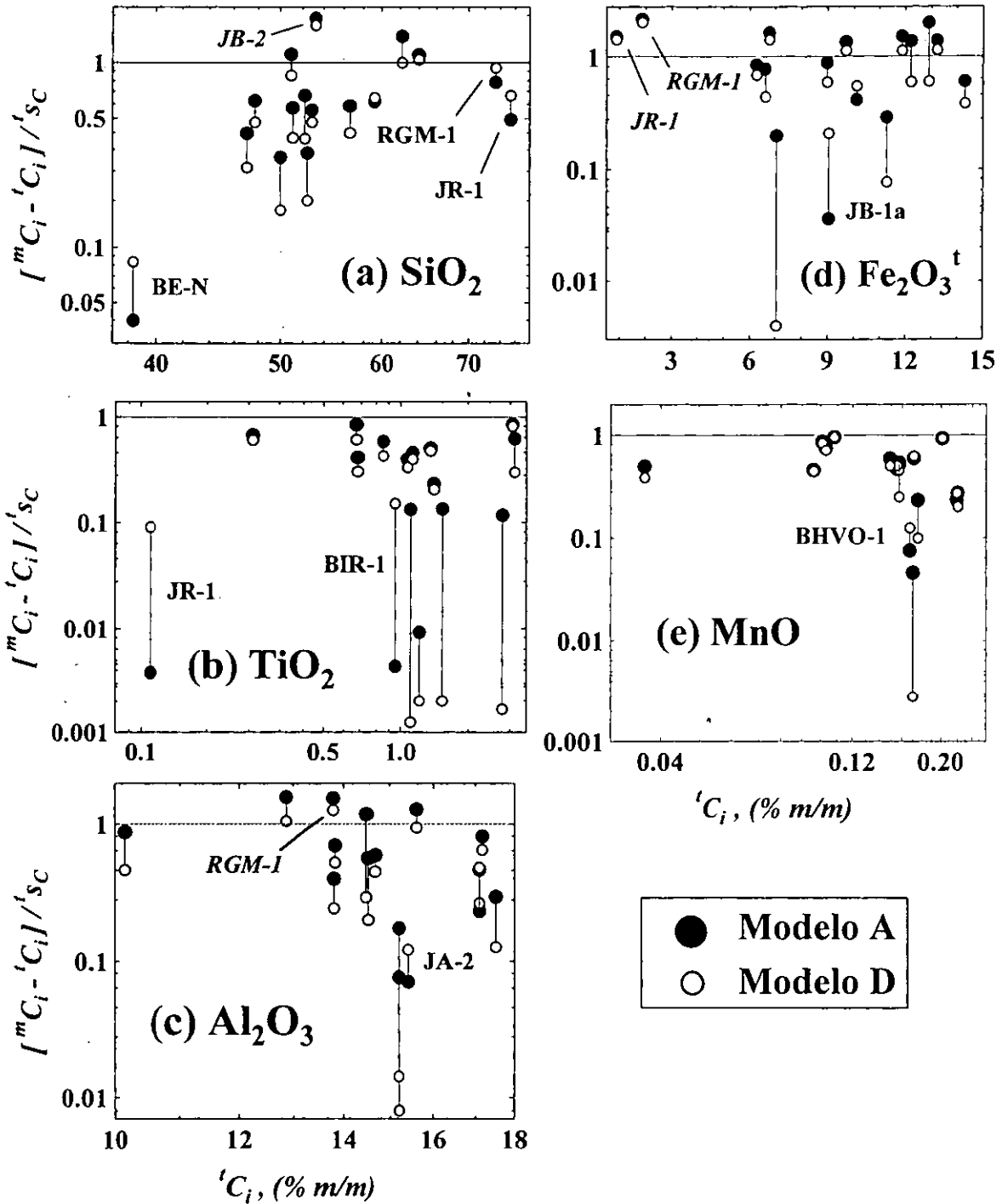


Figura 3.8 Residuales de concentración absolutos y normalizados a la desviación estándar de referencia ( $[{}^m C_i - {}^t C_i] / {}^t s_c$ ) graficados como una función de los datos de concentración de referencia ( ${}^t C_i$ ) de SIPVADE para: (a)  $\text{SiO}_2$ , (b)  $\text{TiO}_2$ , (c)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , (d)  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$  y (e)  $\text{MnO}$ .

**ESTA TESIS NO SALE  
DE LA BIBLIOTECA**

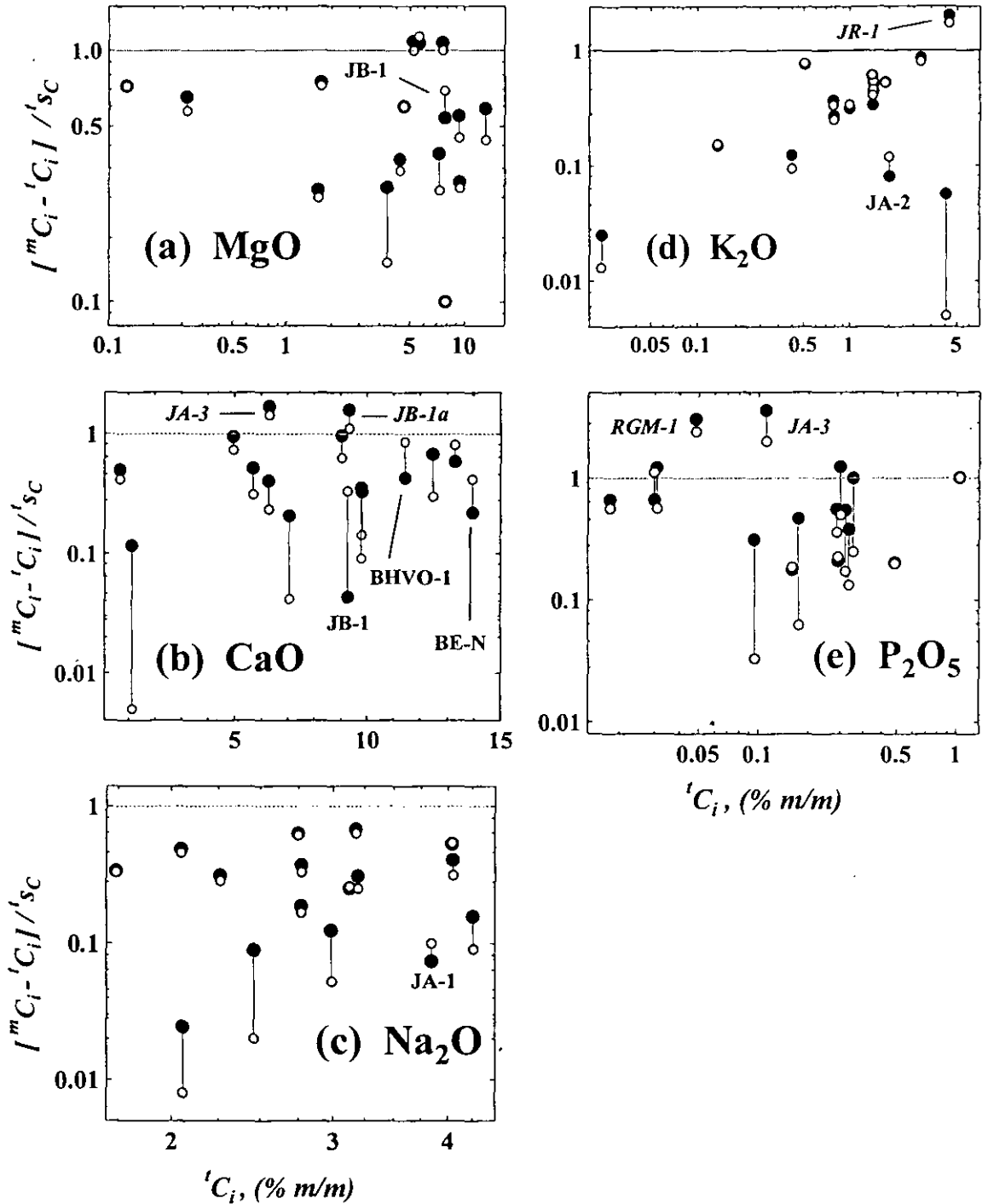


Figura 3.9 Residuales de concentración absolutos y normalizados a la desviación estándar de referencia ( $[^m C_i - ^i C_i] / ^i s_c$ ) graficados como una función de los datos de concentración de referencia ( $^i C_i$ ) de SIPVADE para: (a) MgO, (b) CaO, (c) Na<sub>2</sub>O, (d) K<sub>2</sub>O y (e) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Además, estos GRM mostraron diferencias de 2 ó 3 veces su concentración con respecto a los GRM vecinos en las curvas de calibración. Potts (1995) señaló que este tipo de diferencias, en algunas circunstancias, pueden causar una incertidumbre no esperada en las curvas de calibración. Por ejemplo, en la curva de calibración de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se ve que  ${}^1C_{\text{JA-2}} / {}^1C_{\text{RGM-1}} \sim 3.3$  y, como consecuencia, esto podría provocar la fuerte discrepancia de la concentración de RGM-1. De forma similar, diferencias apreciables en la concentración de  $\text{P}_2\text{O}_5$  se detectaron entre PM-S y RGM-1 ( ${}^1C_{\text{RGM-1}} / {}^1C_{\text{PM-S}} \sim 1.6$ ), las cuales podrían provocar discrepancias entre el modelo D y las concentraciones de referencia.

### 3.5 Comentarios generales del proceso de calibración

Los resultados obtenidos demostraron que la metodología basada en: (1) el manejo de concentraciones de GRM, establecidas mediante el esquema SIPVADE, (2) la corrección de los datos de intensidad fluorescente por efectos de matriz y deriva instrumental, y (3) la aplicación de un modelo lineal de regresión ponderada con intercepto en el origen (modelo D), es una mejor opción, desde un punto de vista analítico y estadístico, que el modelo convencional de regresión lineal simple. De esta forma, para el trabajo en rutina con muestras desconocidas, se establecieron curvas de calibración para los elementos mayores aplicando la metodología ya citada (Figuras 3.10 y 3.11).

Estas curvas de calibración para trabajo de rutina se construyeron tomando en cuenta la información de concentración (e.g., SIPVADE) y de intensidad fluorescente para los 16 GRM considerados en el presente estudio. Es importante señalar que, para realizar una aplicación adecuada de estas curvas, las muestras desconocidas fueron preparadas y medidas de forma semejante a los GRM, como se describe en la sección 3.3.1. Por otro lado, estas curvas de calibración son válidas únicamente en el intervalo de concentración que cubren los GRM (ver Figuras 3.1 y 3.2). Finalmente, la aplicación de esta metodología permitió, no sólo establecer la concentración en una muestra desconocida, sino también su incertidumbre asociada. Por estas razones, se recomienda la aplicación de esta propuesta en estudios de XRF con aplicaciones geoquímicas. En este sentido, se planea extender en el futuro la aplicación del modelo D a programas de calibración XRF para el análisis de elementos traza en materiales geológicos.

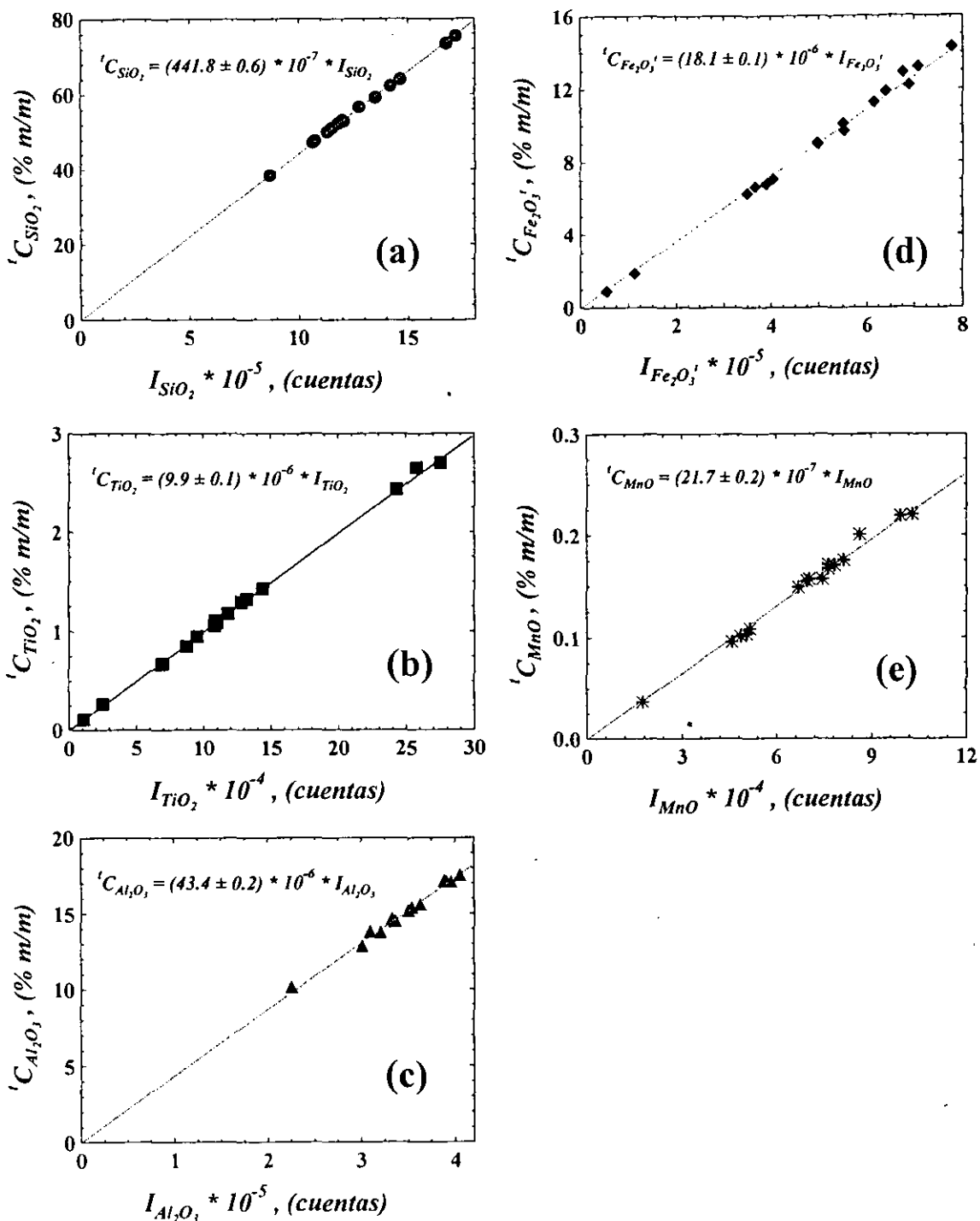


Figura 3.10 Curvas de calibración concentración – intensidad para trabajo de rutina, aplicando el modelo D y considerando  $n = 16$  GRM, para los elementos mayores: (a)  $SiO_2$ , (b)  $TiO_2$ , (c)  $Al_2O_3$ , (d)  $Fe_2O_3$ , y (e)  $MnO$ . En cada una de las curvas se presenta la ecuación de regresión, que incluye la incertidumbre de la pendiente.

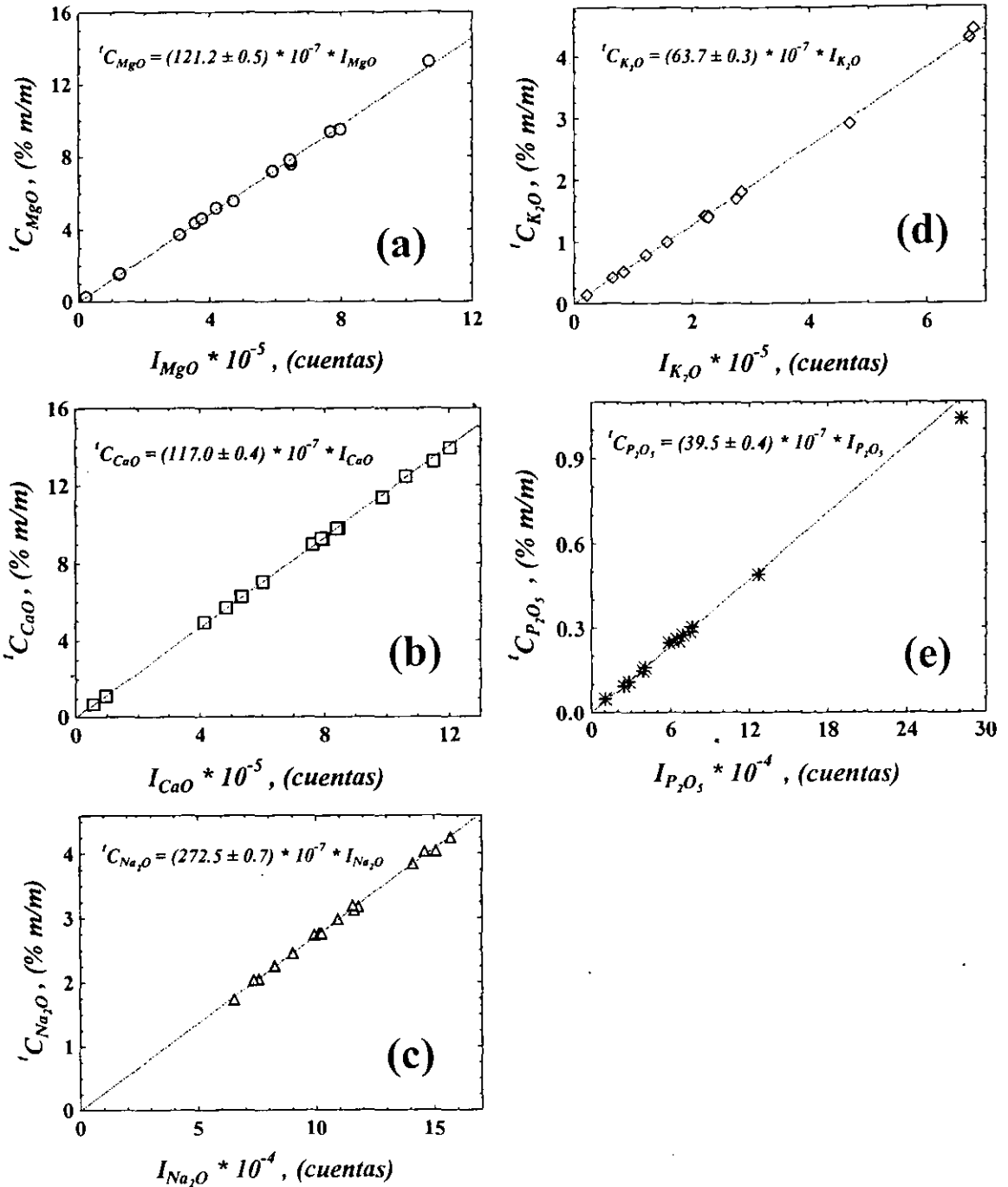


Figura 3.11 Curvas de calibración concentración – intensidad para trabajo de rutina, aplicando el modelo D y considerando  $n = 16$  GRM, para los elementos mayores: (a) MgO, (b) CaO, (c) Na<sub>2</sub>O, (d) K<sub>2</sub>O, y (e) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. En cada una de las curvas se presenta la ecuación de regresión, que incluye la incertidumbre de la pendiente.

## 4. Cinturón Volcánico Mexicano

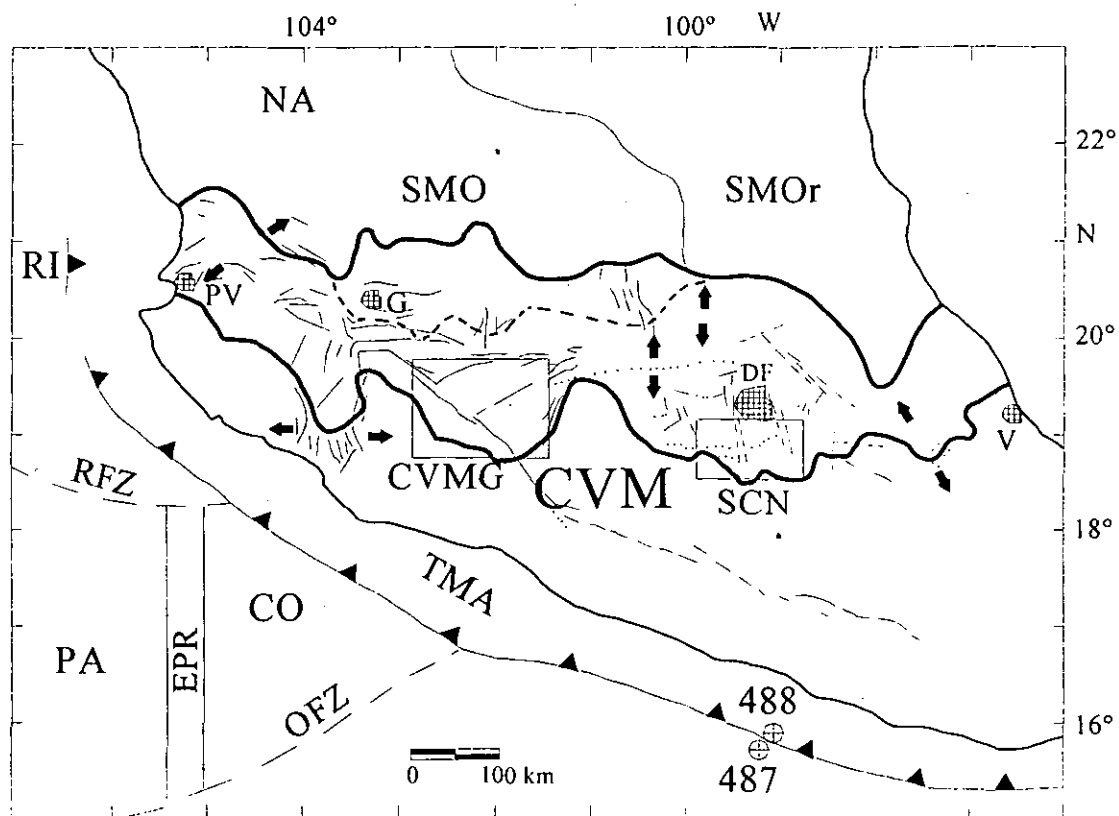
### 4.1 Panorama general

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, Figura 4.1) es una provincia volcánica con una edad que comprende desde Mioceno al Reciente que se sitúa en el sur de México y que se extiende, con una orientación E-W, desde Puerto Vallarta, Jal. hasta Veracruz, Ver. El CVM presenta una longitud de ~1000 km y un ancho que varía desde 50 km hasta 300 km, área en donde se distribuyen más de 8,000 estructuras volcánicas individuales de diversa morfología (Robin, 1982). Esta provincia incluye grandes estratovolcanes, calderas, domos y extensos campos monogenéticos. Algunos de los estratovolcanes del CVM han mostrado actividad histórica (e.g., Ceboruco, Colima, Popocatépetl y el Citlaltépetl).

El estudio sistemático del CVM es de gran importancia, ya que: (1) en esta región se localizan importantes centros urbanos (e.g., Ciudad de México, Guadalajara, Querétaro, Morelia, Puebla, Cuernavaca, Toluca); (2) se considera una zona de alto riesgo natural, que incluye eventos sísmicos, como el terremoto que ocurrió frente a las costas de Michoacán, el 19 de Septiembre de 1985 (UNAM Seismology Group, 1986), y erupciones volcánicas, como las del volcán Parícutín (e.g., Yokohama y De la Cruz-Reyna, 1990); (3) en el se localizan importantes fuentes de energía geotérmica en México (e.g., campos geotérmicos de Los Azufres, La Primavera, Los Humeros). La investigación en el CVM, combinando varias disciplinas, se formalizó a partir de la década de los sesentas. En esta década y la siguiente, se realizaron estudios geológicos puntuales, algunos de los cuales incluyeron información geoquímica y geofísica. Los trabajos de Mooser (1972) y Demant (1981) incluyen un resumen del avance logrado en ese momento. En la década de los ochenta se profundizó en el estudio de aspectos vulcanológicos, geofísicos y geoquímicos del CVM. Al final de esa década se publicaron varios números especiales de la revista *Geofísica Internacional*, que sintetizan el conocimiento de la época en diversos tópicos relacionados al CVM (Verma, 1985, 1987).

En los últimos años, la investigación en el CVM se ha diversificado, cubriendo un gran número de aspectos, que incluyen estudios de cartografía geológica (e.g., Rosas-Elguera et al., 1997; García-Palomo et al., 2001), evaluación de riesgo en grandes estratovolcanes (Colima, Stoopes y Sheridan, 1992; Popocatépetl, Siebe et al., 1996; Nevado de Toluca, Macías et al., 1997; Citlaltépetl, Carrasco-Núñez et al., 1993), investigación sobre la edad de inicio del vulcanismo (e.g., Ferrari et al., 1994, 1999; Cerca Martínez et al., 2000), estudios sísmicos en la costa occidental de México (e.g., Suárez et

al., 1990; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995) y en el continente (e.g., Suter et al., 1996), estudios tectónicos (e.g., Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 1992, 1995a,b; Alaniz-Alvarez et al., 1998; Márquez et al., 1999a,b; Ferrari et al., 2000; García-Palomo et al., 2000), y estudios geoquímicos y petrológicos (e.g., Carmichael et al., 1996; Luhr, 1997; Armienta et al., 1998; Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999, 2000a).



**Figura 4.1** El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y los rasgos tectónicos principales asociados (modificado de Verma, 1999). Las flechas gruesas representan vectores de tensión horizontal máxima, mientras que las líneas continuas, discontinuas y punteadas describen los sistemas regionales de fallas y fracturas (tomadas de Singh y Pardo, 1993). Las abreviaturas son: SMO = Sierra Madre Occidental, SMOOr = Sierra Madre Oriental, NA = placa de Norte-América, RI = placa de Riviera, PA = placa de Pacífico, CO = placa de Cocos, TMA = Trinchera Meso-Americana, EPR = Cordillera de Pacífico del este, RFZ = zona de fracturas Rivera, OFZ = zona de fracturas de Orozco; círculos con cruz señalan los sitios 487 y 488 de perforación marina IPOD-DSDP Leg 66. Los recuadros sitúan los campos monogenéticos de Michoacán-Guanajuato (CVMG) y de la Sierra de Chichinautzin (SCN). Las ciudades son: PV = Puerto Vallarta, G = Guadalajara, DF = Distrito Federal (Ciudad de México), V = Veracruz.

## 4.2 Descripción general del Cinturón Volcánico Mexicano

### 4.2.1 Edad de inicio del magmatismo del CVM

Durante el Cenozoico, dos grandes provincias volcánicas cubrieron gran parte del occidente y el centro de México: la Sierra Madre Occidental (SMO), con una dirección N-NW (e.g., McDowell y Clabaugh, 1979), y el CVM, con una dirección E-W (ver Figura 4.1). La SMO representa la provincia riolítica más grande del mundo (cubriendo  $\sim 200,000 \text{ km}^2$  con más de 1 km de espesor), que se formó en dos períodos discretos del Eoceno y el Oligoceno (Montigny et al., 1987). Atwater (1989) relacionó el desarrollo de estas provincias a un modelo de arco clásico, como una consecuencia de la subducción de las placas del Pacífico bajo Norteamérica. El inicio de la actividad volcánica en el CVM es objeto de controversia y no se ha alcanzado un consenso al respecto. Demant (1978) sugirió que esto ocurrió durante el Cuaternario. Por su parte, Gastil et al. (1979) señalaron que la actividad empezó hace  $\sim 4.5 \text{ Ma}$  en la parte occidental, mientras que Allan (1986) propuso un inicio hace 10 Ma. De acuerdo a Mooser et al. (1974), el vulcanismo en la parte central del CVM se inició hace 30 Ma, mientras que Cantagrel y Robin (1979) sugirieron 20 Ma. para el inicio de la actividad en la parte oriental. En un estudio de la evolución geológica en la parte S de la Sierra de Guanajuato, basado en el análisis de información cartográfica y datos geocronológicos de K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en roca total, matriz y feldespatos, Cerca Martínez et al. (2000) propusieron que la transición de el SMO al CVM ocurrió entre 22 y 14 Ma, aunque una erupción abundante de magmas pertenecientes al CVM se dio hasta  $\sim 12.5 \text{ Ma}$ . Ferrari et al. (1999), a partir del análisis de datos geocronológicos, tipo de roca y la evolución tectónica de la zona, propusieron que la transición del SMO al CVM tuvo lugar durante el Mioceno medio al tardío ( $< 15 \text{ Ma}$ ), debido a una reorganización de la tectónica de placas, que involucró la finalización de la subducción de los remanentes de la placa Farallón y extensión inicial en el Golfo de California. Esta reorganización daría lugar a una rotación progresiva de  $\sim 30^\circ$  en contra de las manecillas del reloj, acompañada de un cambio en la composición química desde riolitas, típica de la SMO, hacia un magmatismo predominantemente basáltico y andesítico, característico del CVM.

### 4.2.2 El ambiente geotectónico del CVM en el marco de la teoría de tectónica de placas

El CVM (Figura 4.1) se encuentra situado en una zona en donde interaccionan las placas oceánicas de Cocos (CO) y Rivera (RI) con la placa continental de Norteamérica (NA), en la zona de la Trincheras de Mesoamérica (TMA). La subducción de estas placas en el sur de México exhibe varias



características distintivas que la hacen un caso único entre las zonas de subducción del Pacífico (Suárez y Sánchez, 1996). Karig et al. (1978) señalaron que la subducción ha ocurrido, al menos de forma intermitente, los últimos 100 Ma. La placa de Cocos subduce en forma oblicua bajo Norteamérica, con una velocidad de convergencia que se incrementa en dirección Sureste, desde 4.8 cm/año a 104.5°W hasta 7.5 cm/año a 94°W (De Mets y Stein, 1990). La edad de la corteza oceánica que subduce bajo la TMA se incrementa aparentemente desde México hasta América Central. Sin embargo, esta secuencia se ve afectada por discontinuidades asociadas a las zonas de fractura Orozco (OFZ) y O'Gorman (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1995). No obstante, la edad de la corteza oceánica cerca de la TMA frente a Acapulco, deducida a partir del análisis de anomalías magnéticas, es >12 Ma (Nixon, 1982). A partir de datos sísmicos, se ha deducido que la placa de Cocos subduce con un ángulo inicial de ~15°, que se vuelve horizontal a una profundidad de 50 km a partir de 110 km desde la TMA. Verma (2000a) determinó la composición química e isotópica de Sr, Nd y Pb en los sedimentos marinos y el MORB alterado que conforman la placa de Cocos. Por otro lado, hacia el SE del CVM, la placa de Cocos subduce bajo la placa Caribe para formar el Arco Volcánico de Centroamérica (AVC; e.g., Carr et al., 1982). La conexión entre el CVM y el AVC es una zona de transición difusa de vulcanismo de edad Plioceno al Reciente, conocida como Arco Volcánico Chiapaneco (e.g., Damon y Montesinos, 1978).

Al NW de la placa de Cocos se localiza la placa de Rivera (Figura 4.1), cuya existencia fue sugerida por Atwater (1970). A pesar de que no existe un acuerdo acerca de sus límites y movimiento (e.g., Nixon, 1982; Johnson y Harrison, 1990; DeMets y Stein, 1990; DeMets y Wilson, 1997), varios autores han señalado que la placa de Rivera presenta una cinemática distinta a la que caracteriza a las placas de Cocos y Norteamérica (Eissler y McNally, 1984; DeMets y Wilson, 1997). Las direcciones de movimiento actual de la placa de Rivera son el resultado de un giro de 4° en contra de las manecillas del reloj, teniendo su polo de rotación en el borde norte de la placa (DeMets y Wilson, 1997). De esta forma, la placa de Rivera se caracteriza por una subducción relativamente lenta, en comparación a la de Cocos, en una dirección NE. DeMets y Stein (1990) determinaron que las velocidades de convergencia varían desde 0.6 cm/año a 21°N (cerca de las islas Marias) hasta 2.0 cm/año a 19°N (cerca de Manzanillo). La edad de la litósfera oceánica que se consume actualmente en la zona de trinchera es de ~9 Ma (Klitgord y Mammerickx, 1982). Nixon (1982) señaló que la placa de Rivera subduce asísmicamente. Sin embargo, al menos seis grandes terremotos ( $M_s > 7.0$ ) han sido documentados desde 1837, incluyendo el sismo de Jalisco en 1932 ( $M_s = 8.2$ ; Eissler y McNally, 1984). Pardo y Suárez (1995) evaluaron la sismicidad relacionada a la subducción de la placa de Rivera y concluyeron que ésta se lleva a cabo con un ángulo de 50° a profundidades mayores a 40 km. Así, la placa de Rivera se situaría a unos 80-100 km de profundidad bajo el frente volcánico de la zona oeste del CVM en

Nayarit y Jalisco. Por medio de información sísmica y gravimétrica, Bandy et al. (1999) presentaron un modelo de la estructura geológica para la zona de subducción de la placa Rivera frente a Jalisco. En este modelo, la placa se presenta a una profundidad de ~80 km a 170 km de la trinchera, subyaciendo la zona donde se ubica el volcán de Colima.

Por otro lado, la localización precisa y la naturaleza de la frontera entre las placas Rivera y Cocos ha sido un tema controversial, debido a que la sismicidad al E de la longitud 106.5° W es difusa y los mecanismos focales revelan una variedad de estilos de fallamiento (Eissler y McNally, 1984; DeMets y Stein, 1990). Sin embargo, Bandy et al. (1999) sugirieron que la parte subducida de esta frontera se sitúa directamente y está orientada de manera paralela al llamado rift de Colima. Señalaron que esta estructura de rift se formó en respuesta a la divergencia entre las placas de Cocos y Rivera, debido al acoplamiento directo entre estas placas y Norteamérica.

#### 4.2.3 División estructural y tectónica del CVM

Márquez González (1998), en base a un estudio estructural realizado a partir de imágenes Landsat MSS, dividió el CVM en cuatro zonas estructurales y vulcanológicas: (1) zona occidental (ZO), desde la costa del Pacífico hasta el lago de Chapala, (2) zona centro-occidental (ZCO), desde el lago de Chapala hasta la zona de falla Taxco-Querétaro-San Miguel Allende, (3) zona centro-oriental (ZCO<sub>r</sub>), desde la falla Taxco-Querétaro-San Miguel Allende hasta los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl) y (4) zona oriental (ZO<sub>r</sub>), desde los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl hasta la costa del Golfo de México.

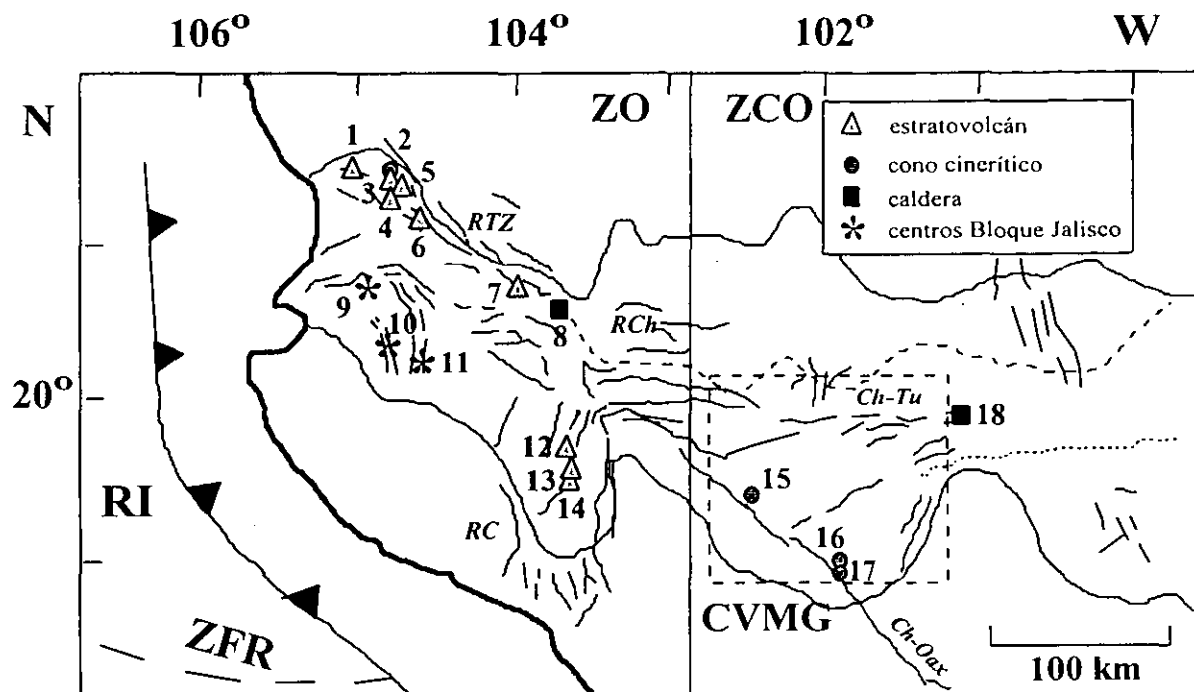
La división propuesta por Márquez González (1998) corresponde a las unidades morfoestructurales (en cursiva) propuestas con anterioridad por Pasquaré et al. (1986). La ZO cubre el llamado *Sector Occidental*, caracterizado por sistemas de fracturas NW-SE. La ZCO cubre gran parte del *Sector Central* definido por Pasquaré et al. (1986) e incluye: (1) la *Meseta Tarasca*, limitada por sistemas de fallas SE-NW y ENE-WSW y cubierta por un gran número de conos piroclásticos, conos de lava y domos de edad Cuaternaria; (b) la mayor parte de la *Meseta León-Guanajuato*, que es atravesado por sistemas de fallas N-S y NNE-SSW, a lo largo de los cuales ocurren pequeños centros volcánicos recientes; y (c) la llamada *Depresión Central*, que se extiende desde el lago de Chapala hasta Querétaro y esta limitada al norte y al sur principalmente por sistemas de fallas ENE-WSW y SE-NW. La ZCO<sub>r</sub> incluye el resto del *Sector Central*: (a) la parte occidental de la *Meseta de León-*

*Guanajuato*; y (b) la *Zona de Fractura Querétaro*, que esta constituida por un complejo sistema de grabenes, formado por la interacción de bloques fallados ENE-WSW con la falla Taxco-Querétaro-San Miguel Allende. Adicionalmente, parte del *Sector Oriental*, desde el sistema de fallas Taxco-Querétaro-San Miguel Allende hasta los volcanes Popocatepetl e Iztacihuatl, esta incluido en la ZCO. La ZO cubre la parte este de la llamada *Meseta Oriental*, en donde se ubica la cadena volcánica nortesur del Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Pasquaré et al. (1986) señalaron que el *Sector Oriental* se caracteriza por un fallamiento limitado en comparación al resto del CVM.

### *Zona occidental*

Según varios autores (e.g., Nixon, 1982; Luhr et al., 1985; Allan, 1986; Johnson y Harrison, 1990; Allan et al., 1991), la tectónica continental de este sector del CVM (Figura 4.2) está dominada por una triple unión rift-rift-rift (RRR) y constituida por los sistemas extensionales de: (1) Colima (RC), con una orientación N-S; (2) Tepic-Zacoalco (RTZ), con una orientación NW-SE; y (3) Chapala (RCh), con una orientación E-W. Según este modelo, estas estructuras se intersectan a 50 km al S-SW de la ciudad de Guadalajara, delimitando al oeste el llamado Bloque Jalisco. La triple unión RRR marcaría el principio de un proceso continental de rifting en el occidente de México, representando el evento más reciente de una secuencia de brincos de la cresta Pacífico-Rivera, en dirección Este durante los últimos 12 Ma (Klitgord y Mammerickx, 1982; Luhr et al., 1985; Allan et al., 1991). En este modelo se sugiere que, de continuar este proceso, el rift de Colima llegaría a ser una cresta y el rift de Tepic-Zacoalco una falla transformante, mientras que el rift de Chapala quedaría como un aulacógeno. Como consecuencia el bloque Jalisco (que actualmente forma parte de la placa Norteamericana) y la placa de Rivera serían transferidos a la Placa Pacífico. Johnson y Harrison (1990) mencionaron que, de ser válida esta propuesta, el occidente de México representaría el único caso de rifting activo tipo Africano en Norteamérica.

Sin embargo, la ausencia de fallamiento transcurrente derecho en el Plio-Cuaternario a lo largo del la región Tepic-Zacoalco y la baja tasa de deformación de estos sistemas de fallas se han aducido para cuestionar la hipótesis del proceso incipiente de rifting activo (DeMets y Stein, 1990; Quintero-Legorreta et al., 1992; Ferrari et al., 1994). De esta forma, el patrón estructural a lo largo de la frontera N del Bloque Jalisco se ha interpretado como resultado de una tectónica extensional relacionada con la reactivación de las fronteras del Bloque Jalisco, más que como un desplazamiento lateral a la derecha.



**Figura 4.2** Esquema de las zonas occidental (ZO) y centro-occidental (ZCO) del CVM. Claves: RTZ = Rift Tepic-Zacoalco, RC = Rift de Colima, RCh = Rift de Chapala; 1 = Volcán San Juan, 2 = Volcán Las Navajas, 3 = Volcán Sanganguey, 4 = Volcán San Pedro, 5 = Volcán Tepetitlic, 6 = Volcán Ceboruco, 7 = Volcán Tequila, 8 = Sierra La Primavera, 9 = San Sebastián, 10 = Mascota-Talpa, 11 = Los Volcanes, 12 = Volcán Cántaro, 13 = Nevado de Colima, 14 = Volcán de Colima, 15 = Volcán Parícutín, 16 = Volcán Jorullo, 17 = Volcán La Pilita, 18 = Los Azufres. El recuadro localiza el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Las líneas continuas, discontinuas y punteadas describen los sistemas principales de fallas y fracturas; Ch-Oax = sistema Chapala-Oaxaca, Ch-Tu = sistema Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990; y Singh y Pardo, 1993).

Por otro lado, la mayor parte del Bloque Jalisco está constituido por el batolito granodiorítico de Puerto Vallarta (Schaaf et al., 1995), el cual fue emplazado durante el Cretácico. Johnson y Harrison (1990) y Carmichael et al. (1996) identificaron en esta región tres grandes estructuras de graben, con una edad de Cenozoico tardío: Talpa, Mascota y Atenguillo. La actividad magmática Plio-Cuaternaria (Figura 4.2, # 9-11) está representada por los campos volcánicos de Mascota-Talpa (Lange y Carmichael, 1990; Carmichael et al., 1996), San Sebastián (Lange y Carmichael, 1990, 1991), Los Volcanes (Wallace y Carmichael, 1989, 1992), y Atenguillo (Richter y Carmichael, 1992).

El magmatismo en estos campos volcánicos está dominado por rocas sub-alcálinas (basaltos, andesitas basálticas y andesitas) y, en menor medida, por lamprófiros (representados principalmente por minetes y absarokitas), las cuales coexisten en tiempo y espacio (Luhr, 1997). Su origen se relacionó a la fusión parcial de un manto heterogéneo, metasomatizado y oxidado, debido a procesos de subducción. De forma particular, la fuente de los lamprófiros sería una región del manto que contendría venas de flogopita y apatito (e.g., Carmichael et al., 1996). El régimen extensional en la zona favorecería la erupción de estos magmas. Para los magmas sub-alcálinos evolucionados, se reportaron evidencias de asimilación cortical. Por otro lado, Righter y Carmichael (1992) describieron varios volcanes del Plio-Pleistoceno en la parte norte del graben de Atenguillo (El Vigía, Tío Cleto, La Laja), cuyos productos eruptivos son basaltos alcálinos, hawaiitas y mugearitas con características geoquímicas propias de magmas generados en ambientes extensionales.

El rift Tepic-Zacoalco (RTZ; Figura 4.2) está conformado por una serie de grábenes y semigrábenes, abarcando ~240 km en una dirección NW desde la triple unión. La tectónica de la zona es principalmente extensional, con fallas listricas cuyo bloque hundido esta al SW (Rosas-Elguera et al., 1996). En el interior de los grábenes se ubican alineados en dirección NW-SE seis volcanes compuestos que han eruputado andesitas y dacitas sub-alcálinas (Figura 4.2, # 1-7): San Juan (Luhr, 2000), Sanganguey (Nelson y Livieres, 1986), Tepetitlic, San Pedro (Verma y Nelson, 1989), Ceboruco (Nelson, 1980) y Tequila (Wallace y Carmichael, 1994). Se ha reportado que estas rocas presentan características geoquímicas asociadas a magmas de arcos y evidencias de una asimilación cortical limitada (Hochstaedter et al., 1996). En el caso del volcán San Juan, Luhr (2000) reportó la presencia de magmas adakíticos, que relacionó a la fusión parcial de la placa de Rivera. Asimismo, destacó la importancia de procesos de contaminación cortical en la evolución magmática de este volcán.

Al igual que en el Bloque Jalisco, se han reportado magmas alcálinos coexistiendo en tiempo y espacio con los sub-alcálinos junto a los volcanes Sanganguey (Figura 4.2, # 3; Nelson y Carmichael, 1984) y Tequila (Figura 4.2, # 7; Harris, 1986; Moore et al., 1994), así como en los alrededores de Guadalajara (Gilbert et al., 1985). Por otro lado, el volcán Las Navajas (Figura 4.2, # 2) ha eruputado una variedad de lavas alcálinas y peralcálinas (Nelson y Hegre, 1990). En estos casos, el origen de los magmas se ha relacionado a una fuente que no ha interactuado con un componente de subducción, mientras que la evolución magmática en estos centros está dominada por la asimilación cortical (Hochstaedter et al., 1996).

El rift de Colima (RC, Figura 4.2) se extiende 190 km en dirección S, desde Guadalajara hasta su intersección con la costa del Pacífico. En general, está compuesto por una serie de fallas normales con dirección N-S, generando un sistema de cuencas limitadas por escarpes pronunciados y altamente erosionados. La estructura ha sido dividida en tres segmentos (Allan, 1986), siendo la parte central la más ancha (~60 km) y ocupada principalmente por tres estratovolcanes sub-alcálinos denominados Volcán Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima (Figura 4.2, # 12-14). Este último se considera el volcán mexicano más activo, con varias erupciones plinianas y coladas piroclásticas en los últimos 500 años (Luhr y Carmichael, 1980). Un grupo disperso de diez pequeños conos cineríticos rodean los flancos inferiores de los volcanes Cántaro y Nevado de Colima, nueve de los cuales han erupcionado lamprófiros, que incluyen basanitas, leucita-basanitas y minetes (Luhr y Carmichael, 1981).

El rift de Chapala (RCh, Figura 4.2) está constituido por tres grábenes: Chapala, Citala y Depresión Central (Johnson y Harrison, 1990). En el graben de Chapala (con 100 km de largo y 10-30 km de ancho) se localiza el lago de mismo nombre, que es el más extenso de México. El magmatismo en el rift de Chapala lo constituyen rocas con características sub-alcálinas que van desde basaltos a dacitas (Delgado Granados et al., 1995).

Finalmente, a 15 km al W de Guadalajara se ubica una estructura tipo caldera, conocida como La Primavera (Figura 4.2, # 8). Se compone de un conjunto de domos de composición traquítica-riolítica peralcalina, cubriendo un área de ~500 km<sup>2</sup>, que probablemente se han generado por un proceso predominante de cristalización fraccionada. Mahood y Halliday (1988) señalaron que, por razones aún desconocidas, la mayor parte de los magmas riolíticos dentro de la cámara magmática no asimilaron material cortical. Esta área ha recibido una gran atención debido a su potencial geotérmico, por lo que se ha desarrollado un intenso trabajo de técnicas geofísicas para modelar la cámara magmática (e.g., Verma y Rodríguez-González, 1997).

### *Zona centro-occidental*

Esta zona (Figura 4.2), Johnson y Harrison (1990) reconocieron dos grandes zonas de fallamiento cuaternario, los sistemas Chapala-Oaxaca (Ch-Oax) y Chapala-Tula (Ch-Tu). La zona de falla Ch-Oax se extiende ~55° km en dirección SE desde el rift de Chapala, cruzando el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y formando la frontera del llamado Bloque Guerrero. A lo largo de este sistema de fallas se sitúan los volcanes Parícutín y Jorullo (Figura 4.2, # 15 y 16). Por

esta razón, algunos autores lo consideran como responsable del ascenso de magmas a la superficie en este campo volcánico (Hasenaka y Carmichael, 1987). En una zona cercana a la presa El Infiernillo, en el S de Michoacán, la falla Ch-Oax presenta una curvatura y penetra en los terrenos tectono-estratigráficos del Sur de México. Por otro lado, la zona de falla Ch-Tu se inicia justo al E del rift de Chapala, extendiéndose unos 300 km en dirección E-W a lo largo del paralelo 20°, hasta intersectar la zona de falla Querétaro-Taxco de dirección general N-NW. El sistema Ch-Tu se caracteriza por la ausencia de grandes estratovolcanes y el predominio de largas fallas activas E-W (Suter et al., 1991, 1992, 1995a). De esta forma, basados en discontinuidades estructurales mayores en este último sistema de fallas, se dividió la zona en tres segmentos, que incluyen tres prominentes estructuras tectónicas (de Oeste a Este): (1) el graben de Cuitzeo, delimitado por fallas ENE-WSW y E-W, en donde existe una actividad tectónica desde el Plioceno; (2) la falla Venta de Bravo, que alcanza una longitud de 45 km en dirección E-W y se considera sísmicamente activa; y (3) el graben de Acambay, delimitado por los sistemas de fallas activos Acambay-Tixmadejé, Pastores y Epitacio Huerta.

En la zona S del estado de Guanajuato y la zona N del estado de Michoacán existen ~1400 centros volcánicos que cubren >40,000 km<sup>2</sup>, denominados por Hasenaka y Carmichael (1985, 1987) como Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG, Figura 4.2). La mayoría de estos centros son conos cineríticos (1000), mientras que el resto (400) han sido identificados como volcanes escudo, domos de lava y volcanes compuestos (Hasenaka, 1994). Con base en datos geocronológicos de <sup>14</sup>C en muestras de carbón (Hasenaka y Carmichael, 1985) y datos radiométricos de K-Ar en roca total (Ban et al., 1992), se ha reportado que la edad del campo varía desde 2.3 Ma hasta el presente, con una aparente migración de N a S del foco del vulcanismo (Hasenaka, 1994). Dos de estos conos cineríticos, asociados con flujos de lava, han mostrado una actividad histórica: el volcán Jorullo (1759-1774; Luhr y Carmichael, 1985) y el volcán Parícutín (1943-1952; McBirney et al., 1987). Aunque no se observa un patrón de alineamiento claro, los conos cineríticos se agrupan en cúmulos locales cuya concentración más alta (75%) ocurre entre 200-300 km de la Trinchera Mesoamericana. El magmatismo es de tipo sub-alcalino, representado por andesitas y en menor medida por basaltos y dacitas. Sin embargo, también se han reportado algunos magmas alcalinos que coexisten en tiempo y espacio con los sub-alcalinos (Hasenaka y Carmichael, 1987). Por ejemplo, los conos cuaternarios Jorullo y La Pilita (separados a 3 km de distancia; Figura 4.2, # 16 y 17), han emitido respectivamente magmas primitivos (Mg-v > 70; Ni > 235 ppm) sub-alcalinos y alcalinos. Por otro lado, los magmas sub-alcalinos del CVMG se caracterizan por presentar menores contenidos en elementos incompatibles en comparación a los alcalinos y sus patrones de elementos traza presentan anomalías negativas de HFSE. Estas características fueron asociadas a una génesis con la participación de un componente de

subducción, mientras que para los magmas alcalinos se sugirió que dicho componente estuvo ausente (Hochstaedter et al., 1996). Por otro lado, existen evidencias de que la contaminación cortical juega un papel importante en la evolución magmática del CVMG, como lo demuestra la presencia de xenolitos graníticos y las variaciones de las relaciones isotópicas y de elementos traza para los magmas del volcán Parícutín (McBirney et al., 1987).

Hacia la parte NW del campo Michoacán-Guanajuato se localizan extensos afloramientos de rocas con un alto contenido de sílice y que incluyen ignimbritas, domos y depósitos de flujos piroclásticos. El vulcanismo ocurrió en dos etapas (6.1-2.8 y 1 Ma; datos geocronológicos de K-Ar en roca total, plagioclasa, sanidino y biotita), ligado a una tectónica dominada por fallas transcurrentes de tipo lateral izquierdo (Ferrari et al., 1991). Se ha mencionado, que durante la segunda etapa de actividad volcánica se formó la llamada caldera de Los Azufres, en donde se localiza la segunda planta geotérmica en importancia en México. Este campo geotérmico ha sido objeto de un gran número de estudios geoquímicos (e.g., Torres-Alvarado y Satir, 1998) y geofísicos (e.g., Andaverde et al., 1993).

### *Zona centro-oriental*

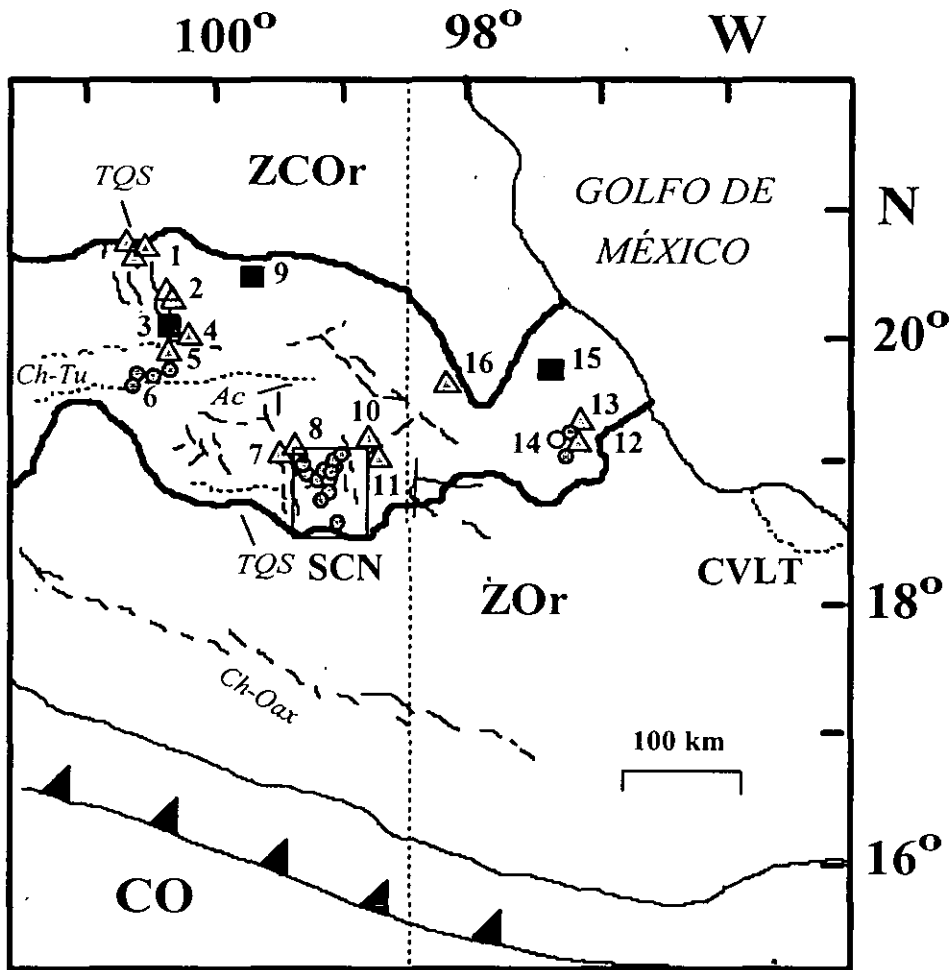
El sistema de fallas Taxco-Querétaro-San Miguel Allende (TQS, Figura 4.3; e.g., Suter et al., 1992), con una extensión de 200 km y una orientación NNW-SSE, marca el límite entre las zonas centro-occidental (ZCO) y centro-oriental (ZCO<sub>r</sub>) del CVM. Este sistema marca un importante cambio geológico y vulcanológico en la provincia, separando zonas con diferente altitud (en promedio 1,200 al E y 2,200 al W) y espesor cortical, marcado por una anomalía negativa de Bouguer (-250 mGal) de dirección NNW-SSE (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Márquez-González, 1998). Este aumento de espesor cortical explicaría la disminución progresiva del fallamiento en dirección E (Johnson y Harrison, 1990). Uno de los rasgos importantes en la zona es una alineación de centros poligenéticos a través del sistema de falla que son (en dirección NNW-SSE; Figura 4.3, # 1-2, 4-7): Palo Huérfano, La Joya, San Pedro, Cimatarío, Cerro Grande, Ñado, Altamirano, Temascalcingo, La Guadalupeana y el Nevado de Toluca (Alaniz-Alvarez et al., 1998). Por otro lado, en la intersección del sistema de fallas Acambay (E-W) con el Taxco-Querétaro (NNW-SSE), en las cercanías del volcán Altamirano se ubica un abundante vulcanismo monogenético, que en parte ha sido cartografiado por García-Palomo et al. (2001).



El Nevado de Toluca (Figura 4.3, # 7) se sitúa a 23 km al SW de la ciudad de Toluca y representa el cuarto pico más alto en México (4,680 m; Macías et al., 1997). Es un estratovolcán de composición andesítica-dacítica del Pleistoceno tardío, que se formó en la intersección de tres sistemas de fallas: Taxco-Querétaro, San Antonio y Tenango (García-Palomo et al., 2001). El aparato consta de un cráter con una forma elongada E-W de 2-2.5 km de diámetro, con dos lagos (El Sol y La Luna) con una base situada a 4,200 m de altura, separados por un domo dacítico, conocido como El Ombligo. Macías et al. (1997) y García-Palomo et al. (2001) propusieron una historia eruptiva compleja que se inició hace 2.6 Ma, con varias etapas de construcción-destrucción del cono. En la periferia de este gran estratovolcán se han reportado algunos conos de escoria de composición sub-alcalina y alcalina.

En la zona centro oriental del CVM se sitúan dos estructuras caldéricas. La caldera de Amealco (Figura 4.3, # 3) se ubica en el borde norte del graben de Acambay (e.g., Verma et al., 1991; Aguirre-Díaz, 2000). Esta estructura se formó hace 4.7 Ma (datos de K-Ar) por la emisión de una voluminosa sucesión de ignimbritas que cubrieron un área de 2,000-3,000 km<sup>2</sup>. La “Toba Amealco” está formada por pómez dacítica y escoria andesítica, con evidencias de mezcla de magmas. Tras el colapso se emitieron en los bordes e interior de la caldera flujos de lava y domos de composición andesítica y riolítica. Por otro lado, la caldera de Huichapan (Figura 4.3, # 9; Milán et al., 1993), con un diámetro de 9 km, se formó hace unos 4.2 Ma (datos de K-Ar) por la emisión de los flujos ignimbriticos San Francisco y Don Guiyó, que son acompañados además por una secuencia de basaltos a dacitas. Verma (2001a) señaló que la evolución magmática en las calderas de Amealco y Huichapan esta dominada por procesos de asimilación-cristalización fraccionada.

Hacia al E de la zona de falla Taxco-Querétaro-San Miguel Allende se ubica la Sierra de las Cruces (Figura 4.3, # 8), la cual se compone de una serie de volcanes poligenéticos, así como flujos de lava, productos piroclásticos y lahares asociados, que en conjunto forman una sierra elongada con una orientación NNW-SSE y de composición andesítica y dacítica, que aparecieron entre el Plioceno y el Pleistoceno (Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993). Con base en información paleomagnética y geocronológica de K-Ar, Mora-Alvárez et al. (1991) y Osete et al. (2000) reportaron que el vulcanismo en la Sierra de las Cruces parece migrar hacia el S, con edades que van de 2.87 Ma a 19°25'N hasta 1.92 Ma a 19°12'N. De Cserna et al. (1987) reportaron que el fallamiento dominante en la zona es normal con orientación E-W. Hacia el Sur de la Sierra de las Cruces se ubican el volcán Ajusco, compuesto de lavas y piroclastos andesíticos y la Sierra de Zempoala, conformada por volcanes pleistocénicos de composición dacítica (Márquez-González, 1998).



**Figura 4.3** Esquema de las zonas centro-oriental (ZCOOr) y oriental (ZOr) del CVM. Claves: 1 = Volcanes Palo Huérfano-La Joya-San Pedro, 2 = Volcanes Cimatarío-Cerro Grande, 3 = Amealco, 4 = Volcán Ñado, 5 = Volcán Altamirano, 6 = Campo monogenético en la intersección de los sistemas de fallas Acambay y Taxco-Querétaro, 7 = Nevado de Toluca, 8 = Sierra de las Cruces, 9 = Huichapan, 10 = Volcán Iztaccíhuatl, 11 = Volcán Popocatepetl, 12 = Volcán Pico de Orizaba, 13 = Cofre de Perote, 14 = Centro silíceo de Las Derrumbadas, 15 = Los Humeros, 16 = Volcán Cerro Grande. SCN = Sierra de Chichinautzin; CVLT = Campo Volcánico de Los Tuxtlas; CO = Placa de Cocos. Sistemas principales de fallas y fracturas: Ch-Oax = Chapala-Oaxaca; Ch-Tu = Chapala-Tula; TQS = Taxco-Quereterao-San Miguel Allende; Ac = Acambay. El resto de la simbología es similar a la de la Figura 4.2.

A ~50 km de la Sierra de las Cruces en dirección E se ubica la Sierra Nevada, un alineamiento N-S de varios estratovolcanes, que incluyen el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl (Figura 4.3, # 10 y 11). El volcán Iztaccíhuatl (5,286 m) esta formado por coladas y material piroclástico principalmente de composición andesítica y dacítica que fueron emitidas en dos secuencias eruptivas entre 0.9 y 0.08 Ma. Nixon (1988a,b) propuso que la geoquímica observada es el resultado de la existencia cámaras

magmáticas de dacita con reinyecciones periódicas de magma basáltico. Esto dio lugar a una rápida homogenización por mezcla de magmas, seguida de una cristalización fraccionada dinámica.

Por otro lado, al S del volcán Iztaccíhuatl se ubica el Popocatepetl, el segundo estratovolcán en altitud (5,450 m) y uno de los más activos en el CVM. Robin y Boudal (1987) reportaron que la historia eruptiva de este volcán, que se inició hace ~1 Ma, puede dividirse en dos períodos principales, separados por un evento gigantesco de tipo Bezymiano. Los últimos 15,000 años se han caracterizado por voluminosas erupciones plinianas, con intervalos que fluctúan entre los 1,000 y los 3,000 años. Las erupciones más importantes ocurrieron entre 3,195-2830 a.C., 800-215 a.C. y 675-1095 d.C. (Siebe et al., 1996). A partir del 21 de diciembre de 1994, el Popocatepetl ha presentado una actividad intermitente, con emisión de cenizas y vapor. Al igual que en el Iztaccíhuatl, los procesos de mezcla entre magmas basálticos que entran periódicamente en la cámara magmática diferenciada son un factor importante en la evolución geoquímica del volcán (Boudal y Robin, 1988).

Los alineamientos volcánicos de la Sierra de las Cruces-Zempoala y de Sierra Nevada definen la Cuenca de México (De Cserna et al., 1987). Esta es una cuenca endorréica, desecada artificialmente, que se formó como resultado de la obstrucción del antiguo Valle de México por la actividad volcánica que edificó la Sierra de Chichinautzin. La cuenca contiene calizas cretácicas, rocas volcánicas del Terciario, loess, rellenos aluviales y sedimentos lacustres de edad Cuaternaria. Esta zona ha sido habitada desde hace 5,000 años, ocupando paulatinamente los márgenes y las islas del lago de Texcoco. Durante los siglos XVI y XVII el lago fue desecado y ahí se asentó la Ciudad de México, que junto con la zona aledaña representan actualmente la mayor aglomeración humana en el planeta y en el centro social, político y económico de México. A lo largo de su historia, esta zona se ha visto afectada por fuertes eventos sísmicos, como el terremoto del 19 de Septiembre de 1985.

Al S de la Cuenca de México, se ubica la Sierra de Chichinautzin (SCN; Figura 4.3), la cual está constituida por ~200 estructuras volcánicas que cubren ~2,400 km<sup>2</sup> (Márquez-González, 1998). Una descripción detallada sobre la geología y la geoquímica de la SCN se presenta en el siguiente capítulo.

## *Zona oriental*

Esta zona (ZOr, Figura 4.3) se caracteriza por no mostrar rasgos tectónicos tan definidos afectando las rocas volcánicas, a diferencia de lo que ocurre en el resto del CVM, probablemente debido a la reciente y extensa cobertura volcánica, volcanoclástica y fluvio-lacustre observada en la región. A partir de lineamientos en imágenes Landsat y alineaciones de conos, Negendank et al. (1985) propusieron la existencia de cinco direcciones preferentes en la tectónica de la zona. Estos autores también dividieron la zona en cuatro unidades geológicas, las cuales son de W a E: (1) el área del Altiplano o Cuenca Oriental, (2) el Macizo Pico de Orizaba – Cofre de Perote, (3) el área de Jalapa-Naolinco, y (4) el área de Chiconquiaco – Macizo de Palma-Sola. La actividad volcánica en el Plioceno y Cuaternario dio lugar a la formación de diversas estructuras volcánicas, que incluyen estratovolcanes (e.g., Pico de Orizaba, La Malinche, Cofre de Perote), domos (e.g., Las Derrumbadas), volcanes monogenéticos (e.g., área de Cd. Serdan, maares de Tecuitlapa y Atexcac) y la caldera de Los Humeros (e.g., Verma, 2000b).

El área del Altiplano está dominada por los domos riolíticos de Las Derrumbadas (Figura 4.3, # 14), con una edad 0.32 Ma (e.g., Siebe y Verma, 1988), y Cerro Pinto, con edades de 0.04-0.05 Ma (Negendank et al., 1985). En ambos casos, la génesis ha sido relacionada a fusión parcial de corteza continental (Besch et al., 1995). En la zona de Las Derrumbadas se ha reportado la presencia de flujos basálticos y andesíticos, estos últimos generados por mezcla entre los basaltos y las riolitas. Los basaltos presentan características sub-alcálinas y alcálinas (Negendank et al., 1985). Por otro lado, la región Macizo Pico de Orizaba – Cofre de Perote (Figura 4.3, # 12-13) se caracteriza por la presencia un alineamiento N-S de cinco centros volcánicos, que incluyen los estratovolcanes cuaternarios Pico de Orizaba (0.9-0.29 Ma; Höskuldsson y Robin, 1993) y el Cofre de Perote (1.3-0.24 Ma; Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997), de composiciones andesíticas, junto con tres calderas: Cerro Desconocido, Cerro Tecomales y Cerro de las Cumbres. El área de Jalapa-Naolinco está caracterizada por conos cineríticos que han hecho erupción basaltos sub-alcálinos y alcálinos, entre 1.57 y 0.02 Ma (Negendank et al., 1985). En el área de Chiconquiaco – Macizo de Palma-Sola los productos volcánicos son principalmente de carácter alcalino del Mioceno-Plioceno, aunque también se han identificado dacitas sub-alcálinas con estas edades. La última fase del vulcanismo (Pleistoceno-Holoceno) en esta zona se caracteriza por basaltos alcálinos, con la presencia de andesitas basálticas.

La caldera de Los Humeros (Figura 4.3, #15) está situada en el borde N de la zona oriental del CVM. En su interior se encuentra uno de los campos geotérmicos más importantes del CVM (Ferriz y

Mahood, 1984). La geoquímica de la zona esta representada por rocas cuaternarias de composición basáltica a riolítica. Recientemente, Verma (2000b) reportó que las rocas basálticas de Los Humeros no presentan características geoquímicas relacionadas a zonas de subducción. Por el contrario señala que los basaltos se originaron por fusión parcial de una fuente litósferica. En cuanto a los magmas andesíticos a riolíticos, Verma (2000b) propuso que podrían haber sido generados a partir de estos magmas máficos a través de procesos de asimilación cortical acoplada con una extensiva cristalización fraccionada. Por otro lado, el volcán Cerro Grande (Figura 4.3, #16) representa un ejemplo de evolución inusual para un cono tipo escudo. Esta estructura, cuya formación se inició hace 11 Ma, se construyó a partir de la erupción de lavas de andesita basáltica a dacitas. Una intensa fase explosiva causa la destrucción parcial del edificio volcánico, evolucionando en una estructura tipo caldera (Carrasco-Núñez et al., 1997).

Algunos investigadores han propuesto que las rocas alcalinas de la zona oriental del CVM pertenecen a la Provincia Alcalina Oriental (e.g., Cantagrel y Robin, 1979), de tal forma que el límite oriental del CVM es marcado por la cadena volcánica N-S Pico de Orizaba – Cofre de Perote. Sin embargo, otros autores (e.g., Negendank et al., 1985; Nelson et al., 1995) sugirieron que las rocas alcalinas si pertenecen al CVM e incluso incluyeron también al complejo alcalino de Los Tuxtlas, ubicado en el sur de Veracruz (Figura 4.3, CVLT).

### **4.3 El origen del Cinturón Volcánico Mexicano**

#### *4.3.1 Primeras hipótesis de origen*

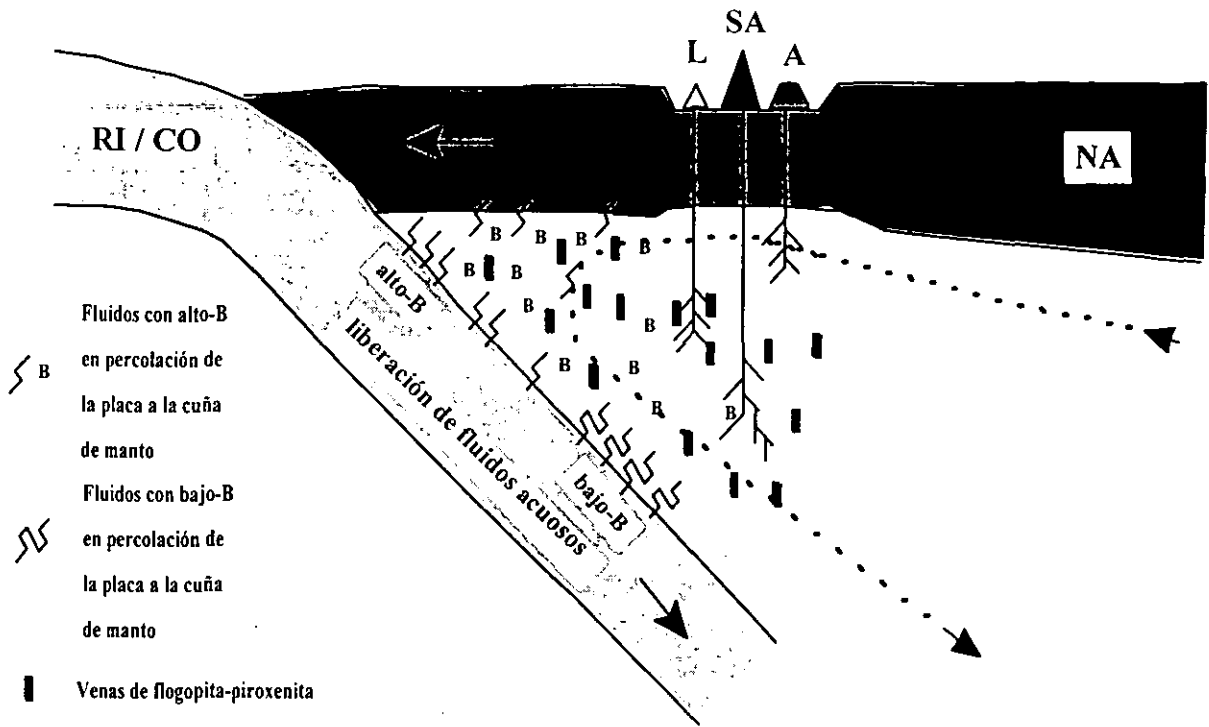
Von Humboldt (1808) fue el primer investigador en proponer una explicación científica acerca del origen del CVM, que involucraba la existencia de una macro-fractura disectando el continente a lo largo del paralelo 19°, desde el océano Atlántico hasta el océano Pacífico. Este autor consideró que las islas volcánicas de Revillagigedo, situadas a 800 km al oeste de Puerto Vallarta, representaban una extensión del gran sistema de fractura. Desde entonces, varios investigadores siguieron la hipótesis de fractura cortical (e.g., Mooser y Maldonado, 1961; Mooser, 1969). De Cserna (1971) propuso que una zona de fractura del Permo-Triásico subyacía el CVM y que representaría la continuación en el continente de la zona de fractura oceánica de Clarion (Menard, 1955).

#### 4.3.2 *La hipótesis del arco continental*

Con el desarrollo de la teoría de tectónica de placas, el CVM fue considerado un arco continental típico (Figura 4.4), en donde el vulcanismo ocurrió como resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (e.g., Molnar y Sykes, 1969; Pal y Urrutia Fucugauchi, 1977; Nixon, 1982; Johnson y Harrison, 1990; Ferrari et al., 1994; Pardo y Suárez, 1995).

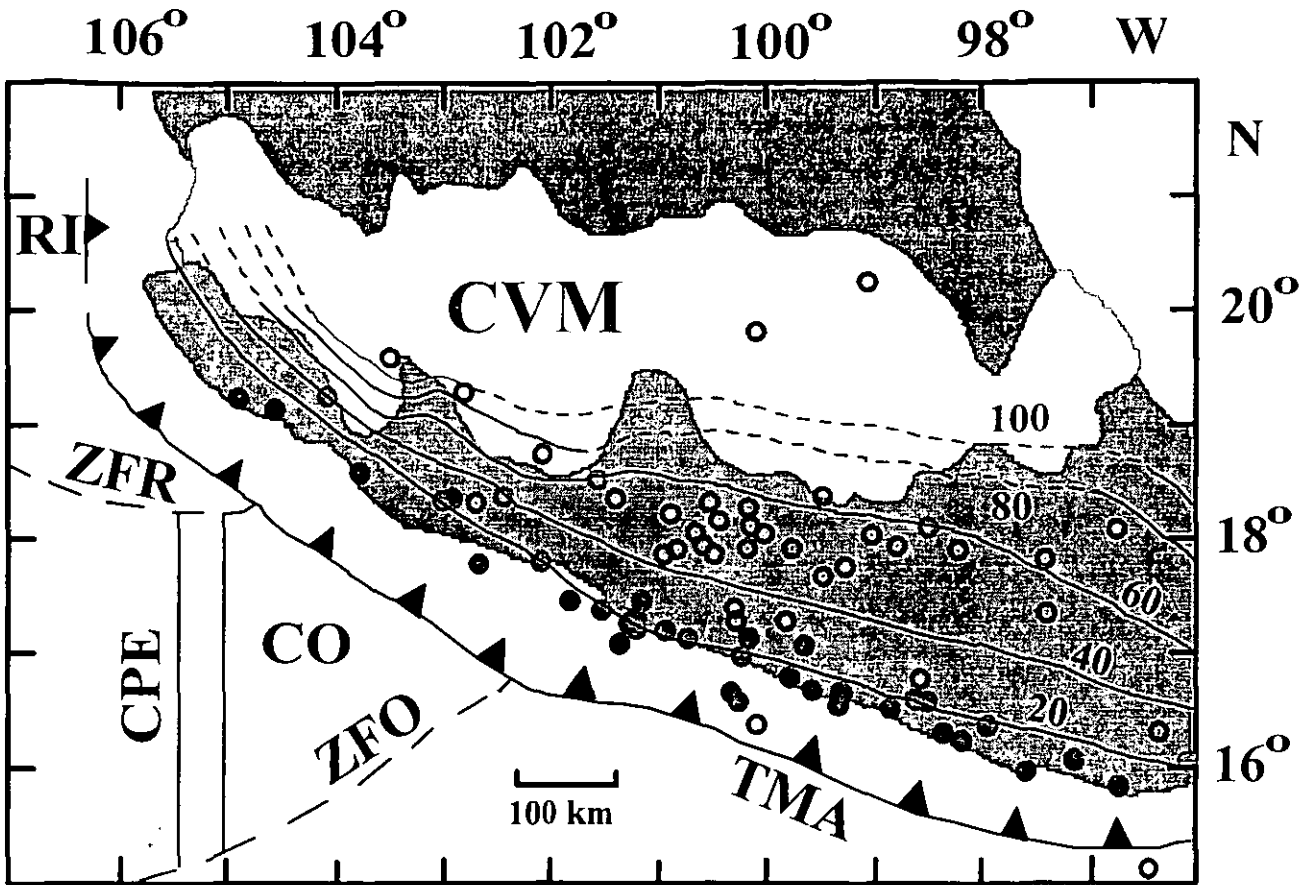
Sin embargo, en la actualidad no existe un consenso general acerca del origen y la evolución del CVM, ya que algunos hechos desafían este modelo clásico de subducción. En primer lugar, destaca una orientación no-paralela con respecto a la zona de trinchera Meso-Americana (TMA), con una desviación angular de  $\sim 20^\circ$  (Molnar y Sykes, 1969). De esta forma, la TMA se localiza a  $\sim 400$  km del frente volcánico en la zona oriental del CVM, mientras que en la parte occidental se encuentra sólo a 150 km. Menard (1955) sugirió una subducción oblicua en el occidente de México, con una zona pivote ubicada en  $40^\circ\text{N}$  y  $110^\circ\text{W}$  que provocaría velocidades de convergencia más altas en la parte oriental que en la parte occidental de la placa de Cocos. Por su parte, Urrutia-Fucugauchi y Böhnel (1988) explicaron que el no-parallelismo es el resultado de cambios en el ángulo de la placa de Cocos. En contraposición, hacia el sureste del CVM, el AVC se orienta en forma paralela a la TMA.

Los estudios sísmicos (Figuras 4.5 y 4.6) han revelado que no existe una zona de Wadati-Benioff bien definida para la subducción de la placa de Cocos en México, siendo totalmente ausente en su parte central (e.g., Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995). La proyección de la placa que se ha modelado implicaría profundidades demasiado someras ( $< 80$  km) para participar en la petrogénesis del magmatismo del CVM. Tatsumi y Eggins (1995) reportaron que, en la mayoría de las zonas de subducción, la litósfera que subduce se sitúa bajo el frente del arco volcánico a una profundidad de  $108 \pm 14$  km. Esta es la profundidad a la que la presión y temperatura dan lugar a las reacciones de deshidratación del basalto alterado que subduce, liberando fluidos que provocan la fusión parcial del manto litosférico.



**Figura 4.4** Modelo esquemático de subducción-extensión para el CVM, según Hoschtaedter et al. (1996) y Luhr (1997). RI = placa de Rivera, CO = placa de Cocos, NA = placa de Norteamérica, L = magmatismo lamprófito, SA = magmatismo subalcalino, A = magmatismo alcalino. El magmatismo L y SA se relacionarían a la subducción de las placas RI y CO, mientras que el magmatismo A se produciría a partir de un manto sin influencia de la subducción en zonas donde la corteza estaría bajo un régimen extensional.

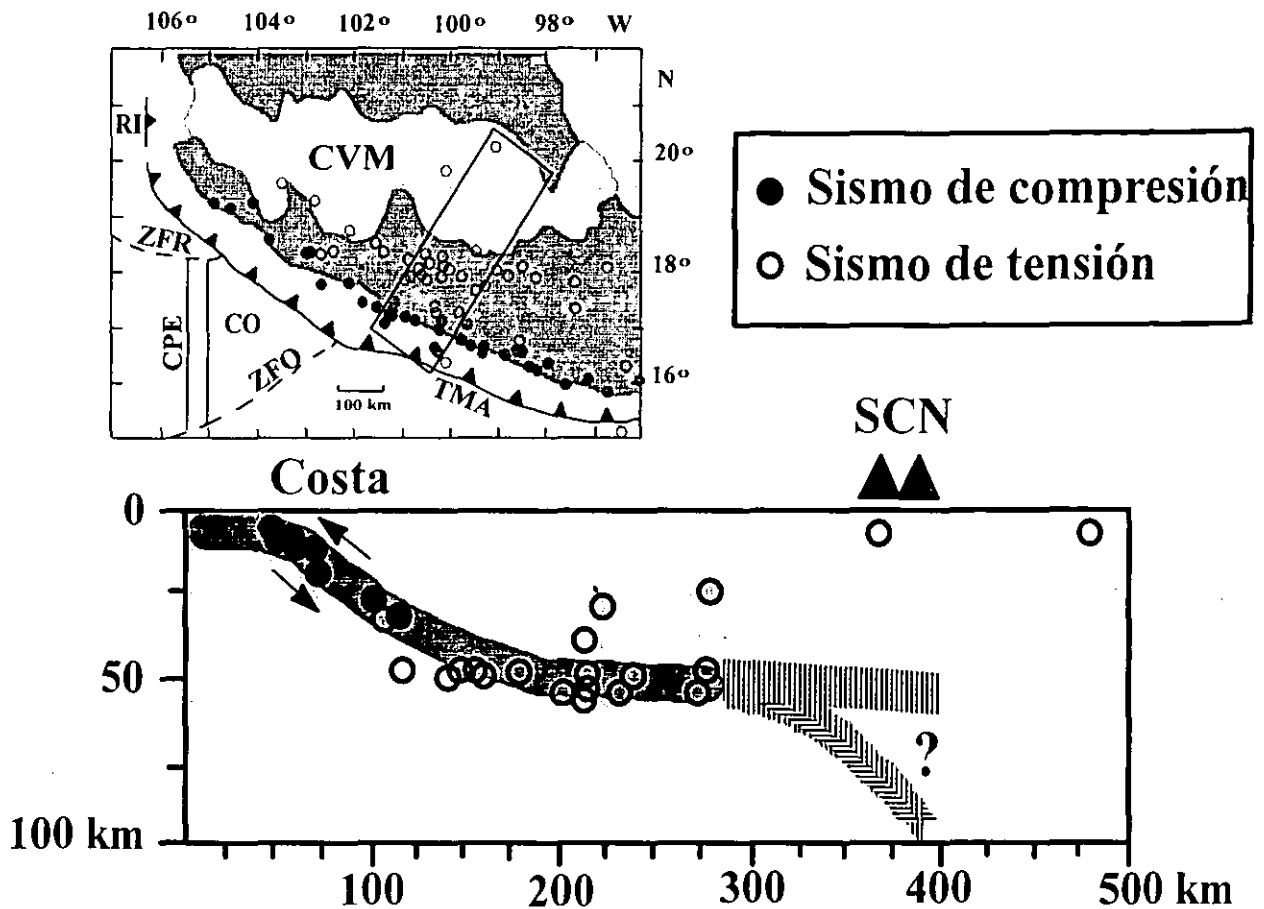
Sin embargo, con base a estos principios y sin contar con evidencias sísmicas, Pardo y Suárez (1995) infirieron los contornos de 80 y 100 km de profundidad bajo el CVM (Figura 4.5), con el objeto de relacionar el magmatismo a la subducción de la placa de Cocos. Por otro lado, una explicación para la ausencia de focos sísmicos 50 km antes del frente volcánico en el CVM podría ser la subducción asísmica de una placa joven y aún caliente (e.g., Demant, 1978), similar al modelo de subducción propuesto para la placa Juan de Fuca bajo el Noroeste de Norteamérica (Weaver y Michaelson, 1985). Sin embargo, esto implicaría probablemente la presencia de magmas generados por fusión directa de la placa (Defant y Drummond, 1990; Defant et al., 1991; Drummond et al., 1996), los cuales no han sido reportados en el centro del CVM.



**Figura 4.5** Distribución de sismos de compresión (círculos rellenos) y de tensión (círculos abiertos) en el S de México (modificado de Pardo y Suárez, 1995). Las líneas continuas representan los contornos de isopropfundidades del plano de Wadati-Benioff definido por la placa de Cocos. Las líneas discontinuas representan los contornos inferidos, sin información de hipocentros.

Por otro lado, una serie de evidencias geofísicas dentro del CVM complican un modelo clásico de arco para explicar el origen del magmatismo. A partir del análisis de sismogramas, Gomberg y Masters (1988) reportaron la presencia de una zona de baja velocidad de ondas S ( $<4$  km/s) por encima de los 250 km en el centro de México. Por otro lado, una pronunciada anomalía negativa de Bouguer ( $<-200$  mGal; Figura 4.7) ha sido observada bajo todo el CVM (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993), especialmente en la parte central, lo que podría indicar la existencia de un manto “anómalo” que subyace a la corteza inferior y caracterizado como una zona de baja velocidad sísmica ( $V_p = 7.6$  km/s) y de baja densidad ( $3.29$  g/cm<sup>3</sup>).

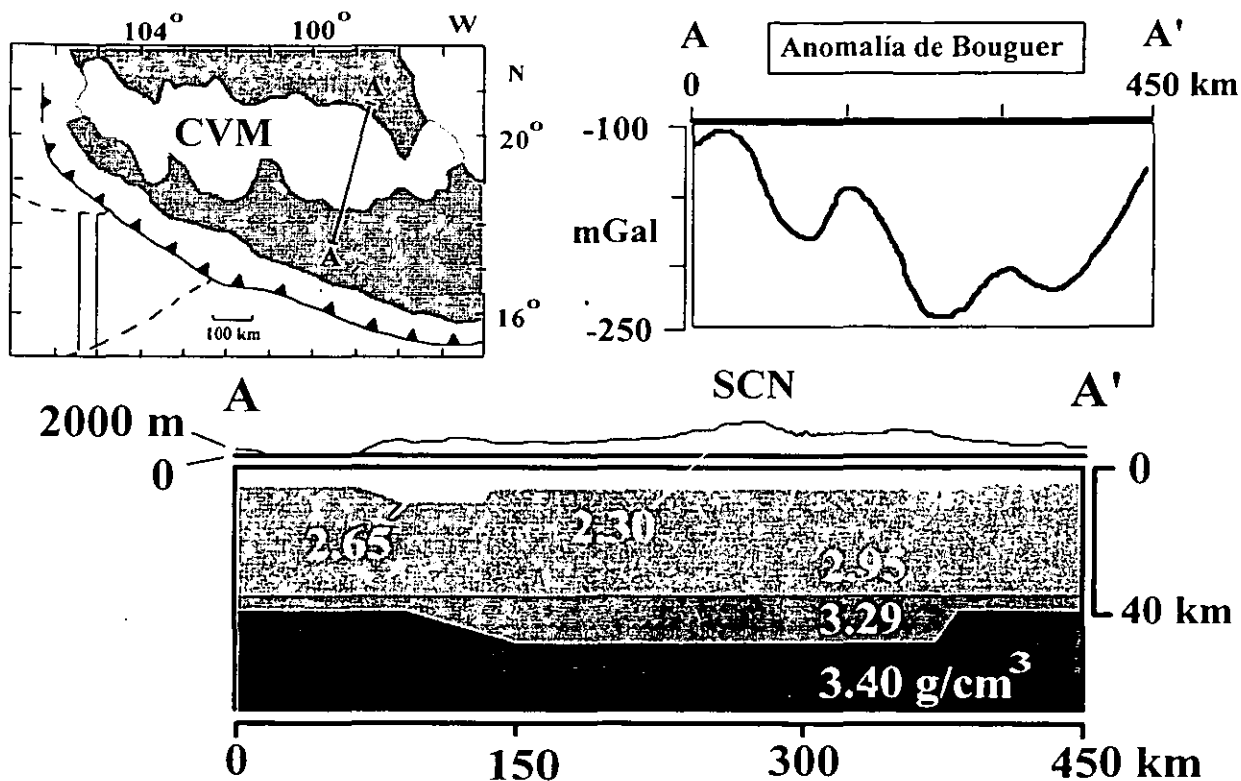




**Figura 4.6** Perfil de sismicidad en el S de México, que cruza la Sierra de Chichinautzin (modificado de Verma, 2000a). Los sismos de compresión (círculos rellenos) se localizan únicamente en las cercanías de la costa, mientras que hacia el interior del continente todos los sismos son de tensión (círculos abiertos). En el diagrama se incluye la posición inferida de la placa de Cocos. La traza discontinua superior, después de 275 km de la zona de trinchera, es de Suárez et al. (1990), mientras que la inferior es la reportada por Pardo y Suárez (1995).

Estas características contrastan con las observadas en la mayoría de los sistemas arco-trinchera (e.g., Japón, Aleutianas, Filipinas, Centro América), en donde se ha observado una anomalía de Bouguer negativa en la zona de trinchera que se convierte en una anomalía positiva en el frente volcánico (Tatsumi y Eggins, 1995). Por el contrario, las características gravimétricas del CVM se asemejan a las observadas en zonas que experimentan una situación de rifting activo, con ascenso de material astenosférico (e.g., Rift del Rio Grande, Sinno et al., 1986; Rift del este de Africa, Moores y Twiss, 1995). Además, en el CVM se ha reportado valores altos de flujo térmico ( $90 \text{ mW/m}^2$ ; Ziagos et al., 1985; Polak et al., 1985). Por otro lado, a partir de información gravimétrica también se ha inferido que el espesor cortical en el CVM alcanza un máximo en la parte central, donde llega a los 50 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores Ruiz, 1996). Este hecho abre la posibilidad de que procesos

petrogenéticos de asimilación y mezcla de magmas, además de la cristalización fraccionada, tengan un papel importante en la evolución geoquímica del magmatismo en el CVM.



**Figura 4.7** Perfil topográfico, estructura de la corteza y anomalía de Bouguer transversales al CVM (modificado de Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993).

Por otro lado, la sismicidad a través del CVM alcanza profundidades máximas de 60 km y la mayoría de la información de eventos sísmicos se ha interpretado con focos ubicados a menos de 20 km de tipo extensional norte-sur (Figura 4.6; e.g., Suter et al., 1992; Singh y Pardo, 1993). En este sentido, el evento para el que se cuenta con un mejor registro sísmico (evento de Milpa Alta, Enero 21, 1995; UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995) fue interpretado como un evento de fallamiento normal con una importante componente sinestral (50%), ubicando su foco a ~12 km de profundidad. Como ya se ha señalado, diversos estudios tectónicos han demostrado la existencia de un régimen tensional a través del CVM, incluyendo su parte frontal, el cual ha tenido lugar desde el Mioceno (Johnson y Harrison, 1990; Singh y Pardo, 1993; Suter et al., 1996). La deformación se

concentra principalmente en la parte occidental del CVM, disminuyendo su intensidad en dirección este (Suter et al., 1995a). Recientemente, Alaniz-Alvarez et al. (1998) desarrollaron un modelo que relaciona la tectónica con el estilo de vulcanismo observado en el CVM. En este modelo, se propone que los grandes estratovolcanes se encuentran alineados en cadenas de orientación Norte-Sur a lo largo de fallas normales con orientación Norte-Noroeste con una baja tasa de deformación, mientras que los volcanes monogenéticos usualmente se localizan en sistemas de fallas normales paralelas a la orientación del CVM.

Por otro lado, a través de todas las zonas que componen el CVM se ha documentado (e.g., Negendank et al., 1985; Verma y Aguilar-Y-Vargas, 1988; Luhr et al., 1989; Luhr, 1997) la presencia simultánea en el tiempo y en el espacio de dos tipos de magmas, en donde uno de tipo sub-alcalino predomina ampliamente sobre uno de tipo alcalino, representado por rocas lamprofíricas (Luhr, 1997) y rocas con características similares a los basaltos de isla oceánica (OIB). A diferencia de lo observado en arcos volcánicos típicos (e.g., Japón), el CVM carece de una variación sistemática de parámetros químicos con respecto a su distancia a la zona de trinchera (Verma y Aguilar-y-Vargas, 1988; Wallace et al., 1992).

Para explicar la diversidad geoquímica en el CVM, Hochstaedter et al. (1996) y Luhr (1997) propusieron un modelo combinado de subducción y extensión, con tres fuentes magmáticas (Figura 4.4). En primer lugar, sostienen que la génesis de los magmas sub-alcalinos puede explicarse por un modelo de subducción convencional: fluidos derivados de la placa que subduce se infiltrarían en la cuña de manto, causando su fusión parcial y la erupción en los estratovolcanes en el frente volcánico. Los fluidos también provocarían el metasomatismo de porciones de la cuña del manto, dando lugar a la formación de venas de flogopita y/o anfíbol. El ascenso de este manto metasomatizado daría lugar a su fusión parcial por decompresión, que consumiría estas fases hidratadas, generando magmas como los lamprofiros y basanitas observados en diversos puntos del bloque Jalisco. La génesis de los magmas con características similares a los máficos de zonas extensionales y que han sido poco afectados por diferenciación (más bien que OIB) reflejaría un manto litosférico que no es afectado por la subducción, y que, al ser transportado por advección hasta zonas cercanas a la litósfera continental adelgazada por un régimen extensional, fundiría por decompresión. Es interesante señalar que este modelo se basa, en una buena medida, en interpretaciones de relaciones B/Be de magmas del occidente de México. Curiosamente los magmas sub-alcalinos muestran una relación B/Be = 1-13, valores muy bajos comparados con los observados en arcos típicos (e.g., AVC, B/Be = 1-100; Morris et al., 1990). Hochstaedter et al. (1996) explicaron que los bajos valores de B podrían ser una consecuencia de la

subducción de una placa relativamente joven y caliente, en donde el B podría ser separado en gran parte de los fluidos que penetran junto con la placa en la región del ante-arco. Sin embargo, estos mismos autores subrayan que la génesis de los magmas en el CVM ocurre en condiciones hidratadas, al menos en el frente volcánico. En este sentido, Wallace y Carmichael (1999) sugirieron la participación de H<sub>2</sub>O en la génesis de los magmas del CVM. Sin embargo, la fuente de origen es también una cuestión de debate. Por otro lado, Tera et al. (1986) reportaron concentraciones de <sup>10</sup>Be para rocas de los volcanes Ceboruco (zona occidental del CVM;  $0.3-0.4 * 10^{-6}$  átomos/g) y Xitle (zona centro-oriental del CVM;  $0.5 * 10^{-6}$  átomos/g) que son muy bajas a las observadas en la mayor parte de las zonas de subducción ( $1-24 * 10^{-6}$  átomos/g).

#### *4.3.3 Hipótesis complementarias o alternativas a la subducción*

Debido a las observaciones que complican el modelo clásico de arco para el CVM, algunos mecanismos complementarios o alternativos a la subducción se han sugerido para explicar el vulcanismo en el centro de México. Por ejemplo, Carmichael et al. (1996) relacionaron el origen de las rocas con altos contenidos de K<sub>2</sub>O (lamprofiros) de Jalisco a la fusión parcial de un manto modificado por la subducción, en donde el ascenso de los magmas fue facilitado por el régimen extensional que afecta el occidente de México. Por su parte Moore et al. (1994) propusieron la presencia de una pluma del manto para explicar la presencia del magmatismo similar al tipo OIB en el occidente de México. Recientemente, debido a la amplia distribución de estos magmas a lo largo de todo el CVM, Márquez et al. (1999a) extendieron el modelo de la pluma a toda la provincia volcánica. Propusieron la siguiente secuencia de eventos: (1) el acoplamiento de la cabeza de la pluma a la placa oceánica, durante el Mioceno, (2) la rotura y hundimiento de la placa en la zona de subducción, (3) el ascenso de la pluma bajo el occidente de México y el desarrollo de la triple unión RRR, con la aparición del vulcanismo OIB, (4) la expansión lateral y el acoplamiento de la pluma a la base de la litósfera subcontinental; (5) la dislocación de la cabeza de la pluma respecto a su cola por la continuación de la subducción de la placa de Cocos.

Sheth et al. (2000) han señalado que el modelo de la pluma presenta varios inconvenientes. Estos autores han argumentado que, al igual que magmas clasificados como calco-alcálicos no son sinónimo de subducción, magmas con características similares a los basaltos en zonas de extensión no evidencian una pluma del manto, sino simplemente fuentes de manto enriquecidas que podrían estar situadas en el manto superior (e.g., Verma, 2000a). Por otro lado, Ferrari y Rosas-Elguera (1999)

señalaron que el levantamiento regional que debería esperarse como consecuencia de la pluma no es observado en el occidente de México. Asimismo, el origen de la triple unión RRR en el occidente de México es aún un tema controversial. Sin embargo, Luhr et al. (1985) han sugerido que la tectónica extensional en las ramas de la triple unión representan un proceso de rifting activo incipiente. Rosas-Elguera et al. (1996) consideran más probablemente la tectónica extensional está relacionada con la reactivación de las fronteras del Bloque Jalisco, inducida por las fuerzas aplicadas en los límites de placas y, en particular, por la diferente geometría de las placas Rivera y Cocos. En ambos casos, la existencia de una pluma no es necesaria para explicar el fenómeno. Finalmente, la existencia misma de las plumas ha sido cuestionada debido, por ejemplo, al problema mecánico que implica su ascenso a través de un manto en convección (e.g., Smith, 1999; Smith y Lewis, 1999).

Sheth et al. (2000) proponen que el origen del CVM es una estructura de rift continental, que experimenta un régimen extensional activo. Estos autores sostienen la existencia de un manto heterogéneo, una porción del cual contendría venas de anfíbol y/o flogopita y la otra no las presentaría. La fusión parcial del manto metasomatizado daría lugar a los magmas con características parecidas a las de los máficos de zonas de extensión, mientras que los magmas sub-alcálinos serían el resultado de la fusión parcial del manto "normal" y la posterior contaminación cortical. Sin embargo, es importante señalar que, aunque la zona de Wadati-Benioff para la subducción de la placa de Cocos no está bien definida y es prácticamente ausente en el centro de México, si existe evidencia sísmica de la subducción de la placa de Rivera en las costas de Jalisco (e.g., Pardo y Suarez, 1995; Bandy et al., 1999). De esta forma, existe la posibilidad de que parte del magmatismo sub-alcálico en esta zona efectivamente esté relacionado a este proceso tectónico, aunque es necesario el desarrollo de modelos geoquímicos más detallados, para comprobar si existe una participación directa (fusión parcial) o indirecta (transporte de fluidos al manto) de la placa de Rivera en la génesis de los magmas en esta región.

Por otro lado, Sheth et al. (2000) destacaron la importancia de los procesos de contaminación cortical y mezcla de magmas en la evolución magmática del CVM. De esta forma, el proceso asimilación-cristalización fraccionada ha sido utilizado para explicar las características geoquímicas e isotópicas en varios centros volcánicos (e.g., McBirney et al., 1987; Verma y Nelson, 1989; Verma et al., 1991; Verma 1999, 2000b, 2001). Recientemente, Lassiter y Luhr (2001) con base en la abundancia de Os y de variaciones en  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  presentaron evidencia de asimilación cortical en lavas primitivas de la parte occidental del CVM. Por otro lado, es importante destacar el papel de la

mezcla de magmas entre magmas basálticos y dacíticos en el Popocatepetl (Robin, 1984), Iztaccihuatl (Nixon, 1988a,b) y el Pico de Orizaba (Kudo et al., 1985).

#### **4.4 El estudio geoquímico de los magmas: a la búsqueda de evidencias sobre las fuentes magmáticas y los procesos de evolución en el CVM**

Como ya se ha señalado, existe una falta de consenso acerca del origen y la evolución del magmatismo en el CVM. Para lograr un modelo general que explique de manera satisfactoria la complejidad que presenta la provincia se requiere continuar con la investigación geológica, geofísica y geoquímica, así como en el desarrollo y la evaluación profunda de las diferentes hipótesis existentes. En este sentido, el estudio sistemático del vulcanismo máfico en esta provincia es primordial, ya que puede aportar información acerca de las características de las fuentes magmáticas. Es bien conocido que existe una mayor probabilidad de encontrar este tipo de magmas, poco afectados por procesos de diferenciación, en volcanes monogenéticos que en estratovolcanes (Wilson, 1989). De esta forma, Verma (1994) recopiló información geoquímica e isotópica para 215 muestras de magmas máficos del CVM. La mayor parte de estas muestras se ubican en los extensos campos monogenéticos del centro de México. Estas muestras se distribuyeron por igual como magmas normativos en hiperstena (subalcalinos) y nefelina (alcalinos), y de los cuales 119 mostraron un alto valor del número de magnesio, Mg-v (>63). Las muestras de la zona occidental del CVM, específicamente de sitios cercanos a la zona de trinchera, fueron las únicas que presentaron una gran anomalía de Nb ( $[Nb/Nb^*] \sim 0.1-0.2$ ) con respecto a K y Ce en diagramas multi-elementos normalizados a MORB ó manto primitivo, característica de magmas generados usualmente en un ambiente de subducción (Wilson, 1989).

Verma (1994) también señaló que el resultado más interesante que obtuvo fue el que todas las muestras de la Sierra de Chichinautzin, que consideró en su estudio, mostraron una anomalía negativa de Nb pequeña o prácticamente ausente ( $[Nb/Nb^*] \sim 0.6-1$ ). Este hecho lo llevó a considerar la necesidad de una fuente de manto enriquecida en elementos incompatibles y con acoplamiento entre LILE y HFSE para explicar la génesis de estos magmas. Posteriormente, Verma (2000a) comprobó, en base a evidencias geoquímicas e isotópicas, que efectivamente no existe una participación directa (fusión parcial) o indirecta (transporte de fluidos al manto) de la placa de Cocos en la génesis de los magmas máficos de la Sierra de Chichinautzin. Por el contrario, por medio de un modelo de fusión parcial, relacionó el origen de estos magmas con un manto peridotítico heterogéneo, aunque utilizó un

número de muestras muy reducido y desarrolló un modelado directo, ya que no se cuenta con información acerca de la composición del manto que subyace a la Sierra de Chichinautzin.

Por otro lado, como se señaló en la descripción general del CVM, la generación de magmas félsicos por fusión parcial de la corteza y la mezcla de éstos con magmas máficos han jugado un papel dominante en la evolución geoquímica en la provincia. La Sierra de Chichinautzin no es una excepción, ya que Verma (1999) aplicando modelos cuantitativos relacionó los magmas félsicos de este campo monogenético a la fusión parcial de una corteza inferior de composición granulítica. También sugirió que los magmas con composiciones intermedias podrían reflejar procesos de mezcla. Sin embargo, este modelo se desarrolló considerando un número muy limitado de muestras. Por otro lado, aunque Márquez-González (1998) contribuyó con nuevos datos de composición química de minerales, consideró muy pocas muestras y, dados los objetivos de su trabajo, faltó una mayor conexión de esta información con los datos geoquímicos.

En este contexto, y para profundizar en el conocimiento acerca de la Sierra de Chichinautzin, en el presente trabajo se propone llevar a cabo un modelado de inversión de fusión parcial utilizando la información disponible en la literatura sobre magmas máficos en esta región, así como datos complementarios que se generarían en el marco de este proyecto. El modelado de inversión de fusión parcial, que no se ha aplicado en ninguna región del CVM, permite caracterizar geoquímicamente la fuente de manto, así como establecer los grados de fusión parcial en que ocurre la génesis de estos magmas. Por otro lado, se contempla evaluar, por medio de modelos cuantitativos, los distintos procesos petrológicos que podrían haber influido en la evolución magmática en este campo monogenético. Es importante destacar que se planea realizar dicha evaluación utilizando una base de datos geoquímicos e isotópicos de roca total, así como de composición en minerales, más completa que la utilizada en trabajos anteriores.

## 5. Sierra de Chichinautzin: Revisión crítica de trabajos previos

Un gran número de trabajos se han enfocado al vulcanismo de tipo monogenético en el CVM, aunque se desconocen aún diversos aspectos relacionados a su origen y evolución. Como ya se ha señalado, este tipo de vulcanismo se concentra principalmente en el campo Michoacán-Guanajuato, constituido por ~1,000 centros volcánicos pequeños y ~400 de tipo mediano (Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987) y, por otro lado, en una franja volcánica, orientada en dirección este-oeste, desde el sur de la Ciudad de México hasta Jojutla, Morelos, que constituye la llamada Sierra de Chichinautzin (SCN), que en lengua náhuatl significa “Señor que quema”, lo que es un indicativo del registro de actividad de algunos centros eruptivos en la época prehispánica (Martín del Pozzo, 1982).

Este campo monogenético, de edad cuaternaria, ha sido considerado como un área clave para entender el origen del CVM, debido a los siguientes factores (e.g., Márquez et al., 1999a, b; Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999, 2000a): (1) su ubicación en el frente del arco volcánico ya que, si el magmatismo en este campo monogenético está relacionado a procesos de subducción, se deberían encontrar claras evidencias geoquímicas, (2) los procesos que generaron el magmatismo deben ser aún activos, y (3) existe una variedad de tipos geoquímicos (basaltos a dacitas), lo que permite no sólo indagar acerca de las características químicas e isotópicas de la fuente del magmatismo máfico, sino también los procesos petrológicos que influyen en la evolución del sistema magmático.

En este contexto, y con objeto de contribuir a un mayor conocimiento acerca del origen y la evolución magmática en el CVM, se ha desarrollado una investigación geoquímica en este campo monogenético. En una primera etapa, se realizó la búsqueda y el análisis de información geológica y geofísica disponible en la literatura.

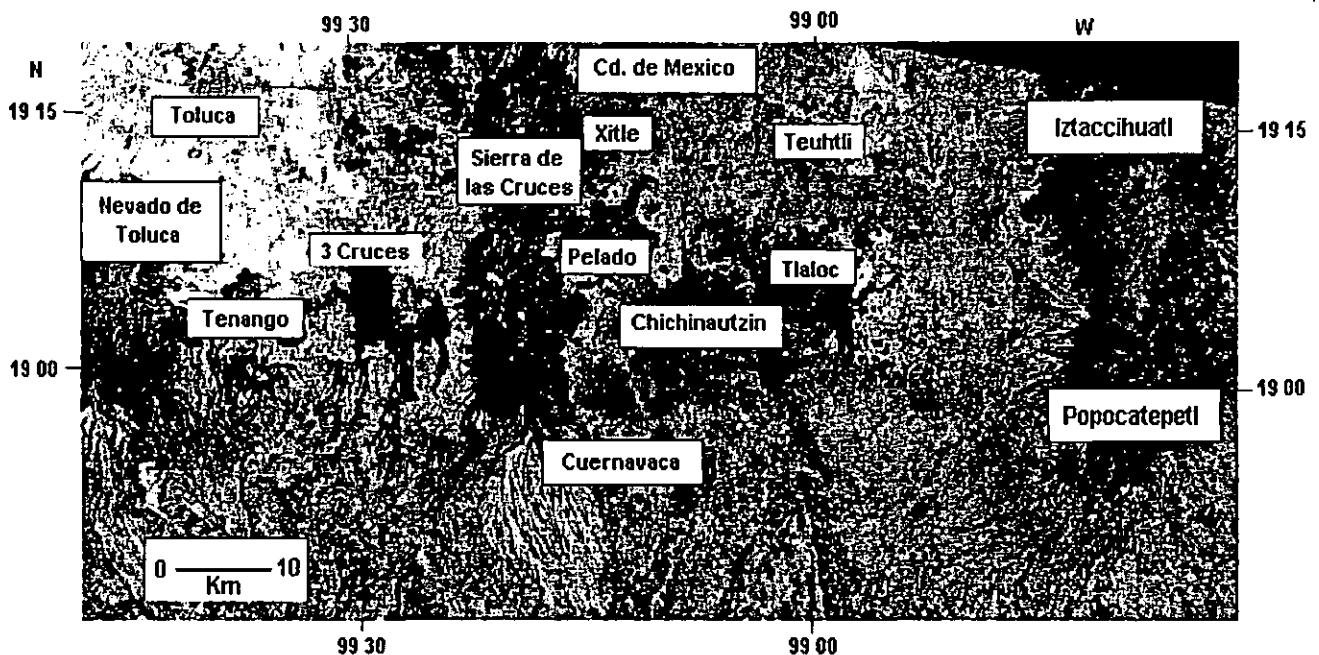
### 5.1 Sierra de Chichinautzin: Geología y Geocronología

#### 5.1.1 Localización

La SCN (Figura 5.1) limita al N con el valle de México, la cual contiene sedimentos lacustres de edad Cuaternaria, loess, rellenos aluviales, rocas volcánicas del Terciario y calizas cretácicas (Mooser et al.,



1974), al S con el valle de Cuernavaca, al W por las sierras de las Cruces y Zempoala y al E con la Sierra Nevada. Adicionalmente, en los extremos este-oeste de la SCN se sitúan dos grandes estratovolcanes activos durante el Cuaternario: el Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel et al., 1981; Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2001) y el Popocatépetl (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1988; Siebe et al., 1996).



**Figura 5.1** Imagen Landsat TM para la región en donde se ubica la SCN (cedida por A. Márquez-González). En la figura se han incluido letreros para señalar los tres grandes estratovolcanes de la zona (Nevado de Toluca, Iztaccihuatl y Popocatépetl), la Sierra de las Cruces, y las ciudades de México, Toluca y Cuernavaca. Además se han incluido varios centros volcánicos de la SCN (de E a W: Tenango, Tres Cruces, Chichinautzin, Pelado, Xitle, Chichinautzin, Tlaloc y Teuhtli).

El primer informe geológico de la SCN fue presentado por Von Humboldt (1849), quien señaló la presencia de una serie de volcanes alineados en una dirección este-oeste entre 18°59' y 19°12', cuyo origen fue relacionado a una fisura que atravesaría de costa a costa el centro de México. Posteriormente, la mayoría de los trabajos publicados sobre la SCN antes de 1960 se dedicaron al llamado flujo Xitle, que aflora en la mayor parte del S de la Ciudad de México (Ordoñez, 1890, 1895; Guild, 1906; Waitz y Wittich, 1910;

Wittich, 1917; De la Rüe, 1947; Schmitter, 1953). A partir de entonces, los trabajos de investigación en la zona se pueden clasificar en: (1) estudios de cartografía y geología regional, donde se incluyen rocas volcánicas de la SCN (e.g., Fries, 1960, 1966; Schlaepfer, 1968; De Cserna y Fries, 1981; De Cserna et al., 1987; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Delgado et al., 1998; García-Palomo et al., 2001); (2) estudios de vulcanología y/o geoquímica descriptiva (e.g., Gunn y Mooser, 1971; Negendank, 1972a,b, 1973a,b; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1980, 1982, 1989, Swinamer, 1989; Delgado Granados y Martín del Pozzo, 1993; Rodríguez-Lara, 1997; Martín del Pozzo et al., 1997; Márquez González, 1998; Delgado et al., 1999; Márquez et al., 1999b); y (3) estudios de petrogénesis que incluyen modelos geoquímicos cuantitativos (Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999, 2000a).

### 5.1.2 *Estratigrafía regional*

Fries (1956, 1960) reportó una columna estratigráfica para la parte N del Estado de Morelos, así como para las secciones occidental y oriental de la hoja Cuernavaca (E14A59; INEGI, escala 1:50,000), y fue el primero en llamar *Grupo Chichinautzin* a las rocas volcánicas cuaternarias que afloran al S de la Ciudad de México. Posteriormente, Schlaepfer (1968) presentó la columna estratigráfica para la hoja México. Martín del Pozzo (1980, 1982) reportó resultados de estratigrafía para el área de Milpa Alta y sugirió el cambio de designación a *Formación Chichinautzin*. Delgado Granados y Martín del Pozzo (1993) reportaron una columna estratigráfica para la zona del Ajusco y retomaron el nombre *Grupo Chichinautzin*, subdividiéndolo en las formaciones *Quepil*, *Panza*, *Judío*, *Lavas Pájaros* y *Jumento*. Rodríguez-Lara (1997) describió la estratigrafía en la zona de los volcanes Chichinautzin y Guespalapa. Delgado et al. (1998) detallaron la estratigrafía de los productos eruptivos del volcán Xitle. Recientemente, García-Palomo et al. (2001) reportaron la estratigrafía de la parte occidental de la SCN. A continuación, se describe brevemente la estratigrafía general de la SCN, aunque es importante señalar que esta secuencia litológica no se observa completa en todas las zonas que conforman esta región.

#### *Cretácico*

Está representado por una secuencia sedimentaria de estratos calcáreos, de un ambiente marino de plataforma continental, que constituyen las formaciones (Fries, 1956, 1960; De Cserna et al., 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Rodríguez-Lara, 1997): (1) *Xochicalco* (Aptiano), constituida

de calizas de espesor variable, con intercalaciones de pedernal; (2) *Morelos* (Albiano inferior - Cenomaniano), la cual sobreyace discordantemente a la unidad anterior y está constituida por una secuencia de calizas y dolomitas interestratificadas con bandas, nódulos y lentes de pedernal; (3) *Cuautla* (Turoniano), la cual consta de calizas masivas, que incluye nódulos y lentes de pedernal; y (4) *Mexcala* (Coniaciano-Campaniano medio), secuencia Flysch constituida de estratos de calizas arcillosas, limolitas y lutitas. Esta secuencia de formaciones sedimentarias presenta un espesor superior a 2000 m, como lo han revelado sondeos exploratorios en la Cuenca de México (e.g., Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

### *Terciario*

El período se inicia con el *Grupo Balsas* (Eoceno medio - Oligoceno medio), que incluye una gran diversidad de evaporitas, calizas de ambiente lacustre, conglomerados calcáreos y volcánicos, areniscas, brechas y tobas volcánicas con flujos de lava interestratificados (Fries, 1956, 1966; Schlaepfer, 1968; De Cserna y Fries, 1981; Rodríguez-Lara, 1997). Sobreyaciendo a esta unidad, aparece una secuencia de andesitas y dacitas que oscilan entre 29 y 16 Ma (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) y que constituyen las unidades *Riolita Tilzapotla* y *Formación Xochitepec*. Fries (1956, 1966) reportó la presencia de la *Riolita Tilzapotla* en los alrededores de Cuernavaca y en el sur del estado de Morelos, constituida de rocas volcánicas de composición ácida. García-Palomo et al. (2001) reportaron afloramientos de la *Formación Tilzapotla* (una ignimbrita de color rosa con 300 m de espesor) en la parte occidental de la SCN. Morán-Zenteno et al. (1998, 1999) reportaron que el vulcanismo del Oligoceno en el área de Taxco consiste de una secuencia de 800 m de espesor, formado por ignimbritas riolíticas, flujos de lava y cenizas. La parte inferior de la secuencia presenta edades entre 38.2 y 35.5 Ma, mientras que la parte superior muestra entre 32.4 y 31.6 Ma. La *Formación Xochitepec* está constituida por tobas, brechas y otros productos volcánicos de composición andesítica a dacítica (Mooser, 1957; Schlaepfer, 1968).

La *Formación Tepoztlán* (Mioceno) está constituida por una secuencia de material volcánico (flujos piroclásticos) y volcanoclástico (depósitos de lahares), que en conjunto tienen un espesor total de ~800 m y con un ligero buzamiento hacia el norte. Esta unidad se caracteriza por mostrar rasgos que testifican una fuerte erosión (Fries, 1960; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Avila Bravo, 1998). Márquez-González (1998) señaló que, debido a la falta de trabajos detallados, no es posible establecer si la *Formación Tepoztlán* representa el vulcanismo inicial del CVM o debe considerarse como parte del magmatismo

terciario de la Sierra Madre del Sur (Morán-Zenteno et al., 1999). García-Palomo et al. (2001) reportaron su presencia en varios sectores al sureste del Nevado de Toluca y le asignaron una edad entre 21 y 7 Ma.

Macías et al. (1997) reportaron una serie de derrames basálticos, con un espesor de 100 a 500 m que sobreyacen a la *Formación Tepoztlán* y llamaron *Secuencia Máfica Basal*. Esta unidad se encuentra expuesta de forma extensiva alrededor del Nevado de Toluca y ha sido datada en  $7.5 \pm 0.4$  Ma (K-Ar en roca total; García-Palomo et al., 2001). Por su parte, Fries (1960) reportó que la *Andesita Zempoala* (Mioceno medio - Plioceno superior), que sobreyace a la *Formación Tepoztlán*, está constituida por andesitas interestratificadas con brechas volcánicas, derrames de lava y depósitos volcanoclásticos, con un espesor total de ~800 m (Fries, 1960). La *Formación Las Cruces* (Plioceno superior - Pleistoceno inferior) consta de dos miembros (Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993). El inferior, la brecha piroclástica *Cantimplora*, está constituido por una secuencia de depósitos de brechas piroclásticas, flujos de ceniza y lahares, que presentan en total un espesor de ~150 m. La *Dacita Apilulco* constituye el miembro superior de esta unidad y presenta un espesor de ~400 m.

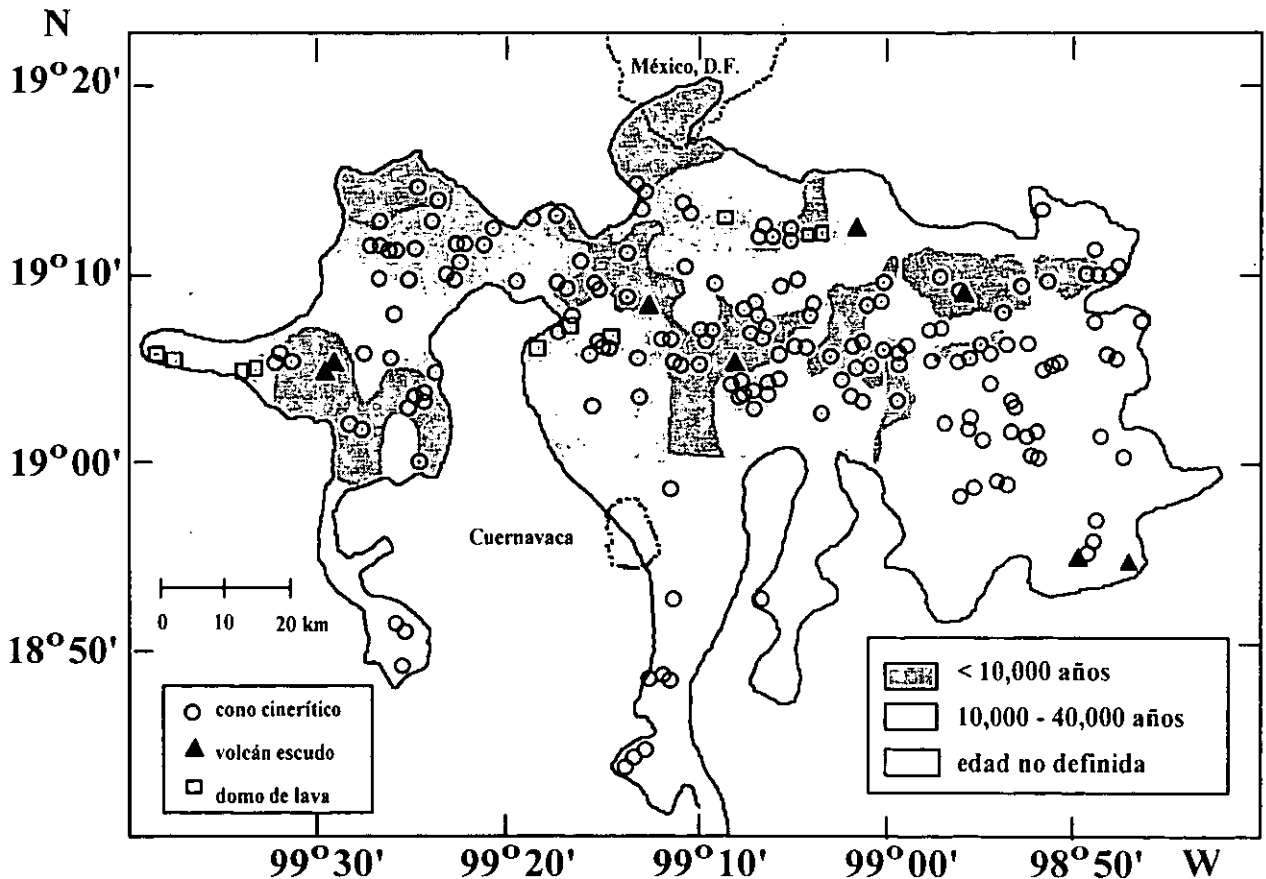
La *Formación Cuernavaca* (Plioceno superior) presenta una litología compleja, consistente de conglomerados que, en conjunto, forman un abanico aluvial de grano medio con fragmentos de material volcánico terciario, sobre la que se construyó gran parte de la ciudad de Cuernavaca, Morelos (Fries, 1960; Rodríguez-Lara, 1997).

#### *Cuaternario*

Está representado por la *Andesita Ajusco* (Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993), la *Formación Chichinautzin* y aluvión. La *Andesita Ajusco* (Pleistoceno med.) se compone de bloques andesíticos de color rojizo y con espesor de hasta 900 m. La *Formación Chichinautzin* (Pleistoceno superior - Reciente), objeto de este estudio, está constituida por material volcánico de espesor variable (hasta de 1,800 m) emitido por volcanes monogenéticos. El aluvión está constituido por depósitos de sedimentos fluviales y suelos.

### 5.1.3 Características de la actividad volcánica

Swinamer (1989) clasificó a la SCN como un campo de conos cineríticos tipo plataforma. Estos campos se caracterizan por ser terrenos volcánicos con una topografía relativamente plana, en asociación con extensos flujos de lava (Settle, 1979). En la SCN se han identificado 221 volcanes monogenéticos (Figura 5.2), los cuales se distribuyen en el Distrito Federal, Morelos y el Estado de México. Los materiales volcánicos ocupan  $\sim 2,400 \text{ km}^2$  entre las coordenadas  $98^\circ 40' \text{ W}$  a  $99^\circ 40' \text{ W}$  y  $18^\circ 30' \text{ N}$  a  $19^\circ 30' \text{ N}$  (Márquez et al., 1999b).



**Figura 5.2** Distribución espacial de los centros volcánicos (conos cineríticos, volcanes escudo y domos de lava) en la SCN. Las coordenadas de estos centros fueron tomadas del catálogo de Márquez et al. (1999b). La distribución de edades del vulcanismo esta basada en la información disponible de  $^{14}\text{C}$  (ver Tabla 5.1), modificado de Swinamer (1989). Por falta de datos isotópicos, la edad de un sector de la SCN no ha sido definida aún.

La actividad volcánica en la SCN se caracteriza por conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y dómicos de lava (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Martín del Pozzo et al., 1997; Márquez et al., 1999b). Es importante señalar que existen diferencias marcadas entre los valores de parámetros geomorfológicos ( $H$  = altura desde la base del cono,  $D_B$  = diámetro basal,  $D_C$  = diámetro de cono,  $A$  = área que cubre la estructura volcánica,  $L$  = longitud de flujos de lava,  $E$  = espesor de flujos de lava) reportados por diferentes autores. En esta reseña, se manejarán los datos reportados por Márquez González (1998) y Márquez et al. (1999b), salvo que se señale otra fuente, ya que la información está respaldada por la aplicación de una metodología detallada para el análisis de la información geológica y tectónica de la SCN, que incluyó cartografía geológica utilizando imágenes de satélite y mapas topográficos, desarrollo de modelos digitales de elevación y validación con trabajo de campo.

### *Conos de ceniza*

Constituyen ~91 % (201 aparatos) de las estructuras volcánicas en la SCN (Márquez González, 1998). Bloomfield (1975), Martín del Pozzo (1982) y Martín del Pozzo et al. (1997) señalaron que los conos cineríticos en la SCN fueron producidos por erupciones estrombolianas moderadas o violentas. Martín del Pozzo (1982) reportó una densidad de ~0.15 conos/km<sup>2</sup> en la parte central, mientras que Bloomfield (1975) estimó ~0.10 conos/km<sup>2</sup> para la parte occidental. Los conos muestran valores de  $H$  = 20-300 m (media = 104 m),  $D_B$  = 200-1,600 m (media = 644 m),  $D_C$  = 50-500 m (media = 225 m) y  $H/D_B$  = 0.004-0.525. Swinamer (1989) mencionó como ejemplos de conos de cenizas al volcán Chichinautzin ( $H$  ~ 350 m;  $D_B$  ~ 7 km;  $A$  ~ 118 km<sup>2</sup>) y el volcán Tlaloc ( $H$  ~ 180 m;  $D_B$  ~ 1 km;  $A$  ~ 85 km<sup>2</sup>).

### *Volcanes tipo escudo*

Representan ~4.5 % (10 aparatos) del total de las estructuras, con valores de  $D_B$  = 5-10 km. Están constituidos principalmente por flujos de lava, en cuya cima se localiza, en ocasiones, un cono de ceniza. Los volcanes escudo de la SCN muestran semejanza en tamaño y morfología a aquellos que se presentan en el campo Michoacán-Guanajuato (Hasenaka, 1994). Swinamer (1989) mencionó como ejemplos de volcanes escudo al Pelado ( $H$  = 600 m,  $D_B$  = 10 km;  $A$  = 64 km<sup>2</sup>) y al Teuhtli ( $H$  ~ 500 m;  $D_B$  = 7 km;  $A$  = 36 km<sup>2</sup>).

### *Flujos de lava*

Presentan una morfología de tipo compuesto (Martín del Pozzo, 1982) y se consideran producto de un vulcanismo tipo Hawaii (Cas y Wright, 1996). Específicamente, los flujos muestran características *aa* y, en menor proporción, *pahoehoe* (McGehee, 1976; Martín del Pozzo, 1982; Martín del Pozzo et al., 1997; Márquez et al., 1999b). Presentan valores de  $E=10-70$  m y  $L=1-13.5$  km. Algunos ejemplos típicos de flujos de lava son observados en el volcán Xitle ( $L \sim 13$  km,  $A \sim 70$  km<sup>2</sup>; Márquez et al., 1999b) y el Cerro del Agua ( $L \sim 11.6$  km,  $A \sim 19$  km<sup>2</sup>; Swinamer, 1989). Por otro lado, Cañón-Tapia et al. (1995) estudiaron la variación de anisotropía de susceptibilidad magnética en 5 flujos de lava del volcán Xitle y su correlación con características geomorfológicas (e.g., espesor, viscosidad, etc.). Los autores reportan que es posible inferir la dirección de flujos de lava a partir de estas mediciones, ya que el máximo de anisotropía sigue la dirección del movimiento local.

### *Domos de lava*

Estas estructuras representan  $\sim 4.5\%$  del total (10 aparatos) y se encuentran constituidas por flujos de lava de gran espesor tipo *coulé* o *low-dome* (Cas y Wright, 1996). Algunos ejemplos de estas estructuras, señalados por Márquez et al. (1999b), son Mesa La Gloria ( $H \sim 200$  m,  $L \sim 13$  km,  $A \sim 18$  km<sup>2</sup>), el domo Tabaquillo ( $H \sim 200$  m,  $L \sim 5.5$  km,  $A \sim 8$  km<sup>2</sup>) y el domo Xicomulco ( $H \sim 100$  m,  $L \sim 9$  km,  $A \sim 9$  km<sup>2</sup>).

#### **5.1.4 Geocronología**

Con base en mediciones paleomagnéticas y datos geocronológicos de <sup>14</sup>C, se sabe que la actividad volcánica en la SCN ocurrió durante el Cuaternario. Mooser et al. (1974), Herrero y Pal (1978), Böhnelt et al. (1990) y Urrutia Fucugauchi y Martín del Pozzo (1993) reportaron que el paleomagnetismo de la SCN muestra siempre una polaridad normal y correlacionable con el Cron Normal de Brunhes. De esta forma, la actividad volcánica presenta edades  $< 700,000$  años.

Por otro lado, aplicando el método geocronológico de  $^{14}\text{C}$  en materia orgánica carbonizada y paleosuelos presentes en flujos volcánicos, se determinó la edad de los productos volcánicos de la SCN (Tabla 5.1; Figura 5.3). Kirianov et al. (1990) con base en fechamientos de  $^{14}\text{C}$  en la zona central de la SCN y datos de geoquímica de elementos mayores, distinguieron tres etapas de manifestaciones volcánicas: *etapa 1*, consistente en emisión de andesitas y dacitas: 30,000 - 23,000 años; *etapa 2*, consistente en emisión de basaltos a dacitas: 22,000 - 4,000 años; *etapa 3*, comenzó hace  $\sim 3,000$  años con la emisión de basaltos. Sin embargo, estos autores señalaron que no se logró definir si la actividad continúa actualmente. Sin embargo, Delgado et al. (1998) señalaron que parte de estas determinaciones las edades no fueron corregidas adecuadamente con respecto a  $\delta^{13}\text{C}$ . Sin embargo, como se muestra en la Tabla 5.1, los resultados del método de  $^{14}\text{C}$  en la SCN siempre han dado edades  $< 40,000$  años. La Figura 5.2, que presenta la ubicación de los aparatos volcánicos en la SCN, incluye la distribución de edad para el vulcanismo de la SCN, con base en los datos geocronológicos disponibles.

Las edades reportadas para la actividad volcánica en la SCN coinciden con las de la actividad del Nevado de Toluca y el Popocatepetl. Bloomfield y Valastro (1974) reportaron edades de 25,000 y 11,600 años para dos importantes depósitos plinianos eruptados por el Nevado de Toluca. Por otro lado, Siebe et al. (1996) reportaron tres eventos plinianos en la historia eruptiva del Popocatepetl durante el Holoceno, los cuales tuvieron lugar en los periodos 3195-2830 a.C., 800-215 a.C. y 675-1095 d.C. Finalmente, estudios geocronológicos  $^{14}\text{C}$  (Mora-Alvarez et al., 1991; Nixon, 1987, 1988a) han demostrado que la actividad volcánica que dió lugar a las Sierra de las Cruces y Zempoala (2.87-0.39 Ma) y la del volcán Iztaccíhuatl (0.9 a 0.08 Ma) precedió a la observada en la SCN.

Bloomfield (1975) y Martín del Pozzo (1982, 1989) estimaron en  $\sim 80 \text{ km}^3$  el volumen mínimo que fue eruptado en la SCN. A partir del análisis de mapas topográficos y modelos de elevación digital, Márquez et al. (1999b) reportaron un volumen total de  $\sim 470 \text{ km}^3$ . Cabe destacar que la velocidad de erupción en la SCN, en una primera aproximación y asumiendo una edad máxima de  $\sim 40,000$  con base en los datos geocronológicos disponibles, ha sido de  $\sim 11.75 \text{ km}^3/1000$  años ( $470 \text{ km}^3$  en  $\sim 40,000$  años). La actividad más reciente en el Popocatepetl se inició entre 50,000-30,000 años, dando lugar a un volumen de  $30 \text{ km}^3$  (Boudal y Robin, 1987). De esta forma, la velocidad de erupción reciente del Popocatepetl ( $\sim 0.6 - 1.0 \text{ km}^3/1000$  años) ha sido mucho menor a la observada en la SCN.

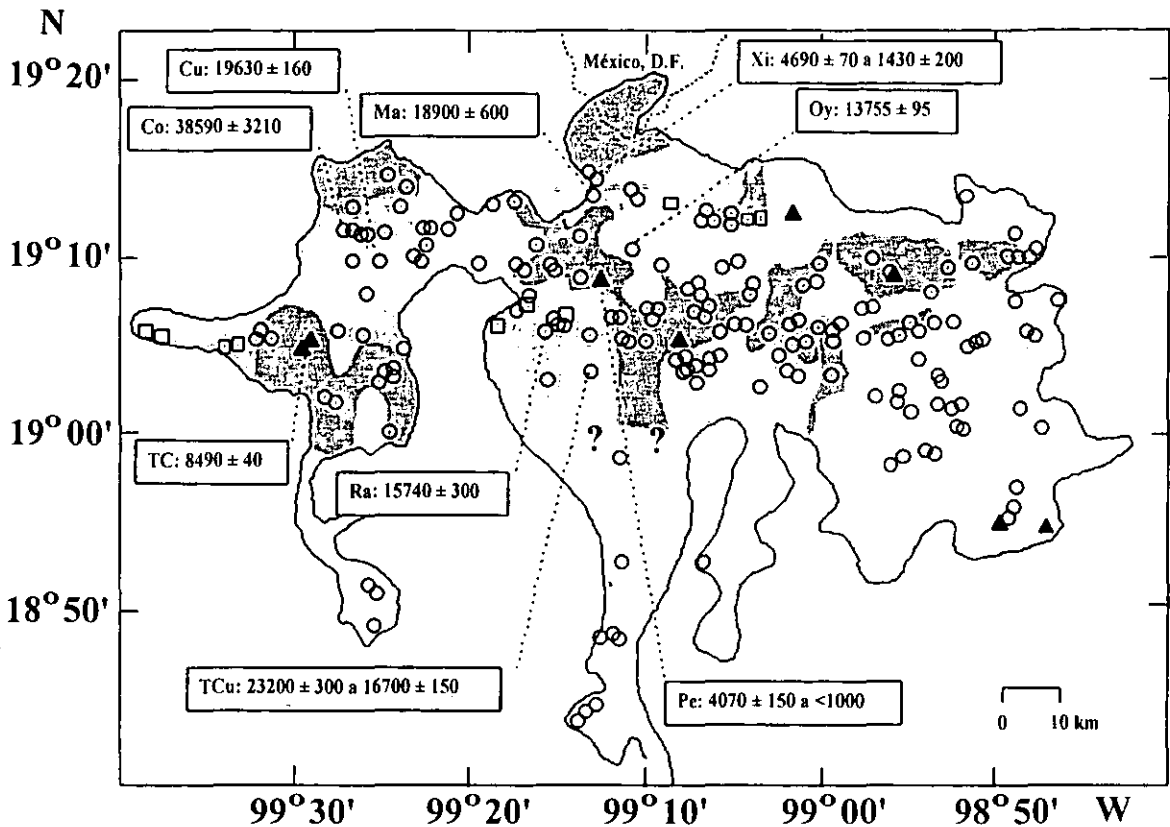


Finalmente, debido al gran volumen de material eruptado a una velocidad relativamente alta, el vulcanismo de la SCN ha tenido en los pasados 10,000 años un profundo impacto social, morfológico y climático en el centro de México (Martín del Pozzo et al., 1997). En este sentido, Scandone (1979) realizó una evaluación preliminar del riesgo volcánico en la SCN, señalando que la probabilidad máxima de erupción en el sur del valle de México está situada en una banda este-oeste que pasa a través de la SCN, por lo que recomendó que la expansión del área metropolitana de la Ciudad de México debería alejarse de esta zona.

**Tabla 5.1** Edad de los productos volcánicos de la Sierra de Chichinautzin, determinada por el método radiométrico de  $^{14}\text{C}$ , reportada en la literatura

Volcán	Edad (años)	Mat.	Ref.	Volcán	Edad (años)	Mat.	Ref.
Pelado	< 1000	Mc	14	Xitle (cont.)	2600 ± 70 <sup>a</sup>	mc	3
	4070 ± 150	Mc	9, 10		2965 ± 85 <sup>a</sup>	p	15
Xitle	1430 ± 200	Mdc	4		3200 ± 50	p	10
	1536 ± 65 <sup>a</sup>	Mc	6		3250 ± 100	mc	9
	1665 ± 65 <sup>a</sup>	Mdc	18		3820 ± 100 <sup>a</sup>	mc	7
	1675 ± 40 <sup>a</sup>	Mc	18		3850 ± 200 <sup>a</sup>	mc	7
	1745 ± 50 <sup>a</sup>	Mc	15		3930 ± 100 <sup>a</sup>	mc	7
	1790 ± 65 <sup>a</sup>	Mc	6		3980 ± 60 <sup>a</sup>	mc	6
	1925 ± 60 <sup>a</sup>	Mc	5		4050 ± 75 <sup>a</sup>	mc	6
	1945 ± 55 <sup>a</sup>	Mdc	15		4110 ± 120 <sup>a</sup>	p	7
	1950 ± 80 <sup>a</sup>	Mc	6		4690 ± 70 <sup>a</sup>	p	12
	1960 ± 70 <sup>a</sup>	Mdc	11		6715 ± 90 <sup>a</sup>	p	6
	1960 ± 65 <sup>a</sup>	Mc	13	Tres Cruces	8390 ± 100	p	8
	1995 ± 60 <sup>a</sup>	Alf	17		8490 ± 40	p	8
	2025 ± 55 <sup>a</sup>	P	15	Tetepetl	8390 ± 440	p	8
	2030 ± 60 <sup>a</sup>	Alf	15		8440 ± 440	p	8
	2030 ± 60 <sup>a</sup>	Mc	12		8700 ± 180	p	8
	2040 ± 200	P	3	Cima	10160 ± 70	p	9
	2065 ± 78 <sup>a</sup>	P	11		10410 ± 80	p	9, 10
	2090 ± 70 <sup>a</sup>	Alf	12	Oyameyo	13755 ± 95	p	16
	2100 ± 75 <sup>a</sup>	Mc	6	Raíces	15570 ± 300	p	9, 10
	2190 ± 80 <sup>a</sup>	Mc	7		15740 ± 80	p	9
	2230 ± 80 <sup>a</sup>	Mc	7	Tres Cumbres	16700 ± 150	p	9
	2295 ± 115 <sup>a</sup>	Alf	17		18680 ± 120	p	9
	2300 ± 70 <sup>a</sup>	Mc	6		23200 ± 300	p	9, 10
	2400 ± 100	Mc	2	Cuauatl	19630 ± 160	p	8
	2422 ± 250	Alf	1	Malinalte	18900 ± 600	p	8
	2490 ± 100 <sup>a</sup>	Mc	7	Tezontle	21860 ± 540	p	8
	2560 ± 80 <sup>a</sup>	Mc	7	Molcajete	30200 ± 1120	p	8
	2560 ± 100 <sup>a</sup>	Mc	7	Coaxusco	38590 ± 3210	p	8

<sup>a</sup>Edades en donde se ha reportado una corrección con respecto a  $\delta^{13}\text{C}$ . Material: mc = material carbonizado, mdc = madera carbonizada, p = paleosuelo; alf = material carbonizado con restos de alfarería. Referencias: 1 = Arnold y Libby (1951); 2 = Libby (1955); 3 = Crane y Griffin (1958); 4 = Heizer y Bennyhoff (1958); 5 = Deevey et al. (1959); 6 = Ferguson y Libby (1963); 7 = Ferguson y Libby (1964); 8 = Bloomfield (1975); 9 = Martín del Pozzo (1989); 10 = Kirianov et al. (1990); 11 = White et al. (1990); 12 = Córdova et al. (1994); 13 = Urrutia Fucugauchi (1996); 14 = Delgado et al. (1997); 15 = Delgado et al. (1998); 16 = Wallace y Carmichael (1999); 17 = González et al. (2000); 18 = Siebe (2000).



**Figura 5.3** Localización de los sitios de muestreo de estudios geocronológicos y edades  $^{14}\text{C}$  reportadas en la literatura (Tabla 5.1). Co = Coaxusco, Cu = Cuauatl, Ma = Malinala, Oy = Oyameyo, Pe = Pelado, Ra = Raíces, TC = Tres Cruces, TCu = Tres Cumbres, Xi = Xitle. Mapa modificado de Swinamer (1989).

### 5.1.5 Geología estructural

En las zonas aledañas a la SCN se han reportado evidencias de actividad tectónica. Johnson y Harrison (1990), con base en el estudio de imágenes de satélite, reportaron la presencia de fallas normales y de rumbo, con una orientación E-W y N60E, en el límite norte de la SCN. Algunas de estas fallas, por ejemplo el sistema Acambay, se consideran sísmicamente activas (Suter et al., 1995). En el límite oeste de la SCN, área de Tenango, se identificaron sistemas de fallas normales este-oeste con arreglo en *echelon*, cuya morfología es similar a la que muestran las fallas Venta de Bravo y Pastores (García-Palomo et al., 2000). Fries (1960) reportó la presencia de fallas normales en el valle de Cuernavaca, las cuales afectaron depósitos cuaternarios. Finalmente, una serie de sismos de pequeña magnitud ( $< 4$ ) y focos someros ( $< 50$  km) han sido registrados en la SCN (Yamamoto y Mota, 1988; De Cserna et al., 1988; González-Pomposo y Valdés-

González, 1995; UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995). En el sector central del CVM, desde Michoacán hasta el Pico de Orizaba, no se han registrado sismos con una profundidad > 60 km (Nixon, 1982, 1987; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995).

Nakamura (1977) señaló que los conos volcánicos en una región activa aparecerán alineados de manera perpendicular al esfuerzo mínimo horizontal ( $\sigma_3$ ). En la literatura, varios autores han señalado que los conos volcánicos en la SCN se encuentran alineados preferencialmente en una orientación este-oeste (Fries, 1966; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1997, 1999b), aunque otros investigadores mencionan una dirección preferencial N60E (Demant, 1981; De Cserna et al., 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). De esta forma, Márquez et al. (1999b) propusieron un ambiente extensional en la SCN, con  $\sigma_3$  en una dirección norte-sur y  $\sigma_1$  en una dirección este-oeste, acompañada de una componente de rumbo sinistral N60E. Este modelo ha sido apoyado con base en estudios geológicos por García-Palomo et al. (2000) y es corroborado por el análisis del mecanismo focal del sismo de Milpa Alta (profundidad ~ 12 km), interpretado como un evento de fallamiento normal este-oeste con una componente de rumbo sinistral importante (~50%; UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995).

Por otro lado, Mooser et al. (1996), a partir de la interpretación de datos de sísmica de reflexión y mapeo geológico reportaron de la llamada “Fosa Mixhuca”, desarrollada durante el Oligoceno. Estos autores sugirieron que esta estructura se extiende desde el Cerro del Tigre (localizado al noroeste de la Ciudad de México) hasta el Valle de Cuernavaca, cruzando la SCN en dirección norte-sur. Adicionalmente, estos autores detectaron la existencia de otras tres estructuras en la región (de norte a sur: “Fosa de México”, “Fosa de Santa Catarina” y “Fosa Chichinautzin-Izta-Malínche”) desarrolladas durante el Pleistoceno, aunque su orientación fue inferida a ser aproximadamente este-oeste. Estas estructuras podrían reflejar el ambiente extensional en la región, que incluye direcciones este-oeste y norte-sur. Recientemente, Márquez et al. (2001), con base a interpretaciones geológicas y reológicas, así como en datos termobarométricos, propusieron un modelo de extensión asimétrica que contempla una corteza dividida en dos capas (dominios frágil y dúctil). En esta propuesta se sugiere que la entrada de magmas máficos en la corteza inferior desde la capa de manto anómalo que la subyace. Los magmas que ascienden a lo largo de las fallas norte-sur se acumularían en la zona de transición cortical frágil-ductil. En contraste, aquellos magmas que se mueven hacia la superficie a lo largo de las fallas este-oeste lo harían más rápidamente, permaneciendo períodos cortos en la zona de transición. Este régimen extensional podría provocar el rompimiento cortical,

facilitando la formación y la erupción de los volcanes monogenéticos en la SCN. Este modelo es consistente con las observaciones geofísicas acerca de la existencia de una capa de manto de baja densidad ( $3.29 \text{ g/cm}^3$ ) y baja velocidad ( $V_p = 7.6 \text{ km/s}$ ) en la base de la corteza ( $\sim 40 \text{ km}$ ) en la parte central del CVM (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). Finalmente, un trabajo más detallado de tipo geológico y geofísico se requiere para comprobar la hipótesis de Márquez et al. (2001) acerca de un ambiente extensional en la región, que concuerda con las características geoquímicas e isotópicas observadas en los magmas.

## **5.2 Sierra de Chichinautzin: Estudios Petrográficos y Geoquímicos**

### **5.2.1 Cobertura de muestreo y Petrografía**

En la mayoría de los trabajos previos de la SCN se realizaron muestreos que no cubrieron todo el campo monogenético. Adicionalmente, algunos de ellos no incluyeron coordenadas geográficas de los puntos de muestreo (Tabla 5.2). Por ejemplo, Gunn y Mooser (1971) y Negendank (1972a, 1973a,b) se concentraron a una pequeña zona al sur de la Ciudad de México. En el mismo sentido, Bloomfield (1975) sólo estudió la parte oriental de la SCN, mientras que Martín del Pozzo (1989) se dedicó únicamente a la sección central del campo monogenético.

La Figura 5.4 presenta la ubicación de los sitios de muestreo de los trabajos realizados por Swinamer (1989), Wallace y Carmichael (1999) y Verma (1999, 2000a). Swinamer (1989) restringió su muestreo a la parte oriental de la SCN, mientras que Wallace y Carmichael (1999) realizaron el muestreo más completo en la zona aunque, como se verá más adelante, sólo analizaron elementos mayores y algunos traza, acompañados de información sobre la composición química de olivino. Por otro lado, Verma (1999, 2000a) cubrió la mayor parte de la SCN, aunque el número de muestras fue muy reducido. Sin embargo, en estos trabajos se reportó información geoquímica más completa y datos isotópicos de Sr, Nd y Pb.

Las características petrográficas de las rocas volcánicas de la SCN han sido reportadas por varios autores (e.g., Gunn y Mooser, 1971; Negendank, 1972a,b; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1989; Swinamer, 1989; Rodríguez-Lara, 1997; Márquez González, 1998; Delgado et al., 1998; Wallace y

Carmichael, 1999). En general, las rocas de la SCN se caracterizan por mostrar una textura esencialmente porfírica con <26 % de fenocristales, algunas de las cuales presentan vesículas (<10%) y pueden clasificarse en tres grupos petrográficos:

- (1) Grupo 1. Presentan olivino  $\pm$  plagioclasa como fenocristales, aunque en ocasiones incorporan clinopiroxeno. El olivino ocurre en forma de fenocristales euhedrales que contienen abundantes inclusiones de espinela. La matriz incluye los mismos minerales, destacando la abundancia de plagioclasa, y además minerales opacos (titanomagnetita, ilmenita) y vidrio.
- (2) Grupo 2. En ellas aparece el ortopiroxeno como fenocristal, el cual se combina con plagioclasa  $\pm$  olivino  $\pm$  clinopiroxeno para dar lugar a una variedad de asociaciones mineralógicas. La matriz se compone de piroxenos, plagioclasa y minerales opacos.
- (3) Grupo 3. Se caracterizan por: (a) mostrar abundantes texturas de desequilibrio mineralógico (fenocristales de olivino con bordes de reacción de ortopiroxeno; coexistencia de olivino y cuarzo, fenocristales de plagioclasa y piroxenos con zonación oscilatoria) y (b) la presencia de minerales hidratados, tal como anfíbol (hornblenda) o biotita.

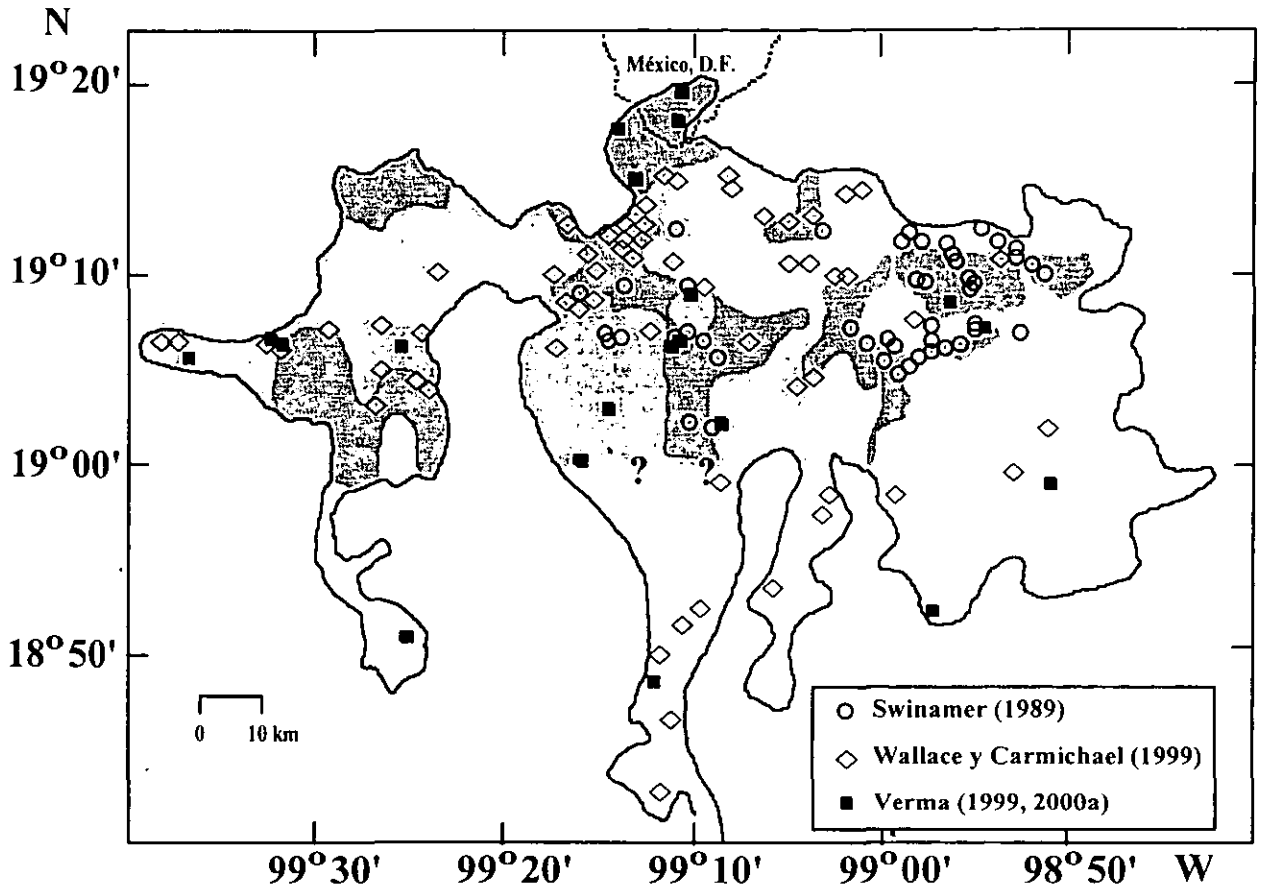
### 5.2.2 Metodología analítica y validez de datos geoquímicos

En varios de los trabajos sobre estudios geoquímicos en la SCN, consultados en la literatura, no se describe el procedimiento analítico aplicado por los autores, así como la precisión y exactitud analítica (Tabla 5.2). Por ejemplo, Bloomfield (1975) reportó información de elementos mayores, pero no señaló detalle alguno del método analítico. Negendank (1973a,b) en su proceso analítico incluyó materiales de referencia geoquímica (MRG) para establecer un control analítico, pero no reportó los datos obtenidos y su comparación con la literatura. Martín del Pozzo (1989) analizó los elementos mayores por métodos de vía húmeda y fluorescencia de rayos-X (XRF, *X-ray fluorescence*), mientras que para elementos traza aplicó XRF y absorción atómica (AAS, *atomic absorption spectrometry*). Sin embargo, sólo en el caso de AAS reportó, en el proceso de calibración, la aplicación de los granitos SA y GS-AL, la diorita DR-N, la sienita SY-2 y el basalto BR, aunque no hizo mención alguna de la evaluación de precisión y exactitud analítica.

**Tabla 5.2** Análisis de elementos mayores y traza para muestras de la SCN (1971-1999)

Autores	Elementos mayores	Método <sup>c</sup>	Elementos Traza	Método	GRM <sup>d</sup>	Precisión <sup>e</sup>	Lab <sup>f</sup>
Gunn y Mooser (1971) [N = 9, Coord. = Si] <sup>a,b</sup>	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K  Na  P	XRF  AA  CL	Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, Th, Zn	XRF	AGV-1	--	A
Negendank (1972a) & Richter y Negendank (1976)  [N = 11, Coord. = No]	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	La, Ce, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Nb, Pb, Rb, Sr, Th, U, V, Y, Zn, Zr	XRF	BCR-1, BR, BM, AGV-1, W-1, NIM- N, NIM-S, G-2	--	B
Bloomfield (1975)  [N = 30, Coord. = No]	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	--	--	--	--	C
Pal y Urrutia (1977) &	Si	GRV	La-Lu, Cs, Co, Cu, Ga, Ge, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sr, Ta, Th, U, Y, Zn, Zr	INAA	BCR-1, AGV-1	EM:5-10%	D
Pérez-R. et al. (1979)  [N = 3, Coord. = Si]	Al, Fe, Mn, Mg, Ca  Na, K	AA  FP				ET:5-40%	
Verma y Armienta (1985)  [N = 8, Coord. = Si]	Si  K	GRV  IDMS	Ba, Cs, Rb, Sr	IDMS	--	EM: <5%	E
Martín del Pozzo (1989)  [N = 47, Coord. = No]	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF CM	Ba, Co, Cr, Ga, Nb, Ni, Rb, Sr, Th, Zn	AA XRF	BR, SY-2, DR-N, SA, GS-AL	--	F
Swinamer (1989)  [N = 64, Coord. = Si]	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zr	XRF	NIM-N, SY-2, BHVO-1	EM: < 10%  ET: < 30%	G
Wallace y Carmichael (1999)  [N = 90, Coord. = Si]	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	EXRF	La, Ce, Ba, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Y, Zn, Zr	EXRF	RGM-1, W-2, PCC- 1, AGV-1 (solo para Nb)	EM: <5% ET: 0.6-10%	H
Verma (1999, 2000a)  [N = 22, Coord. = Si]	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	La-Lu  Ba, Co, Cr, Cu, Hf, Nb, Ni, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr  Cs, Rb, Sr	HPLC  XRF  IDMS	BCR-1, BIR-1, BR, BHVO-1, BE-N, JB- 1a, JB-2, JB-3, AGV-1, JA-1, JA-2, JA-3, RGM-1, JR-1, JR-2, W-1, W-2, DNC-1, MRG-1, JGb-1, DR-N, GSP- 1, NIM-L, NIM-N, NIM-P, AN-G, GA, GH, JF-1, JF-2	EM: < 5%  ET <sub>XRF</sub> : 5-10%  HPLC: 1-5%  MS:0.5-2%	I
García-Palomo et al. (2001)  [N = 5, Coord. = Si]	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	--	La-Lu  Ba, Be, Cu, Co, Cr, Cs, Hf, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr	--	--	--	--

<sup>a</sup>Número de muestras analizadas. <sup>b</sup>Reporte de coordenadas geográficas. <sup>c</sup>Método de análisis: CM = Métodos clásicos via húmeda no especificados, GRV = Gravimetría, CL = Colorimetría, AA = Absorción Atómica, FP = Fotometría de flama, XRF = Fluorescencia de Rayos-X, EXRF = Fluorescencia de Rayos-X de tipo Dipsersivo de Energía, INAA = Análisis por Activación de Neutrones, HPLC = Cromatografía Líquida de Alta Resolución, IDMS = Espectrometría de Masas con Dilución Isotópica. <sup>d</sup>MRG = materiales de referencia geoquímica utilizados en la calibración o en la evaluación de los métodos analíticos. <sup>e</sup>Reporte de precisión analítica; EM = elementos mayores, ET = elementos traza. <sup>f</sup>Laboratorios: A = Dept. de Géologie, Univ. de Montréal, Montréal; B = Geologisches Institut, Universität Mainz, Mainz; C = Instituto de Geología, UNAM, México; D = Lab. de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.; E = University of Rhode Island, Rhode Island; F = Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.(CM); Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca (XRF); Universität Giessen, Giessen (XRF); Universität Trier, Trier (AA); G = Queen's University, Kingston, Ontario; H = University of California, Berkeley; I = Universität Mainz, Mainz (XRF); Max-Planck Institut für Chemie, Mainz (MSID).



**Figura 5.4** Distribución de los sitios de muestreo para estudios geoquímicos realizados en la SCN por Swinamer (1989), Wallace y Carmichael (1999) y Verma (1999, 2000a). Márquez González (1998) utilizó las muestras de Verma (1999, 2000a) para realizar análisis químico de minerales.

Por otro lado, Wallace y Carmichael (1999) aplicaron XRF para el análisis de elementos mayores y traza, reportando el método de preparación de muestras y las incertidumbres analíticas para cada elemento. Sin embargo, no dieron detalle alguno acerca de las condiciones del sistema XRF ni sobre el grupo de MRG utilizados en la calibración, salvo en el caso de Nb, siendo éste el más crítico en las implicaciones petrogenéticas. Para este elemento utilizaron solamente cuatro MRG (peridotita PCC-1, diabasa W-1, riolita RGM-1 y andesita AGV-1). Sin embargo, para construir las curvas de calibración de XRF para elementos mayores y traza se emplean generalmente varias decenas de materiales (e.g., Verma et al., 1992). Aún más crítico para la calibración de XRF de Wallace y Carmichael (1999) fue que los valores de concentración promedio utilizados para estos MRG presentan incertidumbres relativamente altas que pueden afectar en

gran medida la determinación analítica. Esto es especialmente grave para el caso de PCC-1 ya que, al presentar la concentración más baja de Nb en el grupo de MRG ( $1 \pm 0.6$  ppm; Gladney et al., 1991), tiene una gran influencia en el punto de intercepción de la curva de calibración. En este sentido, las calibraciones y el control de los métodos analíticos se debe realizar utilizando MRG cuyos valores de concentración sean suficientemente homogéneos y bien establecidos (ISO, 1989; Johnson, 1991; De Bièvre et al., 1996). Es interesante señalar que aunque Verma (1999a,b) no presentó información analítica de forma explícita, hizo referencia a trabajos en donde se describe el método de análisis, así como la estimación de precisión y exactitud analítica: XRF para elementos mayores y algunos elementos traza (Verma et al., 1992); cromatografía líquida para lantánidos y espectrometría de masas con dilución isotópica (MSID, *mass spectrometry isotope dilution*) para elementos traza (Verma, 1991a,b).

Se utilizaron métodos que no son aplicables para el análisis de algunos elementos a ciertos niveles de concentración. Wallace y Carmichael (1999) aplicaron XRF para el análisis de La. Sin embargo, el 20% de los datos (18 de 91 muestras) fueron menores a 15 ppm, concentración que ha sido reportada como límite de detección de XRF en materiales geológicos (Potts, 1993). Wallace y Carmichael (1999) también determinaron Nb aplicando XRF, reportando concentraciones ~6 ppm (38 de 91 muestras). Sin embargo, esta información podría no tener una exactitud aceptable, ya que una concentración de 6 ppm ha sido reportada como límite de detección típico de XRF para el análisis de Nb en materiales geológicos (Potts, 1993). Adicionalmente, el método de calibración utilizado por Wallace y Carmichael (1999) tampoco fue adecuado, como fue señalado por Márquez et al. (1999b). Cabe señalar que Verma (1999, 2000a) utilizó XRF para determinar la concentración de Nb. Sin embargo, en este caso la calibración está avalada por los resultados de análisis de un grupo GRM que fueron estudiados como muestras desconocidas, información que no es disponible en el caso de Wallace y Carmichael (1999). Por otro lado, todas las muestras máficas (que son claves para discutir acerca de las características de fuente de manto) presentan Nb > 15 ppm. Es claro que es necesario seleccionar el método adecuado y cuidar el proceso analítico para contar con datos confiables de Nb y el resto de los elementos traza. Davidson (1996) señaló que existen pocos datos con alta calidad de Nb en rocas primitivas y sugiere que esta deficiencia puede superarse con la aplicación de la tecnología actual de ICP-MS.

A pesar de la gran importancia de los datos isotópicos para problemas de petrogénesis, pocos autores reportaron información isotópica para la SCN. Verma y Armienta-H. (1985) reportaron información de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en 8 muestras provenientes de la SCN, incluyendo a los MRG de uso interno basalto BCU-1 y



dacita DCC-1 (Pérez-R. et al., 1979). Los análisis se realizaron en la Universidad de Rhode Island (EE.UU.) y la información de precisión y exactitud analítica del método TIMS para relaciones isotópicas de Sr fue incluida en Verma (1981) y Verma y Armienta-H. (1985). Posteriormente, Martín del Pozzo et al. (1989) reportó datos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en 6 muestras de la SCN por TIMS (Instituto de Física, UNAM). Finalmente, Verma (1999, 2000a) reportó información isotópica de Sr, Nd y Pb para dieciocho rocas, aplicando TIMS en el Max-Planck-Institut für Chemie (Mainz, Alemania). La descripción de procedimiento de análisis y la incertidumbre del método fueron reportados por Verma (1992), además de incluir esta información en los propios trabajos de la SCN.

### 5.2.3 *Manejo e interpretación de la información geoquímica*

La información geoquímica de la SCN fue utilizada en los trabajos revisados (Tabla 5.3) para clasificar los magmas y, en algunos casos, desarrollar un modelado cuantitativo. A partir de estos resultados, que se detallan a continuación, algunos de los autores propusieron modelos sobre el origen y la evolución magmática en la SCN. En cada apartado, cuando se ha considerado necesario, se hacen observaciones, en ocasiones con ayuda de alguna figura, sobre la forma en que se manejó la información y las interpretaciones que se reportaron en estos trabajos.

#### *Composición en minerales normativos*

La mayoría de los datos de minerales normativos fueron calculados siguiendo la norma CIPW (Kelsey, 1965), aunque Negendank (1972a, 1973a,b) y Richter y Negendank (1976) reportaron resultados de la norma Rittmann (1967). Es importante señalar que el cálculo de la norma CIPW aplicando diferentes programas de cómputo no siempre genera los mismos resultados. Además, salvo Swinamer (1989), Wallace y Carmichael (1999) y Verma (1999, 2000a), los trabajos no señalan si se realizaron ajustes en la relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  de las rocas, previo al cálculo de la norma CIPW. La variación en esta relación puede afectar significativamente la abundancia y naturaleza de los minerales normativos. Una discusión detallada sobre este punto puede ser consultada en Middlemost (1989).

**Tabla 5.3** Manejo de información geoquímica para la SCN (1971-1999)

Autores	Clasificación de rocas & Norma <sup>a,b</sup>	Diagramas de variación <sup>c</sup>		Diagramas normalizados <sup>d</sup>	Diagramas de discriminación
		Elementos mayores y Minerales normativos	Elementos traza		
Gunn y Mooser (1971)	Petro = [BA, A, D] <sub>SA</sub> (Norma no definida)	1. Harker - I.D. 2. Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 3. MgO - SiO <sub>2</sub> 4. AFM 5. CaO - Na <sub>2</sub> O - K <sub>2</sub> O 6. (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO) - (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O) - MgO 7. Di - Plg - Ol - Q	1. Ni - Cr 2. Trazas - I.D.	--	--
Negendank (1972a, 1973a,b) & Richter y Negendank (1976)	Norma = [A, D, RD] <sub>SA</sub> (Norma Ritmann)	1. Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 2. K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 3. AFM 4. (Feld-K) - Plg - Q	1. Rb - SiO <sub>2</sub> 2. K <sub>2</sub> O - Rb	--	1. $\tau$ - SiO <sub>2</sub> <sup>e</sup> 2. log $\tau$ - log $\sigma$ 3. Ti - Zr
Bloomfield (1975)	Quim = [A, D] <sub>SA</sub> ; [B] <sub>A</sub> (Norma CIPW)	1. Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 2. CaO - Na <sub>2</sub> O - K <sub>2</sub> O 3. AFM	--	--	--
Pérez-R. et al. (1979)	Quim = B, D	--	--	REE / Condrita	--
Verma y Armienta-H. (1985)	Quim = [B, BA, A, D] <sub>SA</sub> (Norma CIPW)	K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub>	--	--	--
Martín del Pozzo (1989)	Quim = [B, BA, A, D] <sub>SA</sub>	1. Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 2. K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 3. Harker - SiO <sub>2</sub> 4. Harker - I.D. 5. Harker - Mg-v	1. Harker - SiO <sub>2</sub> 2. Harker - I.D. 3. Harker - Mg-v	ME ?	--
Swinamer (1989)	Quim = [B, BA, A, D] <sub>SA</sub> [B] <sub>A</sub> (Norma CIPW)	1. Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 2. K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 3. FeO' / MgO - SiO <sub>2</sub> 4. Harker - SiO <sub>2</sub> 5. AFM	--	--	--
Wallace y Carmichael (1999)	Quim = [B, BA, A, D] <sub>SA</sub> [B, BA] <sub>A</sub> (Norma CIPW)	1. Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> 2. Harker - SiO <sub>2</sub> 3. Ol - Cpx - Q	1. Ba - SiO <sub>2</sub> 2. Nb - SiO <sub>2</sub> 3. Ce - SiO <sub>2</sub>	--	--
Verma (2000a)	Quim = B, BTA (Norma CIPW)	--	--	1. REE/Manto 2. ME / MORB	1. Ba - Nb 2. Th/Tb-Ta/Tb 3. V - Ti 4. Hf - Th - Ti
Verma (1999)	Quim = BA, A, D (Norma CIPW)	1. TAS 2. Mg-v - SiO <sub>2</sub> 3. Harker - MgO	--	REE / Condrita	--
García-Palomo et al. (2001)	Quim = A	1. TAS 2. Diagramas binarios	--	REE/Condrita	--

<sup>a</sup>Rocas: B = basalto, BA = andesita basáltica, A = andesita, D = dacita, RD = riodacita, R = riolita; Petro = clasificación en base petrográfica, Quim = clasificación en base química; SA = Rocas subalcalinas (i.e., calcoalcalinas), A = Rocas alcalinas. <sup>b</sup>Cálculo de composición mineralógica normativa de tipo Ritmann o CIPW (Kelsey, 1965). <sup>c</sup>Diagramas con minerales normativos presentados en cursiva; I.D. = índice de diferenciación; ANOR =  $An / ([An + Or] * 100)$ ,  $Q' = Q / ([Q + Or + Ab + An] * 100)$ ,  $F' = (Ne + Lc + Ks) * 100 / [Ne + Lc + Fs + Or + Ab + An]$ . <sup>d</sup>REE = lantánidos; ME = multi-elementos. <sup>e</sup> $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ ,  $\sigma = [(Na_2O - K_2O)^2 / SiO_2] - 43$  (Gottini, 1971).

A pesar de estas diferencias, es posible señalar que las rocas de la SCN se distribuyen en cuatro grupos normativos: (1) magmas básicos con hiperstena + olivino, (2) magmas básicos con nefelina + olivino, (3) magmas intermedios con hiperstena + olivino, (4) magmas ácidos con hiperstena + cuarzo. Cabe mencionar que, en el presente manuscrito se utilizará el término “básico” para rocas con  $\text{SiO}_2 = 45\text{-}52\%$  (en base seca) según la clasificación de Le Bas et al. (1986). Siguiendo este esquema, los términos magma intermedio y ácido corresponderán respectivamente a rocas con  $\text{SiO}_2 = 52\text{-}63\%$  y  $>63\%$ .

### *Clasificación de los magmas*

La clasificación de los magmas en la mayor parte de los trabajos, con excepción de Negendank (1972a, 1973a,b) y Richter y Negendank (1976) que utilizaron como criterio la composición normativa, se realizó por medio de los diagramas  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (MacDonald y Katsura, 1964; Irvine y Baragar, 1971; Cox et al., 1979; Le Bas et al., 1986),  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976) y AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^{\dagger} - \text{MgO}$ ; Irvine y Baragar, 1971). De esta forma, en la SCN se identificaron basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas, andesitas y dacitas. La mayoría de los magmas de la SCN pertenecen a la serie magmática calci-alcalina (e.g., Irvine y Baragar, 1971). Sin embargo, Bloomfield (1975) y Wallace y Carmichael (1999) identificaron magmas máficos con características alcalinas, mientras que Swinamer (1989) identificó, de forma específica, una hawaita proveniente del volcán Cajete. Por otro lado, Verma (1999, 2000a) asignó un nombre a las rocas siguiendo a Le Bas et al. (1986), tomando en cuenta las recomendaciones de Middlemost (1989) para ajustar la relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , y las separó en magmas máficos (= básicos: basaltos y andesitas traquibasálticas; normativos en hiperstena + olivino) y “evolucionadas”, que incluyen magmas intermedios y ácidos (andesitas basálticas, andesitas y dacitas; normativos en hiperstena + cuarzo, excepto dos muestras que presentan hiperstena + olivino), como preparación a su modelación geoquímica.

En este punto, es importante hacer hincapié en el hecho de que el diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , propuesto por Le Bas et al. (1986) y conocido como diagrama TAS, es el recomendado por la Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Ígneas (Le Maitre et al., 1989) para la clasificación de rocas volcánicas. Un uso amplio de este esquema de clasificación ayudaría a normalizar criterios y facilitar la comparación de información. Siguiendo los criterios propuestos en la clasificación TAS, debe evitarse el graficar datos de óxidos que no han sido ajustados a base seca, sin utilizar una relación estándar para  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  o incluyendo muestras alteradas. Además, como lo señalaron Le Bas et al. (1986), de este gráfico no deben hacerse

inferencias genéticas y/o tectónicas (por ejemplo, un arreglo más o menos lineal no debe ser interpretado como prueba definitiva de una evolución por cristalización fraccionada; un arreglo sub-alcalino no debe asociarse automáticamente a un ambiente de arco, etc.)

Con el objetivo de normalizar, bajo los criterios recomendados en la literatura, la información disponible de elementos mayores para la SCN, se compiló información para 306 muestras reportadas por diferentes autores (ver Tabla 5.2). La composición de las muestras se recalculó al 100% en base seca. Por medio de un programa de cómputo (Verma y Navarro-L., 1993), se reajustó la relación  $Fe_2O_3/FeO$  siguiendo las recomendaciones de Middlemost (1989), se calculó la norma CIPW y se asignó un nombre a cada roca, de acuerdo a las recomendaciones de Le Bas et al. (1986). Combinando la información petrográfica y geoquímica de elementos mayores, se definieron cinco tipos generales de rocas en la SCN (T1-T5; Tabla 5.4). En la Figura 5.5 se presenta el diagrama TAS para las muestras compiladas, de las que se dispone información completa de coordenadas de localización y análisis petrográfico (Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999, 2000a).

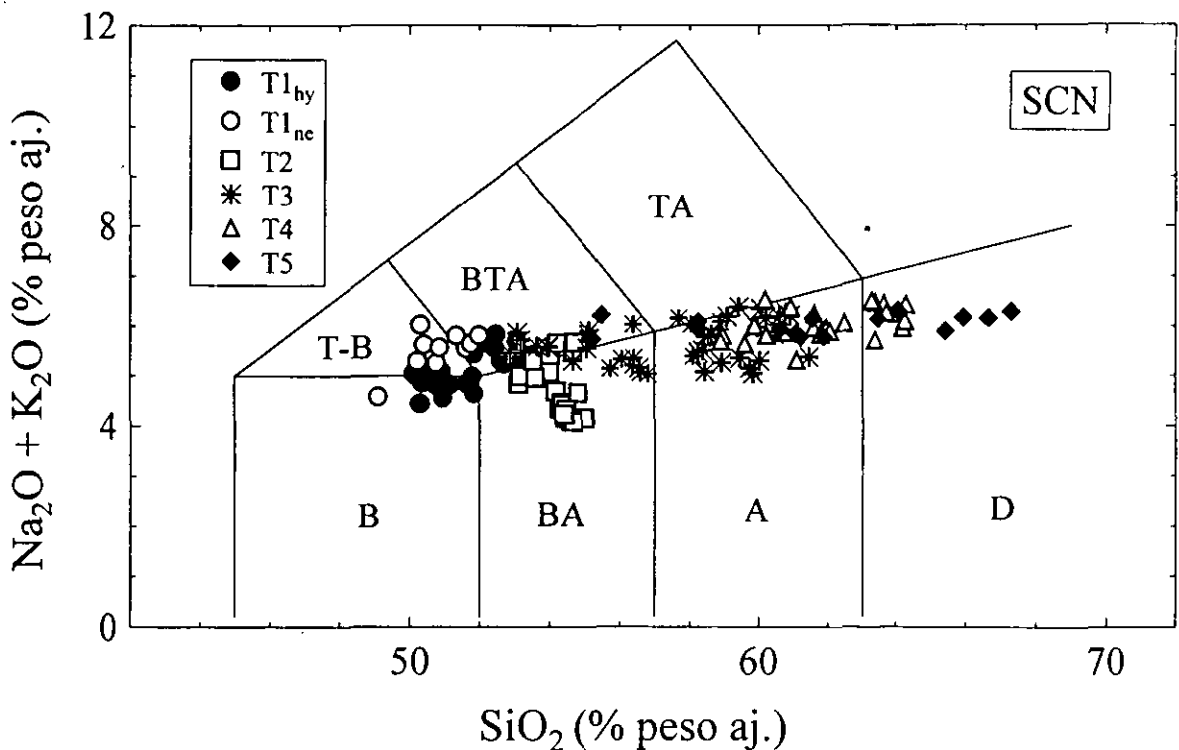
**Tabla 5.4** Tipos petrográficos y geoquímicos observados en la Sierra de Chichinautzin

Tipo	Ensamblaje mineralógico (Fenocristales) <sup>a</sup>							Intervalo composicional de elementos mayores <sup>b</sup>				Ejemplo	
	Ol	Opx	Cpx	Pl	Hbl	Bt	Q	%SiO <sub>2</sub>	%MgO	TAS <sup>c</sup>	CIPW <sup>d</sup>	Muestra	Ref <sup>e</sup>
T1	•			±				50.0 - 53.5	7.0 - 9.4	B, TB, BTA	hy + ol	CUI-1	1
	•			±				49.0 - 52.0	7.8 - 10.2	B, TB, BTA	ne + ol	257	2
T2	•		±	±				53.0 - 55.0	8.8 - 10.1	BTA, BA	hy + q	SC85-14	3
T3	•	•		±				52.8 - 61.0	3.8 - 7.0	BTA, TA, A	hy + ol, hy + q	296	2
	•		•	±				55.0 - 59.0	4.0 - 7.4	BA, A	hy + q	SC85-39	3
	•	•	•	±				57.0 - 62.0	3.0 - 6.0	TA, A	hy + q	CHI-12	4
T4		•		±				58.0 - 65.0	2.9 - 4.5	TA, A, D	hy + q	CHI-02	4
		•	•	•				59.0 - 65.0	2.7 - 6.0	A, D	hy + q	CHI-03	4
T5	•	±	±	•	±		•	55.5 - 61.5	4.4 - 7.0	BTA, A	hy + ol, hy + q	CHI-11	4
		±		•	±	±	±	58.0 - 67.0	1.8 - 5.3	A, D	hy + ol, hy + q	CHI-10	4

<sup>a</sup> Símbolos de minerales: • = fase presente; ± = fase presente o ausente. <sup>b</sup> Composición expresada como % en peso y base seca.

<sup>c</sup> Tipos de roca (según Le Bas et al., 1986): B = basalto, TB = traquibasalto, BTA = andesita traquibasáltica, BA = andesita basáltica, TA = traquiandesita, A = andesita, D = dacita. <sup>d</sup> Minerales normativos: hy = hipesitena, ol = olivino, ne = nefelina, q = cuarzo. <sup>e</sup> Referencias: 1 = Verma (2000a), 2 = Wallace y Carmichael (1999), 3 = Swinamer (1989), 4 = Verma (1999)

Por otro lado, varios autores propusieron curvas en el diagrama TAS para distinguir entre rocas alcalinas y subalcalinas (e.g., MacDonald y Katsura, 1964; Irvine y Baragar, 1971). Sin embargo, Le Bas et al. (1986) recomendaron subdividir los basaltos en tipo alcalino, si presentan nefelina normativa, y tipo subalcalino, si presentan hiperstena, con o sin cuarzo normativo. En este sentido, es necesario tomar en cuenta que no es posible realizar inferencias sobre la génesis y la evolución magmática a partir de los resultados de la norma CIPW y de diagramas de clasificación. Además, es incorrecto suponer un ambiente de subducción por el simple hecho de que el vulcanismo presente características calci-alcalinas, como lo proponen Delgado et al., (1999) para la SCN, o porque incluya magmas andesíticos y/o dacíticos. En este sentido, Sheth et al. (2001) señalaron que el término calci-alcalino es irrelevante desde un punto de vista genético. Esos autores reportaron que este tipo de rocas aparece en regiones con un incuestionable ambiente de extensión, tal como los rifts de Etiopía y Río Grande, el Golfo de California, etc.



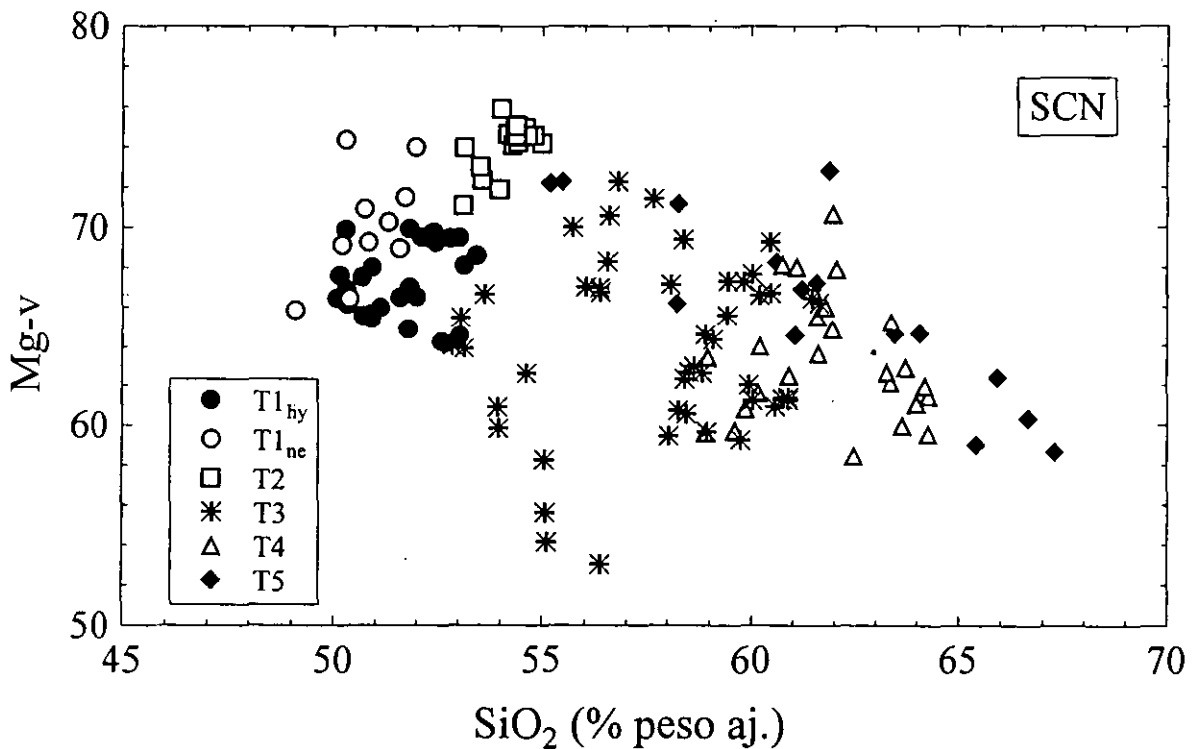
**Figura 5.5** Diagrama TAS para los datos compilados para la SCN (1989-1999) con información petrográfica y de elementos mayores. B = basalto, TB = traquibasalto, BA = andesita basáltica, BTA = traquiandesita basáltica, A = andesita, TA = traquiandesita y D = dacita. Para consultar detalles sobre las características de los grupos T1-T5 consultar la Tabla 5.4.

## *Diagramas de variación*

En la mayor parte de los trabajos publicados acerca de la SCN se reportan diversos diagramas de variación, tal como los diferentes tipos de diagramas de Harker (Tabla 5.3). A partir de las interpretaciones de estos diagramas, en ocasiones con apoyo de diagramas normalizados o de discriminación, algunos autores han propuesto modelos petrogenéticos (e.g., Gunn y Mooser, 1971; Richter y Negendank, 1976; Martín del Pozzo, 1989). Sin embargo, las interpretaciones petrológicas a partir de los diagramas de variación deben tomarse con cautela, debido a que los datos composicionales (datos expresados como parte de un todo, porcentajes o ppm) de un sistema cerrado a 100% se ven afectados por el llamado problema de la "suma constante" (Chayes, 1960; Meisch, 1969; Butler, 1979, 1981; Aitchinson, 1986; Rollinson, 1992, 1993). Éste radica en que los porcentajes son cocientes altamente complejos, cuyo denominador es una variable que representa a todos los constituyentes que son estudiados. De esta forma, los componentes porcentuales no son libres para variar de manera independiente (Meisch, 1969; Aitchinson, 1986), lo que tiene una serie de efectos sobre los datos. En primer lugar, si uno de los componentes tiene un valor significativamente alto con respecto al resto (e.g., SiO<sub>2</sub> en rocas ígneas), se introduce un sesgo negativo a las correlaciones (Chayes, 1960). Por otro lado, el ajuste de la suma de los componentes a 100% obliga a una correlación entre los componentes del sistema (Meisch, 1969). Estas correlaciones inducidas (llamadas correlaciones nulas) podrían ocultar, en caso de existir, alguna correlación dependiente de algún proceso geológico. Una tercera consecuencia es que las subcomposiciones, frecuentemente utilizadas en diagramas de variación (e.g., AFM) no reflejan las variaciones presentes en los datos originales (Aitchinson, 1986). Butler (1979) señaló que las tendencias observadas en diagramas triangulares deben considerarse como resultado de una serie de interacciones complicadas, que incluyen: (1) la estrategia en el manejo de los datos iniciales (e.g., componentes individuales, sumas o cocientes de los mismos para ubicarlos en cada eje), (2) los parámetros estadísticos de los datos iniciales (especialmente los coeficientes de correlación), (3) las modificaciones que resultaran en estos parámetros al cerrar los componentes en un sistema ternario, y (4) controles petrogenéticos verdaderos.

Sin embargo, hay que hacer notar que los diagramas de variación pueden ser útiles para resaltar las diferencias en la composición química entre distintos tipos de rocas, como se observa en el diagrama Mg-v - SiO<sub>2</sub> para los magmas de la SCN (Figura 5.6;  $Mg-v = 100 * Mg^{+2} / [Mg^{+2} + 0.9 * (Fe^{+2} + Fe^{-3})]$ ). En este gráfico se puede señalar que: (1) existen magmas máficos (tipo T1) normativos en hiperstena y nefelina,

teniendo estos últimos %MgO relativamente más altos (hy: 7.0-9.4; ne: 7.8-10.2); (2) se han identificado magmas intermedios (tipo T2) con altos valores de %MgO ( $\text{SiO}_2 = 53\text{-}55\%$ ,  $\text{MgO} = 8.8\text{-}10.1\%$ ); (3) la gran dispersión observada en el diagrama sugiere que la evolución magmática (tipos T3 y T4) no ha sido resultado de procesos de cristalización fraccionada simple, lo cual es corroborado por la presencia en algunas rocas con texturas de desequilibrio mineralógico (tipo T5); y (4) los magmas que muestran esas texturas (e.g., coexistencia de olivino y cuarzo, minerales con bordes de reacción, zonados complejos), se distribuyen en un intervalo amplio de  $\text{SiO}_2$  (55.5 - 67.0 %) y Mg-v (58-72). Estas características han sido relacionadas a mezcla de magmas (e.g., Nixon, 1988b), por lo que es necesaria una evaluación de este proceso en la SCN.



**Figura 5.6** Diagrama de variación Mg-v -  $\text{SiO}_2$  para los datos recopilados de la SCN. El término  $\text{Mg-v} = 100 \cdot \text{Mg}^{+2} / [\text{Mg}^{+2} + 0.9 \cdot (\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3})]$ . Para consultar detalles sobre las características de los grupos T1-T5 consultar la Tabla 5.4.

### *Diagramas normalizados multi-elementos*

Pocos autores reportaron diagramas normalizados multi-elementos para los magmas de la SCN. Martín del Pozzo (1989) destacó la presencia de una anomalía negativa de Nb y de enriquecimientos de LILE con respecto a HFSE, señalando que estas características son típicas de zonas de subducción. Sin embargo, también señaló que los diagramas multielementos de la SCN se parecen a los de magmas que han asimilado una corteza inferior granulítica. Por otro lado, Verma (2000a) preparó diagramas multi-elementos con los magmas máficos normativos en *hy*, señalando que poseen características primitivas ( $FeO^I/MgO = 0.91 - 1.31$ ;  $Mg-v = 64-70$ ;  $\%MgO = 7-9$ ;  $Ni = 130-180$  ppm y  $Cr = 220-340$  ppm), por lo que presumiblemente podrían ser originados por un proceso de fusión parcial del manto. Este autor destacó que los patrones normalizados a basaltos de cresta oceánica (MORB, *mid-ocean ridge basalt*) no presentan anomalías negativas de Nb y Ti y son similares a los diagramas de basaltos alcalinos, relacionados a un ambiente de rift, de la parte noroeste del CVM (graben de Tepic-Zacoalco; Verma y Nelson, 1989) y de basaltos cuaternarios en la caldera de Los Humeros, Puebla, en la parte oriental del CVM (Verma, 2000b), cuyo origen ha sido propuesto en el manto litosférico.

La Figura 5.7 presenta los diagramas multielementos, normalizados a MORB, para muestras representativas de los magmas máficos T1. Los patrones de rocas con *hy* normativa son similares a los que presentan *ne* normativa y se caracterizan por un enriquecimiento en elementos móviles (e.g., Sr, K, Rb, Ba) con respecto al MORB y la ausencia de una anomalía negativa de elementos HFSE ( $Nb/Nb^* = 0.5-0.8$  con respecto a Ba y Ce). Estos patrones son comparables a los observados para magmas generados en zonas de extensión (e.g., Wilson, 1989). Los patrones de traquibasaltos presentan un mayor enriquecimiento en Rb y Ba con respecto a los observados para basaltos, lo que podría ser un reflejo de la heterogeneidad de la fuente o diferentes grados de fusión parcial. En contraste, en los patrones multielementos para magmas intermedios con alto MgO (tipo T2; Figura 5.8) e intermedios y ácidos (tipo T3-T5; Figura 5.9) presentan un enriquecimiento en elementos LILE (e.g., Sr, K, Rb, Ba) y anomalías negativas de elementos HFSE (e.g.,  $Nb/Nb^* < 0.15$  con respecto a Ba y Ce). En una interpretación tradicional, el desacoplamiento entre elementos LILE y HFSE representa una evidencia sólida para un ambiente de arco (e.g., Pearce, 1982). Sin embargo, estas características pueden ser generadas por una fusión parcial de corteza y la mezcla de estos magmas evolucionados con magmas máficos (Morris et al., 2000). Sin embargo, para realizar una interpretación adecuada se requieren datos completos de elementos traza, apoyados de información isotópica.



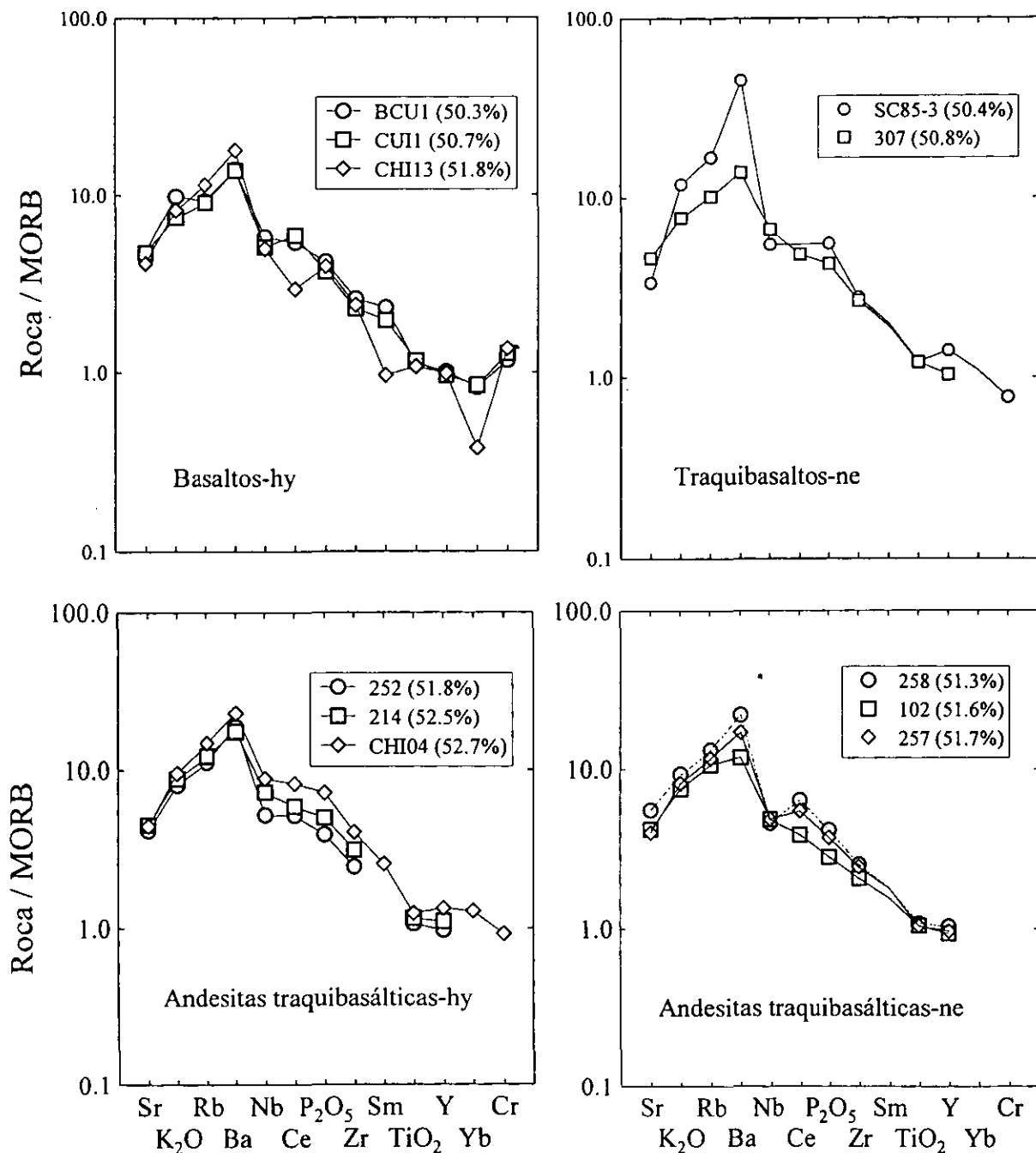
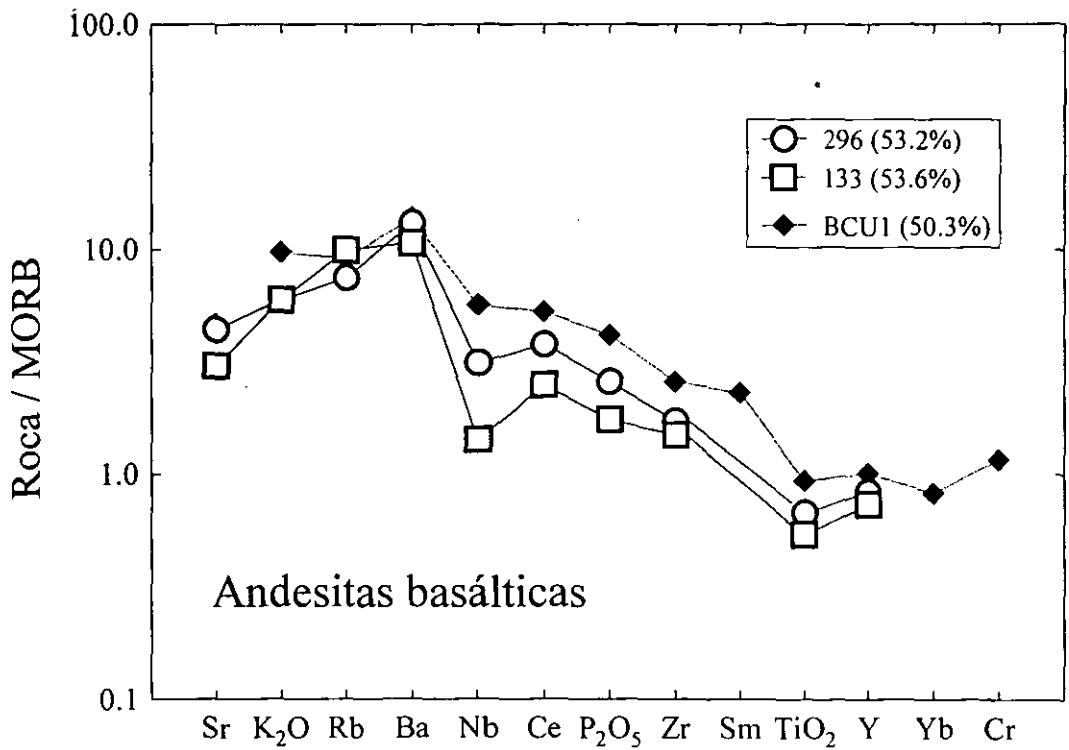
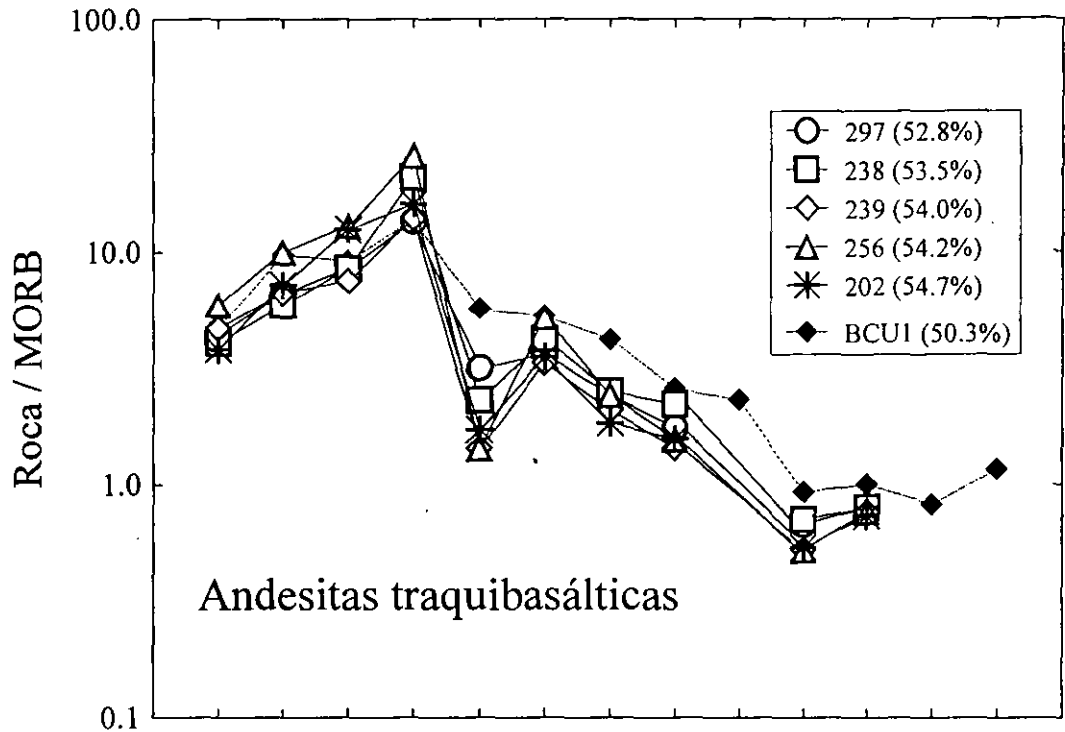


Figura 5.7 Diagrama multielementos normalizado a MORB para magmas máficos (T1) de la SCN. Los datos de MORB para normalización (en ppm, salvo que se especifique) fueron tomados de Pearce (1982): Sr = 120, K<sub>2</sub>O = 0.15%, Rb = 2, Ba = 20, Nb = 3.5, Ce = 10, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.12%, Zr = 90, Sm = 3.3, TiO<sub>2</sub> = 1.5%, Y = 30, Yb = 3.4, Cr = 250. Para cada muestra se presenta la concentración de SiO<sub>2</sub> (ajustada a 100% en base seca).



**Figura 5.8** Diagramas multielementos normalizados a MORB para magmas intermedios con alto MgO (T2) de la SCN. Se incluye para comparación el patrón del basalto BCU1 (tipo T1).

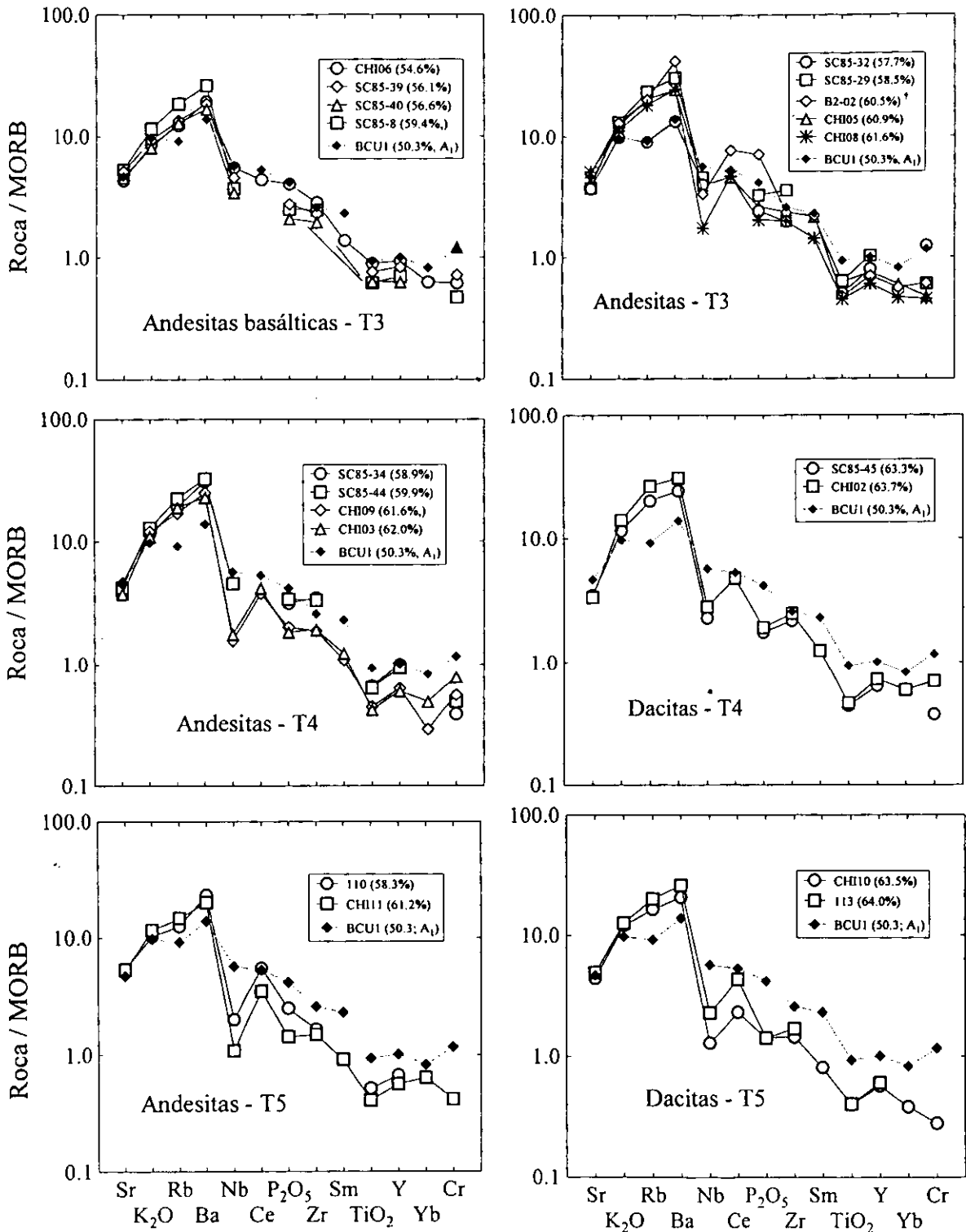


Figura 5.9 Diagramas multielementos normalizados a MORB para magmas intermedios y ácidos (T3-T5) de la SCN. Se incluye para comparación el patrón del basalto BCU1 (tipo T1).

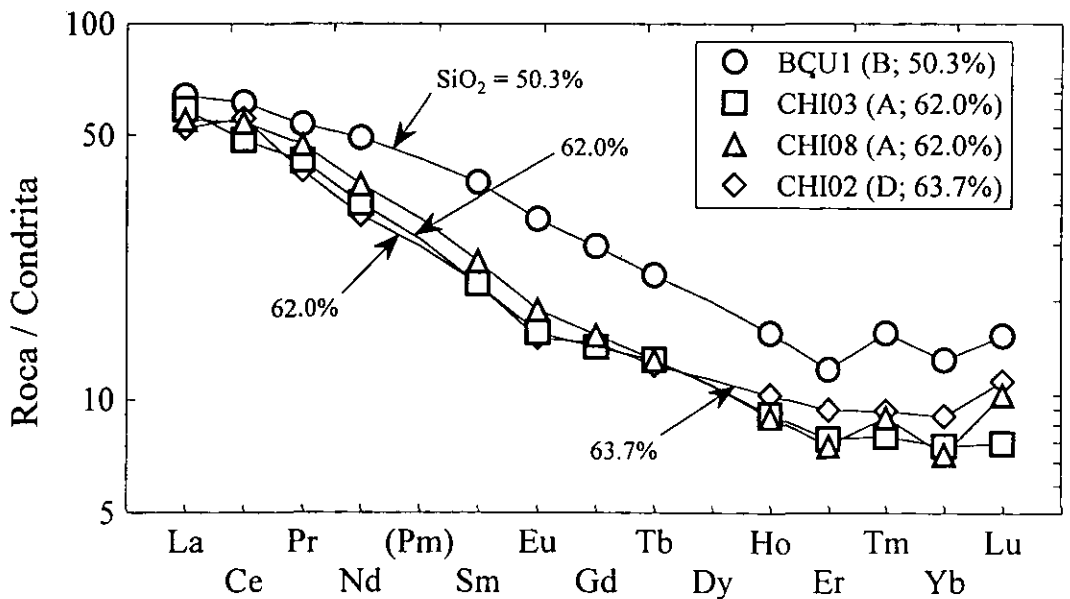
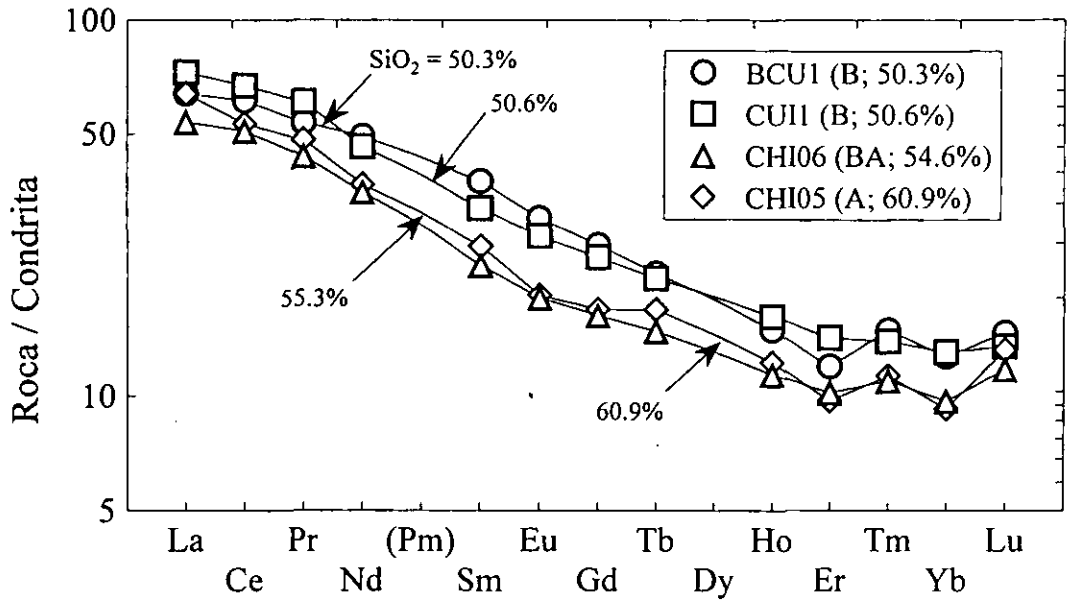
### *Diagramas normalizados de REE*

Verma (2000a) reportó diagramas de REE normalizados a manto primitivo para magmas máficos (hy) de la SCN. Estos se caracterizaron por un enriquecimiento en REE ligeros, un patrón horizontal para REE pesados y sin las anomalías de Eu y Ce, observadas en sedimentos oceánicos de la costa occidental de México. Además, reportó que los basaltos alterados de la placa de Cocos presentan un patrón de REE con empobrecimiento en ligeros y un patrón horizontal para los pesados. Por estas razones, este autor señaló que el origen de los magmas máficos de la SCN no está relacionado a un modelo de subducción que involucre a la placa de Cocos y los sedimentos que la sobreyacen. Por otro lado, los magmas intermedios y ácidos presentaron patrones caracterizados por un enriquecimiento de REE ligeros y, en algunos casos, una pequeña anomalía negativa de Eu por fraccionación de plagioclasa. Dado que algunos magmas máficos mostraron en general concentraciones de REE, Nb, Zr e Y más altas que los magmas intermedios y ácidos, el autor descartó la cristalización fraccionada simple como proceso de evolución magmática.

Por otro lado, se prepararon diagramas de REE, normalizados a condrita, con los datos reportados por Verma (1999, 2000a), como lo muestra la Figura 5.10. Los patrones se caracterizan por un enriquecimiento en REE ligeros y aparentemente sin una anomalía de Eu. En los dos grupos las muestras con mayor contenido de SiO<sub>2</sub> presentan concentraciones de REE más bajas que el basalto BCU1, lo que descarta la cristalización fraccionada simple como proceso de evolución química en la SCN.

### *Diagramas de discriminación*

Richter y Negendank (1976) utilizaron algunos diagramas de discriminación para establecer que los magmas de la SCN se generaron en un ambiente de subducción (e.g., Zr-Ti). Sin embargo, estos resultados deben tomarse con cautela, ya que estos diagramas forman parte del primer trabajo publicado sobre el tema (Pearce y Cann, 1973). Esto supone dos inconvenientes: (1) los campos de discriminación se construyeron con una base de datos muy limitada, y (2) la mayoría de la información analítica de principios de los años setenta es probablemente de menor precisión y exactitud que la actual.



**Figura 5.10** Diagrama de REE normalizados a condrita para muestras de la SCN (grupo T1: BCU1, CUI1; grupo T3: CHI06, CHI05; grupo T4: CHI02, CHI03; grupo T5: CHI08). Los datos de condrita para normalización (en ppm) fueron tomados de Nakamura (1974) y Haskin et al. (1968): La = 0.329, Ce = 0.865, Pr = 0.112, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Eu = 0.077, Gd = 0.276, Tb = 0.047, Dy = 0.343, Ho = 0.07, Er = 0.225, Tm = 0.03, Yb = 0.22 y Lu = 0.0339. Los patrones de cada roca son identificados en base a su contenido de SiO<sub>2</sub> (ajustada a 100% en base seca).

Los datos recalculados a 100% graficados en diagramas ternarios no reflejan las variaciones presentes en los datos originales (Butler, 1979). Es importante seguir la metodología de uso para los diagramas de discriminación. Por ejemplo, en el caso del diagrama ternario Zr-Y-Ti (Pearce y Cann, 1973) es necesario considerar rocas de composición basáltica o al menos rocas máficas < 53 %, de lo contrario puede llegarse a conclusiones erróneas. En estos casos, la concentración de los elementos incompatibles puede verse afectada por cristalización fraccionada o algún otro proceso de diferenciación magmática. Además, en el diagrama Zr-Y-Ti se mezclan conceptos independientes: clasificación química de rocas (e.g., basaltos calci-alcalinos) que no tiene implicaciones genéticas (Sheth et al., 2001) e identificación de un ambiente tectónico (e.g., toleitas de arco insular).

Con el objeto de construir varios diagramas de discriminación, Verma (2000a) compiló un gran número de datos geoquímicos en rocas máficas con hiperstena normativa, provenientes de los ambientes tectónicos de arco, islas oceánicas y rifts. La información geoquímica fue tratada de forma similar a la aplicada a los datos de la SCN (clasificación con base en TAS y norma CIPW), proponiendo los diagramas Ba - Nb, Th/Tb - Ta/Tb (particularmente útil, ya que no existe traslape entre el ambiente de arco con rifts e islas oceánicas), V-Ti/1000 y Hf/3-Th-Ta. En todos los casos, los magmas máficos de la SCN se ubicaron en los campos de rift e islas oceánicas.

Para realizar un análisis crítico del uso de esta herramienta geoquímica en trabajos anteriores, se prepararon diagramas de discriminación para magmas máficos (T1) que combinan elementos traza tipo HFSE: (1) Zr/Y-Zr (Figura 5.11a; Pearce y Norry, 1979); y (2) V-Ti (Figura 5.11b; Verma, 2000a). En el diagrama Zr/Y-Zr se observa que los magmas máficos T1 se ubican en el campo de basaltos intra-placa, mientras que en el V-Ti todas las muestras se sitúan en los campos de rifts e islas oceánicas. Por otro lado, se preparó el diagrama de discriminación Th/Ta - Yb, propuesto por Gorton y Schandl (2000) para identificar ambientes de arco oceánico, margen continental activo y zonas volcánicas de intraplaca para rocas intermedias y félsicas (Figura 5.12). En este diagrama, la mayor parte de los magmas intermedios y ácidos de la SCN (T2-T5, SiO<sub>2</sub> aj. > 54%) se ubicaron en el campo de las zonas volcánicas de intraplaca. Algunas muestras quedan ligeramente fuera de este campo. Como comparación, en éste gráfico se incluyeron magmas intermedios y ácidos de la caldera de Valles generados en ambiente extensional (Spell et al., 1993) y de los arcos de Luzon (Defant et al., 1990) y Centroamérica (Chan et al., 1999).

*Relaciones isotópicas Sr-Nd-Pb y <sup>10</sup>Be*

En la Tabla 5.5 se presentan los resultados de las mediciones isotópicas de Sr, Nd y Pb que se realizaron en estudios de la SCN durante 1987-1999. Verma y Armienta-H. (1985) señalaron que los datos combinados de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd para BCU-1 se sitúan en el “arreglo del manto” (Zindler y Hart, 1986). Por esta razón, consideraron que los magmas fueron derivados de una fuente de manto superior heterogéneo, con poca participación de una componente de corteza oceánica alterada, sedimentos subducidos o corteza continental siálica vieja.

**Tabla 5.5 Mediciones isotópicas Sr-Nd-Pb en estudios de la SCN (1985-1999)**

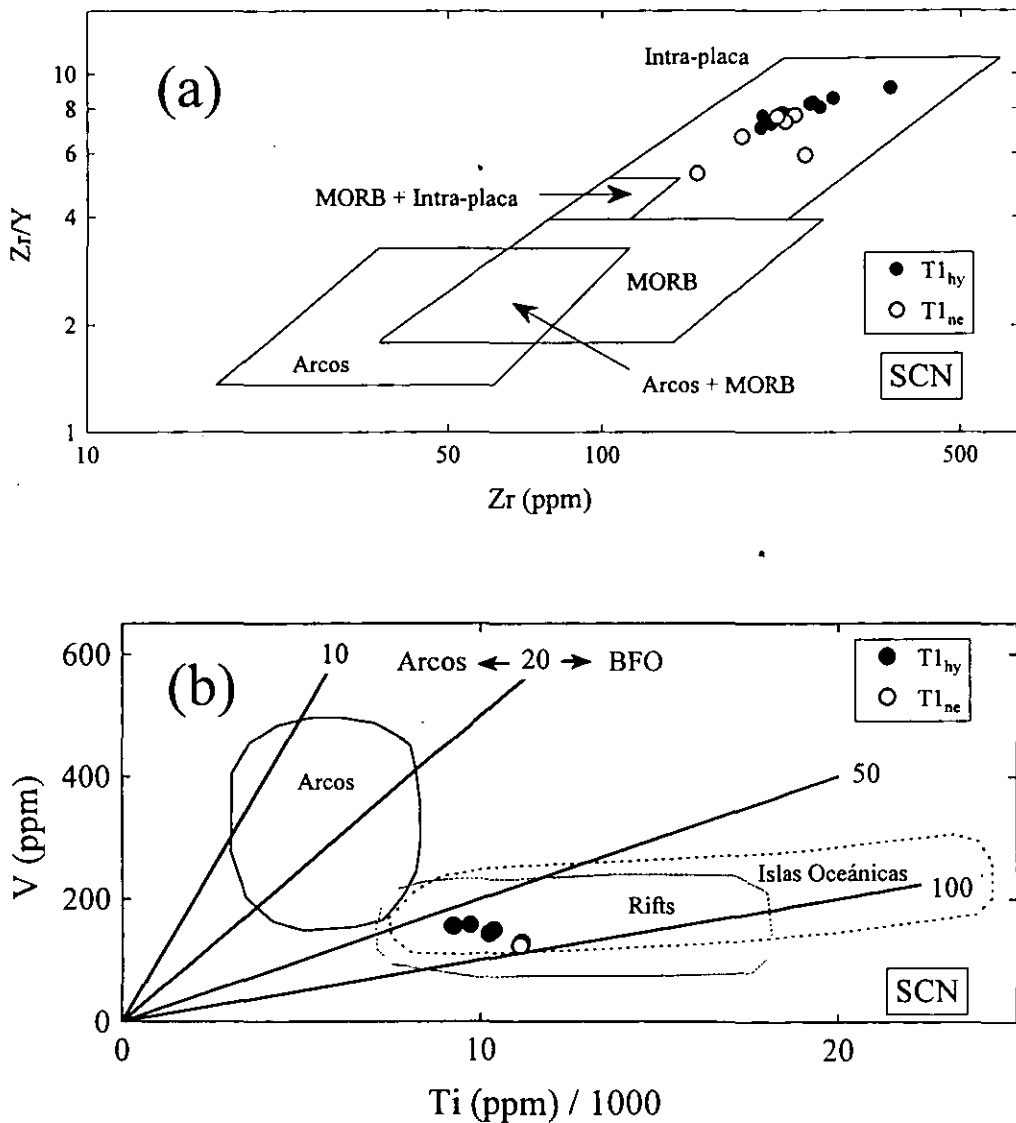
Autores	Materiales*	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	(εNd) <sub>t</sub>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb
Verma y Armienta-H. (1985)	M + E	0.70338 - 0.70445					
Martín del Pozzo et al. (1989)	M + E	0.70325 - 0.70443					
Verma (1999)	E	0.70370 - 0.70469	0.51278 - 0.51289	2.77-4.92	18.64 - 18.72	15.59 - 15.62	38.39 - 38.52
Verma (2000a)	M	0.70348 - 0.70433	0.51275 - 0.51293	2.18-5.70	18.65 - 18.76	15.57 - 15.61	38.34 - 38.53
	MORB	0.70317 - 0.70340	0.51319 - 0.51326	10.77 -12.13	18.05 - 18.40	15.45 - 15.55	37.45 - 38.04
	SED	0.70799 - 0.71034	0.51244 - 0.51256	-3.86 a -1.52	18.59 - 18.94	15.58 - 15.67	38.31 - 38.88

\*M = magmas máficos (T1), E = magmas intermedios y ácidos (T3-T5), MORB = basalto alterado de la placa de Cocos, SED = sedimentos de la placa de Cocos.

Posteriormente, Martín del Pozzo et al. (1989) reportaron que los isótopos de Sr reflejan una fuente de manto y la variación observada en la relación isotópica se debe a procesos de asimilación con poca contribución de la corteza inferior. Estos autores reportaron el diagrama <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr - SiO<sub>2</sub>, en donde los magmas se comportan en forma contraria a lo esperado, es decir, la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr decrece con el aumento de SiO<sub>2</sub>, lo cual puede reflejar un número reducido de muestras en el diagrama, la combinación de varios procesos petrogenéticos o inclusive problemas analíticos. Este comportamiento extraño no fue observado en los estudios isotópicos de Verma y Armienta-H. (1985) o Verma (1999, 2000a).

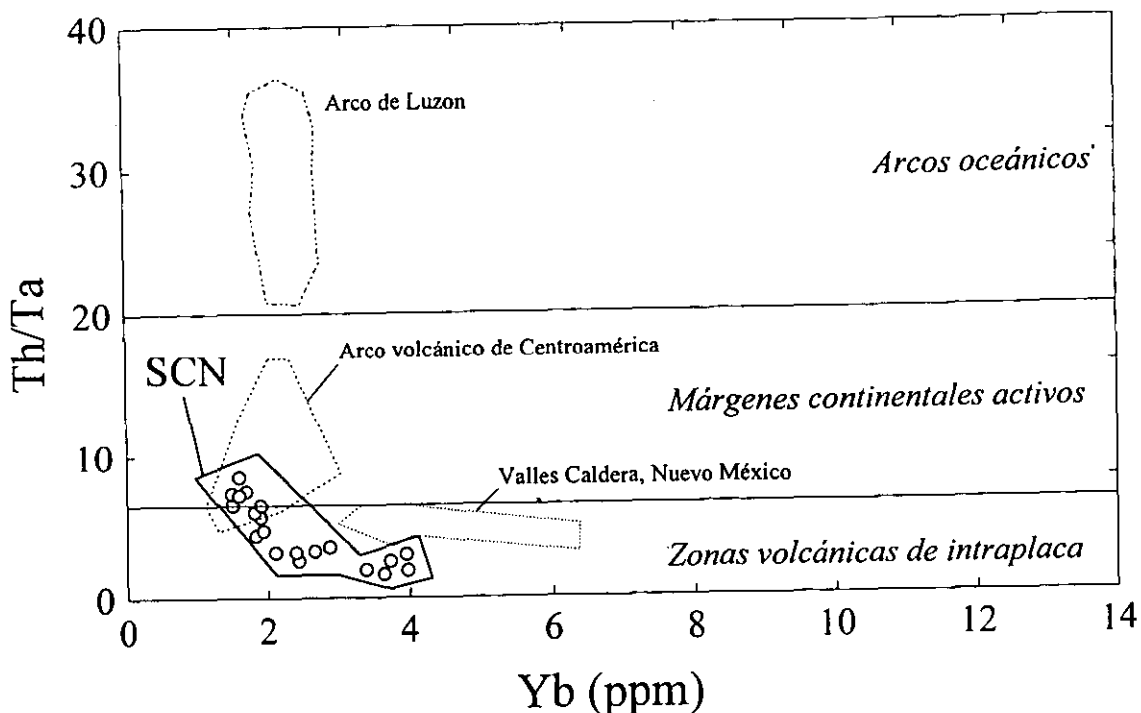
Verma (1999, 2000a) reportó información isotópica de Sr, Nd y Pb para magmas máficos, intermedios y ácidos de la SCN, así como para MORB alterado y sedimentos de la placa de Cocos. En su estudio, Verma (2000a) reportó que los magmas máficos (tipo T1 con *hy* normativa) se ubicaron dentro del

llamado “arreglo del manto” en el diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Figura 5.13). Por otro lado, los magmas intermedios y ácidos (tipos T3-T5) mostraron composiciones isotópicas similares en Nd y Pb en comparación a los máficos, aunque ligeramente superiores en Sr (Figura 5.13). La interpretación de los datos isotópicos y las implicaciones en la génesis y evolución geoquímica en la SCN, que reportó este autor, se presentan en el apartado de modelado cuantitativo.



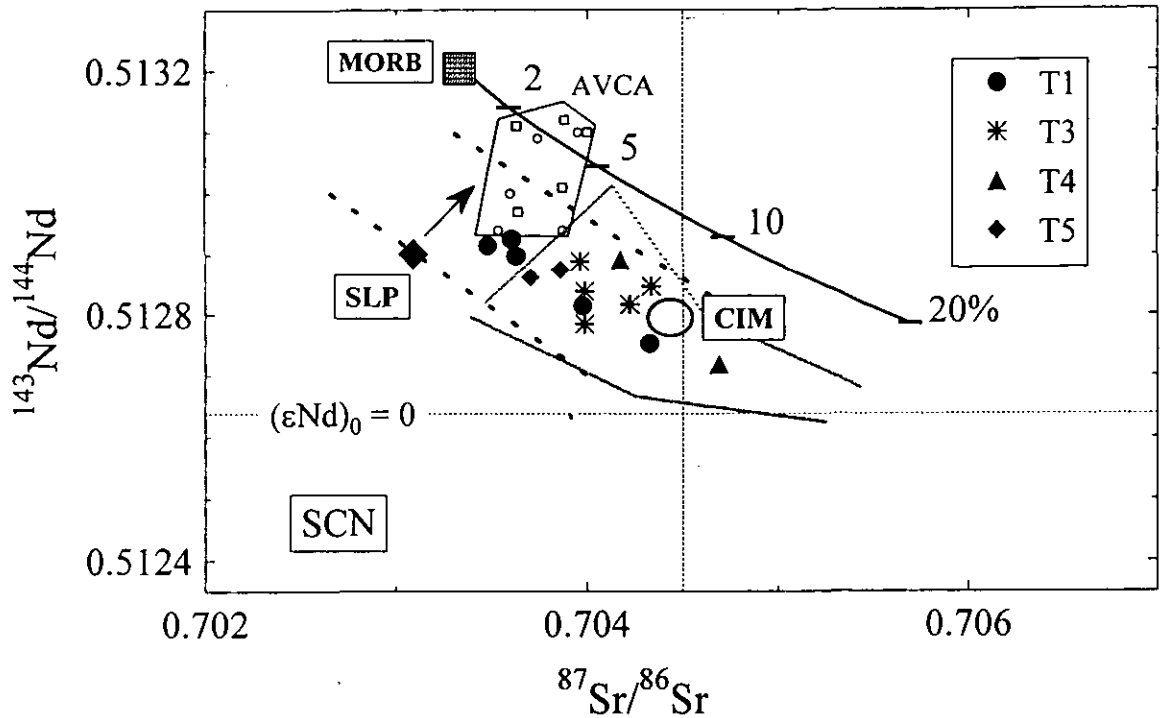
**Figura 5.11** (a) Diagrama de discriminación Zr/Y - Zr de Pearce y Norry (1979) para magmas máficos (T1) de la SCN. (b) Diagrama de discriminación V - Ti/100 para los magmas máficos (T1) de la SCN. Se incluyen las líneas de discriminación  $(V/Ti) \times 1000 = 20$ , propuestas por Shervais (1982) y los campos de discriminación propuestos por Verma (2000a). BFO = basaltos del fondo oceánico.





**Figura 5.12** Diagrama de discriminación Th/Ta – Yb para magmas intermedios y ácidos ( $\text{SiO}_2$  aj > 54%) de la SCN. Se incluyen datos de magmas con  $\text{SiO}_2 > 53\%$  de los arcos de Luzon (Defant et al., 1990) y Centroamérica (Chan et al., 1999), así como de la caldera de Valles, Nuevo México (Spell et al., 1993).

Finalmente, Tera et al. (1986) determinaron la concentración de  $^{10}\text{Be}$  (vida media =  $1.5 \times 10^6$  años; Yiou y Raisbeck, 1972) en rocas volcánicas provenientes de arcos y otros ambientes magmáticos (crestas oceánicas, islas oceánicas, rifts continentales y provincias de grandes flujos basálticos). Los sedimentos oceánicos se encuentran fuertemente enriquecidos en este radioisótopo, por lo que representa un trazador excelente para determinar la participación de estos sedimentos en la génesis del vulcanismo en ambientes de subducción, con concentraciones de  $^{10}\text{Be} = 1-24 \times 10^6$  átomos/g. En el grupo de muestras estudiadas se incluyó una lava holocénica de la SCN (basalto CUI-1, tipo T1 con *hy* normativa; piramides de Cuicuilco), cuya concentración de  $^{10}\text{Be}$  ( $\sim 0.5 \times 10^6$  átomos/g) quedó dentro del error analítico y del límite de detección (Verma, 2000a). Esto puede ser indicativo de que en la génesis de los magmas máficos de la SCN no existe una participación directa de sedimentos subducidos. Cabe señalar que Tera et al. (1986) no proporcionaron ningún comentario con respecto a las implicaciones de sus datos de  $^{10}\text{Be}$  en los magmas del CVM.



**Figura 5.13** Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para rocas de la SCN (modificado de Verma, 2000a). Las líneas punteadas gruesas indican el arreglo del manto (Faure, 1986). MORB = composición promedio del basalto alterado del sitio DSDP 487; SLP = composición promedio de xenolitos de lertzolita de espinela de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994); CIM = composición promedio de xenolitos granulíticos máficos de San Luis Potosí, que representan la corteza inferior de tipo máfico (Schaaf et al., 1994). Se presenta una curva de mezcla binaria MORB- sedimentos oceánicos de los sitios 487 y 488 (línea continua gruesa; los números 2, 5, 10 y 20% indican porcentaje del componente de sedimentos). El campo marcado por línea punteada incluye los datos individuales de granulitas máficas. La región limitada por una línea continua y marcada AVCA incluye magmas basálticos (cuadros abiertos) y andesíticos (círculos abiertos) del arco volcánico de Centroamérica (Carr et al., 1990; Chan et al., 1999). Las relaciones isotópicas de estas muestras, cuyo origen esta relacionado a un ambiente de arco, pueden ser modeladas por la mezcla manto-MORB-sedimentos. Para consultar detalles sobre las características de los grupos T1-T5 consultar la Tabla 5.4.

### *Modelado Cuantitativo*

Verma y Armienta-H. (1985) representa el primer trabajo sobre la SCN que incluyó un manejo cuantitativo de información geoquímica para inferir procesos petrogenéticos. De esta forma, los autores prepararon diagramas log-log de  $\text{K/Rb} - \text{K}$  y  $\text{Rb/Sr} - \text{Rb}$ , que incluyen curvas teóricas para establecer si los magmas están relacionados a la cristalización fraccionada de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno,

plagioclasa, hornblenda y granate. Estas curvas se construyeron utilizando valores de coeficientes de partición (D) para magmas máficos y la ley de Raleigh. A partir del análisis de estos diagramas, los autores sugirieron la fraccionación de hornblenda y plagioclasa, y en menor escala de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, como proceso de diferenciación en los magmas de la SCN. Sin embargo, señalaron que el proceso no se podía probar de manera definitiva, debido a la falta de información sobre composición de minerales. Este modelo sencillo de cristalización fraccionada quedó descartado al revisar, por ejemplo, los patrones de REE, en donde los magmas máficos presentan concentraciones más altas que algunos magmas intermedios (Verma, 1999).

Por su parte, Swinamer (1989) desarrolló algunos modelos cuantitativos para establecer el origen y la evolución magmática del vulcanismo monogenético en la SCN. Aplicó modelos para calcular coeficientes de partición de los elementos mayores, a partir de la composición química de las rocas. Estos coeficientes, junto con ecuaciones de balance de masas y condiciones estequiométricas de minerales, se emplearon para definir composiciones de equilibrio y temperaturas. Este autor propuso los siguientes intervalos de temperatura durante la erupción de magmas en la SCN: 1231-1192°C para andesitas basálticas, 1200°C para la hawaiiita, 1173-1001°C para andesitas, 1010-978°C para dacitas.

Por otro lado, utilizando los criterios  $Mg-v > 70$ ,  $FeO^1/MgO < 1$ ,  $Ni^1 > 200$  ppm,  $Cr > 475$  ppm y  $ol > Fo_{89}$ , Swinamer (1989) identificó a 12 muestras provenientes de Cerro de Pelagatos y Cerro del Agua como magmas primarios y los clasificó como sanukitoides (Tatsumi y Ishikaza, 1982). El origen de estos magmas lo relacionó a fusión parcial (10-20%) de un diapiro, separado de un manto lerzolítico a 12 kbars y una temperatura de 1250°C, en presencia de 1.5% de H<sub>2</sub>O. A partir de diagramas de relación molar, propuestos por Pearce (1968), Swinamer (1989) mencionó que el resto de los magmas calci-alkalinos puede ser producto de la diferenciación de los magmas primarios por cristalización fraccionada de *Ol*, *Sp-Cr*, *Plg*, *Mt* y *Cpx* y por asimilación de material cortical más silíceo. Sin embargo, un modelo de evolución dominado por cristalización fraccionada queda descartado por el comportamiento observado en los diagramas de REE de Verma (1999, 2000a) o de este trabajo (Figura 5.10). Además, el hecho de que la concentración de Nb, y de otros elementos incompatibles, no se incrementa significativamente con el aumento de SiO<sub>2</sub> no apoya este modelo.

Por otro lado, Wallace y Carmichael (1999) propusieron un modelo, relacionado a subducción, para la generación de magma en el CVM, similar al propuesto por Verma y Nelson (1989) para la parte NW de esta provincia volcánica. Destacaron la importancia de la SCN en la elaboración de su modelo, ya que plantearon que la variación en el espesor de la corteza a lo largo del arco volcánico juega un papel decisivo en el mecanismo de generación magmática y en donde la SCN presentaría el espesor cortical máximo de ~50 km. En este sentido, Wallace y Carmichael (1999) utilizaron los valores de espesor de corteza para el CVM estimados por interpretación de datos gravimétricos (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996).

Wallace y Carmichael (1999) establecieron que en la SCN se presentan magmas calci-alcálinos y alcalinos con características primarias (criterios:  $MgO > 8\%$ ,  $Mg-v > 68$ ,  $Ni > 150$  ppm), generados por fusión parcial de un manto metasomatizado. Aplicando el modelo termodinámico MELTS (Ghiorso y Sack, 1995), propusieron que el magma alcalino con el valor mayor de *ne* normativa se encuentra en equilibrio con una mineralogía olivino ( $FO_{90 \pm 1}$ ) + ortopiroxeno + clinopiroxeno a  $1290^{\circ}C$ , 10 kbar y  $\%H_2O = 2$ , mientras que el magma calci-alcálico está en equilibrio con una mineralogía similar a  $1200^{\circ}C$ , 10 kbar y  $\%H_2O = 6$ . Wallace y Carmichael (1999) consideraron que el manto bajo el CVM estuvo sujeto a eventos de fusión parcial y fue posteriormente metasomatizado por adición de un componente derivado de la placa que subduce bajo el occidente de México. Por medio de diagramas de variación, establecieron que esta fuente se encuentra empobrecida en Al, Ca, Ti, Zr y Nb y enriquecida en elementos LILE (e.g., K, Ba, Rb) y REE ligeros (La, Ce). Los autores desarrollaron un modelado directo de fusión parcial para regiones del manto empobrecido y enriquecido, utilizando las composiciones reportadas por Michael (1988). Los modelos indicaron grados de fusión de aproximadamente 3.3-7.7% para los magmas calci-alcálinos en el CVM y en donde los de menor grado de fusión parcial fueron los magmas de la SCN. Wallace y Carmichael (1999) atribuyeron la variación en grado de fusión a lo largo del CVM a un aumento del espesor cortical desde la costa occidental hacia el valle de México. Sin embargo, los autores reconocieron que estos modelos son fuertemente dependientes de la composición mineralógica y geoquímica supuesta para la fuente.

Por medio de ecuaciones de balance de masas (McCulloch y Gamble, 1991), Wallace y Carmichael (1999) establecieron que el componente derivado de la subducción contribuyó con una gran cantidad de agua y enriqueció la cuña de manto en  $Ba > Rb > K > La$ ,  $Sr > Ce > P$ . Sin embargo, una fuente enriquecida en estos elementos es característica también para regiones del manto que dan lugar a los basaltos de zonas de extensión. Wallace y Carmichael (1999) reportaron que los magmas alcalinos primitivos de la SCN y de otras regiones del CVM muestran algunas similitudes en composición con los basaltos de la provincia del

“*Basin and Range*” mexicano. Siguiendo a Luhr (1997), propusieron que la convección inducida en el manto, causada por su acoplamiento viscoso con la placa que subduce, provocó la advección del manto astenosférico desde la región tras-arco (*Basin and Range*) hasta la región del manto cercana al eje del vulcanismo. La composición de la fuente de los basaltos alcalinos fue estimada con base en la composición promedio de los basaltos primitivos de Durango (Pier et al., 1992). Debido a la variabilidad composicional observada en los magmas alcalinos del CVM, sugirieron que ellos fueron generados por fusión parcial de un manto con una composición en elementos traza extremadamente variable. Así, la fuente cubriría composiciones desde un manto tipo tras-arco a uno altamente empobrecido en HFSE (e.g., Ti, Y, Zr), similares a la fuente de los magmas calci-alcalinos. Sin embargo, estos modelos adolecen de los mismos problemas que los desarrollados para los magmas calci-alcalinos, siendo fuertemente dependientes de la composición química y mineralógica supuesta para la fuente. Además, la ausencia de datos isotópicos en sus muestras no permite validar las conclusiones de Wallace y Carmichael (1999).

Verma (2000a) utilizó los datos isotópicos de magmas de la SCN identificados como máficos con hiperstena normativa (tipo T1), los de MORB alterado y de sedimentos de la placa de Cocos, así como los reportados para xenolitos de lertzolita de espinela (representativos del manto) del área de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994) para desarrollar modelos cuantitativos de mezcla. Con estos demostró que las características isotópicas de los magmas máficos con *hy* normativa de la SCN no podían ser modeladas por mezclas que combinaran sedimentos y basaltos alterados de la placa de Cocos, y tampoco por un modelo de tres componentes: manto, MORB alterado y sedimentos oceánicos. Por ejemplo, en el diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 5.13) los magmas máficos se ubican dentro del “arreglo del manto” (Faure, 1986). Además, se localizan muy alejados hacia la izquierda de la línea de mezcla entre los basaltos alterados (MORB) y los sedimentos que subducen en el occidente de México, en la cercanía de la costa de Guerrero. La mezcla ternaria manto (SLP) - MORB - sedimentos oceánicos queda descartada debido que reproducir las características isotópicas de los magmas máficos de la SCN implicaría que una proporción muy alta de sedimentos (hasta 15%). La participación de estos altos porcentajes debería producir anomalías negativas de Ce y Eu en los patrones de REE para los magmas máficos, así como también altos valores de relaciones isotópicas de Pb, las cuales no son observadas (Figura 5.7).

Verma (2000a) reportó que las características isotópicas de Pb para la fuente de manto de la SCN pueden ser fácilmente modeladas por una mezcla de tres componentes de manto enriquecido (Zindler y Hart, 1986): PREMA (*prevalent mantle*), HIMU (*high U/Pb*) y PUM (*primitive uniform reservoir*). Por

estas razones, destacó la imposibilidad de que las rocas máficas en este campo monogenético pudieran ser generadas de manera directa o indirecta a partir de la placa de Cocos y propuso como fuente un manto heterogéneo de tipo-OIB. Recientemente, Blatter y Carmichael (1997) reportaron la presencia de xenolitos de manto en andesitas de Valle de Bravo, Estado de México. De confirmarse que estos xenolitos representan las características del manto bajo el centro de México, la información geoquímica de estos materiales podría ser de gran utilidad para el desarrollo de modelos de fusión parcial, aplicando métodos directos.

Verma (1999) probó de manera cuantitativa varios procesos petrogenéticos para establecer el origen de los magmas intermedios y ácidos de la SCN en los diagramas Ba/Nb - La/Yb y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  : (1) fusión parcial del MORB alterado de la placa de Cocos, con y sin la participación de sedimentos, (2) diferenciación simple de magmas máficos, (3) contaminación cortical y proceso AFC de magmas máficos y (4) fusión parcial de corteza inferior y mezcla de magmas. Para el desarrollo de estos modelos se utilizaron, además de la información disponible para MORB alterado y sedimentos de la placa de Cocos, la composición de manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), así como datos para xenolitos máficos metaígneos, que representan la corteza inferior de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994). A partir del análisis de estos modelos cuantitativos y de la composición en elementos mayores y traza, Verma (1999) relacionó las andesitas y dacitas de la SCN a la fusión parcial de corteza inferior. Por otro lado, mencionó que parte de los magmas de composición intermedia podrían haberse generado por un proceso de mezcla entre los magmas más evolucionados generados en la corteza inferior y los magmas máficos derivados de un manto heterogéneo, lo cual parece ser confirmado por la presencia de magmas con desequilibrio mineralógico.

En el diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 5.13) los magmas intermedios y ácidos de la SCN (tipos T3-T5) se ubican en el "arreglo del manto" (Faure, 1986), en comparación a los magmas máficos presentan relaciones de Sr mayores y relaciones de Nd ligeramente menores. En este diagrama, aplicando un argumento similar que el presentado para los magmas máficos, la participación de la placa (MORB) y de los sedimentos oceánicos queda descartada en la génesis de los magmas con  $\text{SiO}_2 > 53\%$  de la SCN. Las diferencias existentes en las relaciones de Sr y Nd entre los magmas máficos y aquellos con mayor contenidos de  $\text{SiO}_2$  invalidan la génesis de estos últimos por cristalización fraccionada simple a partir de los magmas máficos. Sin embargo, las granulitas máficas (CIM) de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994) describen un intervalo de relaciones isotópicas comparable al de los magmas intermedios y ácidos. Verma (1999) reprodujo las composiciones de parte del magmatismo intermedio y ácido por medio de un modelo de fusión parcial de dichas granulitas máficas.

### 5.3 Modelos petrogénéticos para los magmas máficos de la SCN: Subducción vs. Extensión

A este punto, es claro que existen dos hipótesis generales propuestas para explicar el origen del magmatismo máfico de la SCN. La primera, y más tradicional de ellas, es la que propone que el vulcanismo monogenético se generó en un ambiente de subducción (e.g., Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999). La segunda hipótesis establece que los magmas máficos de la SCN se originaron por fusión parcial de un manto peridotítico que produjo magmas en un ambiente extensional (Márquez et al., 1999a,b; Verma, 2000; Márquez et al., 2001).

Wallace y Carmichael (1999) suponen que la placa que subduce se encuentra a 80-100 km bajo el centro de México, que fue una inferencia de Pardo y Suárez (1995). Sin embargo, la información sísmica disponible indica que en esta zona no se han registrado sismos con una profundidad > 60 km. Márquez et al. (1999a) señalaron que la ausencia de una zona sísmica bien definida representa uno de los principales problemas que es necesario considerar en la investigación sobre el origen del CVM. Si se parte de un modelo de arco clásico, este fenómeno podría relacionarse a que una placa oceánica joven y aún caliente está subduciendo en el occidente de México. Sin embargo, esto implicaría la presencia de magmas generados por fusión directa de la placa o de magmatismo adakítico (Cross y Pilger, 1982; Defant y Drummond, 1990), los cuales no han sido reportados en la SCN. Recientemente, Luhr (2000) ha reportado rocas con estas características para el volcán San Juan, en la parte occidental del CVM. Sin embargo, estos magmas estarían relacionados a la fusión directa de la placa de Rivera que, a diferencia de la placa de Cocos, presenta una zona de Wadati-Benioff bien definida y con un ángulo de 50° a profundidades mayores a 40 km (Pardo y Suárez, 1995). De esta forma, la placa de Rivera se situaría a unos 80-100 km de profundidad bajo el frente volcánico en Nayarit y Jalisco, condiciones adecuadas para la generación de magmas en un ambiente de arco.

Por otro lado, los trabajos que ligan el origen de los magmas a la subducción se basan en información geoquímica e isotópica incompleta. Por ejemplo, ninguno de estos trabajos reporta isótopos de Nd y Pb, junto con los de Sr, que son esenciales en estudios petrogénéticos. En cuanto al manejo de la información geoquímica, con frecuencia el hecho de que las rocas tuvieran características calci-alcalinas fue presentado como prueba irrefutable de que se originaron en un ambiente de subducción, sin tomar en cuenta otras características geoquímicas e isotópicas. La presencia de una anomalía negativa de Nb se ligó automáticamente a la subducción, aunque en la literatura se han reportado algunos centros volcánicos en un

ambiente intra-placa que la presentan, por ejemplo, basaltos de la provincia magmática del Atlántico central (Marzoli et al., 1999).

Los magmas máficos con hiperstena normativa presentan las siguientes características geoquímicas e isotópicas: (1) los diagramas multi-elementos mostraron similitudes con los reportados para basaltos de ambientes de extensión, con enriquecimiento en elementos móviles y sin anomalías de Nb o Ti, (2) los patrones de REE no presentan anomalías de Ce o Eu, como las observadas en sedimentos en el Pacífico mexicano, (3) los diagramas de discriminación (e.g., Ba-Nb, Th/Tb-Ta/Tb, V-Ti, Th-Hf-Ta, Zr/Y-Zr indicaron un ambiente de tipo intraplaca, (4) los isótopos de Sr, Nd y Pb indican la imposibilidad de generar los magmas máficos por mezcla entre la placa y los sedimentos oceánicos que subducen en el occidente de México o por mezcla ternaria entre el manto, la placa y los sedimentos oceánicos. En contraste, las relaciones isotópicas de Sr y Nd observadas en los magmas del Arco Volcánico de Centroamérica (AVCA; Carr et al., 1990; Chan et al., 1999) pueden ser explicados en términos de la mezcla de tres componentes manto-MORB-sedimentos (Figura 5.13). Incluso, algunas de las muestras de AVCA se ubican en las cercanías de la curva de mezcla MORB-sedimentos, lo que refleja una participación importante de la placa de Cocos en su génesis. Finalmente, magmas máficos con nefelina normativa también podrían relacionarse a un proceso de génesis similar a los magmas de hiperstena normativa, ya que (1) presentan patrones multi-elementos y de REE que son comparables y (2) en diagramas de discriminación se ubican en campos de intra-placa. Sin embargo, esta hipótesis debe ser confirmada o modificada por información isotópica de Sr Nd y Pb y el modelado cuantitativo de datos geoquímicos, siendo parte de los objetivos de la presente tesis.

En este punto debe quedar claro que: (1) *la subducción es un proceso tectónico que está ocurriendo entre las placas de Cocos y Norteamericana*; (2) *la información geoquímica e isotópica disponible indica que no existe una conexión entre este proceso y el origen de los magmas de la SCN*; y (3) *es necesario buscar alternativas para explicar el origen de los magmas en la SCN*.

A partir de la integración de información geofísica, tectónica y geoquímica, Márquez et al. (1999a,c) propusieron un modelo general para explicar el origen del magmatismo en el CVM, interpretándolo como un arco continental que incluye un rift activo propagante que se abre de W a E como respuesta a la actividad de una pluma del manto. Sin embargo, este modelo presenta varios inconvenientes (e.g., Ferrari y Rosas Elguera, 1999; Sheth et al., 2000; Verma, 2001): el levantamiento regional que debería esperarse como consecuencia de la interacción de la pluma no es observado en el occidente del CVM,



aunque Márquez et al. (1999b) aducieron que la dispersión lateral del material de la pluma podría explicar esta observación; (2) las edades de los magmas parecidos a los de tipo extensional a través del CVM no son consistentes con la supuesta trayectoria oeste a este de la pluma; (3) al igual que un magmatismo clasificado como “calci-alkalino” no es sinónimo de un ambiente de arco, magmas similares a los tipo OIB no implican automáticamente la presencia de una pluma. De hecho, magmatismo con estas características ha sido relacionado a ambientes de extensión, sin necesidad de involucrar la actividad de una pluma del manto (e.g., Leeman y Fitton, 1989), cuya existencia ha sido incluso cuestionada por varios autores (e.g., Anderson, 1998; Sheth, 1999; Smith, 1999; Smith y Lewis, 1999).

De esta forma, la fusión parcial de un manto litosférico, en un ambiente de extensión, podría explicar la geoquímica observada en los magmas maficos de la SCN, mecanismo que también ha sido propuesto en otras regiones del CVM (Colima y Tepic, e.g., Verma y Nelson, 1989; Luhr, 1997; Los Humeros; e.g., Verma, 2000b). Ruiz-Martínez et al. (2000), a partir de la interpretación de datos paleomagnéticos, han sugerido que el segmento del CVM en donde se ubica la SCN ha sido una zona de extensión desde el Mioceno tardío. Márquez et al. (2001) propusieron un modelo acerca de las condiciones de extensión en el centro del CVM. Este modelo es consistente con las observaciones geofísicas en la región central del CVM: (1) una sismicidad somera en condiciones extensionales (focos a < 50 km de profundidad; e.g., UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995); (2) la existencia de un manto anómalo somero (una capa de manto con baja velocidad sísmica,  $V_p = 7.6$  km/s, y una baja densidad, 3.29-3.25 g/cm<sup>3</sup>; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000), (3) una fuerte anomalía negativa (-200 m/s) en la velocidad de las ondas S, que se extiende hasta los 200 km de profundidad (e.g., Gomberg y Masters, 1988; Ziagos et al., 1988; Van der Lee y Nolet, 1997), (4) un alto flujo de calor (~ 90 mW/m<sup>2</sup>; Ziagos et al., 1985). Estas características, que no son típicas de márgenes activos, han sido reportadas en regiones con un magmatismo relacionado a rifts continentales (e.g., rift del este de Africa, rift del Río Grande, etc.). Por otra parte, Campos Enríquez y Sánchez-Zamora (2000), en su modelo sobre la estructura de la corteza en el sur de México, han inferido que la placa de Cocos probablemente ha sido asimilada bajo el CVM, y puede estar subyaciendo la placa litosférica continental. En opinión de estos autores, la litósfera superior puede reaccionar a este fenómeno con un levantamiento para mantener el equilibrio isostático. Estas condiciones favorecerían la fusión parcial del manto litosférico (e.g., McKenzie y Bickle, 1988).

Por otro lado, a partir del análisis de la información reportada por Wallace y Carmichael (1999),

Ferrari y Rosas-Elguera (1999) señalaron que sólo el 19% de los centros de la SCN (volumen tipo-OIB < 95 km<sup>3</sup>) muestran una afinidad intra-placa. En el contexto de un modelo extensional, esta observación podría explicarse de la siguiente manera. Se ha reportado que, en la etapa temprana de una extensión continental, el manto litosférico es una potencial fuente magmática (Leeman y Fitton, 1989). La mayor parte de estos magmas se emplazarían en la base de la corteza (McKenzie y Bickle, 1988). En este sentido, Fix (1975) sugirió la existencia de material fundido en la base de la corteza en el centro de México, lo cual ha sido confirmado por modelos gravimétricos (e.g., Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). Estos magmas podrían contribuir a un incremento en el espesor de la corteza y provocar su fusión parcial, así como procesos de mezcla entre los magma máficos y evolucionados, consistente con lo observado en la SCN (Verma, 1999). De esta forma, sólo una parte del volumen de los magmas con características similares a los de zonas de extensión, no afectados por los procesos de contaminación, sería eruptado en la superficie. Finalmente, como ya se ha señalado, se requiere un trabajo geológico y geofísico más detallado en la parte central del CVM para comprobar el modelo de extensión propuesto por Márquez et al. (2001), el cual es consistente con la geoquímica observada de la SCN.

#### **5.4 Perspectivas de una investigación geoquímica en la SCN**

El análisis crítico de la información geoquímica reportada para la SCN, así como su manejo e interpretación, revelan que aún no se cuenta con una comprensión profunda acerca de su origen y su evolución magmática. No existe información geoquímica completa de elementos traza y de isótopos para los magmas intermedios con alto MgO. El origen de estos magmas pudiera estar relacionado a un manto metasomatizado o a un alto grado de fusión de un cúmulo máfico en la base de la corteza inferior o bien a un conjunto más complejo de procesos magmáticos. Por otro lado, en el modelado de fusión parcial de los magmas máficos se deberían aplicar métodos de inversión, ya que no se cuenta actualmente con información sobre la composición química y mineralógica del manto bajo el centro de México. La presencia de rocas con contenidos de SiO<sub>2</sub> tan alto como 60% hace necesario probar el efecto de diversos procesos de diferenciación, por medio de modelado geoquímico cuantitativo. De esta forma, la construcción de un modelo petrogenético más representativo para la SCN requiere:

- (1) Contar con una base de datos con muestras que cubran la mayor parte del campo monogenético. A este respecto, el grupo de trabajo del CIE-UNAM cuenta con una colección de ~80 muestras que se

distribuyen en gran parte de la SCN. Este grupo de muestras, junto con las reportadas en la literatura, cumplen este requisito en una primera fase de estudio.

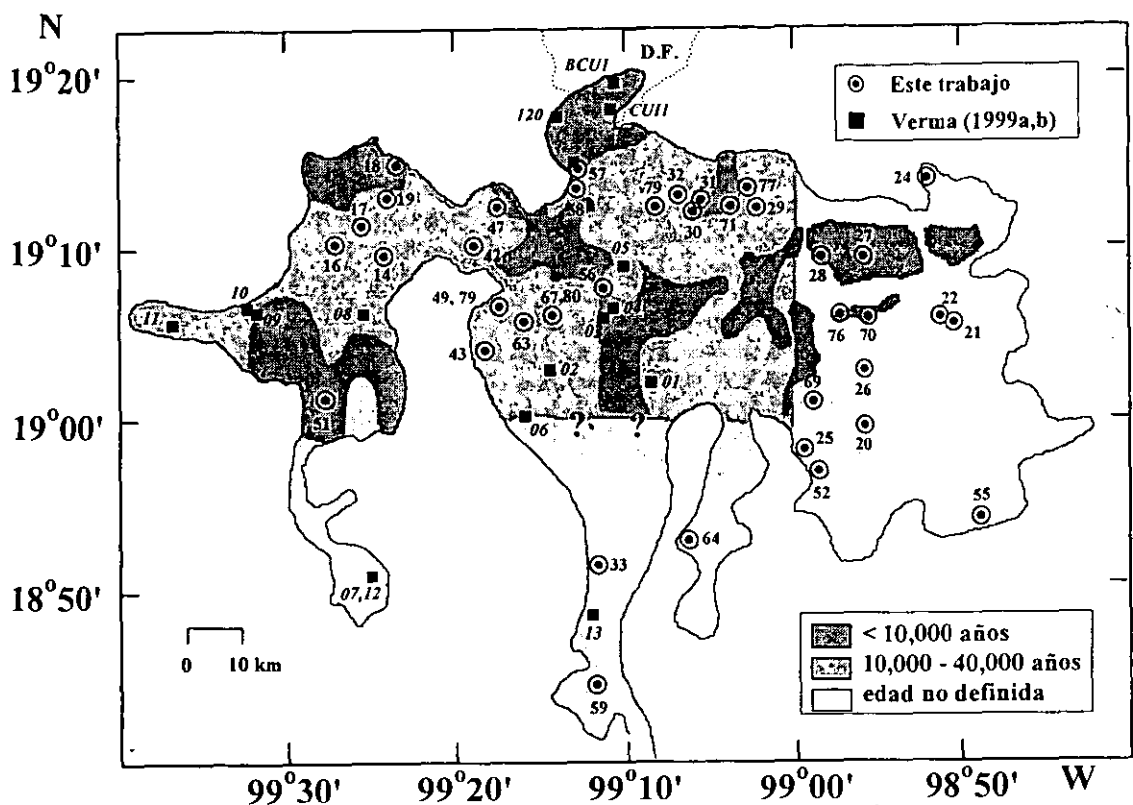
- (2) Tener un mayor control en los métodos de análisis geoquímico, tal como utilizar MRG adecuados y bien caracterizados en cuanto a su composición química, así como realizar estimaciones de precisión, exactitud y límites de detección analíticos para cada método aplicado. En este sentido, como ya se ha presentado en los capítulos previos, durante el desarrollo de este trabajo de Tesis se aplicó con éxito una metodología estadística para evaluar la composición geoquímica de un grupo de MRG y se estableció un método de XRF para el análisis de elementos mayores en rocas, que involucra modelos de regresión ponderada que considera los errores de intensidad y de la concentración de MRG.
- (3) Realizar un análisis geoquímico e isotópico completo en las muestras a estudiar y que incluya elementos mayores, traza y relaciones isotópicas de Sr y Nd, complementado por estudios acerca de la composición química de minerales.
- (4) Desarrollar modelos cuantitativos de inversión para evaluar los procesos de fusión parcial que dieron origen a los magmas máficos.
- (5) Desarrollar modelos cuantitativos para identificar los procesos de diferenciación involucrados en la evolución magmática en la SCN (e.g., cristalización fraccionada, cristalización fraccionada con asimilación, mezcla de magmas, etc.).

## 6. Sierra de Chichinautzin: Nuevos datos analíticos

Con base en las perspectivas de trabajo, presentadas en el capítulo anterior, y con el objeto de complementar la información petrográfica, geoquímica e isotópica existente para la SCN se desarrolló un estudio analítico que incluyó: (a) análisis petrográfico, (b) análisis de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos-X (XRF, *X-Ray Fluorescence*) y Espectrometría de Emisión Óptica con Fuente de Plasma acoplada inductivamente (ICP-OES; *Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry*; datos de laboratorio comercial), (c) análisis químico de elementos traza por Espectrometría de Masas con Fuente de Plasma acoplada inductivamente (ICP-MS, *Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*; datos de laboratorio comercial), (d) análisis isotópico de las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  por Espectrometría de Masas con Ionización Térmica (TIMS, *Thermal Ionization – Mass Spectrometry*), y (e) análisis de composición química de minerales por Microsonda Electrónica (EPMA, *Electron Probe Micro-Analysis*). Para realizar el estudio experimental se seleccionó un grupo de muestras (Tabla 6.1, Figura 6.1), de la colección del Grupo de Geoenergía - Centro de Investigación en Energía, UNAM, que cubren la mayor parte la SCN. Estas muestras fueron colectadas, en tres campañas de campo entre 1991 y 1997, por un grupo de trabajo conjunto del CIE, UNAM (Temixco, Mor.) – Fac. de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense (Madrid, España), así como anteriormente (1984-1988) por un grupo del Instituto de Investigaciones Eléctricas (Temixco, Mor.; Verma y Armienta-H., 1985; Milán et al., 1988) y complementado por una colección de muestras recolectadas a fines de los setentas por un grupo del Instituto de Geofísica, UNAM (México, D.F.; Herrero y Pal, 1978; Pérez-R. et al., 1979).

### 6.1 Petrografía

Las muestras incluidas en el presente estudio cubren el espectro de composiciones mineralógicas reportado en trabajos previos (ver Tabla 5.4 del presente trabajo; Negendank, 1972a,b; Bloomfield, 1975; Milán et al., 1988; Martín del Pozzo, 1989; Swinamer, 1989; Márquez González, 1998; Wallace y Carmichael, 1999). En la Tabla 6.1 se presenta la localización y la composición modal de fenocristales para las muestras seleccionadas. La mayor parte de las rocas se caracterizan por ser afaníticas o porfídicas con un contenido de fenocristales <25%, algunas de las cuales presentan vesículas (6-10%). Sin embargo, las rocas provenientes de domos (e.g., CHI10, Lama; CHI79, Tabaquillo) presentan hasta un 40% de fenocristales (plagioclasas con un zonado oscilatorio). De manera general, las rocas se clasifican en cinco grupos petrográficos:



**Figura 6.1** Localización de las muestras de la SCN, pertenecientes a la colección del CIE-UNAM, seleccionadas para realizar el presente estudio. Para localización de las muestras consultar Tabla 6.1.

(a) Grupo T1 (ol + plg + sp), que se caracteriza principalmente por rocas con una textura porfídica y de forma subordinada fluidal en donde predominan los fenocristales euhedrales de olivino (con abundantes inclusiones de espinela identificadas durante el análisis de minerales por microsonda electrónica) y de plagioclasa (Figura 6.2a). Aunque generalmente los olivinos son de mayor tamaño que los de plagioclasa, en algunas muestras ambos minerales muestran un tamaño comparable y la textura cambia a microcristalina (Figura 6.2b). La matriz está constituida por plagioclasa, olivino, ortopiroxeno, y minerales opacos (titanomagnetita, ilmenita). El vidrio esta presente entre 5 y 50%, lo que da lugar a una textura de matriz intersertal que cambia a hialopilitica o intergranular. Algunas de las muestras presentan una gran cantidad de vesículas de forma circular o elongada. Este arreglo mineralógico se observa

en las rocas químicamente clasificadas en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) como basaltos, traqui-basaltos y andesitas traquibasálticas.

- (b) Grupo T2 (ol ± opx + plg), formado por rocas con textura porfirítica que incluyen fenocristales euhedrales de olivino (con abundantes inclusiones de espinela), plagioclasa y, en ocasiones, algunos cristales de ortopiroxeno (Figura 6.2c). En general, los olivinos presentan un mayor tamaño que las plagioclasas y es común la presencia de vesículas de forma elongada. La matriz es del mismo tipo que la observada en el grupo T1. A pesar de que las características petrográficas son similares a las del grupo anterior, estos magmas presentan una composición de andesitas basálticas con alto magnesio.
- (c) Grupo T3 (ol + opx ± cpx + plg), que incluye rocas de textura porfirítica y glomeroporfídica. Olivino y plagioclasa se presentan como fenocristales, aunque ahora acompañados de ortopiroxeno. En general, los fenocristales de plagioclasa presentan mayor tamaño que los olivinos y se encuentran inmersos en una matriz de plagioclasa, ortopiroxeno, magnetita y vidrio, que en ocasiones presenta una textura fluidal (Figura 6.2d). El vidrio está presente entre 20-60%, lo que da lugar a una textura de matriz intersertal, con variación a hialopilitica o intergranular. Este arreglo mineralógico ha sido identificado en rocas que químicamente corresponden a andesitas traquibasálticas, andesitas basálticas, traquiandesitas y andesitas.
- (d) Grupo T4 (opx ± cpx + plg), compuesto por rocas de textura porfirítica, que muestran ortopiroxeno como fenocristal, en ocasiones acompañado por clinopiroxeno y plagioclasa. En algunas rocas se observó que los piroxenos se agrupan (Figura 6.2e), dando lugar a una textura glomeroporfídica. (e.g., CHI09). La matriz se encuentra constituida por plagioclasa, piroxenos, y magnetita. El vidrio representa <40% dando una textura de matriz intersertal a hialopilitica. Ocasionalmente, las rocas presentan vesículas de forma elongada, aunque en una menor proporción a las observadas en las rocas del grupo T1. Con base en el diagrama TAS, estas rocas se clasifican como andesitas y dacitas.
- (e) Grupo T5 (ol + q [desequilibrio] + opx ± cpx ± anf ± bt), constituido por rocas de una química muy variada (andesitas traquibasálticas a dacitas) que muestran diversas texturas de disequilibrio mineralógico, tal como la coexistencia de olivino con cuarzo, fenocristales de olivino con bordes de reacción de ortopiroxeno, fenocristales de plagioclasa y piroxeno con zonación oscilatoria; o (2) la presencia de minerales hidratados, tal como anfíbol o biotita con alteración en sus bordes a óxidos de hierro (Figura 6.2f). Nixon y Pearce (1987) y Nixon (1988b) reportaron arreglos mineralógicos similares para andesitas y dacitas del cercano volcán Iztaccíhuatl (“magmas mezclados”), atribuyéndoles a procesos de mezcla entre magmas dacíticos y basálticos. Otros autores también han atribuido estas texturas de disequilibrio

mineralógico a mezcla de magmas (e.g., Anderson, 1976, O'Brien et al., 1988; Gans et al., 1989; Straub y Martín-Del Pozzo, 2001).

## 6.2 Elementos mayores

Durante el presente estudio, se determinó la composición química en elementos mayores para veintitrés muestras, las cuales cubren los diferentes arreglos mineralógicos observados en la SCN (Tablas 6.1 y 6.2). El análisis se realizó aplicando la metodología de XRF desarrollada en este proyecto (LUGIS-UNAM), de tal forma que la preparación de muestras y las condiciones instrumentales fueron similares a las descritas en las secciones 3.3.1 y 3.3.2. Como se señaló en el apartado 3.5, se establecieron curvas de calibración a partir de los datos de concentración ( $C_i$ ) e intensidades ( $I_i$ ) para 16 MRG, aplicando el modelo de regresión lineal ponderada (WLS) y considerando la contribución de los errores de ambas variables. Estas curvas (Figuras 3.10 y 3.11) se utilizaron para determinar la composición de elementos mayores en las muestras problema (Tabla 6.2). El error analítico en el intervalo de concentración de elementos mayores medido en las muestras problema fue <6%.

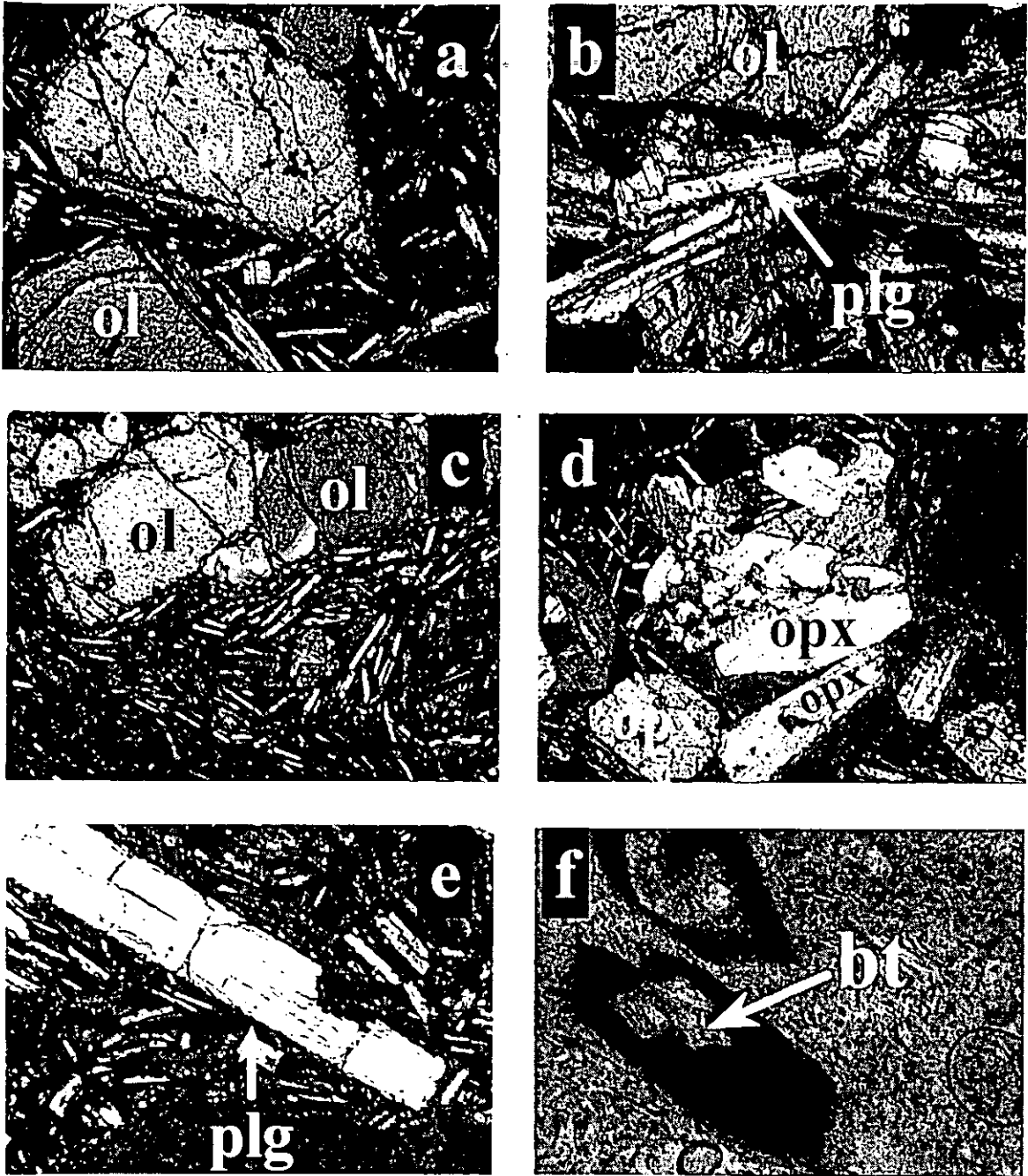
Adicionalmente, la composición de elementos mayores de otras diez muestras (Tabla 6.2; claves en letra itálica y con un asterisco) fue determinada en los laboratorios comerciales ActLabs (Ancaster, Canada), aplicando la metodología "4LithoRes" (consultar <http://www.actlabs.com/geochemistry/america/lithochemistry.htm>). Esta consistió en mezclar la muestra con un fundente "met-tet" y fundirla en un horno de inducción. El líquido de fusión fue mezclado en caliente con una solución de HNO<sub>3</sub> 5% y una serie de estándares internos, hasta disolución completa (~ 30 min). La solución resultante fue analizada en un sistema Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP-OES, que previamente fue calibrado utilizando una combinación de GRM del *U.S. Geological Survey* y del programa *CANMET*. La precisión analítica reportada fue <2% para todos los elementos mayores, mientras que los límites de detección estuvieron en niveles de 0.01%. Para comprobar la exactitud del procedimiento, junto con las muestras de la SCN, se envió GRM JB-2 como si fuera una muestra desconocida. Los resultados obtenidos para elementos mayores, aplicando la metodología "4LithoRes", se desviaron 0.3-4.2% de la composición más probable del GRM (Tabla 3.5).

**Tabla 6.1** Localización, composición modal de fenocristales e información analítica para muestras de la SCN que forman parte de la colección del CIE-UNAM, consideradas en el presente estudio.

Muestra	Localidad	Coordenadas		Petrografía (fenocristales)							Información analítica					
		Lat (N)°	Lon (W)°	Ol	Opx	Cpx	Plg	Anf	Bt	Q	M	T	Sr	Nd	Pb	MS
CUII	Cuicuilco	19°17.95'	99°11.06'	**			**				⊗	⊗	⊗	⊗	⊗	•
CHI01	Chichinautzin	19°01'27"	99°08.31'	**	*		*				⊗	⊗	⊗	⊗	⊗	×
CHI02	Tres Cumbres	19°03.26'	99°14.13'		**		**				⊗	⊗	⊗	⊗	⊗	×
CHI03	Tres Cumbres	19°06.30'	99°11.37'		**	**	*				⊗	⊗	⊗	⊗		•
CHI04	Gucspalapa	19°06.74'	99°10.94'	**			**				⊗	⊗	⊗	⊗		×
CHI05	Pelado	19°08.51'	99°10.14'		**		***				⊗	⊗	⊗	⊗		•
CHI06	Tezontle A	18°59.83'	99°15.58'	*	**		**				⊗	⊗	⊗	⊗	⊗	×
CHI07	Mesa Laguna	18°50.69'	99°24.89'	*	**	*	*				⊗	⊗	⊗	⊗		•
CHI08	Scuate	19°05.82'	99°25.51'		***	*					⊗	⊗	⊗	⊗	⊗	•
CHI09	Tres Cruces	19°06.42'	99°31.51'	**	***		*				⊗	⊗	⊗	⊗	⊗	×
CHI10	Lama	19°06.90'	99°32.34'		*		***	*			⊗	⊗	⊗	⊗		•
CHI11	Tetepetl	19°05.62'	99°36.37'	*				**		**	⊗	⊗	⊗	⊗		×
CHI12	Mesa Laguna	18°50.68'	99°24.72'	*	**	*	*				⊗	⊗	⊗	⊗	⊗	×
CHI13	Tezoyuca	18°48.40'	99°12.36'	***			*				⊗	⊗	⊗	⊗		×
CHI14	Coatepec	19°09.03'	99°24.93'	**	**		*				•					•
CHI16	Santa Fe	19°10.21'	99°27.20'	***	*		*				•					•
CHI17	Los Cuates	19°11.37'	99°26.08'	***			*				•	•	•			•
CHI18	Atlapulco	19°14.98'	99°23.75'	***			*				•					•
CHI19	Pehualtepec	19°13.07'	99°24.17'	***	*		*				•					•
CHI20	Santa Barbara	18°58.88'	98°55.42'	***			*				•					•
CHI21	San Matías	19°04.50'	98°50.85'		**	*	*		*		•	•	•			•
CHI22	Cuatepetl	19°05.15'	98°51.62'	*	**	*	*				•					•
CHI24	Cocotitlan	19°14.18'	98°52.55'	*	**		*				•					•
CHI25	Tezontlala	18°58.37'	98°59.82'	***			*				•	•	•			•
CHI26	Tezilo	19°02.65'	98°55.55'		***		*				•					•
CHI27	Texclacoyoqui	19°09.05'	98°56.03'	*	**		*				•		•	•		•
CHI28	Tlacotenco	19°09.25'	98°58.67'		***		*				•		•			×
CHI29	Atocpan	19°12.22'	99°02.22'		*	**	**				•					•
CHI30	Cuahutenco	19°12.02'	99°05.88'	*	**	**	*				•					•
CHI31	Tioca	19°12.52'	99°05.67'		**	*	*				•	•	•			•
CHI32	Ahuayacan	19°12.97'	99°06.82'	***			**				•					•
CHI33	Temixco	18°51.03'	99°12.42'	***	*		*				•					•
CHI42	Jumento	19°10.16'	99°19.09'	**	*		*		*		•	•	•	•		×
CHI43	Mesa Gloria	19°04.00'	99°19.84'		***		*		*		•					•
CHI47	Tres Cruces	19°12.50'	99°17.66'		**	**	**				•	•				•
CHI49	Tabaquillo	19°06.34'	99°17.50'		*	**	**	*	*	*	•	•	•	•		•
CHI51	Tezontle	19°01.54'	99°27.72'	**			*				•					•
CHI52	Tezontlala	18°56.66'	98°58.84'	***			*				•					•
CHI55	Tlecuilco	18°54.00'	98°48.50'	*	**		*				•					•
CHI57	Xitle	19°14.17'	99°13.16'	***			*				•					•
CHI63	Pelado	19°07.00'	99°16.50'	*	**		*				•					•
CHI64	Tetillas	18°52.50'	99°07.00'	***			*				•	•	•	•		•
CHI67	Cajete	19°06.00'	99°14.50'	*	**	*	*	*			•	•				•
CHI69	Agua	19°00.50'	98°58.50'	**		**	*				•	•	•	•		•
CHI70	Pelagatos	19°06.00'	98°55.99'	***			*				•	•	•	•		×
CHI71	Xicomulco	19°12.14'	99°03.66'		***	*	*				•	•	•	•		•
CHI76	Cilcuayo	19°06.00'	98°57.50'		**		*				+					•
CHI77	Teuhtli	19°13.00'	99°02.50'		**	*	*				+					•
CHI79	Tabaquillo	19°12.50'	99°08.00'	*			***	*			•	•	•	•		•

Fenocristales: Ol = olivino, Opx = ortopiroxeno, Cpx = clinopiroxeno, Plg = plagioclasa, Anf = anfíbol, Bt = biotita, Q = cuarzo. La abundancia está normalizada a ~100%: 10% < \* < 25%, 25% < \*\* < 40%, 40% < \*\*\* < 70%. Información analítica: M = elementos mayores; T = elementos traza; Sr = relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; Nd = relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ; Pb = relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; MS = composición de minerales determinada por microsonda electrónica. Los análisis químicos e isotópicos marcados con "⊗" fueron realizados por Verma (1999, 2000a). La composición de elementos mayores de CHI76 y CHI77 (+) no fueron analizadas y provisionalmente se tomó como referencia los datos reportados para los mismos centros por Swinamer (1989) y Wallace y Carmichael (1999). Los análisis de microsonda marcados con "×" fueron realizados por Márquez González (1998). El resto de los análisis químicos, isotópicos de Sr y Nd, así como de microsonda fueron realizados durante el presente trabajo.





**Figura 6.2** (a) Basalto de textura porfírica, que incluye fenocristales de olivino inmersos en una matriz de plagioclasa (CHI57, Xile; grupo T1). (b) Basalto de textura microcristalina, constituido por fenocristales de olivino y plagioclasa (CUII, Cuicuilco; grupo T1). (c) Andesita basáltica de textura porfírica, que contiene fenocristales de olivino y plagioclasa inmersos en una matriz fluidal de plagioclasa (CHI70, Pelagatos; grupo T2). (d) Clot de piroxenos en una andesita de textura glomeroporfídica con vesículas (CHI31, Tioca; grupo T4). (e) Fenocristal de plagioclasa en una andesita de textura porfírica (CHI07, Mesa Laguna; grupo T3). (f) Biotita con alteración casi completa a óxido de hierro en una dacita (CHI21, San Matías; grupo T5). Todas las imágenes tomadas a 5N $\times$ , excepto (f) que se obtuvo a 10N $\times$ .

**Tabla 6.2 Composición en elementos mayores (%m/m) y norma CIPW para muestras de la SCN**

Muestra	CHI14	CHI16	CHI17	CHI18	CHI19	CHI20	CHI21	CHI22	CHI24	CHI25*	CHI26
Localidad	Coatepec	Santa Fe	Los Cuates	Atlapulco	Pchual-tepec	Santa Barbara	San Matias	Cuatepetil	Cocotiltan	Tezonitlala	Tezilo
Lat(N)°	19°09.03'	19°10.21'	19°11.37'	19°14.98'	19°13.07'	18°58.88'	19°04.50'	19°05.15'	19°14.18'	18°58.37'	19°02.65'
Long(W)°	99°24.93'	99°27.20'	99°26.08'	99°23.75'	99°24.17'	98°55.42'	98°50.85'	98°51.62'	98°52.55'	98°59.82'	98°55.55'
TAS	BA	BA	BA	BTA	BA	BTA	D	A	BTA	BA	D
%m/m											
SiO <sub>2</sub>	55.85	54.90	52.01	51.79	55.64	51.17	63.16	58.93	55.70	51.89	64.70
TiO <sub>2</sub>	1.31	1.35	1.33	1.07	1.16	1.57	0.75	0.96	1.28	1.53	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.77	15.28	15.00	15.67	16.25	15.38	16.21	16.16	16.80	15.70	16.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	7.94	8.27	8.39	7.97	7.10	9.04	5.16	6.66	7.51	9.28	5.03
MnO	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.15	0.10	0.12	0.12	0.14	0.10
MgO	6.53	6.34	8.57	8.14	7.39	8.50	3.49	4.67	5.32	9.05	3.17
CaO	7.13	7.62	8.52	8.92	7.60	7.94	4.73	6.01	7.10	7.60	4.55
Na <sub>2</sub> O	4.20	4.14	3.54	3.51	3.91	4.30	3.94	3.95	4.14	3.52	4.14
K <sub>2</sub> O	1.46	1.33	1.43	2.29	1.17	1.28	2.12	1.55	1.58	1.19	1.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.37	0.40	0.67	0.25	0.43	0.21	0.25	0.35	0.46	0.24
LOI	0.10	0.60	0.52	-0.29	0.29	-0.20	0.68	0.40	0.20	-0.17	0.22
Suma	100.81	100.34	99.85	99.88	100.89	99.56	100.55	99.66	100.10	100.19	100.83
Mg-v	67.42	65.85	71.99	72.21	72.36	70.53	64.03	64.09	64.32	71.04	62.39
FeO <sup>1</sup> /MgO	1.09	1.17	0.88	0.90	0.86	0.98	1.36	1.31	1.30	0.92	1.12
Q	1.53	1.16	--	--	1.70	--	15.92	9.71	2.82	--	18.19
Or	8.62	7.93	8.56	13.57	6.91	7.62	12.58	9.26	9.38	7.06	10.60
Ab	35.51	35.35	30.36	29.37	33.07	35.18	33.47	33.80	35.21	29.90	34.91
An	19.85	19.36	21.06	20.29	23.33	19.02	20.37	22.03	22.71	23.61	20.07
Ne	--	--	--	0.22	--	0.80	--	--	--	--	--
En	7.59	9.40	11.73	12.09	7.86	10.94	1.03	3.64	5.96	6.84	0.48
Fs	2.85	3.81	3.60	3.71	2.35	3.37	0.44	1.60	2.45	2.16	0.22
Hy-Mg	12.73	11.58	7.36	--	14.76	--	8.25	10.07	10.56	11.77	7.64
Hy-Fe	5.49	5.38	2.59	--	5.06	--	3.99	5.07	4.98	4.27	3.96
Ol-Mg	--	--	6.20	10.32	--	11.39	--	--	--	5.39	--
Ol-Fe	--	--	2.40	4.00	--	4.44	--	--	--	2.15	--
Mt	2.44	2.57	2.62	2.84	2.19	3.24	2.04	2.39	2.68	2.87	1.97
Il	2.49	2.59	2.56	2.04	2.20	3.01	1.43	1.84	2.44	2.92	1.40
Ap	0.90	0.86	0.94	1.56	0.58	1.00	0.49	0.59	0.82	1.07	0.55
Sialico	65.51	63.80	59.98	63.45	65.01	62.62	82.34	74.80	70.12	60.57	83.77
Fémico	34.49	36.19	40.02	36.55	34.99	37.38	17.66	25.20	29.88	36.20	16.23
C.I.	45.14	47.76	57.74	56.69	50.62	54.01	28.38	36.94	42.95	52.00	26.47
D.I.	45.65	44.45	38.92	43.16	41.68	43.60	61.97	52.77	47.41	36.95	63.70
S.I.	33.48	32.63	40.30	37.90	38.88	37.56	24.16	28.36	29.32	40.57	22.84
A.R.	2.16	2.13	1.86	1.80	1.98	2.17	2.21	2.11	2.06	1.87	2.34

Notas: Las muestras cuya clave está en letra *itálica* y asterisco fueron analizadas por ICP-OES en los laboratorios comerciales ActLabs (Canada), mientras que el resto se analizaron con el método de XRF presentado en el capítulo 3. TAS = Clasificación de la roca según el diagrama de Le Bas et al. (1986). Mg-v =  $100 * Mg^{+2} / (Mg^{+2} + 0.9 * [Fe^{+2} + Fe^{+3}])$ , atómico; Fe<sup>+2</sup> y Fe<sup>+3</sup> calculados a partir de datos ajustados de FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> según Middlemost (1989). Composición de minerales normativos (%), según la norma CIPW, calculada por medio de un programa elaborado por Verma et al. (2001a) y basada en un procedimiento modificado por Verma et al. (2001b). Diópsida (Di), hyperstena (Hy) y olivino (Ol) subdividido en sus variedades de Mg y Fe. Sialico = Suma de minerales normativos leucocráticos (Q + Or + Ab + An + Ne); Fémico = Suma de minerales normativos melanocráticos (Di-En + Di-Fs + Hy-Mg + Hy-Fe + Ol-Mg + Ol-Fe + Mt + Il + Ap); C.I. = Índice de cristalización  $(An + [2.1570577 * Di-En] + Ol-Mg + [0.7007616 * Hy-Mg])$ ; Poldervaart y Parker, 1964); D.I. = Índice de diferenciación  $(Q + Or + Ab + Ne)$ ; Thornton y Tuttle, 1960); S.I. = Índice de solidificación  $(100 * MgO / [MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O])$ ; Huchinson, 1974); A.R. = relación de alcalinidad  $([Al_2O_3 + CaO + [K_2O + Na_2O]] / [Al_2O_3 + CaO - [K_2O + Na_2O]])$ .

Tabla 6.2 (Cont.)

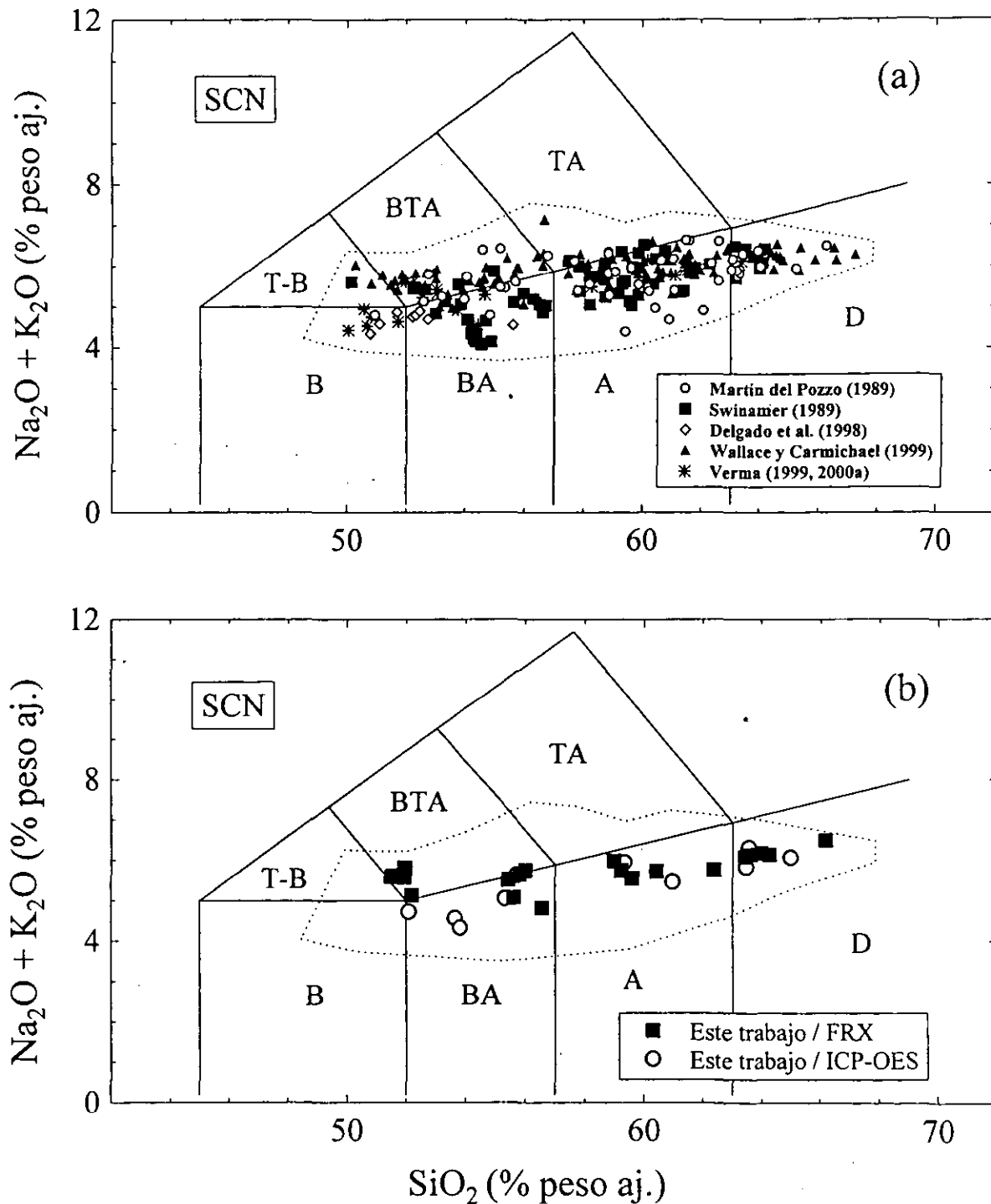
Muestra	CHI27	CHI28	CHI29	CHI30	CHI31	CHI32	CHI33	CHI42*	CHI43	CHI47*	CHI49*
Localidad	Texcla- cayonqui	Tlaco- tenco	Atocpan	Cuahu- tenco	Tioca	Agua- yacan	Temixco	Jumento	Mesa La Gloria	Las Cruces	Taba- quillo
Lat(N) <sup>o</sup>	19°09.05'	19°09.25'	19°12.22'	19°12.02'	19°12.52'	19°12.97'	18°51.03'	19°10.16'	19°04.00'	19°12.50'	19°06.34'
Long(W) <sup>o</sup>	98°56.03'	98°58.67'	99°02.22'	99°05.88'	99°05.67'	99°06.82'	99°12.42'	99°19.09'	99°19.84'	99°17.66'	99°17.50'
TAS	A	D	D	A	A	BTA	BA	BTA	D	D	D
% m/m											
SiO <sub>2</sub>	59.14	63.87	64.47	61.30	59.42	51.40	56.74	55.25	65.97	63.52	64.66
TiO <sub>2</sub>	1.13	0.81	0.74	0.97	0.84	1.77	1.18	0.98	0.60	0.73	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.96	16.55	16.45	16.00	16.24	15.62	16.22	16.16	16.23	17.08	15.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>f</sup>	7.16	5.16	5.05	5.93	5.70	9.98	7.58	6.97	4.23	5.01	4.48
MnO	0.12	0.10	0.10	0.10	0.09	0.16	0.13	0.11	0.08	0.08	0.08
MgO	4.53	2.85	2.82	3.25	4.67	6.95	6.18	7.04	2.21	2.53	2.97
CaO	6.10	4.75	4.55	5.09	5.93	7.57	6.68	7.32	3.93	4.77	4.84
Na <sub>2</sub> O	3.85	4.29	4.07	4.04	4.12	4.10	3.72	4.04	4.25	4.70	4.15
K <sub>2</sub> O	1.89	1.83	2.09	1.63	1.51	1.42	1.48	1.54	2.23	1.61	1.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.25	0.24	0.33	0.17	0.54	0.32	0.37	0.20	0.19	0.18
LOI	0.19	0.25	0.20	0.98	0.60	-0.09	0.32	0.47	0.20	0.17	0.36
Suma	100.46	100.31	100.78	99.62	99.29	99.42	100.55	100.24	100.13	100.39	100.10
Mg-v	61.68	59.25	59.51	58.24	67.59	63.92	67.23	71.76	57.89	57.06	63.56
FeO <sup>f</sup> /MgO	1.46	1.67	1.65	1.68	1.12	1.32	1.10	0.89	1.76	1.82	1.39
Q	9.54	16.26	17.71	15.23	9.89	--	5.42	0.49	20.04	15.08	18.24
Or	11.18	10.84	12.31	9.80	9.07	8.48	8.78	9.17	13.21	9.52	11.22
Ab	32.61	36.38	34.33	34.77	35.44	35.06	31.60	34.46	36.06	39.79	35.29
An	20.71	20.54	20.38	21.06	21.71	20.23	23.27	21.58	18.25	20.76	19.16
En	3.88	0.78	0.30	1.28	4.15	8.10	4.59	7.66	--	0.88	2.14
Fs	1.83	0.39	0.15	0.69	1.54	3.34	1.78	2.45	--	0.49	0.92
Hy-Mg	9.50	6.75	6.86	7.64	9.90	4.68	13.32	14.12	5.52	5.90	6.44
Hy-Fe	5.15	3.91	4.02	4.73	4.22	2.21	5.90	5.18	3.48	3.80	3.18
Ol-Mg	--	--	--	--	--	6.35	--	--	--	--	--
Ol-Fe	--	--	--	--	--	3.31	--	--	--	--	--
Mt	2.55	2.03	1.98	2.14	2.06	3.58	2.34	2.16	1.67	1.97	1.77
Il	2.15	1.54	1.40	1.87	1.62	3.40	2.25	1.87	1.14	1.38	1.22
Ap	0.90	0.58	0.55	0.78	0.40	1.27	0.74	0.86	0.46	0.44	0.42
Sialico	74.04	84.02	84.73	80.86	76.11	63.77	69.07	65.69	87.57	85.15	83.91
Fémico	25.96	15.98	15.26	19.14	23.89	36.23	31.93	30.99	12.43	13.92	14.75
C.I.	35.73	26.95	25.84	29.18	37.60	47.32	42.52	47.99	22.11	26.78	28.30
D.I.	53.33	63.48	64.35	64.35	54.40	43.54	45.80	44.12	69.32	64.39	64.75
S.I.	26.58	20.56	20.48	22.37	29.77	31.72	33.66	36.97	17.40	18.61	22.40
A.R.	2.07	2.35	2.27	2.24	2.18	2.09	1.96	2.05	2.46	2.51	2.34

Los datos de elementos mayores de las muestras analizadas se capturaron en el paquete comercial *STATISTICA for MS WINDOWS 5.0* (Statsoft, Inc., Tulsa, Oklahoma, 1984-1995). El archivo fue procesado por el programa SINCLAS (Verma et al., 2001a), con el objeto de: (a) reajustar los datos a 100% en una base anhidra, fijando la relación de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO de acuerdo al tipo de roca (Middlemost, 1989), (b) calcular la norma CIPW, y (c) asignar un nombre a cada roca según el diagrama de clasificación de álcalis totales – sílice (TAS; Le Bas et al., 1986), información que es presentada en la Tabla 6.2 junto con la composición de elementos mayores. Según el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), las rocas analizadas en el presente estudio se clasifican como traquibasaltos, andesitas traquibasálticas, andesitas basálticas, andesitas y dacitas (Figura 6.3). Las muestras

estudiadas cubren el espectro mineralógico y geoquímico observado previamente (Figura 6.4), según la clasificación propuesta en la Tabla 4.4.

Tabla 6.2 (Cont.)

Muestra	CHI51	CHI52	CHI55	CHI57	CHI63	CHI64*	CHI67*	CHI69*	CHI70*	CHI71*	CHI79*
Localidad	Tezontle	Tezon- tlala	Tlecuilco	Xitle	Pelado	Tetillas	Cajete	Agua	Pelagatos	Xico- mulco	Taba- quillo
Lat(N)°	19°01.54'	18°56.66'	18°54.00'	19°14.17'	19°07.00'	18°52.50'	19°06.00'	19°00.50'	19°06.00'	19°12.14'	19°12.50'
Long(W)°	99°27.72'	98°58.84'	98°48.50'	99°13.16'	99°16.50'	99°07.00'	99°14.50'	98°58.50'	98°55.99'	99°03.66'	99°08.00'
TAS	BTA	BTA	BA	BTA	A	BA	A	BA	BA	A	D
% m/m											
SiO <sub>2</sub>	51.53	51.86	55.77	52.15	58.78	52.63	58.54	54.01	53.10	60.87	62.97
TiO <sub>2</sub>	1.64	1.65	1.03	1.77	1.27	0.92	0.81	1.33	0.77	0.81	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.69	15.31	14.87	15.75	16.18	16.00	16.13	16.71	15.49	16.57	17.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	9.09	9.32	7.13	9.04	7.07	7.99	5.94	7.68	7.58	5.61	4.74
MnO	0.14	0.15	0.12	0.16	0.12	0.12	0.093	0.12	0.12	0.09	0.09
MgO	6.89	8.94	8.37	8.09	4.76	8.51	5.26	5.98	9.50	4.65	1.88
CaO	7.77	7.94	6.86	7.58	5.55	7.90	6.05	7.12	7.70	5.87	5.26
Na <sub>2</sub> O	3.82	4.36	3.49	4.30	4.28	3.50	4.27	3.70	3.27	3.94	4.25
K <sub>2</sub> O	1.25	1.27	1.27	1.41	1.68	0.98	1.60	1.24	1.00	1.52	1.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.41	0.26	0.61	0.36	0.19	0.31	0.39	0.74	0.21	0.23
LOI	-0.10	-0.25	0.19	-0.14	0.40	0.16	0.38	0.57	0.15	0.16	0.87
Suma	99.14	100.96	99.36	100.72	100.45	98.91	99.40	98.86	99.43	100.27	100.36
Mg-v	65.86	70.94	74.71	69.49	63.15	72.82	69.26	66.20	75.92	67.84	51.07
FeO <sup>1</sup> /MgO	1.22	0.96	0.77	1.03	1.37	0.85	1.04	1.16	0.72	1.11	2.32
Q	--	--	3.65	--	8.00	--	7.04	3.32	0.16	12.02	17.29
Or	7.48	7.45	7.61	8.30	9.96	5.90	9.58	7.51	5.99	8.99	9.11
Ab	32.73	35.22	29.95	36.25	36.33	30.18	36.61	32.05	28.04	33.39	36.23
An	25.02	18.32	21.46	19.44	20.04	25.54	20.39	25.93	24.97	23.08	24.78
Ne	--	0.77	--	--	--	--	--	--	--	--	--
En	6.59	11.19	7.12	8.61	2.97	8.02	4.76	4.43	5.55	2.78	--
Fs	2.48	3.35	1.95	2.67	1.26	2.54	1.67	1.73	1.53	1.03	--
Hy-Mg	8.77	--	17.84	2.84	10.52	14.49	11.07	13.19	21.41	10.32	4.72
Hy-Fe	3.78	--	5.60	1.01	5.13	5.26	4.45	5.90	6.77	4.38	3.99
Oi-Mg	3.9	11.86	--	9.28	--	2.39	--	--	--	--	--
Oi-Fe	1.85	4.49	--	3.64	--	0.95	--	--	--	--	--
Mt	3.27	3.29	2.23	3.20	2.52	2.51	2.14	2.42	2.37	2.00	1.88
Il	3.16	3.11	1.98	3.35	2.42	1.79	1.57	2.59	1.48	1.54	1.20
Ap	0.99	0.94	0.61	1.41	0.84	0.45	0.73	0.92	1.74	0.49	0.54
Sialico	65.23	61.76	62.67	63.99	74.33	61.62	73.63	68.81	59.15	77.48	87.42
Fémico	34.77	38.23	37.33	36.01	25.67	35.39	23.98	28.54	37.58	21.00	11.79
C.I.	49.27	54.32	49.32	49.28	33.82	55.36	38.40	44.73	51.95	36.30	28.08
D.I.	40.21	43.44	41.21	44.55	54.30	36.09	53.24	42.88	34.19	54.40	62.64
S.I.	33.52	38.23	42.49	36.20	27.35	41.82	31.41	33.23	45.78	30.17	15.47
A.R.	1.91	2.20	1.95	2.17	2.30	1.83	2.25	1.90	1.79	2.08	2.16



**Figura 6.3** Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para los magmas de la SCN: (a) datos publicados en la literatura (1989-2000), y (b) nuevos datos experimentales de XRF e ICP-OES (ver Tabla 6.2).

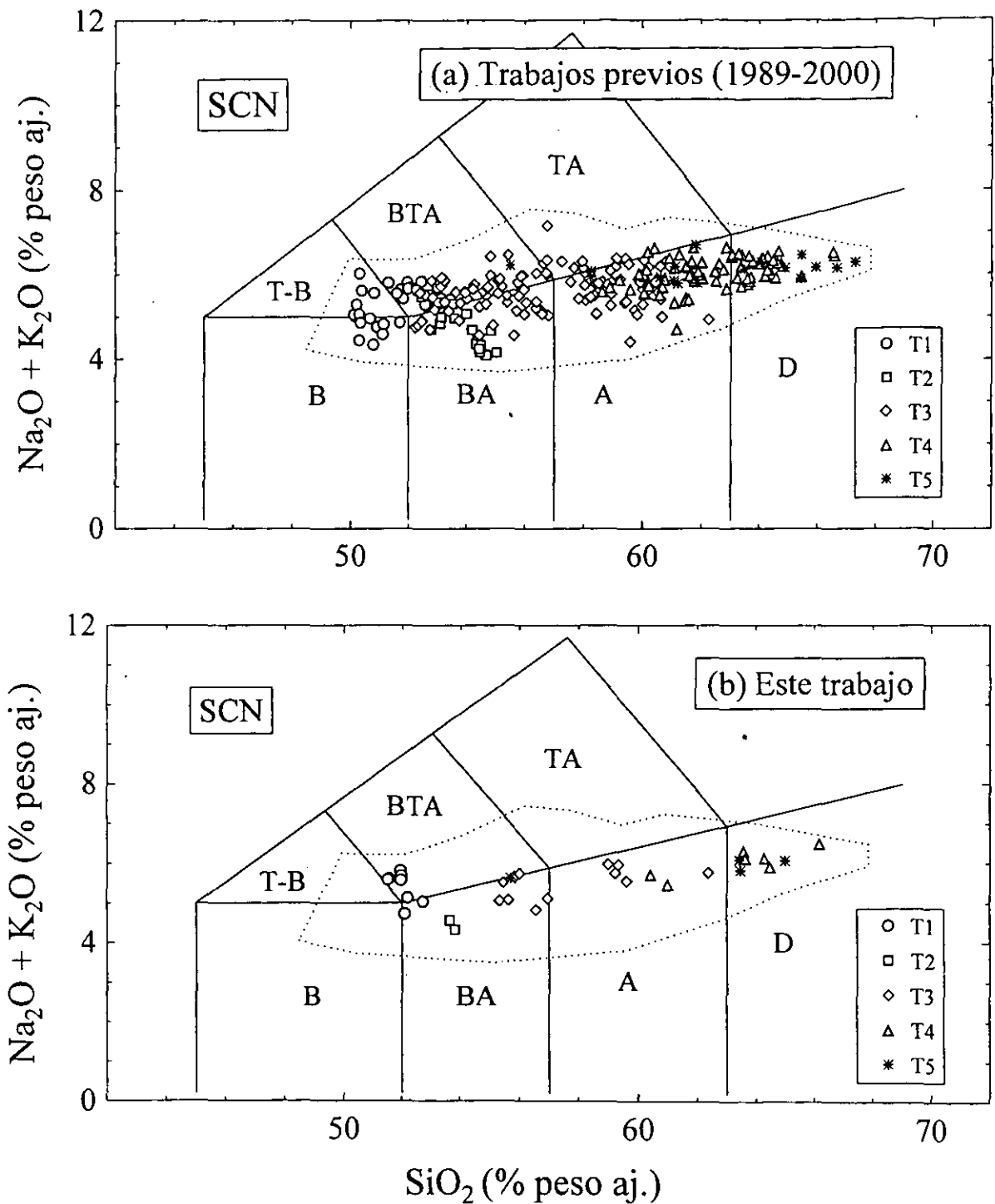


Figura 6.4 Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para los magmas de la SCN, tomando en cuenta la clasificación mineralógica y geoquímica de la Tabla 4.4 (arreglo mineralógico: T1 = ol + plg; T2 = ol ± opx + plg; T3 = ol + opx ± cpx + plg; T4 = opx ± cpx + plg; T5 = ol + q + opx ± cpx ± anf ± bt. (a) datos publicados en la literatura (1989-2000), y (b) nuevos datos experimentales (Tabla 6.2)

Los magmas máficos del grupo T1 (CHI17, CHI18, CHI20, CHI25, CHI32, CHI51, CHI52 y CHI57) cubren un intervalo de  $\text{SiO}_2 = 51.4\text{-}52.7\%$  y de  $\text{MgO} = 7.0\text{-}9.2\%$  (ambos óxidos calculados con ajuste al 100% y en base seca). Se caracterizan por mostrar altos Mg-v (69.5-72.1, salvo CHI32 y CHI51 con 65.9 y 64.0 respectivamente) y por presentar *hy + ol* ó *hy + ne* como minerales normativos. Por otro lado, las muestras CHI64 y CHI70 corresponden a andesitas basálticas de alto magnesio o magmas del grupo T2 ( $\text{SiO}_2 = 53.6$  y  $53.8\%$ ;  $\text{MgO} = 8.7$  y  $9.6\%$ ), normativas en *hy + q* y con Mg-v mayores (72.8 y 75.8) a los mostrados por los magmas T1.

La mayor parte de las muestras estudiadas pertenecen al grupo T3, caracterizadas por arreglos mineralógicos *ol + opx + plg* (CHI14, CHI16, CHI19, CHI24, CHI27, CHI32, CHI33, CHI55, CHI63) *ol + cpx + plg* (CHI69), y *ol + opx + cpx + plg* (CHI22, CHI30, CHI67). Este grupo cubre el intervalo de  $\text{SiO}_2 = 55.4\text{-}62.5\%$  (andesitas basálticas a andesitas), con *hy + q* como minerales normativos. Por otro lado, el magmatismo intermedio y ácido (grupo T4, CHI26, CHI29, CHI31, CHI47 y CHI71) incluye magmas normativos en *hy + q*, con  $\text{SiO}_2 = 60.4\text{-}64.5\%$ . Finalmente, las cinco muestras del grupo T5 con texturas de desequilibrio mineralógico que fueron analizadas (CHI21, CHI42, CHI43, CHI49, CHI79) se distribuyen en un intervalo amplio de  $\text{SiO}_2$  (55.7-66.2 %).

### 6.3 Elementos traza

La composición en elementos traza, incluyendo elementos de las tierras raras, de diez muestras que cubren los diversos tipos de rocas de la SCN, fue determinada por los laboratorios comerciales ActLabs (Ancaster, Canada), aplicando la metodología "4LithoRes" (Tabla 6.3).. Esta contempla un proceso de fusión y disolución similar al utilizado para elementos mayores. A la solución resultante se le añade un estándar interno que incluye los elementos a analizar. Posteriormente, la muestra se diluye y se introduce en un sistema Perkin-Elmer SCIEX ELAN 6000 ICP-MS. El sistema fue calibrado aplicando una serie de GRM del USGS y CANMET. La precisión analítica para la mayoría de los elementos analizados fue de 5-12%.

En la Tabla 6.3 se presentan los resultados del análisis de elementos traza para las diez muestras de la SCN. Adicionalmente, se reportan los datos analíticos para tres GRM de tipo rocas ígneas que fueron analizadas como desconocidos (dolerita DNC-1; basaltos BIR-1 y JB-2), junto con los valores certificados propuestos en la literatura (Govindaraju, 1994).

**Tabla 6.3** Composición en elementos traza (ppm) para muestras de la SCN, pertenecientes a diferentes grupos mineralógicos y geoquímicos

Muestra	CHI25	CHI42	CHI47	CHI49	CHI64	CHI67	CHI69	CHI70
Tipo	T1	T5	T4	T5	T2	T3	T3	T2
Sc	22	18	10	12	23	14	20	23
V	156.1	129.9	78.8	93.2	152.2	100.6	143.6	155.6
Cr	328.8	247.5	56.2	87.0	409.5	189.9	191.7	488.3
Co	37.7	23.9	9.9	10.4	31.4	18.5	23.4	32.7
Ni	128.4	132.3	--	--	160.8	85.7	36.5	219.9
Cu	23.9	36.0	12.7	--	21.9	92.5	21.6	57.2
Zn	94.5	97.4	64.3	72.2	77.7	93.8	66.4	89.5
Ga	15.9	16.2	17.7	18.3	15.6	17.3	18.4	16.2
Rb	21.0	20.4	25.8	36.7	17.4	22.8	24.8	19.3
Sr	471.1	682.0	483.8	554.9	350.4	607.7	470.2	371.3
Y	26.8	19.7	16.7	16.1	19.5	16.9	26.4	17.7
Zr	205.7	138.8	134.5	151.8	124.6	138.6	208.7	113.9
Nb	14.8	5.3	3.5	4.8	3.8	4.2	13.3	2.7
Cs	0.87	0.90	0.85	1.76	0.74	0.99	1.29	1.05
Ba	331.0	571.4	388.7	531.4	246.7	515.0	429.2	247.2
La	21.2	24.2	12.1	18.4	10.3	20.3	21.3	10.8
Ce	46.1	54.1	25.2	37.6	23.1	44.9	44.7	24.0
Pr	6.1	7.4	3.4	4.7	3.2	6.2	5.9	3.3
Nd	25.8	32.0	14.9	19.1	14.5	26.8	24.8	14.0
Sm	5.65	6.56	3.48	3.92	3.37	5.62	5.43	3.43
Eu	1.79	1.82	1.08	1.13	1.16	1.61	1.76	1.09
Gd	5.59	5.36	3.31	3.61	3.58	4.74	5.22	3.38
Tb	0.93	0.78	0.55	0.55	0.63	0.68	0.86	0.57
Dy	5.30	3.84	3.07	2.97	3.64	3.59	4.83	3.29
Ho	1.04	0.72	0.62	0.59	0.72	0.67	0.97	0.65
Er	2.92	1.90	1.73	1.72	2.08	1.75	2.67	1.90
Tm	0.42	0.26	0.24	0.25	0.30	0.24	0.39	0.27
Yb	2.56	1.66	1.52	1.58	1.90	1.47	2.44	1.76
Lu	0.40	0.25	0.24	0.23	0.28	0.21	0.34	0.25
Hf	4.95	3.81	3.77	4.29	3.41	4.02	5.22	3.16
Ta	1.16	0.41	0.32	0.49	0.31	0.40	0.98	0.25
Pb	12.8	14.8	9.1	13.3	7.4	12.6	11.3	11.6
Th	2.69	3.01	2.24	3.65	1.65	2.84	3.16	2.02
U	0.84	1.08	0.92	1.43	0.57	1.13	1.09	0.65



**Tabla 6.3 (Cont.)**

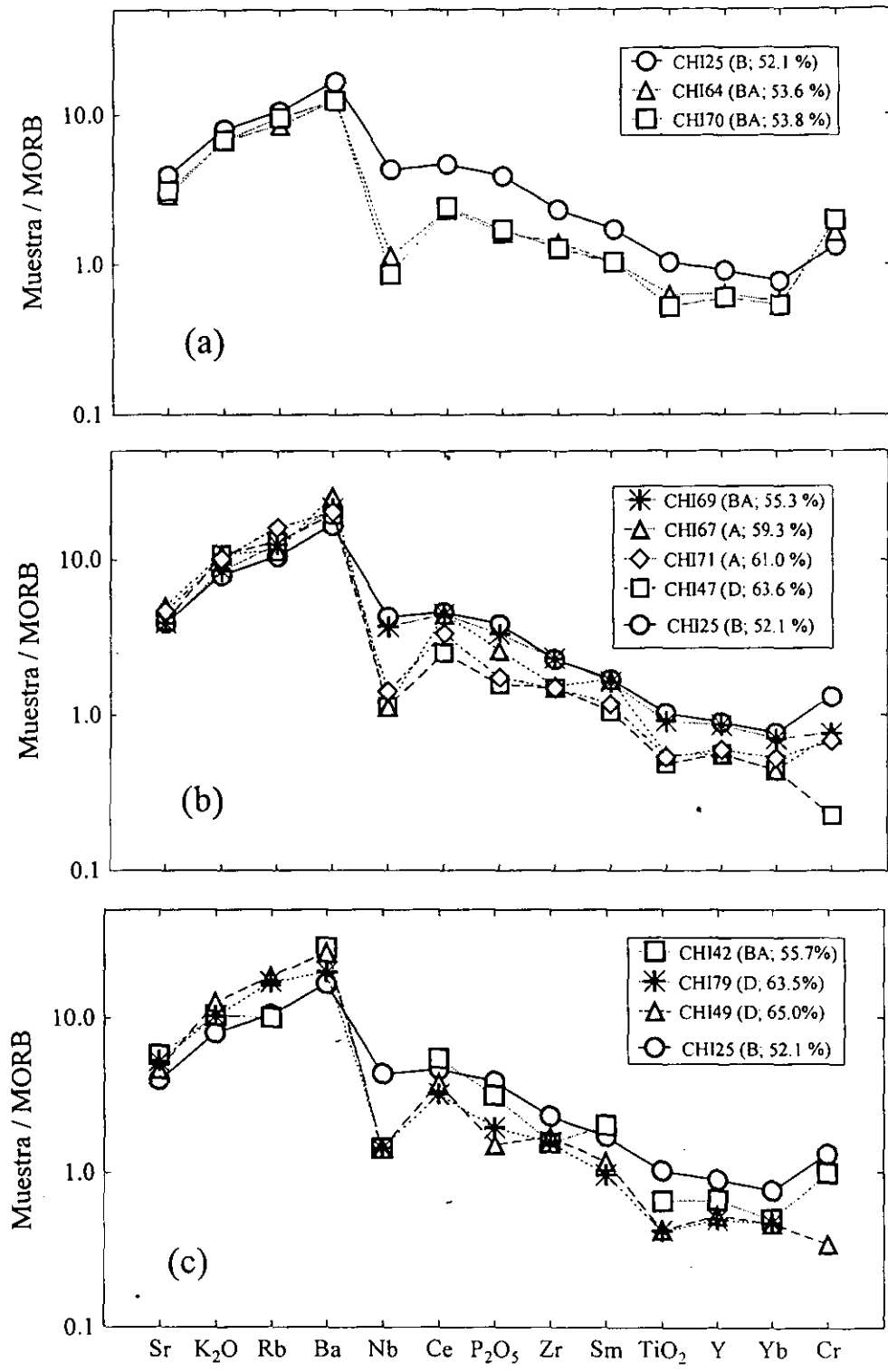
Muestra	CHI71	CHI79	BIR-1	BIR-1	DNC1	DNC1	JB-2	JB-2
Tipo	T4	T5	Epx	cert <sup>a</sup>	exp	cert <sup>a</sup>	exp	cert <sup>a</sup>
Sc	15	6	44	44	33	31	54	53.5
V	122.8	65.6	320.0	313	142.0	148	560.2	575
Cr	171.7	--	385.2	382	270.3	285	21.3	38
Co	15.3	6.3	50.4	51.4	50.0	54.7	29.3	28.1
Ni	--	--	166.6	166	268.0	247	--	16.6
Cu	14.2	--	114.2	126	94.6	96	168.6	225
Zn	81.0	88.0	69.7	71	68.1	66	104.9	108
Ga	17.7	18.4	15.8	16	12.8	15	13.9	17
Rb	32.3	34.0	--	0.25	3.5	1.3	5.3	7.3
Sr	562.3	622.5	110.3	108	141.6	145	167.0	178
Y	18.0	15.3	16.2	16	17.5	18	21.1	24.9
Zr	135.1	139.6	15.1	15.5	39.9	41	42.2	51.2
Nb	4.7	4.9	--	0.6	1.3	3.0	--	1.5
Cs	1.76	1.95	--	0.01	--	0.34	0.77	0.85
Ba	403.8	395.8	7.50	7.0	108.1	114	230.1	222
La	16.1	15.6	0.70	0.62	3.7	3.8	2.1	2.35
Ce	33.5	31.8	2.10	1.95	10.8	10.6	5.7	6.76
Pr	4.3	4.0	0.40	0.38	1.2	1.3	1.0	1.01
Nd	17.7	16.2	2.60	2.5	4.8	4.9	5.5	6.63
Sm	3.87	3.24	1.14	1.1	1.37	1.38	1.99	2.31
Eu	1.17	1.11	0.55	0.54	0.59	0.59	0.76	0.86
Gd	3.56	2.99	1.79	1.85	1.90	2.00	3.77	3.28
Tb	0.60	0.50	0.37	0.36	0.41	0.41	0.55	0.6
Dy	3.22	2.75	2.55	2.5	2.62	2.70	3.77	3.73
Ho	0.65	0.54	0.60	0.57	0.66	0.62	0.83	0.75
Er	1.88	1.61	1.79	1.7	1.93	2	2.47	2.6
Tm	0.27	0.24	0.27	0.26	0.30	0.33	0.38	0.41
Yb	1.76	1.62	1.70	1.65	1.99	2.01	2.51	2.62
Lu	0.25	0.24	0.26	0.26	0.31	0.32	0.37	0.4
Hf	3.79	3.91	0.65	0.6	0.98	1.01	1.39	1.49
Ta	0.42	0.44	--	0.04	--	0.1	--	0.13
Pb	11.3	13.7	--	3.0	--	6.3	8.9	5.4
Th	3.64	3.43	--	0.03	0.27	0.2	0.34	0.35
U	1.32	1.29	--	0.01	--	0.1	0.15	0.18

<sup>a</sup>Valores certificados tomados de Govindaraju (1994).

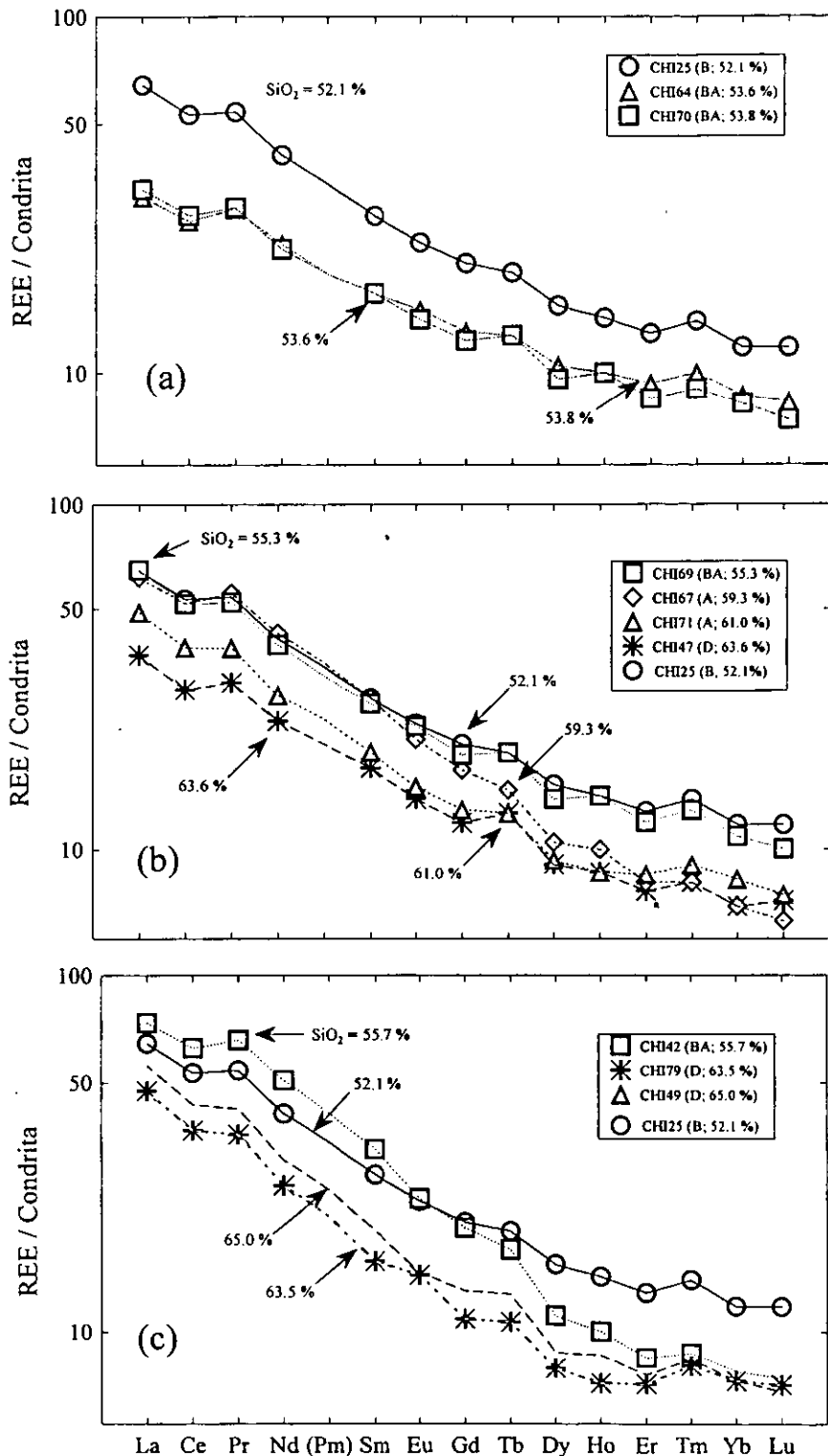
En la Figura 6.5a se presentan diagramas multi-elementos normalizados a MORB para el basalto CHI25 (magma tipo T1) y las andesitas basálticas de alto magnesio CHI64 y CHI70 (magmas tipo T2). CHI25 describe un patrón con enriquecimiento en elementos LILE (Sr, K, Rb y Ba) y sin una anomalía negativa de Nb, similar a los observados en las rocas basálticas (e.g., basalto de Ciudad Universitaria, BCU1) estudiadas por Verma (2000a). En contraste, CHI64 y CHI70 se caracterizan por patrones en donde es claro el desacoplamiento entre LILE y HSE (Nb/Nb\* < 0.15 con respecto a Ba y Ce). De forma similar, los magmas tipo T3 (CHI67) y T4 (CHI71 y CHI47), así como los magmas con características de desequilibrio mineralógico (CHI42, CHI49 y CHI79), presentan diagramas multi-elementos con una marcada anomalía de Nb (Figuras 6.5b-c). La andesita basáltica CHI69 representa una excepción dentro de los magmas intermedios, ya que presenta un patrón multi-elementos comparable a los magmas tipo T1.

Por otro lado, en la Figura 6.6 se presentan diagramas de lantánidos normalizados a condrita para: (a) el magma máfico CHI25 (grupo T1) y los magmas intermedios de alto magnesio CHI64 y CHI70 (grupo T2), (b) magmas intermedios de los grupos T3 (CHI67 y CHI69) y T4 (CHI47 y CHI71) y (c) magmas en desequilibrio (grupo T5: CHI42, CHI49 y CHI79). En los gráficos (b) y (c) se ha incluido CHI25 para comparación. Todos los patrones se caracterizan por un enriquecimiento en lantánidos ligeros, un patrón plano para los lantánidos pesados y la ausencia de anomalía de Eu. El enriquecimiento para CHI25 (grupo T1), expresado en términos de la relación normalizada a condrita  $[La/Yb]_N$ , es de 5.5, mientras que para los magmas del grupo T2 es de 3.6-4.0. En comparación, los magmas intermedios y ácidos presentan un mayor enriquecimiento en lantánidos ligeros ( $[La/Yb]_N = 5.4 - 7.7$ ). Cabe destacar que (a) los magmas intermedios y ácidos muestran concentraciones menores de los lantánidos en comparación al magma máfico CHI25 (grupo T1), y (b) los magmas intermedios ( $SiO_2 \sim 55\%$ ) CHI67 (grupo T3) y CHI42 (grupo T5) representan casos especiales, dado que  $[La/Yb]_N = 9.0$ , sus concentraciones de La-Sm son comparables o mayores a las de CHI25, y presentan concentraciones de lantánidos mayores al resto de los magmas intermedios.

Las características de los elementos traza, como se observan en los diagramas normalizados (Figuras 6.5 y 6.6), descartan la cristalización fraccionada como proceso dominante de evolución magmática en la SCN y sugieren procesos más complejos de diferenciación (e.g., asimilación con cristalización fraccionada, mezcla de magmas, etc.).



**Figura 6.5** Diagramas multi-elementos, normalizados a MORB, para (a) magmas máficos (grupo T1) e intermedios con alto magnesio (grupo T2); (b) magmas intermedios de los grupos T3 y T4; y (c) magmas con texturas de disequilibrio (grupo T5). Consultar datos de normalización en la Figura 5.7.



**Figura 6.6** Diagramas de lantánidos, normalizados a condrita, para (a) magmas máficos (grupo T1) e intermedios con alto magnesio (grupo T2); (b) magmas intermedios y ácidos de los grupos T3 y T4; y (c) magmas con texturas de desequilibrio (grupo T5). Consultar datos de normalización en la Figura 5.10.

#### 6.4 Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Se seleccionó un grupo de quince muestras volcánicas provenientes de la SCN, las cuales cubren el espectro mineralógico y químico en %SiO<sub>2</sub> observado en este campo monogenético (Tabla 6.4), para realizar el análisis isotópico de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS-UNAM). El procedimiento experimental consistió en dos etapas: separación elemental de Sr y Nd y (2) medición de las relaciones isotópicas en un espectrómetro de masas con ionización térmica.

En la primera etapa, se pesaron ~0.1 g de cada muestra y se colocaron en bombas de teflón Savillex© de 50 ml. A cada una de las bombas se le agregó unas 3 gotas de H<sub>2</sub>O MQ, seguido de 2-3 gotas de HClO<sub>4</sub> y HF concentrados hasta alcanzar la primera rosca de la bomba (~30-40 ml). Las bombas se cerraron y se calentaron entre 90-100°C durante 48 hrs en una campana de digestión. Al terminar este proceso, las bombas se dejaron enfriar hasta temperatura ambiente y, a continuación, se evaporó el ácido hasta sequedad total en un lapso de 12 hrs. El residuo blanco fue atacado entonces con HCl 6N y la bomba cerrada fue calentada a 90-100°C al menos 2 hrs. El ácido fue evaporado a la misma temperatura de digestión hasta sequedad total en 12 hrs, lo que produjo un residuo de color café-anaranjado. Las bombas se llenaron hasta la primera rosca con HCl 2N, cerradas y calentadas al menos por 2 hrs. A continuación, el ácido fue evaporado hasta sequedad. El residuo café-anaranjado fue recuperado con 1 ml de HCl 2N, calentado bajo lámpara de infrarrojo por 3 min. y centrifugado por espacio de 1 min.

Por medio de una pipeta de Pasteur, la solución centrifugada fue transferida a una columna de vidrio de cuarzo rellena con una resina de intercambio iónico Dowex©, previamente acondicionada con 30 ml de HCl 2N. A continuación se realizó un lavado de las paredes de la columna de intercambio, adicionando cuatro veces 1 ml de HCl 2N. Para separar el Sr y los REE del resto de los elementos se adicionaron en secuencia 16 ml de HCl 2N, 160 ml de HCl 2N y 10 ml de HCl 6N, los cuales fueron desechados. A continuación se agregaron 15 ml de HCl 6N, en los cuales se recuperó el Sr. Esta solución de Sr fue evaporada hasta sequedad y el residuo almacenado fue utilizado para llevar a cabo el análisis isotópico.

La columna de intercambio fue lavada entonces con 10 ml de HCl 6N y a continuación se agregaron 25 ml de HCl 6N para recuperar los REE. Esta solución se evaporó hasta sequedad y el residuo resultante, colocado en un vial de teflón, fue disuelto con 200 µl de HCl 0.18N. El vial fue

calentado bajo una lámpara de infrarrojo por 3 min. Con una pipeta de Pasteur, la muestra fue transferida a una columna de vidrio de cuarzo rellena con un intercambiador iónico Dowex®, previamente acondicionada con 10 ml de HCl 0.18N. La columna fue lavada con cuatro adiciones de 200 µl de HCl 0.18N. A continuación, en función del volumen de resina en la columna, se eluyeron 5-9 ml de HCl 0.18N, los cuales fueron desechados. La recuperación de Nd se realizó eluyendo 3-4 ml de HCl 0.18N y esta solución fue evaporada a sequedad bajo una lámpara de infrarrojo. El residuo resultante fue almacenado para ser utilizado en el análisis isotópico.

El análisis de las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  se realizó en un espectrómetro de masas con fuente sólida FINNIGAN MAT-262, equipado con nueve colectores y un software para adquisición automática de las señales. La medición de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el estándar SRM987 en este sistema fue de  $0.710233 \pm 17$  en promedio ( $n = 208$ ), mientras que el  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en el estándar La Jolla fue de  $0.511880 \pm 21$  en promedio ( $n = 105$ ). Las relaciones isotópicas promedio de cada muestra se establecieron en base a 56 a 60 mediciones individuales y se reportan en la Tabla 6.4, en la cual también se incluyen los datos reportados previamente por Verma (1999, 2000a).

Los magmas máficos del grupo T1 se caracterizan por  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70348 - 0.70432$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51275 - 0.51296$  ( $[\epsilon\text{Nd}]_0 = 2.18-6.28$ ). Los magmas intermedios con alto MgO (grupo T2) muestran relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70390 - 0.70416$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51281 - 0.51285$  ( $[\epsilon\text{Nd}]_0 = 3.36-4.14$ ). Por su parte, los magmas intermedios T3 y T4 presentan relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70396 - 0.70476$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51275 - 0.51296$  ( $[\epsilon\text{Nd}]_0 = 2.18-6.28$ ), en traslape con las andesitas traquibasálticas y las andesitas basálticas del grupo T1. Los magmas que contienen texturas de disequilibrio (T5) muestran relaciones isotópicas intermedias entre los magmas máficos y los intermedios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70370 - 0.70416$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51277 - 0.51287$ ,  $[\epsilon\text{Nd}]_0 = 2.57-4.53$ ), con excepción de la muestra CHI42 que muestra una relación de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  más alta. En el diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 6.7) las relaciones isotópicas de los magmas de la SCN se ubican dentro del llamado “arreglo del manto” (Faure, 1986). Las relaciones isotópicas de los magmas máficos (T1) son comparables a las que muestran basaltos de otras regiones del CVM (e.g., calderas de Los Hornos, Huichapan y Acoculco; Verma 2000b, 2001a,b).

La variación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  con respecto a  $\text{SiO}_2$  y MgO (expresados como % m/m ajustados a base seca) se muestran en las Figuras 6.8 y 6.9. En general, las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se incrementan con el aumento de  $\text{SiO}_2$  y la disminución de MgO, comportamiento consistente con una evolución magmática que debería involucrar la asimilación de material cortical o de mezcla entre los

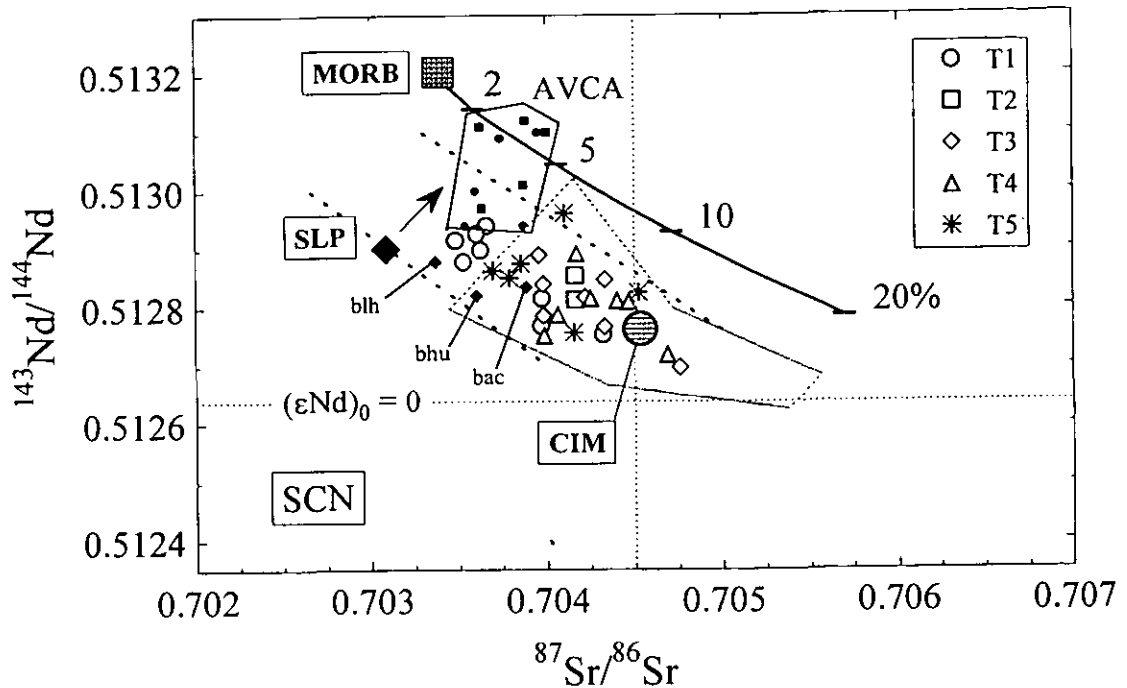
magmas máficos y los términos con mayor contenido de SiO<sub>2</sub>. Por su parte, las relaciones de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd decrecen ligeramente con el aumento de SiO<sub>2</sub> y la disminución de MgO, con respecto a los magmas más máficos.

**Tabla 6.4** Información isotópica de Sr y Nd para rocas volcánicas de la Sierra de Chichinautzin

Muestra	SiO <sub>2</sub> (%m/m aj.)	TAS <sup>1</sup>	Sr (ppm)	Nd (ppm)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sup>2</sup>	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sup>2</sup>	Ref. <sup>3</sup>
T1: BCU1	50.1	B	560	31	0.703631 ± 28	0.512898 ± 21	B
CUI1	50.6	B	556	29.1	0.703529 ± 10	0.512878 ± 15	B
CHI120	50.8	B	518	-	0.703484 ± 15	0.512915 ± 9	B
CHI13	51.7	B	486	14.5	0.703973 ± 19	0.512815 ± 13	B
CHI25	52.1	BA	471.1	25.8	0.703970 ± 45	0.512768 ± 13	C
MXC14	52.3	BTA	530	-	0.703670 ± 50		B
CHI04	52.6	BTA	526	41	0.704325 ± 17	0.512753 ± 1	B
CHI17	52.7	BA	-	-	0.703666 ± 51	0.512940 ± 18	C
CHI01	53.1	BTA	619	26.0	0.703608 ± 14	0.512926 ± 11	B
T2: CHI64	53.6	BA	350.4	14.5	0.704164 ± 41	0.512854 ± 19	C
CHI70	53.8	BA	371.3	14.0	0.704164 ± 32	0.512813 ± 22	C
MXC5	54.4	BA	386	-	0.703900 ± 70		A
T3: CHI06	54.6	BA	520	22.1	0.703984 ± 14	0.512785 ± 8	A
CHI69	55.3	BA	470.2	24.8	0.704334 ± 39	0.512766 ± 18	C
CHI12	58.3	A	466	12.6	0.704333 ± 11	0.512847 ± 13	A
CHI27	59.2	A	450	-	0.704759 ± 39	0.512697 ± 16	C
CHI07	60.2	A	678	26.7	0.704221 ± 12	0.512817 ± 6	A
CHI05	60.8	A	494	23.1	0.703983 ± 15	0.512839 ± 12	A
CHI08	61.6	A	614	5.3	0.703959 ± 12	0.512889 ± 12	A
T4: CHI31	60.4	A	412	-	0.703987 ± 41	0.512751 ± 18	C
CHI71	61.0	A	562.3	17.7	0.704065 ± 36	0.512787 ± 17	C
CHI09	61.5	A	555	17.4	0.704171 ± 16	0.512892 ± 9	A
CHI03	62.0	A	454	20.7	0.704405 ± 37	0.512811 ± 18	C
CHI77	62.1	A	-	-	0.704254 ± 37	0.512815 ± 23	C
CHI28	63.6	D	-	-	0.704470 ± 43	0.512809 ± 15	C
CHI02	63.7	D	404	19.3	0.704688 ± 13	0.512719 ± 13	A
T5: CHI42	55.7	BA	682.0	32.0	0.704103 ± 38	0.512971 ± 20	C
CHI11	61.1	A	640	14.1	0.703700 ± 11	0.512862 ± 9	A
CHI21	63.4	D	-	-	0.704525 ± 44	0.512825 ± 16	C
CHI10	63.5	D	529	12.1	0.703855 ± 17	0.512875 ± 13	A
CHI79	63.5	D	622.5	16.2	0.704157 ± 34	0.512756 ± 21	C
CHI49	65.0	D	554.9	19.1	0.703791 ± 38	0.512846 ± 13	C

<sup>1</sup>Tipo de roca según la clasificación TAS (Le Bas *et al.*, 1986). <sup>2</sup>Relaciones de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr normalizadas a <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.11940 y ajustadas a <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710230 para el estándar SRM987 (Verma 1999, 2000a). Relaciones de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd normalizadas a <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.72190 y ajustadas a <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.72190 para el estándar La Jolla (Verma 1999, 2000a). Los errores reportados en los datos individuales corresponden a 2 veces el error estándar de la media (2σ<sub>E</sub>) multiplicado por 10<sup>6</sup>.

<sup>3</sup>Referencias: a = Verma (1999), b = Verma (2000a), c = este trabajo.



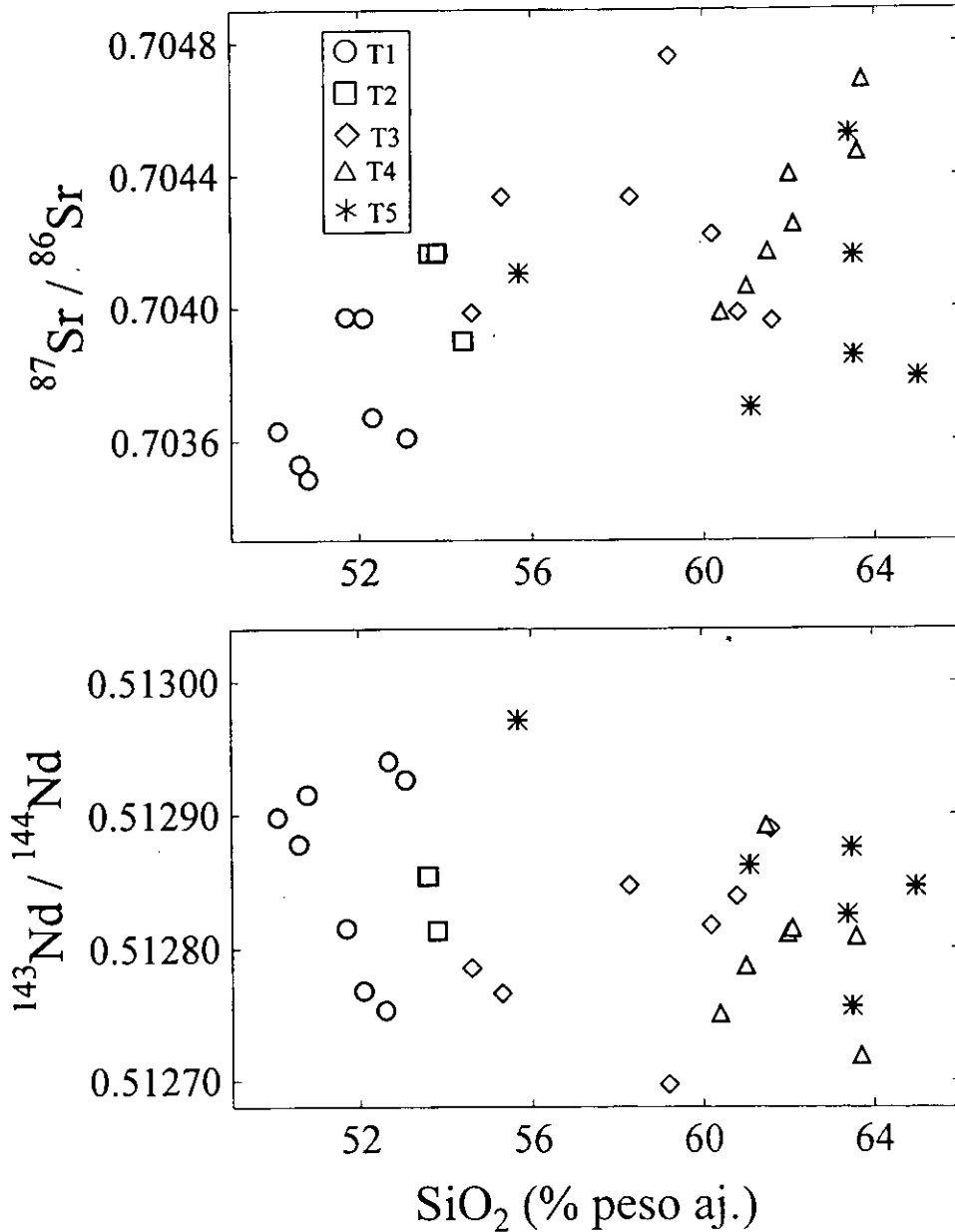
**Figura 6.7** Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las rocas volcánicas de la SCN analizadas por Verma (1999, 2000a) y en el presente estudio, distribuidos según los grupos mineralógicos y geoquímicos. Se han incluido, como referencia, el "arreglo del manto" (líneas discontinuas; Faure, 1986), la curva de mezcla entre el basalto alterado (MORB) y sedimentos del sitio 487 (línea continua, los números indican el porcentaje de sedimento; Verma, 2000a), el campo que ocupan las granulitas máficas de San Luis Potosí (línea punteada) y su composición promedio (CIM; Schaaf et al., 1994). Los diamantes cerrados representan a basaltos de otras regiones del CVM: blh = Los Humeros (Verma, 2000b), bhv = Huichapan (Verma, 2001a), bac = Acoculco (Verma, 2001b). La región limitada por una línea continua incluye magmas basálticos (cuadros cerrados) y andesíticos (círculos cerrados) del arco volcánico de Centroamérica (AVCA; Carr et al., 1990; Chan et al., 1999).

### 6.5 Análisis de composición química de minerales

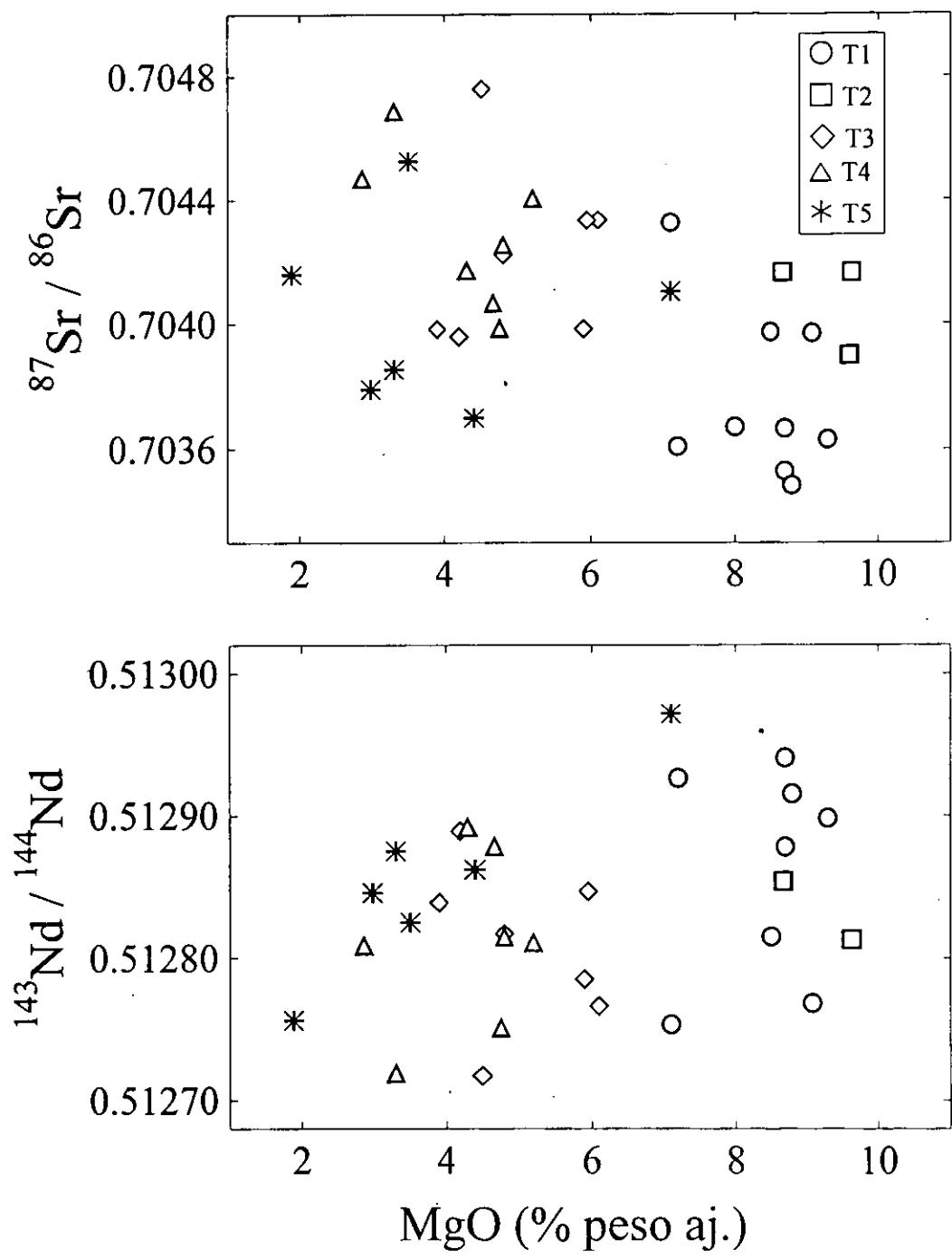
Como ya se ha señalado, desde principios de los setenta varios autores han llevado a cabo estudios petrográficos y geoquímicos en la SCN (Negendank, 1972a,b; Swinamer, 1989; Martín del Pozzo, 1989; Rodríguez-Lara, 1997; Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999, 2000a). Sin embargo, aunque se cuenta con esta base de información para roca total, existe un número de datos muy limitado



de la composición química en minerales, los cuales fueron reportados por Swinamer (1989), Martín del Pozzo (1989) y Márquez González (1998). Para profundizar en este aspecto, y complementar la información disponible, se efectuó el análisis químico de minerales en un grupo de muestras seleccionadas de la SCN, aplicando técnicas modernas de microanálisis.



**Figura 6.8** Variación de las relaciones isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd con respecto a SiO<sub>2</sub> (% m/m ajustado a base seca) para rocas volcánicas de la SCN analizadas por Verma (1999, 2000a) y durante el presente estudio.



**Figura 6.9** Variación de las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  con respecto a MgO (% m/m ajustado a base seca) para rocas volcánicas de la SCN analizadas por Verma (1999, 2000a) y durante el presente estudio.

En particular, durante el presente estudio se aplicó un método que combina las técnicas de Microsonda Electrónica (*Electron Probe Microanalysis, EPMA*), para el análisis cuantitativo de los minerales, y de Microscopía de Barrido Electrónico (*Scanning Electron Microscope, SEM*), para registrar imágenes de retrodispersión de electrones de alta resolución para los minerales (*high-resolution backscattered electron images*). Una descripción de los principios y aplicaciones de estas técnicas puede ser consultado en Reed (1996).

Se seleccionaron 23 muestras que cubren todos los arreglos petrográficos observados en la SCN (Tabla 6.1). Para cada una de estas muestras se preparó una sección delgada y en cada una de ellas se marcaron de 4 a 7 puntos en donde analizar los minerales presentes en la roca (e.g., Figura 6.10). El análisis de composición química de minerales se llevó a cabo en el sistema combinado EPMA/SEM de tipo WDS JXA-8900 M JEOL del Centro de Microscopía Electrónica - Universidad Complutense (Madrid, España). Las condiciones de operación del sistema fueron 15 kV y 20 nA, para establecer un haz electrónico de  $\sim 1 \mu\text{m}$ . Las concentraciones aparentes, determinadas en primera instancia por el sistema, fueron corregidas en forma automática para efectos de número atómico (Z), absorción (A) y fluorescencia (F), por medio de un programa de cómputo (ZAFJEOL). La calibración del sistema EPMA/SEM se estableció utilizando minerales de referencia preparados en la Smithsonian Institution (Jarosewich et al., 1980). La precisión analítica fue como promedio de  $\sim 2\%$  en cada porcentaje de óxido reportado. En cada mineral estudiado se realizó un análisis químico de centro y borde, aunque en algunos casos sólo fue posible estudiar el centro del cristal. Por otro lado, con el objeto de investigar los contrastes composicionales en el mineral, sobre todo en aquellos minerales que mostraban una estructura zonada, se prepararon imágenes SEM (e.g., Figura 6.11).

En las Tablas 6.5-6.22 se presentan resultados de análisis químicos representativos para minerales en los diferentes arreglos mineralógicos observados en la SCN. Los cálculos de fórmula estructural para cada tipo de mineral se realizaron siguiendo el procedimiento general de establecer las proporciones atómicas de cada elemento y distribuyendo estas cantidades en los sitios disponibles en la estructura del silicato, con base a un número determinado de oxígenos (Deer et al., 1997). Es importante señalar que, en los resultados de análisis de microsonda no se distinguen los estados de oxidación del hierro. De esta forma, este elemento es reportado como  $\text{FeO}^1$ . La distribución de  $\text{Fe}^{+2}$  y  $\text{Fe}^{+3}$  se estableció siguiendo el criterio de Droop (1987), en el cual se asume una estequiometría conocida (sumas de cationes y aniones ideales).

En el caso de los anfíboles, en donde no existe una estequiometría bien definida, la distribución de  $\text{Fe}^{+2}$  y  $\text{Fe}^{+3}$  se estableció con base en los criterios empíricos de Leake et al. (1997). El cálculo de la fórmula estructural y la clasificación de los anfíboles analizados se realizaron siguiendo el esquema más reciente avalado por la International Mineralogical Association (Leake et al., 1997), aplicando el programa NEWAMPHCAL (Yavuz, 1999).

### 6.5.1 Olivino

(Fórmula estructural normalizada a 3 cationes y 4 oxígenos:  $\text{A}_2\text{BO}_4$ ; A = Ti, Cr,  $\text{Fe}^{+2}$ , Mn, Mg, Ca, Ni; B = Si, Al)

El olivino se presenta como fenocristal en rocas máficas (T1, Tabla 6.5) e intermedias (T2-T3; Tabla 6.6), apareciendo incluso en muestras con contenidos de  $\text{SiO}_2 \sim 60\%$ . Los cristales son euhedrales o subhedrales (e.g., Figuras 6.10a y 6.11a), aunque formas esqueléticas se observan en rocas vesiculares. Los fenocristales de olivino presentes en rocas del tipo T5 (Tabla 6.7) muestran bordes de reacción de ortopiroxeno o alteración a óxidos de hierro. La presencia de inclusiones de espinela es común en los olivinos, especialmente en rocas máficas (e.g., Figuras 6.10b y 6.11b).

Los olivinos en las rocas máficas tipo T1 presentan una composición en sus centros de  $\% \text{Fo} = 85.9 \pm 2.5$  ( $n = 48$ ;  $\% \text{Fo}_{\min} = 78.1$ ,  $\% \text{Fo}_{\max} = 88.8$ ). Los cristales estudiados presentan un zoneamiento normal, en donde los bordes presentan variaciones de composición en  $\% \text{Fo}$  de  $0.2 - 4.0\%$ , con respecto a sus centros. Sin embargo, dos cristales estudiados en el basalto CUI1 mostraron diferencias mayores ( $\sim 17\%$ ). En promedio los bordes de los olivinos en este grupo mostraron una composición de  $\% \text{Fo} = 81.8 \pm 6.5$  ( $n = 27$ ;  $\% \text{Fo}_{\min} = 67.0$ ,  $\% \text{Fo}_{\max} = 88.0$ ). Por su parte, las andesitas basálticas con  $\text{MgO} \sim 9\%$  (tipo T2) mostraron olivinos con centros ligeramente más máficos con respecto a los del grupo anterior ( $n = 17$ ;  $\% \text{Fo} = 88.5 \pm 1.4$ ;  $\% \text{Fo}_{\min} = 86.7$ ,  $\% \text{Fo}_{\max} = 90.7$ ). Estos valores de composición son muy altos para magmas intermedios y podrían ser consecuencia de fenómenos de acumulación de olivino durante su génesis. Los bordes de estos olivinos presentaron un porcentaje de variación composicional similar a los del grupo anterior ( $0.1 - 4.0\%$ ), aunque con una mayor concentración en  $\text{MgO}$  ( $n = 12$ ;  $\% \text{Fo} = 86.5 \pm 1.7$ ;  $\% \text{Fo}_{\min} = 84.0$ ,  $\% \text{Fo}_{\max} = 90.4$ ).

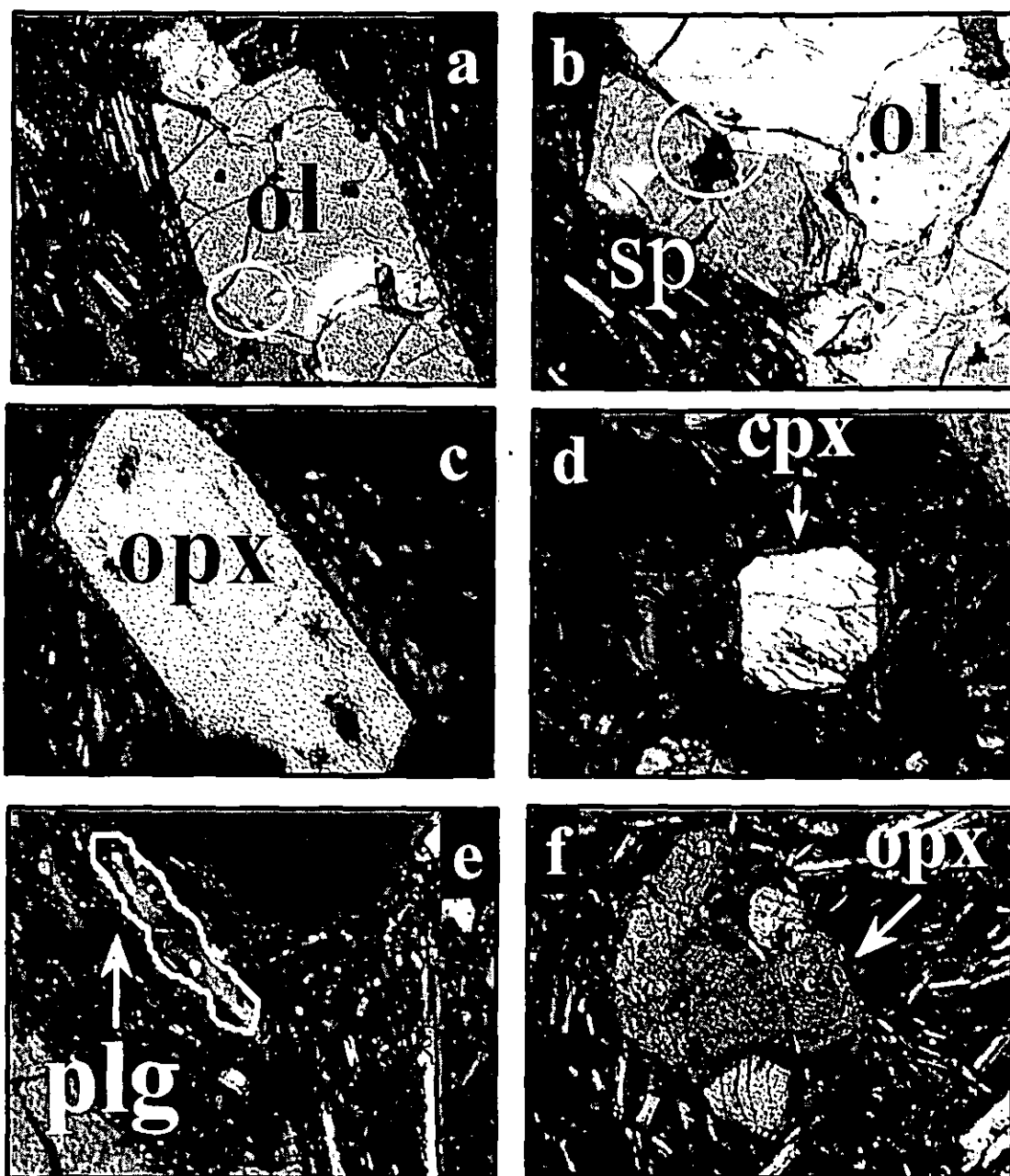
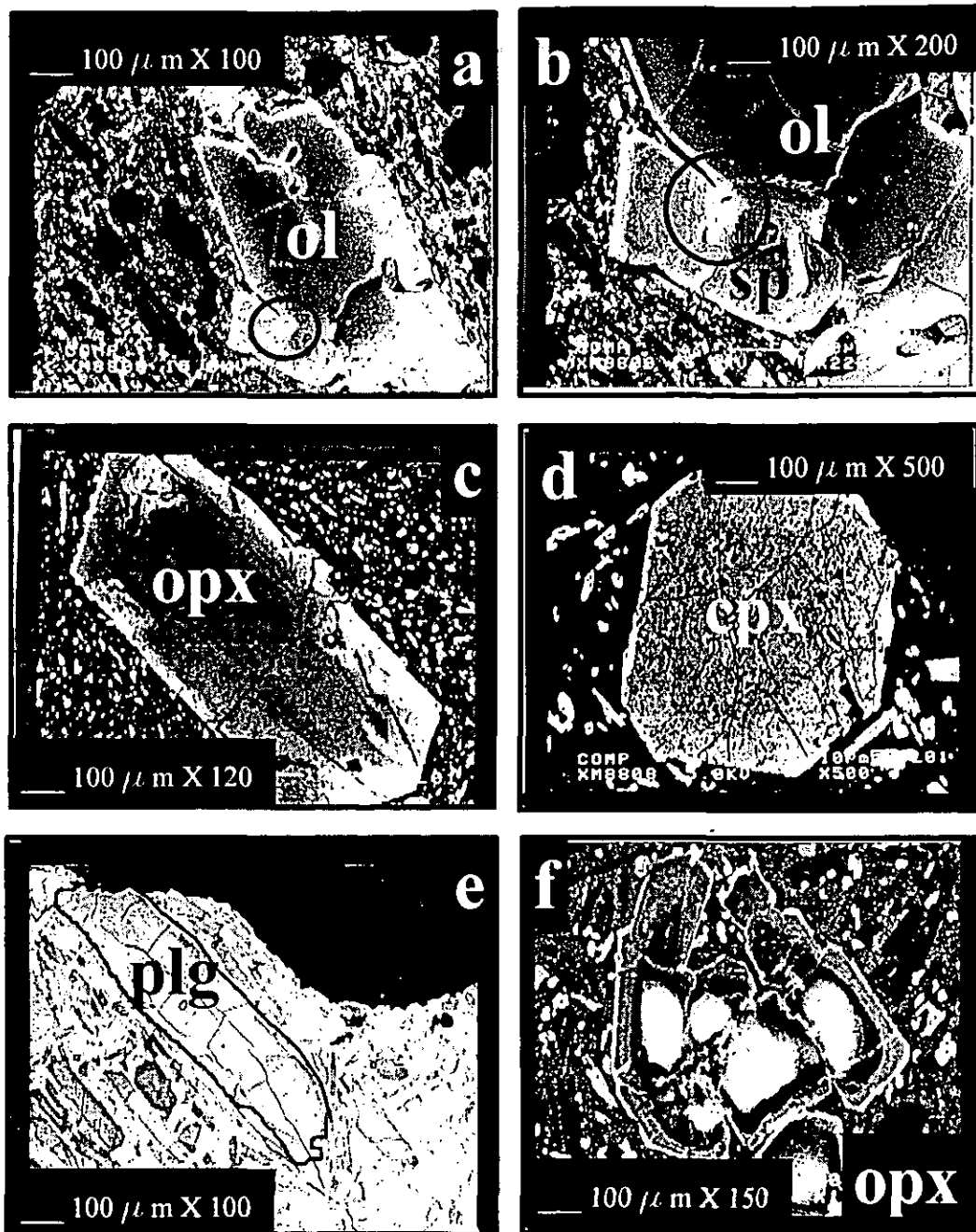


Figura 6.10 Ejemplos de fenocristales analizados por EPMA: (a) olivino ( $FO_{88}$ ) en la andesita basáltica CHI64 (Tetillas), que contiene inclusiones de espinela cromífera (algunas de ellas localizadas dentro del círculo); (b) ampliación del olivino mostrado en (a), con objeto de resaltar las inclusiones de espinela ( $Fe/(Fe + Mg) = 0.68$ ;  $Cr/(Cr + Al) = 0.57$ ;  $Fe^{+3}/Fe = 0.27$ ); (c) ortopiroxeno (centro:  $En_{87}Fs_{11}Wo_2$ , borde:  $En_{80.4}Fs_{17.4}Wo_{2.2}$ ) en la andesita CHI71 (Xicomulco). (d) clinopiroxeno ( $En_{44}Fs_8Wo_{48}$ ) en la andesita CHI31 (Tioca); (e) plagioclasa ( $An_{65}$ ) en la andesita basáltica CHI64 (Tetillas); (f) ortopiroxeno (a:  $En_{77}Fs_{20}Wo_3$ ; b:  $En_{81}Fs_{16}Wo_3$ ; c:  $En_{69}Fs_{23}Wo_3$ ) en la andesita CHI63 (Pelado). Todas las imágenes tomadas a 5NX, excepto (b) y (d) que se obtuvieron a 10NX.



**Figura 6.11** Imágenes SEM para los fenocristales presentados en la Figura 6.10: (a) olivino en la andesita basáltica CHI64 (Tetillas), que contiene inclusiones de espinela cromífera (algunas de ellas localizadas dentro del círculo); (b) ampliación del olivino mostrado en (a), con objeto de resaltar las inclusiones de espinela; (c) ortopiroxeno en la andesita CHI71 (Xicomulco). (d) clinopiroxeno en la andesita CHI31 (Tioca); (e) plagioclasa en la andesita basáltica CHI64 (Tetillas); (f) ortopiroxeno con un zonado complejo en la andesita CHI63 (Pelado).

**Tabla 6.5** Composición y fórmula estructural de olivinos (centro) representativos del grupo T1.

Muestra	CUI1 (Cuicuilco; SiO <sub>2</sub> = 50.6 %, MgO = 8.7 %)						CHI56 (Cima; SiO <sub>2</sub> = 51.6 %, MgO = 8.0 %)					
%SiO <sub>2</sub>	40.139	40.135	40.596	38.898	40.178	40.039	39.485	39.403	40.234	39.003	39.540	39.783
%TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.033	0.000	0.014	0.012	0.000	0.001	0.000	0.000	0.007	0.000
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.030	0.477	0.056	0.162	0.062	0.043	0.000	0.000	0.041	0.026	0.022	0.032
%FeO <sup>I</sup>	12.195	12.068	12.576	12.860	13.490	13.102	13.047	13.505	13.214	12.732	12.988	12.886
%MnO	0.130	0.212	0.229	0.127	0.168	0.254	0.176	0.121	0.240	0.118	0.240	0.109
%MgO	47.241	46.947	46.859	45.930	45.309	46.661	47.281	46.586	47.413	47.096	46.470	46.871
%CaO	0.189	0.149	0.199	0.169	0.191	0.139	0.156	0.181	0.167	0.148	0.189	0.186
%NiO	0.355	0.310	0.244	0.269	0.285	0.183	0.015	0.040	0.000	0.016	0.027	0.020
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.064	0.049	0.030	0.300	0.029	0.009	0.045	0.064	0.000	0.022	0.016	0.015
Suma	100.343	100.347	100.822	99.724	99.726	100.442	100.208	99.901	101.312	99.761	99.502	99.902
Si	0.993	0.992	1.000	0.996	1.005	0.993	0.982	0.985	0.989	0.988	0.990	0.991
Al	0.001	0.014	0.002	0.005	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001
Suma	0.994	1.006	1.002	1.001	1.007	0.995	0.982	0.985	0.991	0.989	0.991	0.992
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.001	0.001	0.006	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.252	0.249	0.259	0.269	0.282	0.272	0.271	0.282	0.272	0.265	0.272	0.268
Mn	0.003	0.004	0.005	0.003	0.004	0.005	0.004	0.003	0.005	0.002	0.003	0.002
Mg	1.743	1.730	1.721	1.710	1.689	1.726	1.754	1.737	1.738	1.751	1.735	1.740
Ca	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.005
Ni	0.007	0.006	0.005	0.005	0.006	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Suma	2.011	1.995	1.996	1.997	1.987	2.011	2.035	2.029	2.019	2.024	2.018	2.017
%Fo	87.35	87.40	86.92	82.42	85.69	86.39	86.60	86.01	86.48	86.83	86.43	86.64
%Fa	12.65	12.60	13.08	13.58	14.31	13.61	13.40	13.99	13.52	13.17	13.55	13.36

Muestra	CHI20 (Santa Barbara; SiO <sub>2</sub> = 51.6 %, MgO = 8.6 %)						CHI57 (Xitle; SiO <sub>2</sub> = 52.0 %, MgO = 8.1 %)					
SiO <sub>2</sub>	39.764	39.720	40.069	39.888	40.094	39.990	39.415	40.378	39.462	40.222	40.027	39.203
TiO <sub>2</sub>	0.018	0.032	0.006	0.013	0.005	0.022	0.016	0.009	0.000	0.041	0.017	0.052
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.043	0.021	0.046	0.041	0.043	0.041	0.050	0.028	0.052	0.022	0.025	0.018
FeO <sup>I</sup>	12.335	12.107	11.301	12.122	11.951	11.668	14.467	14.555	15.235	12.590	13.604	14.819
MnO	0.168	0.157	0.098	0.151	0.146	0.098	0.190	0.227	0.216	0.151	0.220	0.216
MgO	47.136	46.935	47.496	46.595	47.168	47.263	45.796	45.688	45.278	46.978	45.304	44.508
CaO	0.199	0.194	0.144	0.185	0.163	0.127	0.134	0.122	0.153	0.150	0.122	0.132
NiO	0.009	0.032	0.039	0.000	0.010	0.019	0.006	0.001	0.000	0.035	0.000	0.019
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.031	0.013	0.051	0.040	0.019	0.050	0.011	0.031	0.047	0.013	0.027	0.050
Suma	99.703	99.211	99.250	99.035	99.599	99.278	100.085	101.039	100.443	100.202	99.346	99.017
Si	0.991	0.993	0.997	0.998	0.997	0.996	0.988	1.000	0.989	0.996	1.004	0.994
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
Suma	0.992	0.994	0.998	0.999	0.998	0.997	0.989	1.001	0.990	0.997	1.005	0.995
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe <sup>+2</sup>	0.257	0.253	0.235	0.254	0.248	0.243	0.303	0.302	0.319	0.261	0.285	0.314
Mn	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004	0.005	0.005	0.003	0.005	0.005
Mg	1.750	1.749	1.761	1.738	1.748	1.755	1.711	1.687	1.691	1.733	1.695	1.683
Ca	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004
Ni	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Suma	2.017	2.012	2.004	2.001	2.004	2.005	2.022	1.998	2.020	2.005	1.989	2.008
%Fo	87.20	87.36	88.23	87.27	87.56	87.84	84.95	84.84	84.12	86.93	85.59	84.26
%Fa	12.80	12.64	11.77	12.73	12.44	12.16	15.05	15.16	15.88	13.07	14.41	15.74

Tabla 6.5 (Cont.).

Muestra	CHI25 (Tezontlala; SiO <sub>2</sub> = 52.1 %, MgO = 9.1 %)						CHI51 (Tezontle; SiO <sub>2</sub> = 52.2%, MgO = 7.0%)					
%SiO <sub>2</sub>	38.917	40.189	39.481	39.431	40.139	39.396	39.797	40.071	39.617	39.830	39.331	40.012
%TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.036	0.025	0.012	0.020	0.011	0.000	0.008
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005	0.027	0.069	0.036	0.029	0.003	0.014	0.012	0.017	0.048	0.018	0.015
%FeO <sup>I</sup>	13.901	12.675	11.576	14.056	11.751	14.463	14.443	13.870	13.804	13.697	15.020	13.762
%MnO	0.211	0.169	0.189	0.236	0.180	0.239	0.134	0.148	0.095	0.119	0.204	0.161
%MgO	47.383	48.061	47.940	45.561	47.947	46.813	44.710	45.337	45.721	45.984	44.664	45.506
%CaO	0.130	0.137	0.205	0.156	0.138	0.175	0.142	0.177	0.153	0.138	0.222	0.126
%NiO	0.000	0.010	0.003	0.000	0.058	0.000	0.000	0.065	0.000	0.043	0.025	0.040
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.060	0.035	0.033	0.088	0.062	0.062	0.051	0.130	0.071	0.012	0.024
Suma	100.547	101.328	99.858	100.530	100.330	101.187	99.327	99.743	99.557	99.941	99.496	99.654
Si	0.970	0.986	0.988	0.983	0.991	0.978	1.003	1.003	0.994	0.995	0.994	1.002
Al	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Suma	0.970	0.987	0.990	0.984	0.991	0.978	1.003	1.003	0.995	0.996	0.994	1.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.290	0.260	0.240	0.293	0.242	0.300	0.304	0.290	0.290	0.286	0.317	0.288
Mn	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	0.003	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003
Mg	1.761	1.758	1.771	1.730	1.764	1.732	1.680	1.692	1.710	1.712	1.683	1.699
Ca	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.006	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Suma	2.059	2.026	2.022	2.033	2.017	2.043	1.992	1.984	1.993	2.009	2.007	1.995
%Fo	85.87	87.11	88.07	85.52	87.91	85.23	84.66	85.35	85.52	85.68	84.13	85.50
%Fa	14.13	12.89	11.93	14.48	12.09	14.77	15.34	14.65	14.48	14.32	15.87	14.50

Muestra	CHI04 (Guespalapa; SiO <sub>2</sub> = 52.6%, MgO = 7.1 %)						CHI17 (Los Cuates; SiO <sub>2</sub> = 52.7%, MgO = 8.7 %)					
SiO <sub>2</sub>	39.638	39.191	39.977	39.263	38.444	39.250	39.865	40.269	40.476	40.082	40.621	40.368
TiO <sub>2</sub>	0.005	0.000	0.047	0.011	0.054	0.052	0.023	0.044	0.000	0.000	0.012	0.005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.061	0.057	0.019	0.000	0.029	0.012	0.017	0.008	0.016	0.028	0.030	0.010
FeO <sup>I</sup>	14.877	14.741	16.514	17.879	20.202	14.304	12.151	12.794	10.983	11.932	12.713	10.921
MnO	0.176	0.236	0.269	0.252	0.315	0.215	0.171	0.183	0.186	0.120	0.099	0.175
MgO	44.563	44.603	43.824	42.624	40.578	45.023	47.294	47.220	48.641	47.990	45.704	48.859
CaO	0.168	0.140	0.149	0.173	0.162	0.127	0.145	0.169	0.107	0.141	0.140	0.124
NiO	0.274	0.381	0.331	0.200	0.096	0.361	0.000	0.020	0.067	0.015	0.010	0.035
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.044	0.004	0.033	0.044	0.034	0.010	0.046	0.000	0.082	0.032	0.045	0.015
Suma	99.806	99.533	101.163	100.446	99.914	99.354	99.712	100.707	100.558	100.340	99.374	100.512
Si	0.098	0.992	1.000	0.996	0.992	0.992	0.992	0.994	0.993	0.989	1.013	0.990
Al	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Suma	1.000	0.994	1.001	0.996	0.993	0.992	0.992	0.994	0.993	0.990	1.014	0.991
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.313	0.312	0.345	0.379	0.436	0.302	0.253	0.264	0.225	0.246	0.265	0.224
Mn	0.004	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.004
Mg	1.673	1.684	1.634	1.612	1.561	1.696	1.754	1.737	1.778	1.766	1.699	1.787
Ca	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003
Ni	0.006	0.008	0.007	0.004	0.002	0.007	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Suma	2.001	2.013	1.998	2.007	2.013	2.015	2.015	2.011	2.013	2.020	1.972	2.019
%Fo	84.23	84.36	82.55	80.95	78.17	84.88	87.40	86.81	88.76	87.76	86.50	88.86
%Fa	15.77	15.64	17.45	19.05	21.83	15.12	12.60	13.19	11.24	12.24	13.50	11.14



**Tabla 6.6** Composición y fórmula estructural de olivinos (centro) representativos de los grupos T2 y T3.

Muestra	T2:CHI64 (Tetillas; SiO <sub>2</sub> = 53.7 %, MgO = 8.7 %)						T3:CHI33 (Temixco; SiO <sub>2</sub> = 56.2 %, MgO = 6.1 %)					
%SiO <sub>2</sub>	40.839	40.255	40.299	40.725	40.537	40.303	39.901	40.005	40.537	39.395	39.615	39.651
%TiO <sub>2</sub>	0.031	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.021	0.014	0.000	0.056	0.057	0.000
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.016	0.022	0.031	0.067	0.034	0.031	0.039	0.045	0.032	0.045	0.015	0.025
%FeO <sup>I</sup>	10.542	10.741	11.609	10.607	11.719	11.002	13.771	13.236	13.060	14.254	13.336	14.001
%MnO	0.149	0.195	0.129	0.163	0.134	0.148	0.216	0.188	0.214	0.227	0.210	0.149
%MgO	48.316	48.725	48.722	48.743	48.579	48.033	47.033	47.276	46.992	46.272	46.458	46.547
%CaO	0.117	0.105	0.129	0.139	0.138	0.154	0.136	0.134	0.112	0.134	0.149	0.135
%NiO	0.000	0.000	0.001	0.007	0.013	0.000	0.014	0.016	0.026	0.000	0.000	0.046
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.033	0.096	0.022	0.075	0.055	0.000	0.000	0.010	0.000	0.004	0.057	0.026
Suma	100.043	100.139	100.942	100.526	101.217	99.671	101.131	100.924	100.973	100.387	99.897	100.580
Si	1.003	0.991	0.987	0.996	0.990	0.997	0.986	0.988	0.998	0.984	0.989	0.986
Al	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Suma	1.003	0.992	0.988	0.998	0.991	0.998	0.987	0.989	0.999	0.985	0.990	0.987
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Cr	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe <sup>+2</sup>	0.216	0.221	0.238	0.217	0.239	0.227	0.285	0.273	0.269	0.298	0.279	0.291
Mn	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003
Mg	1.769	1.787	1.780	1.778	1.770	1.771	1.733	1.740	1.725	1.722	1.730	1.726
Ca	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Suma	1.993	2.017	2.024	2.004	2.017	2.005	2.026	2.022	2.0021	2.030	2.019	2.026
%Fo	89.10	89.00	88.21	89.12	88.08	88.62	85.89	86.43	86.51	85.27	86.13	85.56
%Fa	10.90	11.00	11.79	10.88	11.92	11.38	14.11	13.57	13.49	14.73	13.87	14.44
Muestra	T3:CHI63 (Pelado; SiO <sub>2</sub> = 59.0 %, MgO = 4.8 %)						T3: CHI27 (Texclacoyonqui; SiO <sub>2</sub> = 59.2 %, MgO = 4.5 %)					
SiO <sub>2</sub>	39.694	39.532	38.801	39.029	38.954	39.105	39.145	38.887	39.322	39.004	38.887	38.924
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.012	0.028	0.000	0.000	0.010	0.023	0.010
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.038	0.043	0.018	0.012	0.015	0.021	0.000	0.038	0.041	0.003	0.012	0.000
FeO <sup>I</sup>	16.733	16.783	18.046	17.081	18.001	18.126	17.055	19.147	17.954	17.125	17.384	17.156
MnO	0.236	0.263	0.276	0.265	0.275	0.268	0.220	0.263	0.280	0.291	0.263	0.313
MgO	42.533	43.270	42.348	42.744	42.308	42.458	44.433	41.877	43.776	43.896	43.958	43.884
CaO	0.119	0.107	0.105	0.201	0.184	0.163	0.136	0.154	0.159	0.134	0.187	0.110
NiO	0.000	0.000	0.015	0.032	0.014	0.008	0.022	0.020	0.023	0.021	0.016	0.017
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.035	0.006	0.059	0.047	0.052	0.049	0.028	0.011	0.000	0.017	0.011	0.000
Suma	99.388	100.004	99.668	99.430	99.803	100.210	101.067	100.397	101.555	100.501	100.741	100.414
Si	1.010	1.001	0.993	0.997	0.995	0.995	0.983	0.993	0.987	0.986	0.982	0.985
Al	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Suma	1.011	1.002	0.994	0.997	0.996	0.996	0.983	0.994	0.988	0.986	0.983	0.985
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.356	0.355	0.386	0.365	0.385	0.386	0.358	0.409	0.377	0.362	0.367	0.363
Mn	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007
Mg	1.613	1.633	1.616	1.627	1.611	1.611	1.664	1.594	1.638	1.654	1.655	1.656
Ca	0.003	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma	1.978	1.997	2.012	2.005	2.008	2.008	2.032	2.013	2.025	2.027	2.034	2.029
%Fo	81.92	82.13	80.71	81.69	80.73	80.68	82.28	79.59	81.30	82.05	81.85	82.02
%Fa	18.08	17.87	19.29	18.31	19.27	19.32	17.72	20.41	18.70	17.95	18.15	17.98

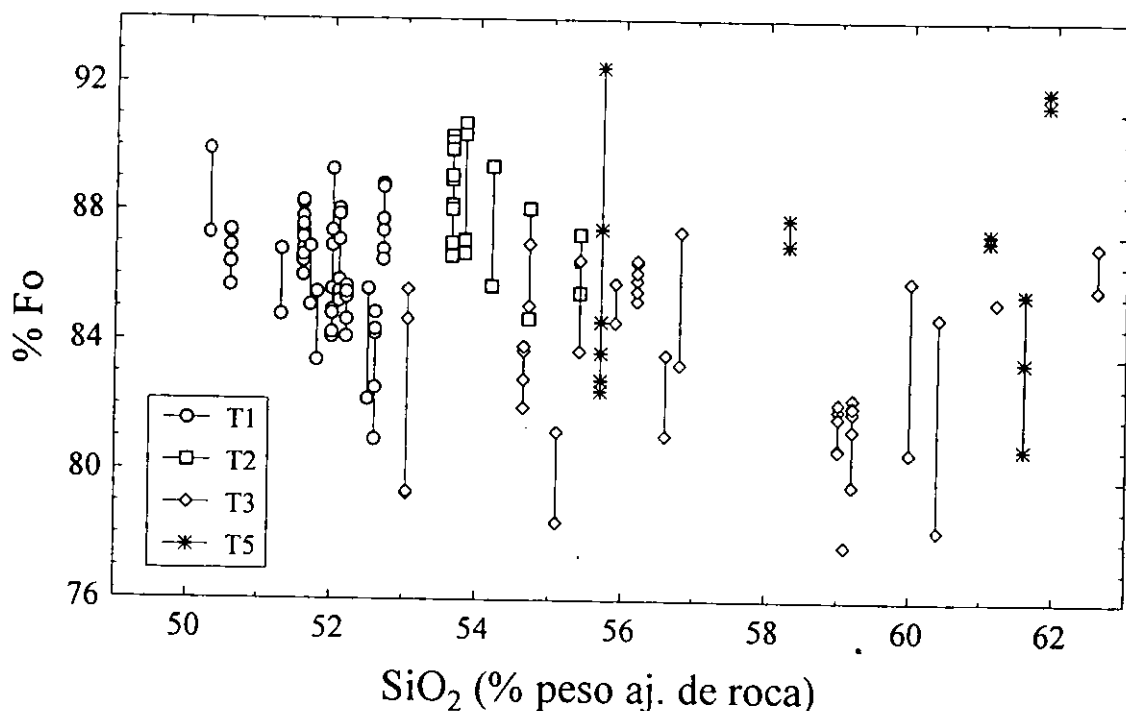
Los olivinos presentes en los magmas intermedios tipo T3 (Tabla 6.6) muestran centros de composición  $\%Fo = 84.1 \pm 3.1$  ( $n = 24$ ;  $\%Fo_{\min} = 79.7$ ,  $\%Fo_{\max} = 89.6$ ), la cual es comparable a la observada en los magmas máficos tipo T1. Sin embargo, sus bordes se caracterizan por mostrar una mayor variación en composición (3.0 – 16%) con respecto a sus centros ( $n = 17$ ;  $\%Fo = 77.3 \pm 5.2$ ;  $\%Fo_{\min} = 70.6$ ,  $\%Fo_{\max} = 87.1$ ). Por otro lado, las rocas con evidencias de disequilibrio mineralógico presentan olivinos cuyos centros muestran composiciones de  $\%Fo = 85.9$  ( $n = 13$ ;  $\%Fo_{\min} = 80.7$ ,  $\%Fo_{\max} = 93.6$ ). Algunos ejemplos de estos cristales se presentan en la Tabla 6.7.

**Tabla 6.7** Composición y fórmula estructural de olivinos (centro) representativos del grupo T5.

Muestra	CHI42 (Jumento; SiO <sub>2</sub> = 55.7 %, MgO = 7.1 %)			CHI08 (Scuate; SiO <sub>2</sub> = 61.6 %, MgO = 4.2)		
	%SiO <sub>2</sub>	39.900	39.629	40.204	39.460	39.487
%TiO <sub>2</sub>	0.000	0.055	0.024	0.059	0.000	0.050
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.001	0.024	0.012	0.011	0.009	0.018
%FeO <sup>1</sup>	15.249	14.628	16.463	16.243	15.383	18.022
%MnO	0.203	0.187	0.282	0.246	0.254	0.286
%MgO	43.779	45.138	43.480	43.014	43.439	42.406
%CaO	0.203	0.146	0.149	0.132	0.114	0.137
%NiO	0.000	0.010	0.004	0.329	0.330	0.241
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.011	0.024	0.055	0.000	0.009	0.036
Suma	99.346	99.841	100.673	99.494	99.025	100.487
Si	1.009	0.995	1.008	1.003	1.005	0.997
Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Suma	1.009	0.996	1.008	1.003	1.005	0.998
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.322	0.307	0.345	0.345	0.327	0.820
Mn	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005	0.006
Mg	1.650	1.690	1.625	1.630	1.648	1.605
Ca	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.007	0.007	0.005
Suma	1.982	2.007	1.982	1.992	1.990	2.003
%Fo	83.66	84.62	82.48	85.52	83.43	80.75
%Fa	16.34	15.38	17.52	17.48	16.57	19.25

En la Figura 6.12 se presenta la variación en la composición de los centros de olivinos con respecto al contenido de SiO<sub>2</sub> (% m/m ajustado a base seca) en la roca, para los diferentes tipos de magmas estudiados. Como se puede apreciar en este gráfico, existe una amplia variación en composición para los grupos T1 y T3 ( $\%Fo = 78 - 90$ ). Los magmas tipo T2 se presentan como un grupo más compacto y con olivinos más magnésicos ( $\%Fo = 86.5 - 92$ ). La presencia de olivino en magmas con SiO<sub>2</sub>  $\geq 56\%$  puede ser indicador de procesos de mezcla entre magmas máficos e intermedios. Finalmente, cabe destacar la gran dispersión en composición que presentan los datos

individuales para olivino en CHI42 (Tabla 6.7), que alcanza un máximo de %Fo > 92 en una condición de desequilibrio al presentarse en un magma con SiO<sub>2</sub> >55% y que podría ser resultado de un proceso de acumulación.



**Figura 6.12** Variación de composición para centros de olivino (expresada como %Fo; datos individuales) con respecto al contenido de SiO<sub>2</sub> (% m/m ajustado en base seca) de roca en los distintos tipos de magmas de la SCN.

### 6.5.2 Espinela

(Fórmula estructural normalizada a 24 cationes y 32 oxígenos: A<sub>8</sub><sup>+2</sup>B<sub>16</sub><sup>+3</sup>O<sub>32</sub>; A = Fe<sup>+2</sup>, Mn, Mg, Ca; B = Al, Cr, Fe<sup>+3</sup>, Ti, Si)

Los olivinos de las rocas pertenecientes a los grupos T1 – T3 presentan abundantes inclusiones de espinela (e.g., Figuras 6.10b y 6.11b). En las Tablas 6.8 y 6.9 se presentan algunos ejemplos representativos de análisis químico para estas inclusiones. A partir de su composición se puede establecer que todos los cristales presentan una estructura de espinela inversa, aunque es difícil

establecer un nombre específico, dado que ocupan la parte central del prisma  $MgAl_2O_4 - MgCr_2O_4 - FeCr_2O_4 - FeAl_2O_4$  de la clasificación de Haggerty (1991), tal como lo muestra la Figura 6.13.

**Tabla 6.8** Composición y fórmula estructural de espinelas representativas del grupo T1.

Muestra	CHI56		CHI20		CHI57		CHI25			
%Fo	86.01	86.48	87.20		85.59	84.26	85.87	87.91	85.23	88.07
%SiO <sub>2</sub>	0.074	0.089	0.101		0.039	0.151	0.144	0.101	0.122	0.118
%TiO <sub>2</sub>	1.400	1.201	1.247		2.183	3.071	1.523	1.052	1.253	1.137
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.606	23.216	23.488		24.374	20.945	24.098	26.887	26.913	26.541
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.545	35.160	32.921		30.883	29.443	31.207	33.428	31.912	31.874
%FeO <sup>I</sup>	25.694	24.656	24.926		28.223	31.060	28.976	22.019	23.541	23.671
%MnO	0.193	0.243	0.191		0.279	0.251	0.317	0.201	0.196	0.205
%MgO	13.004	12.945	13.550		12.607	10.592	11.247	14.827	14.049	14.120
%CaO	0.000	0.000	0.016		0.019	0.013	0.020	0.000	0.013	0.008
Suma	97.516	97.510	96.440		98.607	95.526	97.532	98.515	97.999	97.674
Si	0.018	0.022	0.025		0.010	0.039	0.036	0.024	0.030	0.029
Ti	0.263	0.225	0.235		0.404	0.600	0.287	0.190	0.229	0.208
Al	6.652	6.821	6.922		7.073	6.411	7.126	7.628	7.703	7.623
Cr	6.820	6.930	6.509		6.012	6.045	6.191	6.362	6.127	6.141
Fe <sup>+1</sup>	1.965	1.755	2.049		2.088	2.266	2.036	1.580	1.653	1.761
Fe <sup>+2</sup>	3.400	3.385	3.163		3.723	4.479	4.044	2.852	3.128	3.063
Mn	0.041	0.051	0.040		0.058	0.055	0.067	0.041	0.040	0.042
Mg	4.841	4.811	5.052		4.628	4.101	4.207	5.321	5.087	5.130
Ca	0.000	0.000	0.004		0.005	0.004	0.005	0.000	0.003	0.002
Suma	24.000	24.000	24.000		24.001	24.000	23.999	23.998	24.000	24.000
Fe/(Fe + Mg)	0.53	0.52	0.51		0.56	0.62	0.59	0.45	0.48	0.48
Cr/(Cr + Al)	0.51	0.50	0.48		0.46	0.49	0.46	0.45	0.44	0.45
Fe <sup>+1</sup> /Fe	0.366	0.341	0.393		0.359	0.336	0.335	0.356	0.346	0.365
Muestra	CHI51				CHI17					
%Fo	84.66	85.35	85.52	85.68	84.13	87.40	86.81	87.86	87.76	88.86
%SiO <sub>2</sub>	0.097	0.116	0.090	0.096	0.100	0.064	0.069	0.035	0.042	0.029
%TiO <sub>2</sub>	2.088	2.153	1.445	1.540	1.534	1.157	1.641	1.036	1.015	0.985
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.213	23.506	26.348	25.850	25.916	18.281	16.556	21.434	20.280	21.367
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.391	29.900	30.976	30.911	30.813	35.663	34.507	37.003	36.125	37.219
%FeO <sup>I</sup>	32.547	29.894	24.248	24.975	25.116	28.409	31.382	22.685	24.685	22.597
%MnO	0.256	0.115	0.201	0.071	0.101	0.284	0.279	0.232	0.206	0.198
%MgO	9.029	10.169	13.171	12.716	12.862	11.318	10.157	13.365	13.456	13.279
%CaO	0.000	0.048	0.000	0.026	0.025	0.014	0.008	0.000	0.005	0.000
Suma	96.621	95.901	96.479	96.185	96.467	95.190	94.591	95.790	95.809	95.674
Si	0.025	0.030	0.022	0.024	0.025	0.017	0.018	0.009	0.011	0.007
Ti	0.401	0.416	0.269	0.289	0.287	0.228	0.330	0.198	0.195	0.189
Al	7.592	7.120	7.699	7.609	7.600	5.647	5.219	6.421	6.093	6.413
Cr	5.533	6.075	6.072	6.104	6.062	7.391	7.297	7.436	7.280	7.494
Fe <sup>+1</sup>	2.023	1.913	1.646	1.660	1.714	2.472	2.787	1.729	2.216	1.701
Fe <sup>+2</sup>	4.931	4.511	3.381	3.556	3.512	3.755	4.233	3.092	3.046	3.112
Mn	0.055	0.025	0.042	0.015	0.021	0.063	0.063	0.050	0.044	0.043
Mg	3.439	3.896	4.868	4.735	4.772	4.423	4.050	5.065	5.114	5.042
Ca	0.000	0.013	0.000	0.007	0.007	0.004	0.002	0.000	0.001	0.000
Suma	23.999	23.999	23.999	23.999	24.000	24.000	23.999	24.000	24.000	24.000
Fe/(Fe + Mg)	0.67	0.62	0.51	0.52	0.52	0.58	0.63	0.49	0.51	0.49
Cr/(Cr + Al)	0.42	0.46	0.44	0.45	0.44	0.57	0.58	0.54	0.54	0.54
Fe <sup>+1</sup> /Fe	0.291	0.298	0.327	0.318	0.328	0.397	0.397	0.359	0.421	0.353

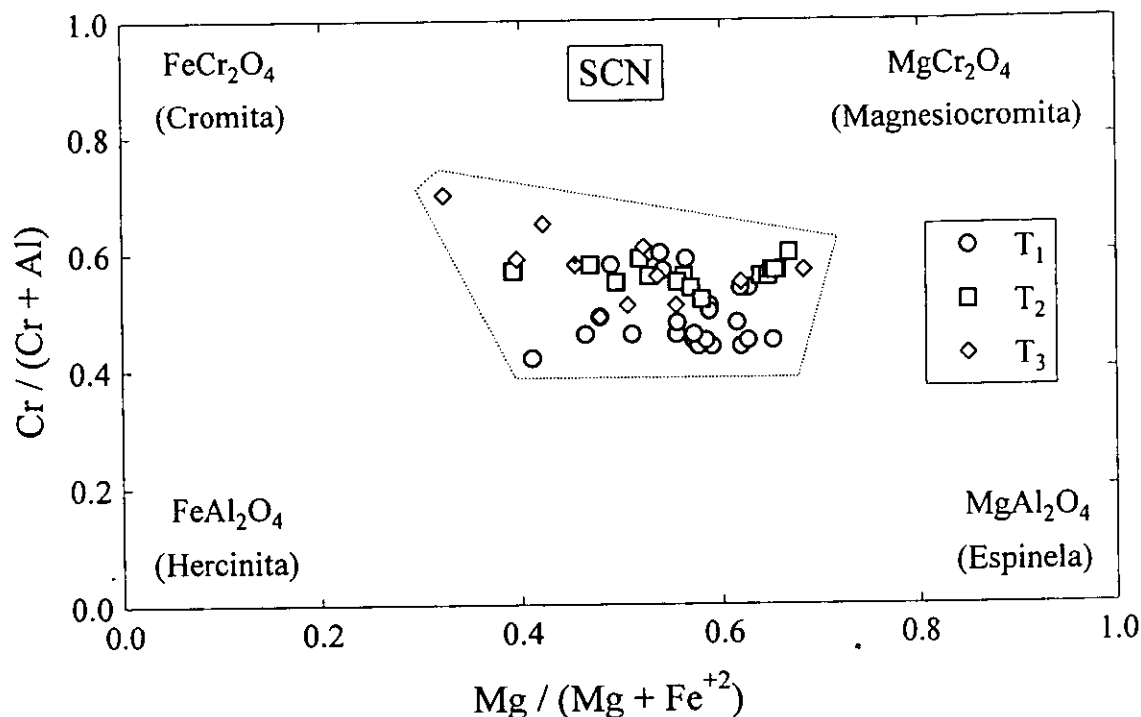
**Tabla 6.9** Composición y fórmula estructural de espinelas representativas del grupo T2 y T3.

Muestra	T2: CHI64										T2: CHI70*	
	89.10	89.00	88.21	89.12	88.08	88.62	89.00	88.21	88.83	89.10	90.39	87.10
%Fo	89.10	89.00	88.21	89.12	88.08	88.62	89.00	88.21	88.83	89.10	90.39	87.10
%SiO <sub>2</sub>	0.074	0.073	0.101	0.145	0.114	0.099	0.124	0.101	0.128	0.113	0.140	0.100
%TiO <sub>2</sub>	0.563	0.666	0.894	0.730	1.315	1.261	0.638	1.008	1.016	0.651	0.490	0.510
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.345	21.066	20.540	19.042	19.161	18.724	21.343	20.086	20.327	22.558	19.280	18.510
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.813	41.032	36.682	39.757	35.897	37.487	40.758	37.472	36.903	39.223	43.790	40.020
%FeO <sup>†</sup>	20.695	20.372	28.147	27.585	27.253	30.933	20.262	27.859	26.998	23.697	18.120	25.770
%MnO	0.268	0.216	0.312	0.198	0.285	0.313	0.270	0.317	0.312	0.210	0.180	0.320
%MgO	13.841	14.297	10.471	9.812	11.994	8.179	14.050	11.359	11.972	12.458	14.230	10.680
%CaO	0.018	0.008	0.080	0.135	0.008	0.095	0.008	0.041	0.059	0.020	0.030	0.040
Suma	97.617	97.730	97.227	97.404	96.027	97.091	97.453	98.243	97.715	98.930	96.260	95.950
Si	0.018	0.018	0.026	0.038	0.029	0.026	0.031	0.026	0.032	0.028	0.036	0.026
Ti	0.106	0.125	0.173	0.142	0.255	0.250	0.120	0.192	0.194	0.121	0.094	0.100
Al	6.282	6.182	6.215	5.818	5.828	5.808	6.281	5.999	6.066	6.592	5.777	5.708
Cr	8.058	8.078	7.446	8.149	7.325	7.801	8.047	7.508	7.388	7.689	8.802	8.279
Fe <sup>+3</sup>	1.412	1.454	1.942	1.673	2.277	1.839	1.370	2.057	2.094	1.419	1.163	1.760
Fe <sup>+2</sup>	2.910	2.788	4.101	4.307	3.605	4.970	2.861	3.847	3.623	3.494	2.689	3.878
Mn	0.057	0.046	0.068	0.043	0.062	0.070	0.057	0.068	0.067	0.044	0.039	0.071
Mg	5.153	5.308	4.008	3.792	4.615	3.210	5.231	4.292	4.520	4.606	5.393	4.166
Ca	0.005	0.002	0.022	0.037	0.002	0.027	0.002	0.011	0.016	0.005	0.008	0.011
Suma	24.001	24.001	24.001	23.999	23.998	24.001	24.000	24.000	24.000	23.998	24.001	23.999
Fe/(Fe + Mg)	0.46	0.44	0.60	0.61	0.56	0.68	0.45	0.58	0.56	0.52	0.42	0.58
Cr/(Cr + Al)	0.56	0.57	0.55	0.58	0.56	0.57	0.56	0.56	0.55	0.54	0.60	0.59
Fe <sup>+3</sup> /Fe	0.327	0.343	0.321	0.280	0.387	0.270	0.324	0.348	0.366	0.289	0.302	0.312

Muestra	T3: CHI63		T3: CHI33			T3: CHI69		
	81.92	82.13	85.89	85.27	86.13	84.60	83.78	84.81
%Fo	81.92	82.13	85.89	85.27	86.13	84.60	83.78	84.81
%SiO <sub>2</sub>	0.056	0.082	0.063	0.694	0.094	0.061	0.040	0.080
%TiO <sub>2</sub>	5.194	3.352	1.185	1.552	1.455	3.137	1.492	3.152
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.007	12.303	19.551	19.740	17.844	15.340	17.289	16.229
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.305	34.192	39.222	37.423	39.903	32.822	40.009	32.941
%FeO <sup>†</sup>	38.590	37.903	24.676	25.801	26.718	34.915	27.419	34.419
%MnO	0.342	0.181	0.281	0.292	0.201	0.316	0.271	0.212
%MgO	7.068	9.138	12.155	11.857	11.367	8.392	11.173	9.957
%CaO	0.040	0.000	0.033	0.009	0.000	0.054	0.009	0.000
Suma	96.602	97.151	97.166	97.368	97.582	95.037	97.702	96.990
Si	0.015	0.022	0.016	0.177	0.024	0.017	0.010	0.021
Ti	1.080	0.675	0.227	0.297	0.282	0.640	0.290	0.622
Al	3.261	3.884	5.881	5.926	5.414	4.904	5.259	5.021
Cr	7.717	7.240	7.914	7.536	8.122	7.039	8.163	6.837
Fe <sup>+3</sup>	2.831	3.482	1.718	1.590	1.852	2.745	1.978	2.856
Fe <sup>+2</sup>	6.090	5.007	3.549	3.906	3.899	5.175	3.939	4.699
Mn	0.080	0.041	0.061	0.063	0.044	0.073	0.059	0.047
Mg	2.913	3.649	7.625	4.503	4.363	3.394	4.299	3.897
Ca	0.012	0.000	0.009	0.002	0.000	0.016	0.002	0.000
Suma	23.999	24.000	27.000	24.000	24.000	24.003	23.999	24.000
Fe/(Fe + Mg)	0.75	0.70	0.53	0.55	0.57	0.70	0.58	0.66
Cr/(Cr + Al)	0.70	0.65	0.57	0.56	0.60	0.59	0.61	0.58
Fe <sup>+3</sup> /Fe	0.317	0.410	0.326	0.289	0.322	0.347	0.334	0.378

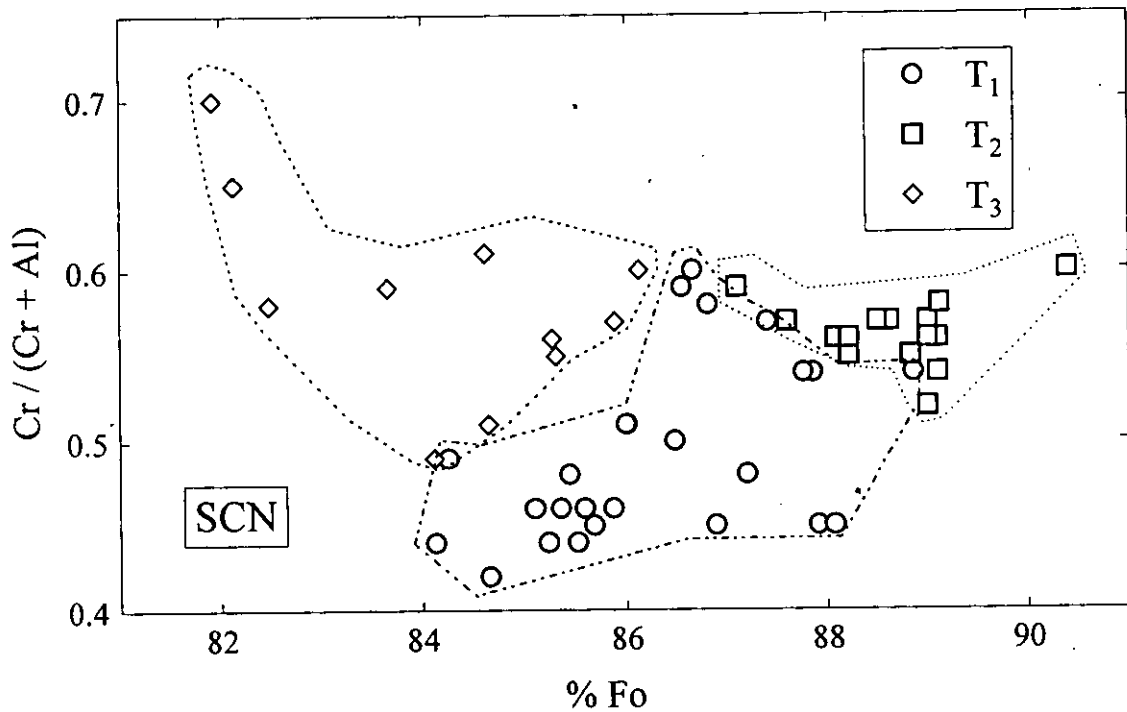
Las espinelas que ocurren en los olivinos tipo T1 se caracterizan por relaciones  $Fe / (Fe + Mg) = 0.54 \pm 0.06$ ,  $Cr / (Cr + Al) = 0.49 \pm 0.05$  y  $Fe^{+3} / Fe = 0.35 \pm 0.05$  ( $n = 25$ ). Los magmas intermedios de alto magnesio (grupo T2) presentan espinelas ligeramente más cromíferas, con relaciones de  $Fe / (Fe + Mg) = 0.52 \pm 0.08$ ,  $Cr / (Cr + Al) = 0.563 \pm 0.020$  y  $Fe^{+3} / Fe = 0.322 \pm 0.031$  ( $n = 15$ ).



**Figura 6.13** Composición de las espinelas presentes en los magmas de la SCN, graficados en el prisma  $FeAl_2O_4$  (Hercinita) -  $MgAl_2O_4$  (Espinela) -  $MgCr_2O_4$  (Magnesiocromita) -  $FeCr_2O_4$  (Cromita) de Haggerty (1991).

Por su parte, las inclusiones de espinela analizadas en magmas intermedios tipo T3 presentan relaciones  $Fe / (Fe + Mg) = 0.63 \pm 0.07$ ,  $Cr / [Cr + Al] = 0.57 \pm 0.07$  y  $Fe^{+3} / Fe = 0.350 \pm 0.033$  ( $n = 17$ ). De esta forma, la mayoría de las espinelas del grupo T1 se caracterizan por composiciones más cercanas a la unión  $FeAl_2O_4$  (Hercinita) -  $MgAl_2O_4$ , mientras que las que pertenecen a los grupos T2 y T3 tienden hacia la unión  $FeCr_2O_4$  -  $MgCr_2O_4$ . Finalmente, la relación  $Cr / [Cr + Al]$  en las espinelas, en combinación con la composición de olivino (%Fo), es un parámetro que discrimina los grupos de rocas T1, T2 y T3 (Figura 6.14). Los magmas máficos T1 se caracterizan por una combinación de olivinos con %Fo = 84 - 89 y de espinelas más ricas en Cr ( $Cr / [Cr + Al] = 0.4 - 0.6$ ). Por su parte, las

andesitas basálticas de alto magnesio (T2) presentan olivinos más magnésicos (%Fo = 87 – 93) en combinación con espinelas de  $Cr / [Cr + Al] = 0.5 - 0.6$ . Finalmente, los magmas intermedios (T3) muestran olivinos más ferrosos (%Fo = 81.5 – 86) junto con espinelas de  $Cr / [Cr + Al]$  más altos (0.5 - 0.70).



**Figura 6.14** Variación de la relación  $Cr/(Cr + Al)$  en inclusiones de espinela con respecto a la composición de olivino (% Fo) en los magmas de la SCN.

### 6.5.3 Piroxenos

(Fórmula estructural normalizada a 4 cationes y 6 oxígenos:  $ABC_2O_6$ ; A = Al, Cr,  $Fe^{+3}$ , Ti; B = Ca, Na, Mn,  $Fe^{+2}$ , Mg; C = Si, Al)

En las rocas de la SCN se identificaron ortopiroxenos y clinopiroxenos. Los ortopiroxenos (en general, bronzita) están presentes como fenocristales, con hábito rectangular o prismático, y en la

matriz en las rocas de tipo T3-T5 (e.g., Figuras 6.10c y 6.11c). Los fenocristales se caracterizan por ser euhedrales y por mostrar con frecuencia planos de exfoliación. En los grupos T3 y T4, es común que los ortopiroxenos se presenten agrupados (clots; e.g., Figura 6.2d). Los centros de ortopiroxenos de los diferentes grupos presentan composiciones similares, tal que el  $\%En_{T3} = 81.1 \pm 1.5$  ( $n=14$ ;  $\%En_{min} = 78.7$ ,  $\%En_{max} = 83.8$ ),  $\%En_{T4} = 82.7 \pm 3.1$  ( $n=45$ ;  $\%En_{min} = 76.3$ ,  $\%En_{max} = 89.2$ ), y  $\%En_{T5} = 82.4 \pm 3.6$  ( $n=18$ ;  $\%En_{min} = 73.9$ ,  $\%En_{max} = 86.8$ ). En las Tablas 6.10-6.12 se presentan ejemplos representativos de la composición de ortopiroxeno para cada grupo de rocas. La mayor parte de los ortopiroxenos del grupo T3 presentan una composición homogénea, con una composición en los bordes de  $\%En = 80.6 \pm 1.4$  ( $n = 12$ ;  $\%En_{min} = 77.3$ ,  $\%En_{max} = 81.9$ ).

Por otro lado, los ortopiroxenos de los grupos T4 y T5 presentan en general un zonado normal, con bordes que difieren hasta 10% en composición con respecto a  $\%En$  (T4:  $\%En = 80.2 \pm 3.3$ ;  $\%En_{min} = 69.6$ ,  $\%En_{max} = 85.0$ ; T5:  $\%En = 80.2 \pm 3.4$ ;  $\%En_{min} = 74.5$ ,  $\%En_{max} = 84.6$ ). En las rocas tipo T5 se ha observado la presencia de algunos cristales con zonación oscilatoria (e.g., CHI63; Figura 6.11f), así como olivinos y biotitas que muestran coronas de reacción formadas por ortopiroxenos. Finalmente, en las Figuras 6.15 – 6.17 se presenta la composición de los ortopiroxenos graficada en el diagrama En-Fs-Di-Hd.

Los clinopiroxenos (augita) se presentan como fenocristales en las rocas tipo T4 y T5 (e.g., Figuras 6.10d y 6.11d), aunque con frecuencia están incluidos en la matriz del grupo T3. Los fenocristales exhiben una morfología variada que incluye cristales euhedrales, subhedrales o esqueléticos, con hábitos prismáticos. En general, los clinopiroxenos determinados en los grupos T4 y T5 ( $n = 28$ ) muestran una composición con  $\%En = 46.3 \pm 2.1$  ( $\%En_{min} = 42.3$ ,  $\%En_{max} = 50.8$ ) y  $\%Wo = 43.3 \pm 1.3$  ( $\%Wo_{min} = 43.3$ ,  $\%Wo_{max} = 44.9$ ), con variaciones composicionales normales de centro a borde entre 6-10% en  $\%En$  (Tablas 6.13 y 6.14). Sin embargo, se han detectado especímenes con una zonación invertida. Por otro lado, en las rocas tipo T5 algunos cristales de cuarzo presentan coronas de reacción de clinopiroxeno. La composición de los clinopiroxenos se presenta en forma gráfica en las Figuras 6.16 - 6.17.



**Tabla 6.10 Composición y fórmula estructural de ortopiroxenos representativos del grupo T3.**

Muestra	CHI63 (Pelado, SiO <sub>2</sub> = 59.0%)									
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
Análisis										
%SiO <sub>2</sub>	55.284	55.022	55.546	54.447	55.418	54.785	55.010	54.685	56.039	54.500
%TiO <sub>2</sub>	0.141	0.231	0.182	0.300	0.034	0.225	0.190	0.284	0.109	0.121
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.234	1.527	1.282	1.833	1.094	1.598	2.369	1.570	1.477	2.430
%FeO <sup>I</sup>	9.289	10.151	10.653	12.199	12.947	10.637	10.439	10.828	9.911	10.505
%MnO	0.170	0.276	0.241	0.257	0.196	0.180	0.175	0.229	0.194	0.219
%MgO	31.430	30.371	30.192	28.013	28.821	29.890	29.494	29.970	30.943	29.453
%CaO	1.085	1.219	1.276	1.742	0.504	1.150	1.550	1.244	1.131	1.190
%Na <sub>2</sub> O	0.037	0.032	0.040	0.051	0.013	0.061	0.069	0.000	0.031	0.073
%NiO	0.020	0.009	0.018	0.000	0.080	0.000	0.000	0.038	0.000	0.000
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.518	0.363	0.331	0.329	0.075	0.397	0.439	0.396	0.244	0.531
Suma	100.208	99.201	99.761	99.171	99.182	98.923	99.735	99.244	100.079	99.022
Si	1.936	1.955	1.965	1.955	1.985	1.955	1.946	1.949	1.967	1.943
Aliv	0.064	0.045	0.035	0.045	0.015	0.045	0.054	0.051	0.033	0.057
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.028	0.019	0.019	0.033	0.031	0.023	0.045	0.015	0.028	0.045
Ti	0.004	0.006	0.005	0.008	0.001	0.006	0.005	0.008	0.003	0.003
Cr	0.014	0.010	0.009	0.009	0.002	0.011	0.012	0.011	0.007	0.015
Fe <sup>-1</sup>	0.024	0.009	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.014	0.000	0.000
Mg	1.641	1.609	1.593	1.500	1.539	1.590	1.556	1.593	1.619	1.565
Fe <sup>2</sup>	0.248	0.293	0.315	0.366	0.388	0.313	0.309	0.309	0.291	0.313
Mn	0.005	0.008	0.007	0.008	0.006	0.005	0.005	0.007	0.006	0.007
Ni	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.041	0.046	0.048	0.067	0.019	0.044	0.059	0.048	0.043	0.045
Na	0.003	0.002	0.003	0.004	0.001	0.004	0.005	0.000	0.002	0.005
Suma	2.008	2.003	2.000	1.995	1.990	2.001	1.996	2.005	1.998	1.998
% En	83.78	81.87	81.12	77.27	78.84	81.26	80.67	80.85	82.68	81.08
% Fs	14.14	15.77	16.42	19.28	20.17	16.50	16.29	16.74	15.15	16.56
% Wo	2.08	2.36	2.46	3.45	0.99	2.25	3.05	2.41	2.17	2.35

Muestra	CHI27 (Texclacoyonqui, SiO <sub>2</sub> = 59.2%)									
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
Análisis										
%SiO <sub>2</sub>	54.262	53.947	55.175	55.293	54.445	54.447	54.844	55.086	54.987	54.921
%TiO <sub>2</sub>	0.225	0.305	0.181	0.202	0.156	0.308	0.183	0.165	0.183	0.224
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.925	2.207	1.625	1.457	1.943	1.620	1.328	0.718	1.738	1.326
%FeO <sup>I</sup>	10.512	10.482	10.691	10.214	10.554	11.030	10.225	12.065	11.439	10.346
%MnO	0.223	0.198	0.251	0.209	0.257	0.215	0.234	0.310	0.186	0.242
%MgO	30.528	30.239	30.795	30.143	30.667	30.508	31.240	29.726	29.599	30.423
%CaO	1.333	1.411	1.470	1.441	1.301	1.421	1.226	1.776	1.615	1.354
%Na <sub>2</sub> O	0.058	0.042	0.018	0.019	0.079	0.036	0.059	0.059	0.022	0.031
%NiO	0.000	0.000	0.000	0.086	0.016	0.036	0.026	0.000	0.016	0.000
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.390	0.451	0.375	0.276	0.519	0.357	0.463	0.136	0.263	0.292
Suma	99.456	99.282	100.581	99.340	99.937	99.978	99.828	100.041	100.048	99.159
Si	1.930	1.923	1.941	1.962	1.928	1.932	1.941	1.962	1.949	1.955
Aliv	0.070	0.077	0.059	0.038	0.072	0.068	0.059	0.038	0.051	0.045
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.011	0.015	0.008	0.023	0.009	0.000	0.000	0.001	0.022	0.011
Ti	0.006	0.008	0.005	0.005	0.004	0.008	0.005	0.004	0.005	0.006
Cr	0.011	0.013	0.010	0.008	0.015	0.010	0.013	0.004	0.007	0.008
Fe <sup>-1</sup>	0.061	0.054	0.049	0.000	0.067	0.067	0.067	0.056	0.020	0.025
Mg	1.619	1.607	1.615	1.595	1.619	1.614	1.648	1.578	1.564	1.614
Fe <sup>2</sup>	0.252	0.259	0.266	0.303	0.245	0.260	0.236	0.303	0.320	0.283
Mn	0.007	0.006	0.007	0.006	0.008	0.006	0.007	0.009	0.006	0.007
Ni	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.051	0.054	0.055	0.055	0.049	0.054	0.046	0.068	0.061	0.052
Na	0.004	0.003	0.001	0.001	0.005	0.002	0.004	0.004	0.002	0.002
Suma	2.020	2.018	2.016	1.999	2.023	2.023	2.026	2.019	2.007	2.008
% En	81.39	81.19	81.06	81.41	81.41	80.63	82.23	78.34	79.39	81.48
% Fs	16.06	16.09	16.16	15.79	16.10	16.67	15.45	18.30	17.49	15.91
% Wo	2.55	2.72	2.78	2.80	2.48	2.70	2.32	3.36	3.11	2.61

**Tabla 6.11** Composición y fórmula estructural de ortopiroxenos representativos del grupo T4.

Muestra	CHI31 (Tioca; SiO <sub>2</sub> = 60.4%)				CHI71 (Xicomulco; SiO <sub>2</sub> = 61.0%)				CHI03 (Tres Cumbres; SiO <sub>2</sub> = 62.0%)			
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
Análisis												
%SiO <sub>2</sub>	56.102	55.254	56.461	55.659	56.093	55.276	53.952	54.748	55.615	55.808	56.374	55.327
%TiO <sub>2</sub>	0.133	0.170	0.119	0.126	0.064	0.211	0.166	0.161	0.152	0.194	0.129	0.166
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.543	1.198	0.740	1.189	1.692	1.386	3.320	1.793	1.408	1.388	0.646	0.690
%FeO <sup>1</sup>	7.289	8.428	8.230	8.882	7.426	11.452	6.980	10.889	8.276	10.816	9.474	10.505
%MnO	0.181	0.246	0.175	0.203	0.163	0.240	0.158	0.285	0.164	0.230	0.244	0.188
%MgO	33.240	32.191	32.880	32.187	32.979	30.343	32.263	30.385	31.414	28.845	31.033	30.273
%CaO	0.948	1.286	1.313	1.233	0.941	1.170	1.162	0.996	0.962	1.562	1.335	1.541
%Na <sub>2</sub> O	0.026	0.022	0.049	0.033	0.048	0.015	0.068	0.058	0.055	0.030	0.048	0.073
%NiO	0.000	0.000	0.000	0.022	0.020	0.000	0.000	0.000	0.126	0.097	0.089	0.079
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.346	0.250	0.237	0.337	0.412	0.078	0.646	0.282	0.451	0.057	0.201	0.051
Suma	99.808	99.045	100.204	99.871	99.838	100.171	98.715	99.597	98.62	99.03	99.57	98.89
Si	1.953	1.952	1.967	1.953	1.953	1.954	1.902	1.944	1.968	1.988	1.987	1.975
Aliv	0.047	0.048	0.033	0.047	0.047	0.046	0.098	0.056	0.032	0.012	0.013	0.025
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.016	0.002	0.000	0.003	0.022	0.012	0.040	0.019	0.027	0.046	0.013	0.004
Ti	0.003	0.005	0.003	0.003	0.002	0.006	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004
Cr	0.010	0.007	0.007	0.009	0.011	0.002	0.018	0.008	0.013	0.002	0.006	0.001
Fe <sup>+3</sup>	0.025	0.047	0.038	0.045	0.020	0.031	0.053	0.038	0.000	0.000	0.000	0.022
Mg	1.725	1.696	1.708	1.684	1.712	1.599	1.696	1.608	1.657	1.532	1.630	1.611
Fe <sup>+2</sup>	0.187	0.202	0.202	0.215	0.196	0.307	0.153	0.285	0.245	0.322	0.279	0.292
Mn	0.005	0.007	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005	0.009	0.005	0.007	0.007	0.006
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.003	0.002
Ca	0.035	0.049	0.049	0.046	0.035	0.044	0.044	0.038	0.036	0.060	0.050	0.059
Na	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001	0.005	0.004	0.004	0.002	0.003	0.005
Suma	2.008	2.016	2.015	2.015	2.007	2.011	2.018	2.013	1.994	1.978	1.995	2.007
% En	87.22	84.75	85.32	84.32	86.99	80.39	86.96	81.31	85.27	79.76	82.88	80.99
% Fs	11.00	12.81	12.24	13.35	11.23	17.38	10.79	16.78	12.85	17.14	14.56	16.05
% Wo	1.79	2.43	2.45	2.32	1.78	2.23	2.25	1.92	1.88	3.10	2.56	2.96
Muestra	CHI77 (Teuhtli; SiO <sub>2</sub> = 62.1 %)						• CHI28 (Tlacotenco; SiO <sub>2</sub> = 63.6 %)					
Análisis	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
%SiO <sub>2</sub>	55.666	54.461	55.226	54.729	56.508	54.869	54.528	55.625	54.454	55.148	55.148	55.148
%TiO <sub>2</sub>	0.107	0.244	0.110	0.197	0.102	0.186	0.191	0.223	0.224	0.215	0.215	0.215
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.053	1.572	2.389	1.420	1.648	0.787	1.989	1.809	1.953	1.530	1.530	1.530
%FeO <sup>1</sup>	8.291	13.195	7.127	12.025	6.182	13.555	9.536	9.383	9.214	10.399	10.399	10.399
%MnO	0.195	0.342	0.095	0.209	0.112	0.317	0.206	0.237	0.200	0.231	0.231	0.231
%MgO	32.256	27.967	32.958	29.703	34.373	28.353	31.706	31.655	31.704	31.098	31.098	31.098
%CaO	0.831	1.605	1.088	1.388	0.861	1.480	1.216	1.358	1.340	1.078	1.078	1.078
%Na <sub>2</sub> O	0.043	0.012	0.050	0.028	0.059	0.023	0.002	0.006	0.021	0.009	0.009	0.009
%NiO	0.009	0.017	0.000	0.000	0.031	0.020	0.009	0.038	0.006	0.030	0.030	0.030
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.633	0.150	0.544	0.192	0.566	0.033	0.377	0.386	0.403	0.360	0.360	0.360
Suma	100.084	99.565	99.587	99.891	100.442	99.423	99.760	100.720	99.519	100.098	100.098	100.098
Si	1.942	1.957	1.928	1.949	1.946	1.974	1.924	1.941	1.924	1.944	1.944	1.944
Aliv	0.058	0.043	0.072	0.051	0.054	0.026	0.076	0.059	0.076	0.056	0.056	0.056
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.026	0.023	0.026	0.008	0.012	0.007	0.007	0.015	0.006	0.008	0.008	0.008
Ti	0.003	0.007	0.003	0.005	0.003	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
Cr	0.017	0.004	0.015	0.005	0.015	0.001	0.011	0.011	0.011	0.010	0.010	0.010
Fe <sup>+3</sup>	0.018	0.005	0.043	0.044	0.038	0.014	0.072	0.033	0.072	0.041	0.041	0.041
Mg	1.678	1.498	1.715	1.577	1.764	1.521	1.668	1.647	1.670	1.634	1.634	1.634
Fe <sup>+2</sup>	0.224	0.391	0.165	0.314	0.140	0.388	0.209	0.241	0.201	0.266	0.266	0.266
Mn	0.006	0.010	0.003	0.006	0.003	0.010	0.006	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Ca	0.031	0.062	0.041	0.053	0.032	0.057	0.046	0.051	0.051	0.041	0.041	0.041
Na	0.003	0.001	0.003	0.002	0.004	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Suma	2.006	2.002	2.014	2.015	2.013	2.005	2.024	2.011	2.024	2.014	2.014	2.014
% En	85.75	76.17	87.21	79.07	89.23	76.45	83.34	83.24	83.54	82.19	82.19	82.19
% Fs	12.66	20.69	10.72	18.27	9.17	20.68	14.37	14.19	13.92	15.76	15.76	15.76
% Wo	1.59	3.14	2.07	2.66	1.61	2.87	2.30	2.57	2.54	2.05	2.05	2.05

**Tabla 6.12** Composición y fórmula estructural de ortopiroxenos representativos del grupo T5.

Muestra	CHI08 (Scuate; SiO <sub>2</sub> = 61.6%)						CHI21 (San Matias; SiO <sub>2</sub> = 63.4%)					
	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro
Análisis												
%SiO <sub>2</sub>	53.142	52.963	55.442	53.278	56.261	55.061	54.316	55.118	53.476	55.171	53.670	54.480
%TiO <sub>2</sub>	0.254	0.211	0.221	0.255	0.102	0.120	0.132	0.154	0.263	0.168	0.237	0.198
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.009	3.570	1.471	3.063	0.953	1.827	2.414	1.589	3.302	1.689	1.864	1.291
%FeO <sup>1</sup>	12.912	14.366	9.316	14.014	8.394	8.891	11.773	9.653	9.288	13.029	12.322	13.561
%MnO	0.381	0.695	0.214	0.686	0.189	0.222	0.311	0.208	0.172	0.220	0.311	0.316
%MgO	28.088	26.584	30.754	26.732	31.990	31.406	28.995	31.054	30.673	28.849	28.514	28.797
%CaO	1.203	1.284	1.577	1.221	1.097	1.111	1.299	1.232	1.795	1.109	1.788	1.598
%Na <sub>2</sub> O	0.056	0.072	0.048	0.034	0.014	0.034	0.079	0.040	0.075	0.057	0.049	0.051
%NiO	0.000	0.038	0.082	0.096	0.186	0.143	0.024	0.149	0.058	0.013	0.000	0.032
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.065	0.072	0.332	0.079	0.258	0.471	0.188	0.317	0.514	0.361	0.187	0.108
Suma	100.11	99.86	99.46	99.46	99.44	99.29	99.53	99.51	99.62	100.67	98.94	100.43
Si	1.896	1.910	1.959	1.926	1.976	1.945	1.938	1.949	1.893	1.955	1.937	1.946
Aliv	0.104	0.090	0.041	0.074	0.024	0.055	0.062	0.051	0.107	0.045	0.063	0.054
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.065	0.062	0.020	0.056	0.015	0.021	0.040	0.015	0.031	0.025	0.016	0.000
Ti	0.007	0.006	0.006	0.007	0.003	0.003	0.004	0.004	0.007	0.004	0.006	0.005
Cr	0.002	0.002	0.009	0.002	0.007	0.013	0.005	0.009	0.014	0.010	0.005	0.003
Fe <sup>+3</sup>	0.041	0.029	0.005	0.007	0.000	0.026	0.023	0.032	0.078	0.008	0.048	0.066
Mg	1.494	1.429	1.620	1.440	1.675	1.654	1.542	1.637	1.619	1.524	1.534	1.533
Fe <sup>+2</sup>	0.344	0.405	0.270	0.416	0.246	0.237	0.329	0.254	0.197	0.378	0.324	0.339
Mn	0.012	0.021	0.006	0.021	0.006	0.007	0.009	0.006	0.005	0.007	0.010	0.010
Ni	0.000	0.001	0.002	0.003	0.005	0.004	0.001	0.004	0.002	0.000	0.000	0.001
Ca	0.046	0.050	0.060	0.047	0.041	0.042	0.050	0.047	0.068	0.042	0.069	0.061
Na	0.004	0.005	0.003	0.002	0.001	0.002	0.005	0.003	0.005	0.004	0.003	0.004
Suma	2.014	2.010	2.002	2.002	1.999	2.009	2.008	2.011	2.026	2.003	2.016	2.022
% En	77.14	73.93	82.60	74.55	85.09	84.16	78.99	82.87	82.30	77.80	77.30	76.32
% Fs	20.48	23.51	14.36	23.01	12.81	13.70	18.47	14.76	14.24	20.05	19.22	20.63
% Wo	2.37	2.57	3.04	2.45	2.10	2.14	2.54	2.36	3.46	2.15	3.48	3.04
Muestra	CHI21 (cont.)		CHI79 (Tabaquillo; SiO <sub>2</sub> = 63.5%)				CHI10 (Lama; SiO <sub>2</sub> = 63.5%)					
Análisis	Centro	Borde	Borde-bt	Borde-bt	Centro	Centro	Centro	Centro				
%SiO <sub>2</sub>	55.097	54.172	53.580	53.743	55.936	55.127	56.014	55.739				
%TiO <sub>2</sub>	0.147	0.178	0.473	0.462	0.144	0.155	0.179	0.151				
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.270	1.872	1.891	1.902	1.459	1.867	1.761	1.678				
%FeO <sup>1</sup>	9.266	13.727	10.102	10.302	7.416	7.783	8.204	7.623				
%MnO	0.199	0.314	0.298	0.243	0.144	0.139	0.144	0.142				
%MgO	30.811	29.000	30.075	30.259	33.080	32.679	32.221	32.819				
%CaO	1.080	1.302	1.841	2.068	1.106	1.159	0.935	1.004				
%Na <sub>2</sub> O	0.068	0.066	0.057	0.047	0.066	0.026	0.027	0.032				
%NiO	0.017	0.000	0.047	0.051	0.060	0.045	0.037	0.041				
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.616	0.044	0.015	0.000	0.424	0.560	0.403	0.430				
Suma	99.57	100.68	98.379	99.077	99.835	99.540	99.925	99.659				
Si	1.942	1.930	1.927	1.922	1.950	1.933	1.954	1.947				
Aliv	0.058	0.070	0.073	0.078	0.050	0.067	0.046	0.053				
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000				
Alvi	0.036	0.009	0.007	0.002	0.010	0.010	0.027	0.016				
Ti	0.004	0.005	0.013	0.012	0.004	0.004	0.005	0.004				
Cr	0.017	0.001	0.000	0.000	0.012	0.016	0.011	0.012				
Fe <sup>+3</sup>	0.003	0.082	0.066	0.081	0.038	0.052	0.000	0.028				
Mg	1.619	1.540	1.612	1.613	1.719	1.708	1.676	1.709				
Fe <sup>+2</sup>	0.270	0.327	0.238	0.227	0.179	0.177	0.239	0.195				
Mn	0.006	0.009	0.009	0.007	0.004	0.004	0.004	0.004				
Ni	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001				
Ca	0.041	0.050	0.071	0.079	0.041	0.044	0.035	0.038				
Na	0.005	0.005	0.004	0.003	0.004	0.002	0.002	0.002				
Suma	2.001	2.028	2.022	2.027	2.013	2.017	2.000	2.009				
% En	83.50	76.69	80.77	80.34	86.79	86.10	85.75	86.60				
% Fs	14.39	20.83	15.67	15.71	11.13	11.71	12.46	11.50				
% Wo	2.10	2.47	3.55	3.95	2.09	2.19	1.79	1.90				

**Tabla 6.13** Composición y fórmula estructural de clinopiroxenos representativos del grupo T4.

Muestra	CHI31 (Tioca; SiO <sub>2</sub> = 60.4%)						CHI71 (Xicomulco; SiO <sub>2</sub> = 61.0%)					
Análisis	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Inter	Borde	Centro	Inter	Borde
%SiO <sub>2</sub>	53.022	51.857	53.078	51.958	52.075	51.170	51.769	52.911	52.528	53.261	52.134	52.445
%TiO <sub>2</sub>	0.397	0.463	0.370	0.443	0.450	0.737	0.736	0.453	0.394	0.354	0.395	0.403
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.706	2.496	1.622	2.393	1.727	3.257	3.320	2.113	2.018	1.311	1.964	1.985
%FeO <sup>I</sup>	5.099	5.247	4.466	4.677	5.170	6.443	5.941	5.629	5.634	4.740	5.295	5.393
%MnO	0.187	0.089	0.118	0.161	0.112	0.129	0.181	0.101	0.112	0.187	0.176	0.136
%MgO	17.663	17.515	17.645	17.295	17.342	16.947	16.148	16.901	17.071	18.502	17.139	16.900
%CaO	21.533	21.337	22.117	21.639	21.979	20.313	21.655	22.207	22.063	21.085	22.215	21.962
%Na <sub>2</sub> O	0.252	0.291	0.263	0.247	0.231	0.296	0.329	0.304	0.308	0.208	0.240	0.228
%NiO	0.073	0.000	0.020	0.000	0.006	0.006	0.000	0.000	0.004	0.118	0.015	0.041
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.415	0.482	0.214	0.411	0.051	0.138	0.221	0.133	0.109	0.220	0.139	0.200
Suma	100.347	99.777	99.913	99.224	99.143	99.436	100.300	100.752	100.241	99.986	99.712	99.693
Si	1.937	1.908	1.943	1.918	1.929	1.893	1.900	1.930	1.927	1.946	1.923	1.932
Aliv	0.063	0.092	0.057	0.082	0.071	0.107	0.100	0.070	0.073	0.054	0.077	0.068
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.010	0.016	0.013	0.022	0.004	0.035	0.043	0.021	0.014	0.002	0.008	0.019
Ti	0.011	0.013	0.010	0.012	0.013	0.021	0.020	0.012	0.011	0.010	0.011	0.011
Cr	0.012	0.014	0.006	0.012	0.001	0.004	0.006	0.004	0.003	0.006	0.004	0.006
Fe <sup>+3</sup>	0.056	0.086	0.055	0.062	0.085	0.072	0.049	0.062	0.083	0.061	0.089	0.056
Mg	0.962	0.961	0.963	0.952	0.958	0.935	0.883	0.919	0.934	1.008	0.942	0.928
Fe <sup>+2</sup>	0.100	0.075	0.082	0.083	0.075	0.128	0.133	0.110	0.090	0.084	0.074	0.111
Mn	0.006	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.006	0.003	0.003	0.006	0.005	0.004
Ni	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001
Ca	0.843	0.841	0.867	0.856	0.872	0.805	0.851	0.868	0.867	0.825	0.878	0.867
Na	0.018	0.021	0.019	0.018	0.017	0.021	0.023	0.022	0.022	0.015	0.017	0.016
Suma	2.019	2.029	2.018	2.021	2.028	2.024	2.016	2.021	2.028	2.020	2.030	2.019
% En	48.92	48.87	48.86	48.64	48.04	48.10	45.95	46.85	47.22	50.80	47.38	47.23
% Fs	8.22	8.35	7.12	7.63	8.21	10.47	9.77	8.91	8.92	7.59	8.49	8.67
% Wo	42.86	42.78	44.01	43.73	43.75	41.43	44.28	44.24	43.86	41.60	44.13	44.10

Muestra	CHI03 (Tres Cumbres; SiO <sub>2</sub> = 62.0 %)				CHI77 (Teuhtli; SiO <sub>2</sub> = 62.1 %)		CHI29 (Atocpan; SiO <sub>2</sub> = 64.3 %)					
Análisis	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
%SiO <sub>2</sub>	53.103	52.686	51.898	52.548	53.197	51.382	50.660	50.709	51.202	52.427	52.462	52.184
%TiO <sub>2</sub>	0.369	0.453	0.374	0.385	0.281	0.739	0.532	0.599	0.574	0.406	0.524	0.287
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.362	2.175	1.936	1.908	1.686	2.407	4.142	4.001	2.952	1.734	2.360	2.024
%FeO <sup>I</sup>	5.566	5.553	5.019	5.074	5.780	7.623	7.844	8.241	7.681	6.401	7.158	6.242
%MnO	0.137	0.212	0.126	0.207	0.138	0.158	0.247	0.206	0.195	0.209	0.204	0.163
%MgO	17.432	16.598	16.398	16.999	16.937	16.006	14.199	14.493	15.591	16.258	15.532	15.786
%CaO	20.732	21.978	21.861	21.677	21.786	20.685	20.664	20.630	21.157	21.324	21.588	21.103
%Na <sub>2</sub> O	0.271	0.298	0.262	0.235	0.349	0.274	0.645	0.578	0.349	0.303	0.383	0.403
%NiO	0.047	0.047	0.026	0.000	0.047	0.032	0.000	0.032	0.000	0.000	0.000	0.017
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.144	0.208	0.154	0.187	0.217	0.073	0.110	0.077	0.094	0.178	0.087	0.341
Suma	99.16	100.21	98.05	99.22	100.418	99.379	99.043	99.566	99.795	99.240	100.298	98.550
Si	1.959	1.932	1.941	1.940	1.947	1.914	1.897	1.892	1.903	1.946	1.933	1.949
Aliv	0.041	0.068	0.059	0.060	0.053	0.086	0.103	0.108	0.097	0.054	0.067	0.051
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.019	0.026	0.027	0.023	0.019	0.020	0.079	0.068	0.032	0.022	0.036	0.038
Ti	0.010	0.012	0.011	0.011	0.008	0.021	0.015	0.017	0.016	0.011	0.015	0.008
Cr	0.004	0.006	0.005	0.005	0.006	0.002	0.003	0.002	0.003	0.005	0.003	0.010
Fe <sup>+3</sup>	0.025	0.047	0.038	0.039	0.055	0.062	0.056	0.070	0.082	0.039	0.039	0.025
Mg	0.959	0.908	0.914	0.936	0.924	0.889	0.792	0.806	0.864	0.900	0.853	0.879
Fe <sup>+2</sup>	0.147	0.124	0.119	0.118	0.121	0.175	0.189	0.187	0.157	0.160	0.181	0.170
Mn	0.004	0.007	0.004	0.006	0.004	0.005	0.008	0.007	0.006	0.007	0.006	0.005
Ni	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.820	0.864	0.876	0.858	0.854	0.826	0.829	0.824	0.842	0.848	0.852	0.844
Na	0.019	0.021	0.019	0.017	0.025	0.020	0.047	0.042	0.025	0.022	0.027	0.029
Suma	2.008	2.016	2.013	2.013	2.019	2.021	2.019	2.023	2.027	2.013	2.013	2.008
% En	49.06	46.59	46.86	47.83	47.16	45.43	42.27	42.55	44.28	46.07	44.15	45.70
% Fs	9.01	9.08	8.25	8.34	9.25	12.39	13.52	13.92	12.55	10.51	11.74	10.40
% Wo	41.93	44.33	44.89	43.83	43.59	42.19	44.21	43.53	43.18	43.42	44.10	43.90

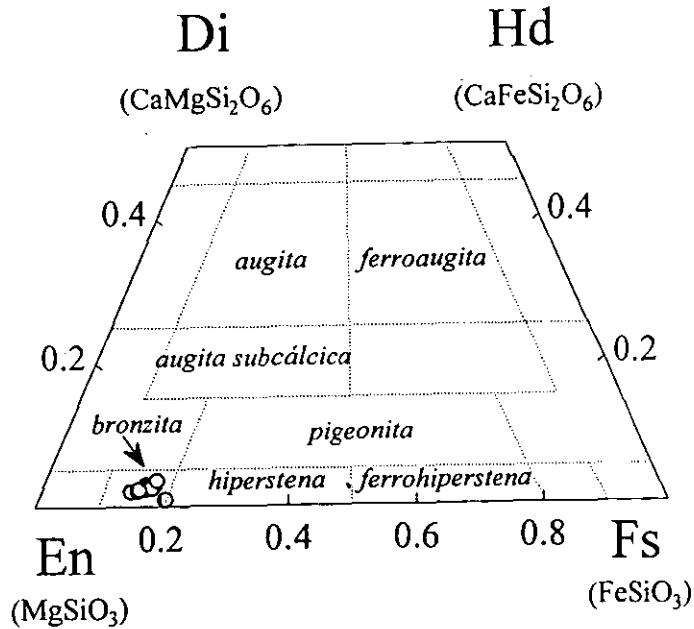


Figura 6.15 Diagrama de clasificación En - Fs - Di - Hd para los ortopiroxenos en los magmas de tipo T3.

Tabla 6.14 Composición y fórmula estructural de clinopiroxenos representativos del grupo T5.

Muestra	CHI21 (San Matías; SiO <sub>2</sub> = 63.4 %)				CHI69 (Agua*, SiO <sub>2</sub> = 55.3 %)				CHI08 (Scuate; SiO <sub>2</sub> = 63.4 %)	
	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde
Análisis										
%SiO <sub>2</sub>	50.300	51.800	51.562	51.589	52.860	52.868	51.081	51.751	51.501	51.308
%TiO <sub>2</sub>	0.810	0.627	0.477	0.377	0.338	0.315	0.790	0.659	0.595	0.508
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.581	2.493	2.831	1.640	1.477	1.549	3.317	3.175	2.461	2.692
%FeO <sup>I</sup>	7.701	6.639	6.498	7.312	6.440	5.885	5.673	5.489	5.651	5.742
%MnO	0.171	0.128	0.131	0.256	0.225	0.185	0.190	0.071	0.175	0.071
%MgO	15.311	15.763	16.393	16.521	17.007	17.409	16.156	16.237	16.995	14.451
%CaO	22.279	22.704	22.006	22.327	21.081	21.720	21.083	21.650	21.418	24.318
%Na <sub>2</sub> O	0.316	0.354	0.474	0.247	0.298	0.344	0.335	0.416	0.307	0.314
%NiO	0.000	0.000	0.000	0.012	0.017	0.000	0.022	0.054	0.114	0.041
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.090	0.106	0.106	0.030	0.070	0.145	0.674	0.733	0.219	0.009
Suma	100.56	100.61	100.48	100.31	99.81	100.42	99.321	100.235	99.44	99.45
Si	1.865	1.908	1.898	1.913	1.949	1.937	1.893	1.899	1.907	1.913
Aliv	0.135	0.092	0.102	0.087	0.051	0.063	0.107	0.101	0.093	0.087
Suma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Alvi	0.021	0.016	0.021	-0.015	0.013	0.004	0.038	0.037	0.014	0.031
Ti	0.023	0.017	0.013	0.011	0.009	0.009	0.022	0.018	0.017	0.014
Cr	0.003	0.003	0.003	0.001	0.002	0.004	0.020	0.021	0.006	0.000
Fe <sup>+1</sup>	0.132	0.094	0.127	0.146	0.058	0.092	0.045	0.053	0.091	0.075
Mg	0.846	0.866	0.900	0.913	0.935	0.951	0.892	0.888	0.938	0.803
Fe <sup>+2</sup>	0.107	0.110	0.073	0.081	0.141	0.088	0.131	0.115	0.083	0.104
Mn	0.005	0.004	0.004	0.008	0.007	0.006	0.006	0.002	0.005	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001
Ca	0.885	0.896	0.868	0.887	0.833	0.853	0.837	0.851	0.850	0.971
Na	0.023	0.025	0.034	0.018	0.021	0.024	0.024	0.030	0.022	0.023
Suma	2.044	2.032	2.043	2.049	2.019	2.031	2.015	2.018	2.031	2.025
% En	42.84	43.94	45.63	44.88	47.38	47.80	46.70	46.51	47.66	41.07
% Fs	12.36	10.58	10.35	11.54	10.42	9.35	9.51	8.93	9.17	9.27
% Wo	44.80	45.48	44.02	43.58	42.20	42.85	43.79	44.56	43.17	49.66

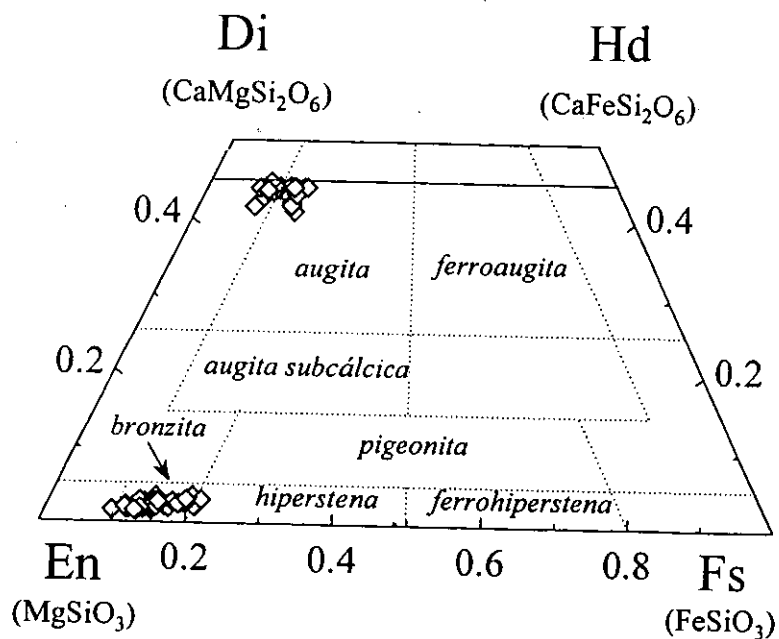


Figura 6.16 Diagrama de clasificación En – Fs – Di – Hd para los piroxenos (orto y clino) en los magmas de tipo T4.

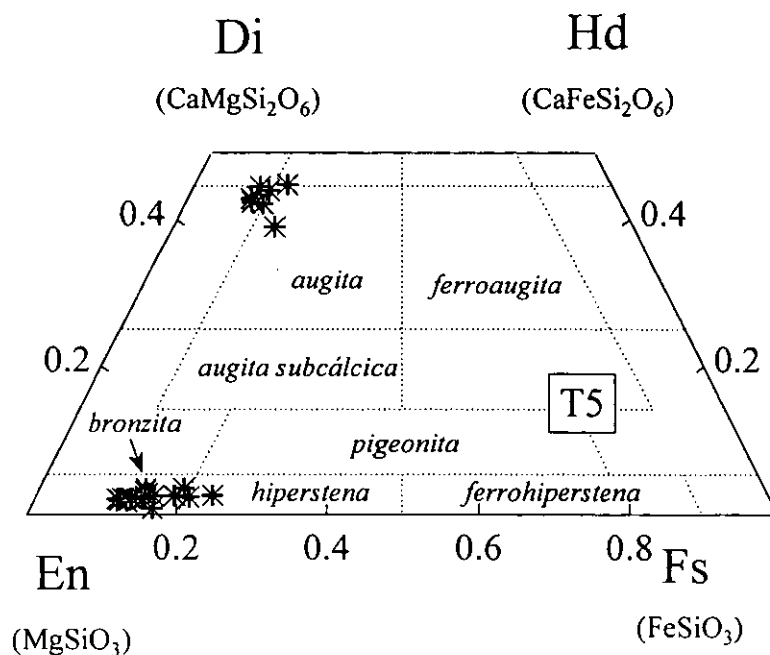


Figura 6.17 Diagrama de clasificación En – Fs – Di – Hd para los piroxenos (orto y clino) en los magmas de tipo T5.

#### 6.5.4 Plagioclasa

(Fórmula estructural normalizada a 5 cationes y 8 oxígenos:  $A_{[1-x]}B_xC_{[1+x]}D_{[3-x]}O_8$ ; A = Na, K; B = Ca, Mn, Mg; C = Al,  $Fe^{+3}$ ; D = Si, Ti).

Este feldespato se presenta como fenocristal en todos los arreglos mineralógicos y constituye, en la mayoría de los casos, el principal componente de la matriz. Los fenocristales en magmas máficos (tipo T1) presentan una composición en los centros ( $n = 29$ ) de  $\%An = 59.8 \pm 4.7$  ( $\%An_{min} = 53.6$ ,  $\%An_{max} = 68.9$ ) y  $\%Ab = 39.0 \pm 4.3$  ( $\%Ab_{min} = 30.3$ ,  $\%Ab_{max} = 44.4$ ) y no muestran un zonado óptico (Tabla 6.15; Figura 6.18a). Las andesitas basálticas de alto magnesio también presentan cristales de plagioclasa sin zonación (e.g., Figuras 6.10e y 6.11e), aunque más cálcicos ( $n = 9$ ;  $\%An = 64.2 \pm 1.4$ ,  $\%An_{min} = 61.1$ ,  $\%An_{max} = 66.6$ ;  $\%Ab = 34.7 \pm 0.8$ ,  $\%Ab_{min} = 33.8$ ,  $\%Ab_{max} = 36.6$ ; Tabla 6.16 y Figura 6.18b). En las muestras más félsicas, las plagioclasas son de gran tamaño y presentan una composición similar a la observada en los magmas máficos ( $n = 26$ ;  $\%An = 59.7 \pm 4.5$ ,  $\%An_{min} = 52.9$ ,  $\%An_{max} = 69.1$ ;  $\%Ab = 39.3 \pm 4.4$ ,  $\%Ab_{min} = 30.3$ ,  $\%Ab_{max} = 45.7$ ; Tabla 6.17 y Figuras 6.19a,b).

Sin embargo, en las rocas tipo T5, como CHI-10, las plagioclasas presentan una gran dispersión en composición, en donde algunos cristales presentan contenidos de sodio más elevados (Figura 6.19b). Las plagioclasas de este grupo de rocas (Tabla 6.17) presentan una composición promedio ( $n = 15$ ) de  $\%An = 54 \pm 13$  ( $\%An_{min} = 25.5$ ,  $\%An_{max} = 67.7$ ) y de  $\%Ab = 44 \pm 13$  ( $\%Ab_{min} = 31.0$ ,  $\%Ab_{max} = 71.6$ ). En algunas muestras de este grupo (e.g., CHI-09) las plagioclasas de la matriz presentan una composición bimodal ( $An_{20}$  y  $An_{60}$ ). Por otro lado, dentro de los magmas con texturas en desequilibrio se identificaron además varias plagioclasas de gran tamaño caracterizadas por un zonado oscilatorio, por ejemplo en las dacitas Lama CHI10 y Tabaquillo CHI79 (Tabla 6.18 y 6.19; Figura 6.20). En el caso de CHI10, la plagioclasa presenta una composición que varía entre  $An_{30}Ab_{64}$  y  $An_{42}Ab_{58}$ , mientras que para CHI79 el mineral es más cálcico ( $An_{79}Ab_{21}$  a  $An_{85}Ab_{14}$ ).

**Tabla 6.15 Composición y fórmula estructural de plagioclasas (centros) en el grupo T1.**

Muestra	CUI-1 (Cuicuilco; SiO <sub>2</sub> = 50.6 %)				CHI56 (Cima; SiO <sub>2</sub> = 51.6 %)			CHI20 (Santa Barbara; SiO <sub>2</sub> = 51.6%)		
	%SiO <sub>2</sub>	52.745	53.445	52.738	52.534	57.367	56.039	51.279	53.358	53.348
%TiO <sub>2</sub>	0.087	0.127	0.068	0.131	0.021	0.009	0.053	0.112	0.089	0.071
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.276	28.404	28.499	28.543	26.459	27.069	29.866	28.286	28.333	28.525
%FeO'	0.474	0.524	0.420	0.400	0.209	0.121	0.536	0.611	0.599	0.711
%MnO	0.017	0.033	0.031	0.000	0.063	0.017	0.020	0.000	0.008	0.008
%MgO	0.119	0.107	0.168	0.150	0.032	0.010	0.154	0.118	0.142	0.099
%CaO	11.878	11.760	11.899	12.083	8.463	9.086	13.421	11.960	11.829	11.909
%Na <sub>2</sub> O	4.569	4.533	4.646	4.442	6.814	6.351	3.930	4.659	4.760	4.562
%K <sub>2</sub> O	0.286	0.318	0.264	0.283	0.260	0.224	0.119	0.348	0.309	0.285
Suma	98.451	99.251	98.733	98.566	99.688	98.926	99.378	99.452	99.417	99.771
Si	2.431	2.441	2.424	2.419	2.583	2.545	2.352	2.437	2.437	2.438
Ti	0.003	0.004	0.002	0.005	0.001	0.000	0.002	0.004	0.003	0.002
Al	1.537	1.530	1.544	1.549	1.404	1.449	1.615	1.523	1.526	1.530
Fe <sup>+3</sup>	0.016	0.018	0.015	0.014	0.007	0.004	0.019	0.021	0.021	0.024
Suma	3.987	3.993	3.986	3.987	3.995	3.999	3.987	3.985	3.986	3.995
Mg	0.008	0.007	0.012	0.010	0.002	0.001	0.011	0.008	0.010	0.007
Mn	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.587	0.576	0.586	0.596	0.408	0.442	0.660	0.585	0.579	0.580
Na	0.408	0.401	0.414	0.397	0.595	0.559	0.350	0.413	0.422	0.402
K	0.017	0.019	0.015	0.017	0.015	0.013	0.007	0.020	0.018	0.017
Suma	1.021	1.004	1.028	1.020	1.023	1.016	1.027	1.026	1.028	1.006
%An	57.980	57.813	57.705	59.062	40.103	43.588	64.917	57.486	56.842	58.083
%Ab	40.358	40.325	40.771	39.291	58.430	55.133	34.398	40.522	41.390	40.262
%Or	1.662	1.861	1.524	1.647	1.467	1.279	0.685	1.992	1.768	1.655
Muestra	CHI57 (Xitle; SiO <sub>2</sub> = 52.0 %)				CHI25 (Tezontla; SiO <sub>2</sub> = 52.1 %)			CHI17 (Los Cuates; SiO <sub>2</sub> = 52.7 %)		
%SiO <sub>2</sub>	53.481	52.363	52.203	54.094	51.991	51.701	51.970	51.233	52.059	51.759
%TiO <sub>2</sub>	0.090	0.127	0.093	0.185	0.082	0.132	0.104	0.055	0.064	0.017
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.616	30.302	30.309	28.305	29.353	29.237	28.911	30.329	30.080	30.000
%FeO'	0.595	0.449	0.501	0.719	0.557	0.569	0.577	0.668	0.710	0.683
%MnO	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.049	0.003	0.000
%MgO	0.146	0.139	0.136	0.107	0.163	0.163	0.185	0.181	0.149	0.151
%CaO	11.422	13.230	12.957	11.216	13.075	13.269	12.721	13.194	12.948	13.200
%Na <sub>2</sub> O	4.863	4.130	4.035	5.095	4.559	4.324	4.538	4.014	3.977	3.849
%K <sub>2</sub> O	0.286	0.183	0.185	0.296	0.213	0.186	0.201	0.172	0.186	0.176
Suma	99.534	100.923	100.419	100.017	99.993	99.581	99.207	99.895	100.176	99.835
Si	2.437	2.361	2.364	2.453	2.373	2.369	2.387	2.339	2.365	2.361
Ti	0.003	0.004	0.003	0.006	0.003	0.005	0.004	0.002	0.002	0.001
Al	1.537	1.611	1.618	1.513	1.579	1.580	1.566	1.632	1.611	1.613
Fe <sup>+3</sup>	0.020	0.015	0.017	0.025	0.019	0.020	0.020	0.023	0.024	0.023
Suma	3.997	3.992	4.002	3.997	3.974	3.973	3.977	3.996	4.003	3.998
Mg	0.010	0.009	0.009	0.007	0.011	0.011	0.013	0.012	0.010	0.010
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Ca	0.558	0.639	0.629	0.545	0.639	0.652	0.626	0.645	0.630	0.645
Na	0.430	0.361	0.354	0.448	0.403	0.384	0.404	0.355	0.350	0.340
K	0.017	0.011	0.011	0.017	0.012	0.011	0.012	0.010	0.011	0.010
Suma	1.015	1.021	1.003	1.017	1.066	1.058	1.055	1.026	1.002	1.006
%An	55.548	63.237	63.270	53.954	60.593	62.252	60.084	63.855	63.576	64.787
%Ab	42.796	35.722	35.654	44.351	38.232	36.709	38.786	35.154	35.336	34.185
%Or	1.656	1.041	1.076	1.695	1.175	1.039	1.130	0.991	1.087	1.029

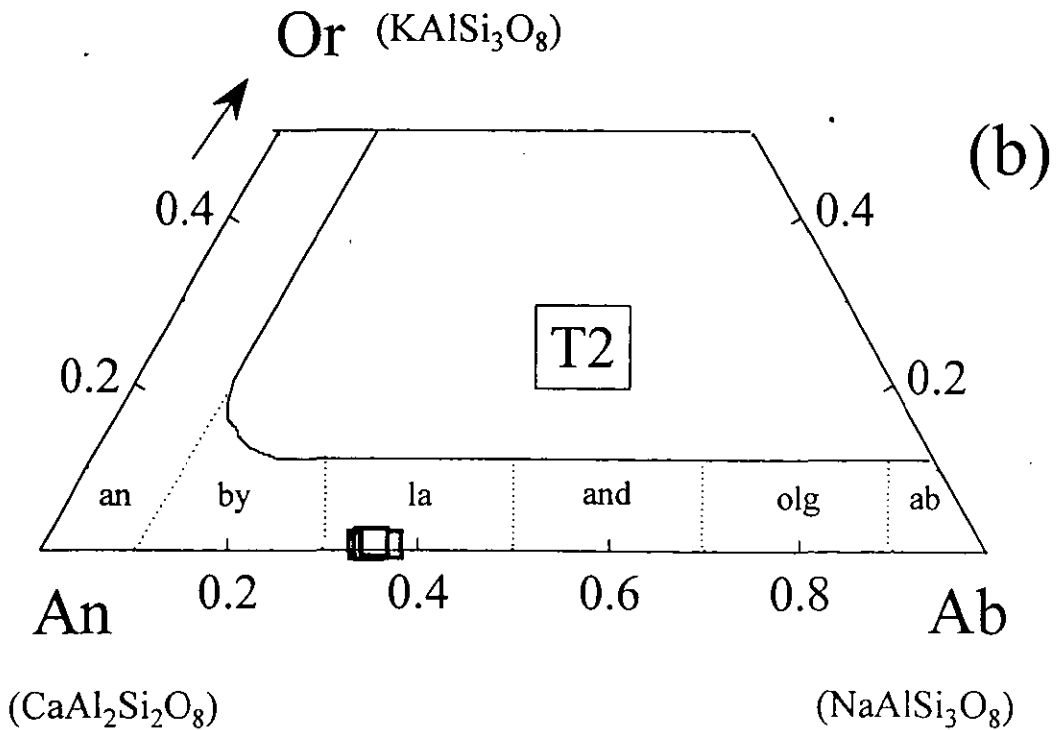
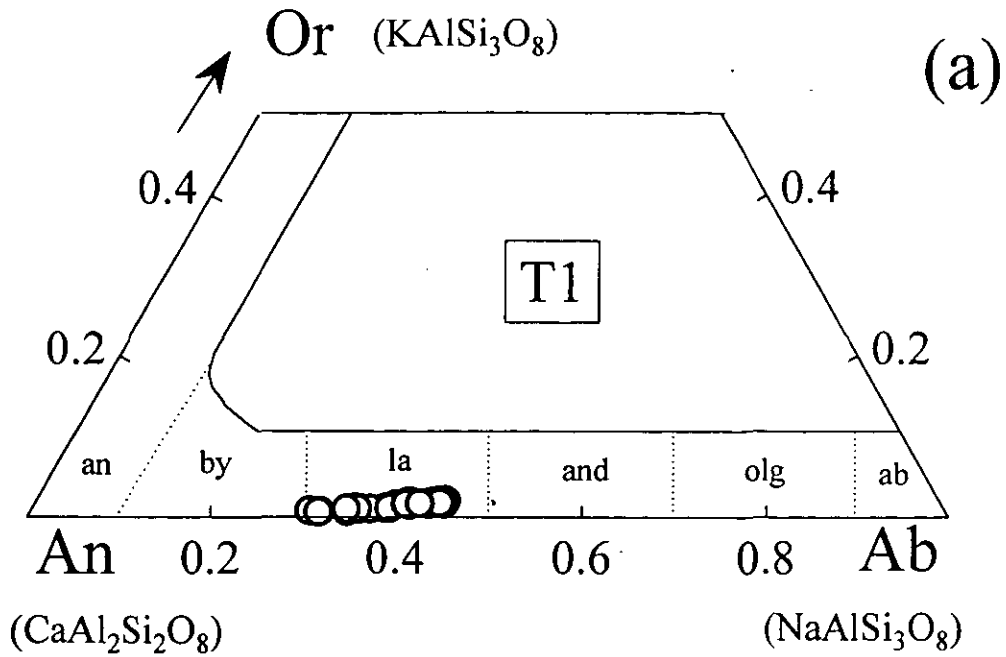


**Tabla 6.16** Composición y fórmula estructural de plagioclasa representativas de los grupos T2 y T3.

Muestra	T2: CHI64 (Tetillas; SiO <sub>2</sub> = 53.7 %)								
%SiO <sub>2</sub>	52.369	52.125	52.890	51.808	52.200	52.203	52.224	52.801	52.419
%TiO <sub>2</sub>	0.054	0.111	0.071	0.071	0.083	0.071	0.065	0.081	0.009
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.129	30.545	30.196	29.934	29.380	30.292	29.664	30.523	30.247
%FeO <sup>1</sup>	0.589	0.613	0.619	0.666	0.545	0.666	0.554	0.517	0.631
%MnO	0.000	0.000	0.066	0.040	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgO	0.169	0.218	0.174	0.238	0.253	0.185	0.181	0.144	0.180
%CaO	13.213	13.455	12.655	13.302	13.163	13.282	13.114	13.458	13.245
%Na <sub>2</sub> O	3.897	3.828	4.354	3.898	3.867	3.987	3.820	3.993	4.266
%K <sub>2</sub> O	0.126	0.116	0.145	0.115	0.167	0.118	0.125	0.121	0.125
Suma	100.546	101.011	101.170	100.072	99.670	100.804	99.747	101.638	101.122
Si	2.368	2.350	2.377	2.359	2.382	2.358	2.380	2.363	2.362
Ti	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.000
Al	1.606	1.623	1.600	1.607	1.581	1.613	1.593	1.611	1.607
Fe <sup>+3</sup>	0.020	0.021	0.021	0.023	0.019	0.023	0.019	0.017	0.021
Suma	3.997	3.997	4.000	3.991	3.985	3.997	3.994	3.994	3.990
Mg	0.011	0.015	0.012	0.016	0.017	0.012	0.012	0.010	0.012
Mn	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.640	0.650	0.609	0.649	0.644	0.643	0.640	0.645	0.639
Na	0.342	0.335	0.379	0.344	0.342	0.349	0.337	0.347	0.373
K	0.007	0.007	0.008	0.007	0.010	0.007	0.007	0.007	0.007
Suma	1.001	1.006	1.011	1.017	1.013	1.011	0.997	1.009	1.031
%An	64.722	65.570	61.116	64.911	64.653	64.359	65.000	64.616	62.733
%Ab	34.543	33.757	38.050	34.421	34.370	34.960	34.262	34.692	36.562
%Or	0.735	0.673	0.834	0.668	0.977	0.681	0.738	0.692	0.705

Muestra	T3: CHI33 (Temixco; SiO <sub>2</sub> = 56.2 %)			T3: CHI63 (Pelado; SiO <sub>2</sub> = 59.0 %)			T3: CHI27 (Texclacoyonqui; SiO <sub>2</sub> = 59.2 %)		
%SiO <sub>2</sub>	50.766	51.301	51.417	50.479	52.335	53.740	52.674	52.938	
%TiO <sub>2</sub>	0.044	0.043	0.039	0.037	0.044	0.062	0.039	0.088	
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.663	29.869	29.979	30.295	29.873	28.586	29.066	28.858	
%FeO <sup>1</sup>	0.424	0.528	0.468	0.450	0.549	0.414	0.659	0.648	
%MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	
%MgO	0.189	0.102	0.153	0.146	0.129	0.123	0.156	0.172	
%CaO	14.687	13.794	14.095	14.242	13.177	11.808	13.066	12.779	
%Na <sub>2</sub> O	3.562	3.912	3.813	3.632	4.118	4.670	4.386	4.666	
%K <sub>2</sub> O	0.111	0.148	0.117	0.131	0.175	0.183	0.234	0.257	
Suma	100.446	99.697	100.081	99.412	100.400	99.586	100.300	100.406	
Si	2.311	2.348	2.345	2.320	2.373	2.443	2.394	2.403	
Ti	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	
Al	1.646	1.612	1.612	1.641	1.597	1.532	1.557	1.544	
Fe <sup>+3</sup>	0.015	0.018	0.016	0.016	0.019	0.014	0.023	0.022	
Suma	3.973	3.980	3.974	3.978	3.990	3.992	3.975	3.972	
Mg	0.013	0.007	0.010	0.010	0.009	0.008	0.011	0.012	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	
Ca	0.716	0.677	0.689	0.701	0.640	0.575	0.636	0.622	
Na	0.314	0.347	0.337	0.324	0.362	0.412	0.387	0.411	
K	0.006	0.009	0.007	0.008	0.010	0.011	0.014	0.015	
Suma	1.050	1.040	1.043	1.042	1.021	1.006	1.048	1.059	
%An	69.067	65.532	66.693	67.915	63.238	57.666	61.397	59.359	
%Ab	30.311	33.631	32.648	31.341	35.762	41.270	37.294	39.220	
%Or	0.622	0.837	0.659	0.744	1.000	1.064	1.309	1.421	



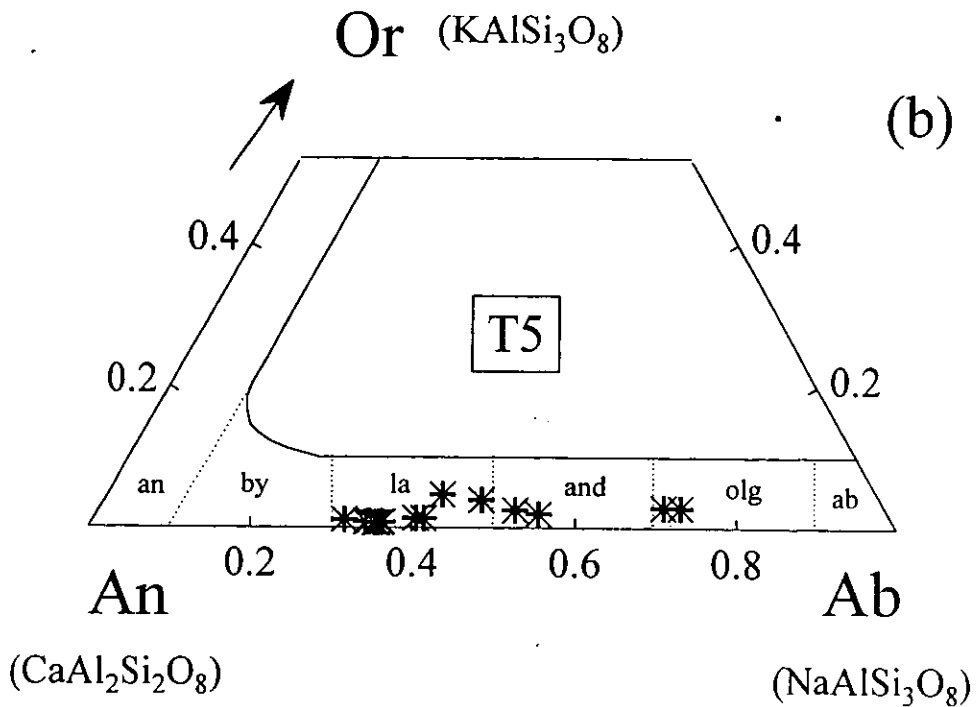
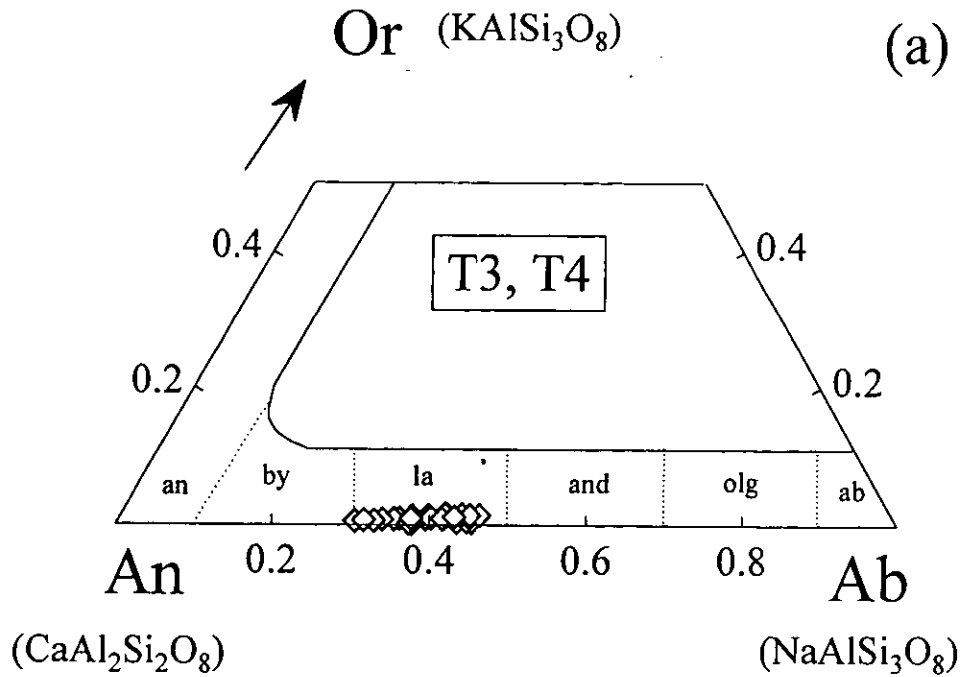
**Figura 6.18** Composición de plagioclasa en el diagrama An-Ab-Or. (a) magmas máficos tipo T1, (b) magmas intermedios con alto magnesio T2. Clasificación: an = anortita ( $An_{90-100}$ ), by = bytownita ( $An_{70-90}$ ), la = labradorita ( $An_{50-70}$ ), and = andesina ( $An_{30-50}$ ), olg = oligoclasa ( $An_{10-30}$ ), ab = albita ( $An_{0-10}$ ).

**Tabla 6.17** Composición y fórmula estructural de plagioclasa (centros) en el grupo T5.

Muestra	CHI76 (Cilcuayo; SiO <sub>2</sub> = 54.0 %)		CHI21 (San Matias; SiO <sub>2</sub> = 63 %)		CHI10 (Lama; SiO <sub>2</sub> = 63.5 %)	
	%SiO <sub>2</sub>	53.012	53.037	51.928	51.091	55.643
%TiO <sub>2</sub>	0.117	0.072	0.044	0.078	0.037	0.045
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.184	28.983	30.078	30.710	26.718	26.471
%FeO <sup>I</sup>	0.733	0.688	0.632	0.630	0.582	0.125
%MnO	0.000	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000
%MgO	0.084	0.091	0.121	0.136	0.021	0.011
%CaO	12.064	11.842	13.330	13.550	9.758	9.053
%Na <sub>2</sub> O	4.497	4.595	3.759	3.741	6.007	6.269
%K <sub>2</sub> O	0.238	0.227	0.186	0.163	0.447	0.341
Suma	99.929	99.535	100.078	100.129	99.213	98.751
Si	2.410	2.418	2.362	2.327	2.534	2.567
Ti	0.004	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002
Al	1.564	1.558	1.613	1.649	1.434	1.420
Fe <sup>+3</sup>	0.025	0.024	0.022	0.022	0.020	0.004
Suma	4.003	4.002	3.998	4.000	3.989	3.992
Mg	0.006	0.006	0.008	0.009	0.001	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.588	0.578	0.650	0.661	0.476	0.441
Na	0.396	0.406	0.332	0.330	0.530	0.553
K	0.014	0.013	0.011	0.009	0.026	0.020
Suma	1.003	1.004	1.001	1.012	1.034	1.015
%An	58.892	57.972	65.492	66.054	46.115	43.517
%Ab	39.725	40.705	33.420	33.000	51.370	54.531
%Or	1.383	1.323	1.088	0.946	2.515	1.952

**Tabla 6.18** Composición y fórmula estructural de plagioclasa con zonación oscilatoria en la muestra CHI10 (Lama; SiO<sub>2</sub> = 63.5 %, T5)

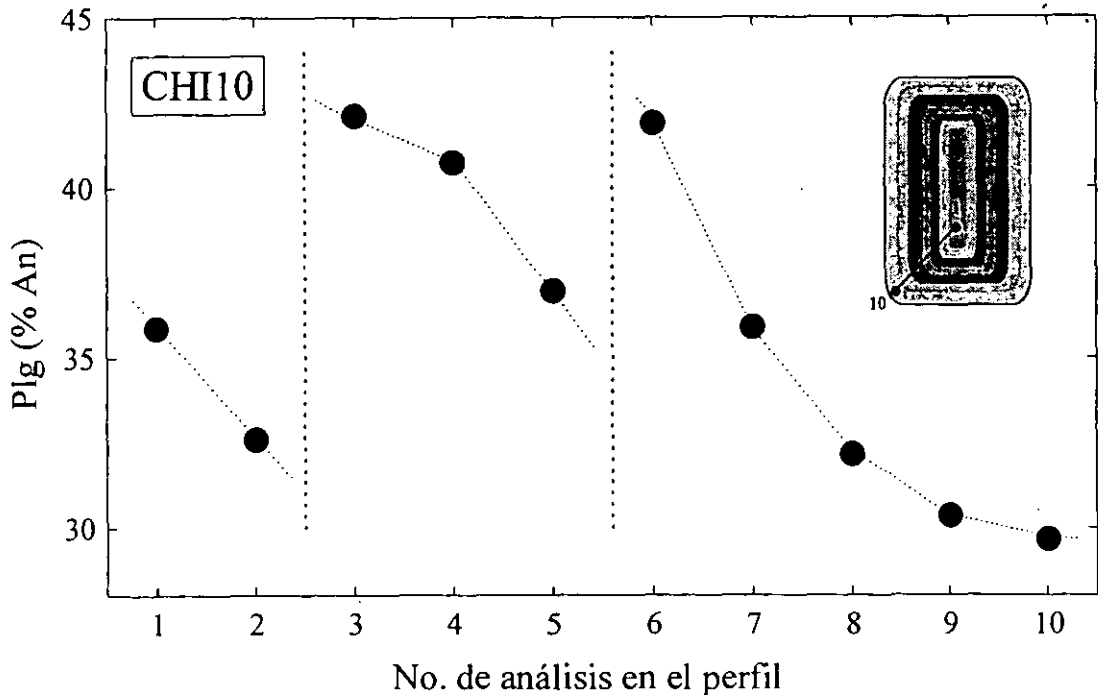
Análisis	1 (Centro)	2	3	4	5	6	7	8	9	10 (Borde)
%SiO <sub>2</sub>	58.396	59.836	57.155	57.376	58.090	56.981	58.953	59.934	60.812	60.847
%TiO <sub>2</sub>	0.020	0.000	0.044	0.000	0.031	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.279	24.712	26.608	26.151	25.616	26.705	25.487	24.447	23.935	23.991
%FeO <sup>I</sup>	0.162	0.102	0.135	0.142	0.172	0.087	0.105	0.085	0.057	0.157
%MnO	0.045	0.033	0.003	0.011	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000
%MgO	0.000	0.000	0.021	0.005	0.011	0.014	0.019	0.026	0.025	0.000
%CaO	7.580	6.882	8.864	8.655	7.790	8.899	7.522	6.808	6.372	6.153
%Na <sub>2</sub> O	7.276	7.621	6.585	6.700	6.901	6.667	7.173	7.635	7.477	7.397
%K <sub>2</sub> O	0.336	0.361	0.225	0.391	0.671	0.233	0.384	0.451	0.918	1.014
Suma	99.094	99.547	99.640	99.431	99.282	99.604	99.643	99.397	99.596	99.559
Si	2.638	2.682	2.574	2.591	2.623	2.569	2.644	2.690	2.722	2.724
Ti	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.346	1.306	1.413	1.392	1.364	1.419	1.348	1.294	1.263	1.266
Fe <sup>+3</sup>	0.006	0.003	0.005	0.005	0.006	0.003	0.004	0.003	0.002	0.005
Suma	3.990	3.991	3.993	3.988	3.994	3.991	3.995	3.987	3.987	3.996
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000
Mn	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.367	0.331	0.428	0.419	0.377	0.430	0.362	0.327	0.306	0.295
Na	0.637	0.662	0.575	0.587	0.604	0.583	0.624	0.665	0.649	0.642
K	0.019	0.021	0.013	0.023	0.039	0.013	0.022	0.026	0.052	0.058
Suma	1.025	1.015	1.017	1.029	1.021	1.027	1.009	1.020	1.009	0.995
%An	35.845	32.612	42.114	40.740	36.960	41.896	35.889	32.172	30.350	29.659
%Ab	62.263	65.351	56.614	57.069	59.249	56.798	61.930	65.290	64.444	64.521
%Or	1.892	2.037	1.273	2.191	3.791	1.306	2.181	2.538	5.206	5.820



**Figura 6.19** Composición de plagioclasa en el diagrama An-Ab-Or. (a) magmas intermedios tipo T3 y T4, (b) magmas con texturas de disequilibrio T5. Clasificación: an = anortita ( $\text{An}_{90-100}$ ), by = bytownita ( $\text{An}_{70-90}$ ), la = labradorita ( $\text{An}_{50-70}$ ), and = andesina ( $\text{An}_{30-50}$ ), olg = oligoclasa ( $\text{An}_{10-30}$ ), ab = albita ( $\text{An}_{0-10}$ ).

**Tabla 6.19** Composición y fórmula estructural de plagioclasa con zonación oscilatoria en la muestra CHI79 (Tabaquillo; SiO<sub>2</sub> = 63.5 %, T5).

Análisis	1 (Centro)	2	3	4	5	6	7	8	9 (Borde)
%SiO <sub>2</sub>	46.598	47.548	47.963	48.348	48.794	47.937	47.843	48.705	46.942
%TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.020	0.032	0.014	0.023	0.048	0.039	0.000
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.263	34.031	33.348	33.075	33.003	33.789	33.451	33.056	34.233
%FeO'	0.365	0.396	0.389	0.339	0.377	0.365	0.330	0.398	0.497
%MnO	0.000	0.000	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027
%MgO	0.047	0.078	0.052	0.044	0.035	0.030	0.064	0.045	0.051
%CaO	17.610	17.268	16.585	15.871	16.304	16.747	16.865	16.058	17.273
%Na <sub>2</sub> O	1.625	1.759	2.161	2.357	2.308	1.946	2.037	2.290	1.685
%K <sub>2</sub> O	0.035	0.019	0.034	0.036	0.054	0.041	0.044	0.049	0.039
Suma	100.543	101.143	100.590	100.102	100.889	100.878	100.683	100.640	100.747
Si	2.135	2.161	2.189	2.211	2.217	2.181	2.183	2.216	2.144
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000
Al	1.850	1.824	1.795	1.784	1.767	1.812	1.799	1.773	1.844
Fe <sup>3+</sup>	0.013	0.014	0.013	0.012	0.013	0.012	0.011	0.014	0.017
Suma	3.998	3.999	3.998	4.008	3.997	4.006	3.995	4.005	4.005
Mg	0.003	0.005	0.004	0.003	0.002	0.002	0.004	0.003	0.003
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.864	0.841	0.811	0.778	0.794	0.816	0.824	0.783	0.845
Na	0.144	0.155	0.191	0.209	0.203	0.172	0.180	0.202	0.149
K	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002
Suma	1.014	1.002	1.010	0.992	1.002	0.992	1.012	0.991	1.001
%An	85.518	84.343	80.761	78.651	79.358	82.428	81.855	79.259	84.802
%Ab	14.280	15.547	19.042	21.136	20.329	17.332	17.891	20.453	14.970
%Or	0.202	0.110	0.197	0.212	0.313	0.240	0.254	0.288	0.228



**Figura 6.20** Perfil de composición para una plagioclasa con zonación oscilatoria en la dacita CHI10.

### 6.5.5 Minerales hidratados

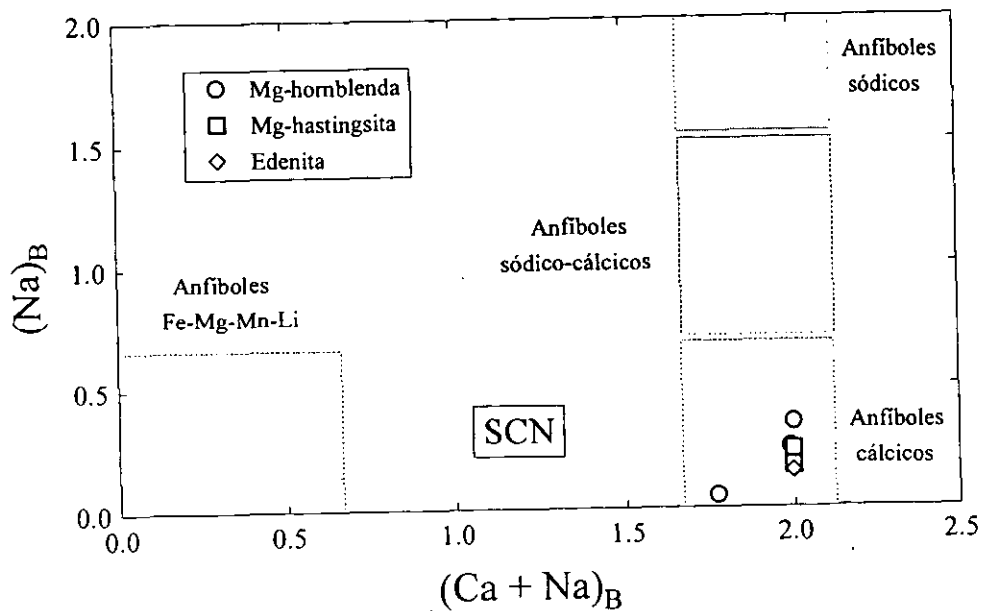
Márquez González (1998) identificó la presencia de minerales hidratados en los magmas del grupo T5, los cuales corresponden a anfíboles y muestran una fuerte alteración a óxidos de fierro. En este trabajo se retomaron estos análisis (Tablas 6.20-6.1) y se realizó su reclasificación en base al esquema aceptado por la *International Mineralogical Association*, el cual fue propuesto por Leake et al. (1997). El cálculo de la fórmula estructural se basa en una estructura con 23 oxígenos, 2 [OH, F, Cl] (no determinados) y un contenido variable de cationes entre 15 y 16. De esta forma, la fórmula ideal del anfíbol queda como  $A_{0.1}B_2C_5T_8O_{22}(OH, F, Cl)_2$ , donde A = Na, K; B = Na, Ca, Mn, Mg,  $Fe^{+2}$ ; C = Mg,  $Fe^{+2}$ , Mn, Al,  $Fe^{+3}$ , Ti; y T = Si, Al.

Este esquema de clasificación fue aplicado utilizando el programa NEWAMPHCAL (Yavuz, 1999). De esta forma, los anfíboles estudiados pertenecen al grupo cálcico, ya que  $(Ca)_B > 1.5$ ,  $(Ca + Na)_B > 1.6$  y  $(Na)_B < 0.65$  (Figura 6.21). De manera particular, se clasifican como tschermakitas,  $(Na + K)_B < 0.5$ ,  $Si < 6.5$  y  $Mg/(Mg + Fe^{+2}) > 0.5$  (Tabla 6.20; Figura 6.22), hastingsitas de magnesio,  $(Na + K)_B > 0.5$ ,  $6.5 > Si > 5.5$  y  $Mg/(Mg + Fe^{+2}) > 0.5$  (Tabla 6.21; Figura 6.23), y una edenita,  $(Na + K)_B > 0.5$ ,  $Si = 6.5$  y  $Mg/(Mg + Fe^{+2}) > 0.5$  (Tabla 6.21; Figura 6.23).

Por otro lado, algunas rocas pertenecientes al grupo T5 incluyen biotitas, las cuales muestran diversos grados de alteración a óxidos de hierro (e.g., CHI21, Figura 6.2f). Aplicando el esquema avalado por la *International Mineralogical Association* (Rieder et al., 1998), estos minerales se consideran parte de la unión annita (miembro final con  $Fe^{+2}$ ) – flogopita (miembro final con Mg), con una fórmula estructural basada en 20 oxígenos, 4 (OH) y con cationes tendiendo a 16. La fórmula estructural queda representada como  $A_2B_6T_8O_{20}(OH)_4$ , donde A = K, Na, Ca; B =  $Al^{VI}$ , Ti, Mg,  $Fe^{+2}$ , Mn, Cr, Ni; T = Si,  $Al^{IV}$ . La relación  $Fe^{+2}/(Mg + Fe^{+2})$  determina el porcentaje de los miembros finales. En la Tabla 6.22 se presentan los resultados de análisis y el cálculo de fórmula para las biotitas estudiadas, que presentan en general una composición en % annita  $[Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)] = 31$ .

**Tabla 6.20** Composición y fórmula estructural de anfíboles (tschermakitas) en el grupo T5.

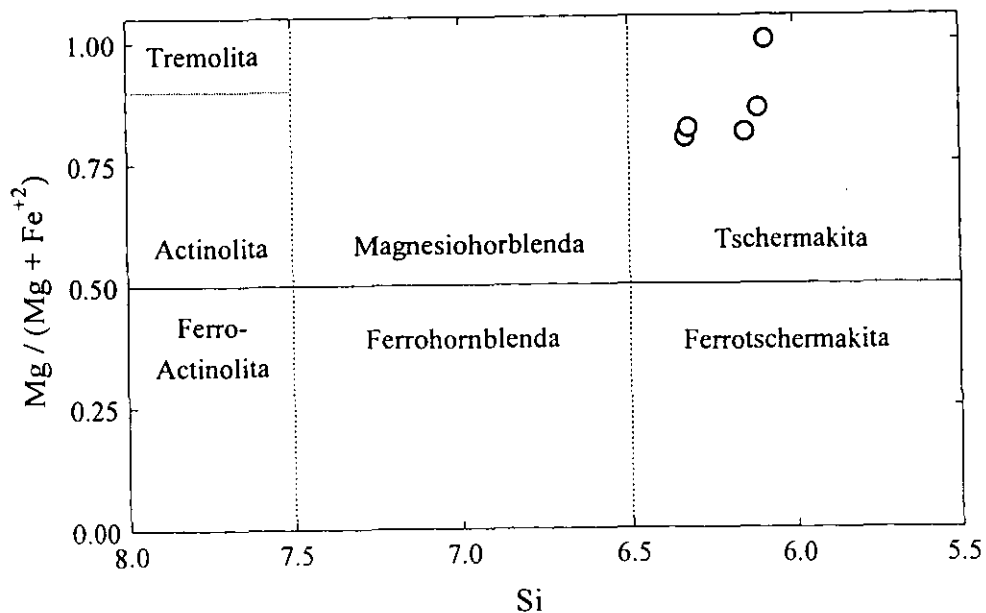
Muestra	CHI80 (Cajete; SiO <sub>2</sub> = 59.3 %)			CHI49 (Tabaquillo; SiO <sub>2</sub> = 65.0 %)	
	%SiO <sub>2</sub>	43.95	42.63	42.71	42.61
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.93	12.37	11.83	13.26	10.12
%TiO <sub>2</sub>	1.67	2.90	2.02	2.57	2.31
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01
%FeO	6.16	3.90	5.41	5.98	0.00
%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.10	9.62	5.26	4.94	16.66
%MnO	0.17	0.24	0.18	0.18	0.24
%MgO	14.17	13.81	14.14	14.14	15.30
%CaO	11.64	10.74	11.28	11.28	11.47
%Na <sub>2</sub> O	2.28	2.36	2.20	2.20	1.15
%K <sub>2</sub> O	0.30	0.32	0.29	0.29	0.00
Suma	98.37	98.89	95.32	97.45	100.68
Si	6.33	6.11	6.32	6.15	6.09
Al IV	1.67	1.89	1.68	1.85	1.67
Al VI	0.35	0.20	0.38	0.40	0.00
Ti	0.18	0.31	0.22	0.28	0.24
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+3</sup>	0.66	1.04	0.59	0.54	1.76
Fe <sup>+2</sup>	0.74	0.47	0.67	0.72	0.00
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Mg	3.04	2.95	3.12	3.04	3.20
Ca	1.80	1.65	1.79	1.74	1.72
Na	0.64	0.66	0.63	0.62	0.31
K	0.06	0.06	0.05	0.05	0.00
Suma	15.49	15.36	15.47	15.42	15.04
(Na) <sub>B</sub>	0.20	0.35	0.21	0.25	0.05
(Na + K) <sub>A</sub>	0.49	0.36	0.47	0.42	0.26
(Ca) <sub>B</sub>	1.80	1.65	1.79	1.74	1.72
(Ca + Na) <sub>B</sub>	2.00	2.00	2.00	1.99	1.77
Mg/(Mg+Mn)	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
(Mg + Fe <sup>+2</sup> + Mn)	3.80	3.45	3.81	3.79	3.23
Mg / (Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.80	0.86	0.82	0.81	1.00



**Figura 6.21** Clasificación de anfíboles según el esquema de Leake et al. (1997).

**Tabla 6.21** Composición y fórmula estructural de anfíboles (Mg-hastingsita y edenita) en el grupo T5.

Muestra	CHI80 (Cajete; SiO <sub>2</sub> = 59.3 %)					CHI49 (Tabaquillo; SiO <sub>2</sub> = 65.0 %)
	Mg-hastingsita					Edenita
%SiO <sub>2</sub>	43.03	43.19	43.20	41.70	41.82	45.57
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.40	11.62	12.72	13.30	13.71	10.45
%TiO <sub>2</sub>	2.33	2.38	2.72	2.84	2.74	1.85
%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.11	0.09	0.03	0.00	0.12
%FeO	4.79	4.78	4.58	3.79	6.23	4.42
%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.34	4.64	5.05	6.95	4.22	4.29
%MnO	0.19	0.09	0.11	0.14	0.13	0.11
%MgO	14.80	15.17	15.27	14.87	14.30	16.58
%CaO	11.59	11.40	11.61	11.40	11.83	12.07
%Na <sub>2</sub> O	2.45	2.46	2.57	2.75	2.70	2.23
%K <sub>2</sub> O	0.37	0.32	0.34	0.31	0.38	0.29
Suma	98.29	96.05	98.17	98.05	98.06	97.86
Si	6.19	6.31	6.19	6.01	6.05	6.50
Al IV	1.81	1.69	1.81	1.99	1.95	1.50
Al VI	0.29	0.31	0.33	0.27	0.39	0.26
Ti	0.25	0.26	0.29	0.31	0.30	0.20
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>+3</sup>	0.69	0.51	0.54	0.75	0.46	0.46
Fe <sup>+2</sup>	0.58	0.58	0.55	0.46	0.75	0.53
Mn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Mg	3.17	3.30	3.26	3.19	3.08	3.53
Ca	1.79	1.79	1.78	1.76	1.83	1.85
Na	0.68	0.70	0.71	0.77	0.76	0.62
K	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05
Suma	15.54	15.54	15.56	15.59	15.66	15.52
(Na) <sub>B</sub>	0.21	0.21	0.22	0.24	0.17	0.15
(Na + K) <sub>A</sub>	0.54	0.54	0.56	0.59	0.66	0.52
(Ca) <sub>B</sub>	1.79	1.79	1.78	1.76	1.83	1.85
(Ca + Na) <sub>B</sub>	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Mg/(Mg+Mn)	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00
(Mg + Fe <sup>+2</sup> + Mn)	3.77	3.90	3.82	3.67	3.85	4.07
Mg / (Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.85	0.85	0.86	0.87	0.80	0.87



**Figura 6.22** Clasificación de anfíboles cálcicos con (Na + K)<sub>A</sub> < 0.5 (Leake et al., 1997).



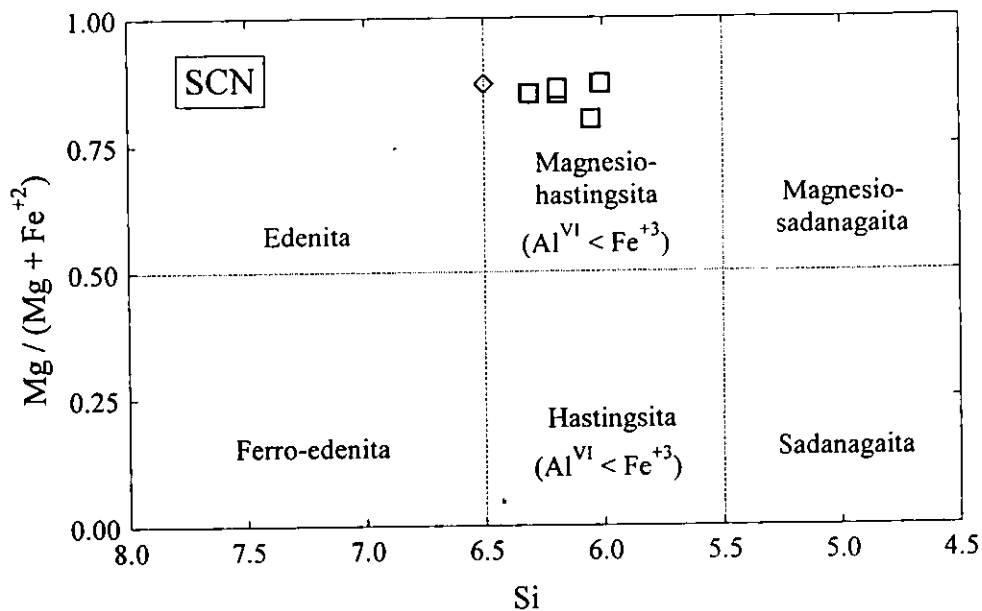


Figura 6.23 Clasificación de anfíboles cálcicos con  $(Na + K)_A > 0.5$  (Leake et al., 1997).

Tabla 6.22 Composición y fórmula estructural de biotitas en el grupo T5 (CHI21, San Matías; %SiO<sub>2</sub> = 63.0).

Análisis	1	2
%SiO <sub>2</sub>	42.988	42.885
%TiO <sub>2</sub>	2.163	2.157
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.552	10.549
%FeO <sup>I</sup>	15.747	15.658
%MnO	0.250	0.260
%MgO	19.385	19.298
%CaO	8.583	8.562
%Na <sub>2</sub> O	1.700	1.705
%K <sub>2</sub> O	0.088	0.078
Suma	101.46	101.15
Si	5.87	5.87
Al <sup>IV</sup>	2.13	2.13
Suma	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.00
Ti	0.22	0.22
Mg	3.95	3.94
Fe <sup>+2</sup>	1.80	1.79
Mn	0.03	0.03
Suma	6.00	5.98
Ca	1.26	1.26
Na	0.45	0.45
K	0.02	0.01
Suma	1.72	1.72
Suma de cationes	15.72	15.71
Fe <sup>+2</sup> / (Fe <sup>+2</sup> + Mg)	0.31	0.31

## 7. Sierra de Chichinautzin: Desarrollo de modelos de génesis magmática

A partir de la información geoquímica, isotópica y mineralógica disponible en la literatura y aquella que fue generada durante el presente estudio, se desarrolló un modelo de génesis y evolución magmática en la SCN, que incluyó: (a) estimación de temperaturas de equilibrio y fugacidad relativa de oxígeno para los magmas; (b) elaboración de modelos cuantitativos para fusión parcial, aplicando métodos de inversión, para los magmas máficos; (c) propuesta de un modelo de origen para los magmas intermedios de alto-Mg; (d) evaluación de distintos modelos de evolución magmática, que incluyeron cristalización fraccionada, cristalización fraccionada con asimilación, mezcla de magmas, así como la fusión parcial de corteza.

### 7.1 Estimación de temperaturas de equilibrio y fugacidad de oxígeno

#### 7.1.1 Geotermómetro olivino-líquido

La partición de  $\text{Fe}^{+2}$  y Mg entre el líquido magmático y el olivino que cristaliza de éste se ha utilizado ampliamente para establecer temperaturas de equilibrio en basaltos y andesitas (Ulmer, 1989). Partiendo de que el olivino muestra un comportamiento de solución sólida completa y que la variación de volumen en la estructura cristalina con la sustitución es despreciable, Roeder y Emslie (1970) dedujeron las siguientes relaciones a partir de datos experimentales:

$$\log \frac{X_{\text{MgO}}^{\text{Ol}}}{X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}} = \frac{3740}{T_{\text{MgO}}} - 1.87 \quad [\text{ecn. 7.1}]$$

$$\log \frac{X_{\text{FeO}}^{\text{Ol}}}{X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}} = \frac{3911}{T_{\text{FeO}}} - 2.50 \quad [\text{ecn. 7.2}]$$

en donde  $X_{\text{MgO}}^{\text{ol}}$  y  $X_{\text{FeO}}^{\text{ol}}$  representan la fracción molar de MgO y FeO en el olivino,  $X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}$  y  $X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}$  son la fracción molar de MgO y FeO en el líquido magmático,  $T_{\text{MgO}}$  y  $T_{\text{FeO}}$  las temperaturas de equilibrio calculadas en base a la partición de Mg y  $\text{Fe}^{+2}$  entre el olivino y el líquido magmático.

De esta forma, el equilibrio de estos elementos (definido por el coeficiente  $D_{Mg-Fe}$ ) es fuertemente dependiente de la temperatura:

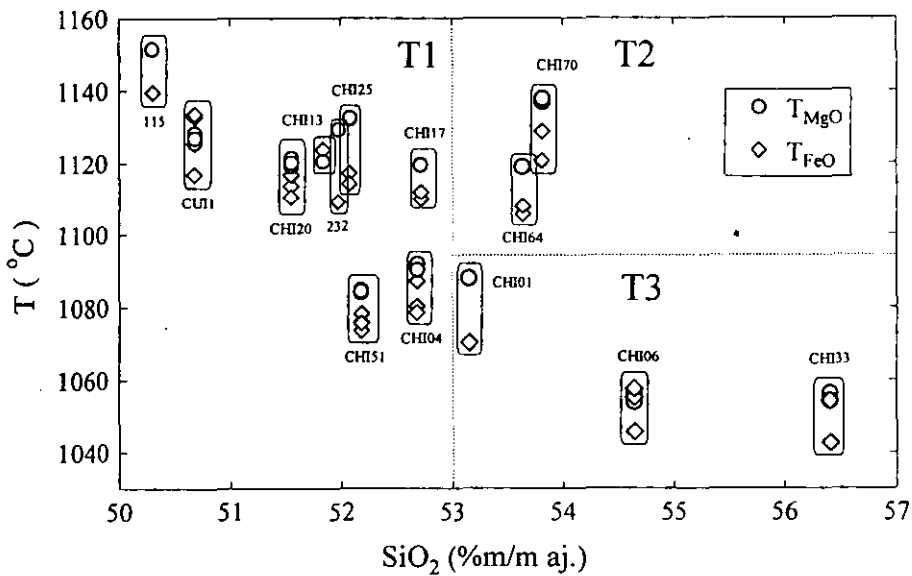
$$\log D_{Mg-Fe} = \log \frac{X_{Feo}^{Ol} X_{MgO}^{liq}}{X_{Feo}^{liq} X_{MgO}^{Ol}} = \frac{171}{T_{Feo=MgO}} - 0.63 \quad [\text{ecn. 7.3}]$$

En el presente estudio se aplicaron las ecuaciones 7.1 y 7.2 del geotermómetro para establecer una aproximación a las temperaturas de equilibrio de los magmas pertenecientes a los grupos T1 ( $SiO_2 = 49-53.5\%$ ,  $MgO = 7-10\%$ ; ol  $\pm$  plg), T2 ( $SiO_2 = 53-55\%$ ,  $MgO = 8.8-10\%$ ; ol  $\pm$  cpx + plg) y T3 ( $SiO_2 = 52.8-62\%$ ,  $MgO = 3-7.4\%$ ; ol + opx  $\pm$  cpx + plg). Debido a que no se cuenta con la composición del vidrio, la composición ajustada de las rocas se asumió como la composición del líquido magmático en equilibrio con este mineral. De esta forma, se consideraron los sistemas olivino-líquido para las siguientes muestras: (a) magmas máficos del grupo T1: 115, CUI1, CHI20, CHI13, CHI25, CHI51, CHI04 y CHI17; (b) magmas intermedios con alto-Mg del grupo T2: CHI64 y CHI70; (c) magmas intermedios del grupo T3: CHI01, CHI06 y CHI33.

Las temperaturas de equilibrio estimadas se presentan en forma gráfica en la Figura 7.1, como una función del contenido de  $SiO_2$ . A partir de esta información se puede establecer que: (a) los magmas máficos del grupo T1 describen temperaturas de equilibrio  $T_{FeO} = 1070-1140^\circ C$  y  $T_{MgO} = 1083-1150^\circ C$ . La diferencia entre  $T_{FeO}$  y  $T_{MgO}$  para un mismo sistema olivino-líquido fue  $<15^\circ C$ . Los resultados para CHI04 y CHI51 son inferiores al resto de las muestras consideradas, lo que podría estar relacionado a la cristalización del olivino en un nivel más somero. Sin embargo, todos los datos de T1 podrían encontrarse dentro de la incertidumbre del propio geotermómetro; (b) los magmas intermedios con alto-Mg (grupo T2) presentaron temperaturas de equilibrio  $T_{FeO} = 1105-1129^\circ C$  y  $T_{MgO} = 1118-1140^\circ C$ , con diferencias entre ambas estimaciones en un mismo sistema olivino-líquido  $<17^\circ C$ ; y (c) los magmas intermedios del grupo T3 presentaron las temperaturas de equilibrio más bajas, con  $T_{FeO} = 1040-1070^\circ C$  y  $T_{MgO} = 1050-1088^\circ C$ , con diferencia  $<18^\circ C$  entre las dos ecuaciones geotermométricas.

### 7.1.2 Geotermómetro gráfico de dos piroxenos

La composición de ortopiroxeno y clinopiroxeno coexistentes se han utilizado para obtener temperaturas de cristalización en una amplia variedad de rocas, que incluyen rocas ígneas y metamórficas, muestras lunares y meteoritos (e.g., Wood y Banno, 1973; Saxena, 1976; Kretz, 1982; Lindsley, 1983). De manera particular, el contenido de Ca de los piroxenos cálcicos (i.e., clinopiroxenos) disminuye con el incremento de la temperatura, mientras que en los piroxenos pobres en calcio (i.e., ortopiroxenos) se incrementa. Este fenómeno fue utilizado por Lindsley (1983) para establecer, a partir de relaciones de fase experimentales, un geotermómetro empírico gráfico en el cuadrilátero Enstatita ( $MgSiO_3$ ) – Ferrosilita ( $FeSiO_3$ ) – Hedenbergita ( $CaFeSi_2O_6$ ) – Diopsida ( $CaMgSi_2O_6$ ) para el intervalo 800-1200°C a <15 kbar. El error asociado a la determinación de temperatura en este geotermómetro es de  $\pm 50^\circ C$ .



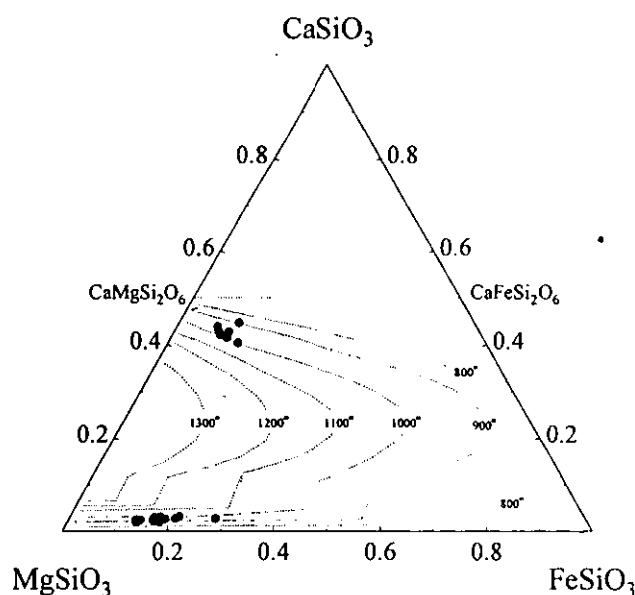
**Figura 7.1** Resultados de la aplicación del geotermómetro olivino-líquido (Roeder y Emslie, 1970) para las lavas de la SCN (T1-T3).

La aplicación del geotermómetro de Lindsley (1983) está restringida a sistemas ortopiroxeno-clinopiroxeno en equilibrio, condición que puede ser evaluada en función del coeficiente  $D_{Mg-Fe}$  (e.g., Nakamura y Kushiro, 1970; Hunter, 1998). En el equilibrio, este coeficiente presenta un valor de 0.75 a 1.08 y puede ser calculado utilizando la ecuación:

$$D_{Mg-Fe} = \frac{X_{Mg}^{Opx}}{1 - X_{Mg}^{Opx}} \cdot \frac{1 - X_{Mg}^{Cpx}}{X_{Mg}^{Cpx}} \quad [\text{ecn. 7.4}]$$

y en donde  $X_{Mg}$  representa la proporción molecular de Mg / (Mg + Fe) (Nakamura y Kushiro, 1970).

El geotermómetro se utilizó para establecer la temperatura de cristalización de los magmas intermedios y ácidos del grupo T4 ( $SiO_2 = 58.0-65.0\%$ ;  $MgO = 2.7-6.0\%$ ; Opx + Cpx + Plg): CHI31, CHI09, CHI03 y CHI77. A partir de análisis de microsonda en los bordes de los fenocristales, se pudo establecer que  $X_{Mg}$  para Opx cubre el intervalo 0.81-0.89, mientras que en el caso de Cpx el intervalo es de 0.84-0.91. La combinación de estos valores resultó en  $D_{Mg-Fe} = 0.75-0.88$ , que indica un estado de cuasi-equilibrio entre Opx y Cpx en estos magmas. La aplicación del geotermómetro de piroxenos en estos magmas dio por resultado un intervalo de temperatura entre 900-1000°C (Figura 7.2).



**Figura 7.2** Resultados de la aplicación del geotermómetro de dos-piroxenos (Lindsley, 1983) para las lavas de la SCN (T4).

### 7.1.3 Fugacidad de oxígeno en los magmas

Si una roca no ha sido alterada por procesos de oxidación post-eruptivos, su relación  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  y su composición en elementos mayores puede ser utilizada para realizar una estimación de la

concentración de oxígeno en el magma, que puede ser expresada en términos de su fugacidad absoluta de oxígeno ( $f_{O_2}$ ). La fugacidad puede considerarse como una presión parcial idealizada (Hall, 1996). A partir de una amplia base de datos experimentales, Sack et al. (1980) estableció una relación empírica para  $f_{O_2}$  a 1 bar:

$$\ln \left( X_{Fe_2O_3}^{liq} / X_{FeO}^{liq} \right) = a \cdot \ln f_{O_2} + (b/T) + c + \sum_i d_i X_i \quad [\text{ecn. 7.5}]$$

donde  $X_i$  representan las fracciones molares de los óxidos de hierro en la roca y  $T$  es la temperatura. Las constantes  $a$ ,  $b$ , y  $c$  son los coeficientes de la regresión lineal múltiple y  $d$  representa una serie de coeficientes que modifican las fracciones molares de varios óxidos mayores de la composición de la roca. Kilinc et al. (1983) reportaron los valores para estos coeficientes:  $a = 0.2185 \pm 0.0044$ ,  $b = 12670 \pm 900$ ,  $c = -7.54 \pm 0.55$ ,  $d_{Al_2O_3} = -2.24 \pm 1.03$ ,  $d_{FeO} = 1.55 \pm 1.03$ ,  $d_{CaO} = 2.96 \pm 0.53$ ,  $d_{Na_2O} = 8.42 \pm 1.41$ , y  $d_{K_2O} = 9.59 \pm 1.45$ . El error en la estimación de  $f_{O_2}$  aplicando esta ecuación ha sido reportado como  $\pm 0.5$ .

Por otro lado, es una práctica común que la fugacidad de oxígeno sea reportada en relación a una curva específica de un sistema "buffer" de oxígeno, que en general es el sistema NNO ó  $2NiO = 2Ni + O_2$  (Huebner y Sato, 1970). Esto tiene por objeto el poder comparar entre distintos tipos de rocas con diferentes valores de la relación  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , y eliminar la fuerte dependencia con respecto a la temperatura. De esta forma, se reporta una fugacidad relativa de oxígeno  $\Delta NNO = \log f_{O_2} (\text{muestra}) - \log f_{O_2} (\text{NNO})$ , cuyo valor es independiente de la temperatura (Carmichael y Ghiorso, 1986) y en donde  $\log f_{O_2} (\text{NNO}) = 9.31 - 24810/T$  (Huebner y Sato, 1970). Otro buffer utilizado para normalizar la fugacidad de oxígeno es el sistema FMQ ( $2Fe_3O_4 + 3SiO_2 = 3Fe_2SiO_4 + O_2$ ) que en el intervalo de temperatura 573-1200°C presenta un  $\Delta NNO = -0.8$  (Haggerty, 1976). Hall (1996) ha señalado que la mayoría de las rocas volcánicas y peridotitas del manto se ubican alrededor del buffer FMQ, aunque existe evidencia de que el manto podría presentar un estado más reducido con el aumento en la profundidad (Daniels y Gurney, 1991). Sin embargo, Frost (1991) señaló que la relación  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  no es una función simple de la fugacidad de oxígeno, dependiendo en gran medida de la proporción relativa de las fases en la roca, por lo que debe considerarse sólo como un indicador de esta variable intensiva.

Para realizar el cálculo de  $\Delta\text{NNO}$  en los magmas de la SCN, se utilizó la composición de elementos mayores ajustada de magmas pertenecientes a los grupos T1 (CUI1, CHI20, CHI13, CHI25, CHI51, CHI04 y CHI17), T2 (CHI64 y CHI70), y T3 (CHI01, CHI06 y CHI33), calculada aplicando el programa SINCLAS (Verma et al., 2001a,b), y sus temperaturas de equilibrio según el geotermómetro olivino-líquido. Al no contar con una medición independiente en las muestras de la SCN, las concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$  consideradas en el cálculo fueron las asignadas por el programa SINCLAS. De esta forma, la relación aproximada  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  en cada roca se estableció en función de su clasificación en el diagrama TAS (e.g., para basaltos es 0.2), según lo propuesto por Middlemost (1989).

Esto dio como resultado valores de  $\log f_{\text{O}_2}$  que varían entre  $-9.0$  y  $-7.5$  (Figura 7.3), que equivalen a valores de  $\Delta\text{NNO}$  entre  $0.0$  y  $+1.0$ . A pesar de su naturaleza aproximada, los datos de fugacidad obtenidos en el presente estudio se encuentran dentro de los intervalos reportados anteriormente por Hasenaka y Carmichael (1987) en el campo Michoacán-Guanajuato ( $\Delta\text{NNO} = -0.3$  a  $+2.4$ ), Luhr (1997) en el occidente del CVM ( $\Delta\text{NNO} = 0.9 \pm 0.8$ ), y Wallace y Carmichael (1999) en la SCN ( $\Delta\text{NNO} = -1.0$  a  $+1.0$ ) para magmas alcalinos y subalcalinos. Esta información indica que el manto subcontinental bajo el CVM presenta una mayor oxidación con respecto al manto suboceánico del cual se derivan los MORB ( $\Delta\text{NNO} = -3.0$  a  $+1.0$ ; Christie et al., 1986). Esta condición puede ser el resultado de un proceso de metasomatización que ha oxidado el manto.

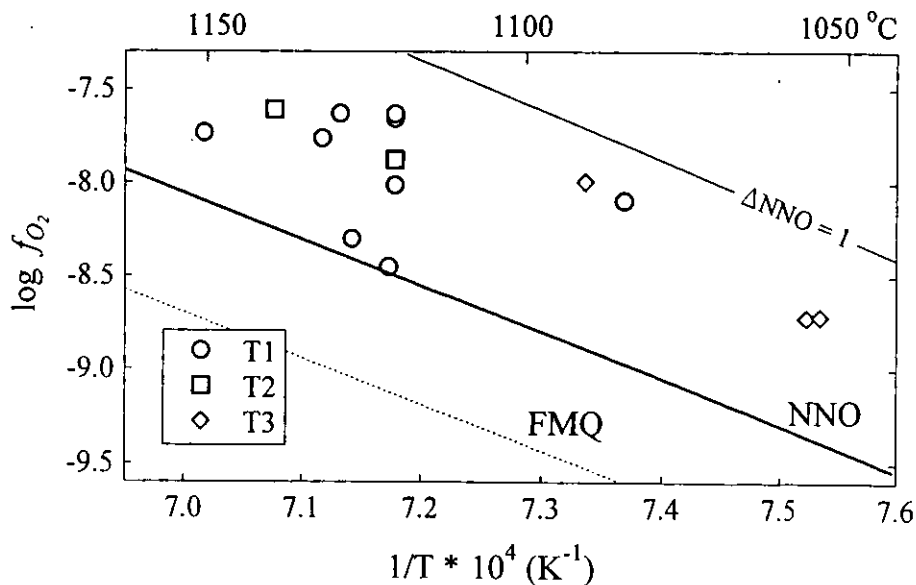


Figura 7.3 Variación de  $\log f_{\text{O}_2}$  con respecto a la temperatura para los magmas de SCN (T1-T3).

## 7.2 Modelos cuantitativos de fusión parcial

La mayor parte de la investigación sobre el proceso de fusión parcial se ha realizado en relación a la génesis de basaltos oceánicos (e.g., Feigenson et al., 1983; Caroff et al., 1997). Sin embargo, el estudio del origen de los magmas continentales ha sido limitado. Esto puede entenderse en relación a la variedad de posibles componentes que podría involucrar su génesis (manto superior e inferior, corteza superior e inferior).

Generalmente, los magmas continentales se caracterizan por un enriquecimiento en elementos incompatibles, que en muchos casos se ha explicado en relación de procesos de contaminación cortical, particularmente en el caso de los magmas más evolucionados (e.g., Hildreth y Moorbath, 1988). Sin embargo, esta hipótesis es difícil de aplicar en el caso de magmas que muestran características geoquímicas e isotópicas que hacen suponer su origen en regiones del manto por procesos de fusión parcial y sin evidencias de diferenciación importantes por cristalización fraccionada y/o asimilación de la corteza. Por otro lado, los procesos de fusión parcial han sido modelados generalmente aplicando los llamados métodos directos, en donde la composición observada en los magmas es reproducida asumiendo la composición de la fuente, el grado de fusión, la contribución al magma de los minerales que constituyen la fuente y los coeficientes de partición (e.g., Shaw, 1970; Hertogen y Gijbels, 1976).

Como una alternativa a los métodos directos, se ha propuesto otro tipo de aproximaciones de la fusión parcial, las cuales son conocidas como métodos de inversión (e.g., Treuil y Joron, 1975; Minster y Allègre, 1978). Estos se basan en utilizar las variaciones en elementos traza, especialmente de aquellos altamente incompatibles con respecto a la fuente, en un grupo de magmas cogénéticos para establecer una serie de ecuaciones lineales que describen el proceso de fusión parcial. A partir de este sistema de ecuaciones y un limitado número de suposiciones (coeficientes de partición y la contribución al líquido de los minerales de la fuente) se puede establecer la composición de la fuente y el grado de fusión.

En dos trabajos previos (Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 2000a) se ha realizado el modelado de fusión parcial en la SCN. Sin embargo, en ambos casos la modelación se llevó a cabo aplicando un método directo en donde se supuso la composición química y mineralógica de la fuente magmática. Con el objeto de profundizar en la comprensión de este campo volcánico, se ha desarrollado un modelado cuantitativo, aplicando una técnica de inversión, para modelar el proceso de fusión parcial que dio origen a los magmas máficos con características primarias. A continuación se



presentan los resultados de este modelado, que incluye una discusión acerca de (a) la definición de magmas primarios, (b) la identificación de estos magmas en la SCN, (c) la descripción del modelo de inversión para fusión parcial, y (d) la aplicación de dicho modelo en la SCN.

### 7.2.1 Definición de magmas primarios

Los magmas *primarios* han sido definidos como aquellos líquidos que derivan de la fusión parcial del manto y cuya composición no ha sido modificada por procesos de diferenciación, tal como cristalización fraccionada, contaminación cortical o mezcla de magmas (Basalt Volcanism Study Project, 1981; Wilson, 1995). Cabe aclarar que, en ocasiones se ha utilizado el término *primitivo* para designar este tipo de magmas, aunque también se ha utilizado para indicar características composicionales parecidas a las observadas en condritas (Basalt Volcanism Study Project, 1981). Debido a la ambigüedad del término *primitivo*, y siguiendo la sugerencia de Carmichael et al. (1974), en el presente trabajo se evitará su uso.

En diversos estudios, se ha establecido que existe una gran variedad de magmas primarios, que reflejan la heterogeneidad química e isotópica en el manto terrestre, así como un amplio espectro de condiciones físicas bajo las cuales ocurre la fusión parcial (Basalt Volcanism Study Project, 1981). Como resultado, no existe un criterio estándar para identificar este tipo de magmas. En la literatura, una serie de parámetros o combinaciones de ellos se han utilizado con este propósito: (a)  $Mg-v [100 * Mg / (Mg + Fe^{+2})] > 63$  (Green, 1971); (b)  $Ni > 235$  ppm (Sato, 1977); (c)  $FeO^1/MgO < 1$  (Tatsumi et al., 1983); (d)  $SiO_2 < 50\%$ ,  $Mg-v > 70$ ,  $Ni > 400-500$  ppm, y  $Cr > 1000$  ppm (Wilson, 1995).

Sin embargo, varios autores (e.g., Myers, 1988; Wallace y Carmichael, 1989; Luhr, 1997) han señalado que los criterios antes mencionados se han establecido para identificar magmas primarios en ambientes de cresta e islas oceánicas, los cuales pueden ser inapropiados para magmas derivados de mantos metasomatizados. Por ejemplo, Luhr (1997) sugirió la existencia de un manto que incluye venas de flogopita, anfíbol y piroxenita de apatito en la parte occidental del CVM. Este autor señaló que la fusión parcial de esas venas, con contribuciones variables de la peridotita, daría lugar a magmas primarios que no cumplirían con los criterios mencionados anteriormente. Un líquido formado que incluyera una contribución importante de estas venas reflejaría un manto más oxidado y con un menor valor de Mg-v en comparación a un líquido con una baja o nula contribución de estos minerales. De

esta forma, Luhr (1997) propuso un  $Mg-v \geq 62$  y  $MgO > 6\%$  como criterios de identificación de magmas primarios en el occidente del CVM.

### 7.2.2 Magmas primarios en la SCN

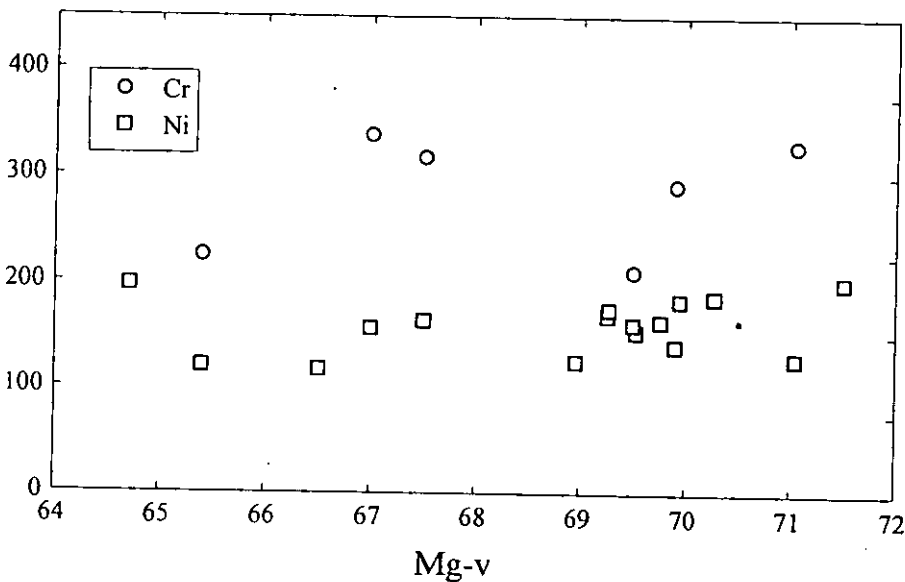
Como ya se mencionó, Verma (2000a) propuso que los magmas máficos en la SCN tendrían un origen relacionado a la fusión parcial del manto superior en un ambiente de extensión. Por otro lado, Sheth et al. (2000) señalaron que estos magmas, así como aquellos con características parecidas a los OIB en el resto del CVM, son el resultado de fusión parcial de regiones someras y enriquecidas del manto que contiene venas de flogopita y/o hornblenda. Es importante mencionar que, en la región central del CVM (cerca de Valle de Bravo, Edo. de México), Blatter y Carmichael (1998) reportaron la presencia de xenolitos de peridotita en una andesita, con una mineralogía  $ol + opx + cpx + sp \pm anf$ , que, según estos autores, representa el manto superior bajo el centro de México.

De esta forma, se identificaron magmas primarios en la base de datos geoquímicos de la SCN preparada por Velasco-Tapia y Verma (2001), siguiendo una variante de los criterios propuestos por Luhr (1997): (a)  $SiO_2 < 52.5\%$ , (b)  $MgO > 7.0\%$ , (c)  $Mg-v > 65$ . En el caso de los basaltos oceánicos se ha propuesto que  $Mg-v = 68-75$  (Basalt Volcanism Study Project, 1981). Sin embargo, la fuente de los magmas máficos en la SCN presenta una mayor oxidación en comparación a la de los basaltos oceánicos, como lo refleja la fugacidad de oxígeno. Esto da como consecuencia que una mayor proporción de hierro se pueda presentar en la forma de  $Fe^{+3}$ , lo que provocaría que algunos magmas primarios de la SCN pudieran mostrar un  $Mg-v < 68$ . Sin embargo, se ha marcado como restricción  $Mg-v > 65$  y  $MgO > 7$ , ya que valores inferiores para estos parámetros podrían indicar una fraccionación importante ( $>10\%$ ) de olivino en el líquido magmático.

La evaluación se efectuó en composiciones recalculadas a 100% en base seca y con el ajuste de  $Fe_2O_3/FeO$  sugerido por Middlemost (1989), aplicando el programa de cómputo SINCLAS (Verma et al., 2001a,b). De esta forma, se identificaron 22 lavas que mostraron las características ya citadas y que incluyeron basaltos, traquibasaltos y andesitas traquibásalticas, cubriendo un espectro magmático de  $SiO_2 = 49.7-52.5\%$ ,  $MgO = 7.1-9.8\%$ ,  $Mg-v = 65.0-71.5$  y  $FeO^I/MgO = 0.7-1.0$ .

En concordancia con lo reportado por Márquez-González (1998) y Wallace y Carmichael (1999), en ninguno de los magmas máficos seleccionados se detectó la presencia de cuarzo o evidencias de

mezcla. Sin embargo, si es evidente la cristalización de olivino. En la literatura se ha sugerido que algunos magmas que fraccionan este mineral podrían mantener la composición de líquido original, mostrando un  $Mg-v = 68-75$ , si esto ocurre acompañado de un enfriamiento rápido (Basalt Volcanism Study Project, 1981). En el presente caso, y aunque Ni (117-200 ppm) no presenta una gran variación con respecto a cualquier índice de fraccionación (e.g.,  $Mg-v$ ; ver Figura 7.4), la separación de olivino podría tener algún efecto en la composición del líquido. Por otro lado, los contenidos observados en Cr (210-330 ppm) se pueden explicar en relación a la presencia de pequeñas inclusiones de espinela cromífera en los fenocristales de olivino. De cualquier forma, Hoffman et al (1984) sugirieron realizar una corrección cuando existe evidencia de que un magma, con características primarias, ha fraccionado alguna fase mineral.



**Figura 7.4** Variación de Cr, y Ni en los magmas máficos características primarias de la SCN, con respecto a  $Mg-v$ .

En el presente estudio se aplicó un procedimiento de corrección que involucró la adición de olivino, con una composición  $Fo_{87}$  (que representa el promedio de 38 olivinos con  $Fo > 84$  del grupo T1), en incrementos de 0.2% hasta alcanzar un  $Mg-v = 71.5$ , el máximo observado en las muestras seleccionadas. De esta forma, se estableció la cantidad de olivino fraccionado ( $f_{ol}$ ) desde el líquido original para producir el líquido observado, la cual fue  $<10\%$ . Por ejemplo, una combinación de 9.5% de  $Fo_{87}$  (e.g., el porcentaje de olivino fraccionado) con 90.5% de la roca P06 (e.g., el líquido remanente después de la cristalización) dio como resultado un líquido, cuya composición recalculada al 100%

tiene un Mg-v = 71.5 (e.g., el líquido original generado por fusión parcial del manto). Verma (2000a) sugirió que la separación de 5-15% de olivino desde un magma en equilibrio con un manto peridotítico podría modelar los contenidos observados en los magmas máficos de la SCN. A partir de los valores  $f_{ol}$  y utilizando la ecuación de cristalización fraccionada de Rayleigh, se corrigieron las concentraciones de elementos traza en los líquidos observados ( $C_l$ ), para aproximarlas a las de un líquido original  $C_0$ , tal que:

$$C_0^i = \frac{C_l^i}{F^{(D_{ol}^i-1)}} \quad [\text{ecn. 7.6}]$$

en donde F es la fracción de líquido remanente durante la cristalización ( $= 1 - f_{ol}$ ) y  $D_{ol}^i$  es el coeficiente de partición del elemento traza en olivino. Los valores de  $D_{ol}^i$  utilizados en el cálculo se pueden consultar en el Apéndice. La corrección por fraccionación de olivino dio lugar a pequeños cambios en las abundancias de los elementos traza y no tuvo efecto en las relaciones entre elementos incompatibles, como se presenta en los ejemplos de la Tabla 7.1.

### 7.2.3 Modelado de fusión parcial con inversión

Para modelar el proceso de fusión parcial se aplicó el método propuesto por Minster y Allegre (1978). En este tipo de procedimientos se parte de dos suposiciones básicas: (a) la condición primaria de los magmas en estudio y (b) su derivación de una fuente que es uniforme con respecto a las abundancias de los elementos traza. Como ya se ha comentado, la primera suposición se puede establecer cumpliendo los criterios ya señalados. Sin embargo, es difícil comprobar la homogeneidad de la fuente magmática, aunque se ha aducido que una similitud en relaciones isotópicas entre los magmas es una fuerte evidencia de esta condición. En el presente caso, la información isotópica se encuentra restringida a pocas muestras. Sin embargo, las relaciones disponibles de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $= 0.7034-0.7037$ ;  $n=4$ ) y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $= 0.5127-0.5129$ ;  $n=4$ ) no indican una variación importante.

Por otro lado, una tercera suposición inherente al modelado de inversión es que el proceso de fusión ocurre en una condición invariante, que debería reflejarse en una composición constante en elementos mayores en los líquidos. Sin embargo, tal condición no se cumple entre los magmas seleccionados en la SCN (e.g.,  $[\text{SiO}_2]_C = 49.7-51.8\%$ ; Tabla 7.1), aunque esta ha sido una condición

común en otros estudios en donde se ha aplicado este modelo (e.g., Ormerod et al., 1991; Caroff et al. 1997). Sin embargo, si la relación entre elementos incompatibles no muestra desviaciones significativas de una línea recta puede considerarse que la desviación de la fusión invariante tendrían un efecto mínimo en la composición de elementos traza de las lavas eruptadas (Minster y Allègre, 1978).

**Tabla 7.1** Ejemplos de composición corregida por fraccionación de olivino (a Mg-v = 71.5) para elementos mayores (%m/m) y elementos traza (ppm) para magmas con características primarias.

Muestra	P06	CUII	BCUI	307	258	102
+ %Ol *	9.5	6.7	4.0	3.6	3.2	2.8
TAS	B, subal	B, subal	B, subal	TB, ha	TB, ha	TB, ha
% m/m aj.						
SiO <sub>2</sub>	49.70	49.78	49.91	50.35	50.85	50.95
TiO <sub>2</sub>	1.44	1.61	1.65	1.74	1.58	1.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.28	14.85	14.21	14.95	15.00	15.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.72	1.60	1.38	2.13	2.07	2.08
FeO	8.60	8.01	7.39	7.11	6.89	6.93
MnO	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.14
MgO	12.12	11.26	10.72	10.01	9.69	9.75
CaO	7.42	7.71	9.82	7.71	7.68	7.31
Na <sub>2</sub> O	3.30	3.60	2.85	4.26	4.27	4.22
K <sub>2</sub> O	0.81	1.01	1.43	1.10	1.34	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.41	0.49	0.49	0.48	0.32
FeO/MgO	0.84	0.84	0.82	0.90	0.90	0.90
La	16.8	22.3	19.7	23.1	22.3	14.3
Ce		54.1	49.6	45.6	62.0	37.2
Nd		27.2	29.0			
Sm		6.0	7.1			
Eu		1.9	2.2			
Tb		0.9	0.9			
Yb		2.7	2.7			
Ba	235	254	260	265	421	225
Sr	374	519	540	524	648	477
Y		26.7	28.0	29.9	30.0	26.7
Zr	186	190	228	229	221	178
Nb		16.3	18	22.2	15.5	16.2
Ta	1.1					
Hf	4.2					

\*Porcentaje de olivino añadido al magma para ajustar un Mg-v = 71.5. Composición del olivino añadido (Fo<sub>87</sub>): SiO<sub>2</sub> = 39.95%, TiO<sub>2</sub> = 0.01%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.02, FeO = 12.82, MnO = 0.17, MgO = 46.87, CaO = 0.16.

**Tabla 7.1 (Cont.)**

Muestra	242	252	257	CHI25	244	PO8	214	253
+ %OI	7.1	3.7	2.8	3.6	4.4	3.6	4.0	3.5
TAS	TB, ha	TB, ha	TB, ha	B, subal	TB, ha	BTA, m	BTA, m	BTA, m
% m/m aj.								
SiO <sub>2</sub>	51.04	51.29	51.31	51.38	51.47	51.63	51.73	51.76
TiO <sub>2</sub>	1.59	1.55	1.51	1.47	1.63	1.54	1.66	1.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.95	14.78	14.69	15.03	14.89	15.93	14.53	14.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.15	2.10	2.07	1.52	2.06	2.28	2.40	2.38
FeO	7.15	7.00	6.91	7.58	6.87	6.51	6.86	6.81
MnO	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.13	0.15	0.15
MgO	10.07	9.86	10.08	10.67	9.81	9.17	9.66	9.58
CaO	7.12	7.59	7.36	7.28	7.12	7.01	6.85	7.42
Na <sub>2</sub> O	4.02	4.08	4.31	3.37	4.17	4.32	4.33	4.11
K <sub>2</sub> O	1.23	1.15	1.17	1.14	1.27	1.10	1.25	1.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.52	0.45	0.44	0.44	0.56	0.38	0.57	0.43
FeO/MgO	0.90	0.90	0.87	0.84	0.89	0.93	0.93	0.94
La	18.6	25.0	22.4	20.3	26.8	20.7	24.0	22.2
Ce	54.2	49.1	53.5	44.1	56.4		55.7	53.1
Nd				24.7				
Sm				5.4				
Eu				1.7				
Tb				0.9				
Yb				2.5				
Ba	332	353	330	317	340	347	329	347
Sr	464	474	465	451	506	516	513	462
Y	28.8	27.9	28.2	25.8	31.5		31.7	28.0
Zr	237	212	214	197	254	195	267	217
Nb	21.4	17.3	16.5	14.4	21.0		24.0	17.4
Ta				1.1		1.2		
Hf				4.7		4.3		

Para modelar el proceso de fusión parcial se ha aplicado la metodología desarrollada por Treuil y Joron (1975) y Minster y Allègre (1978), siendo simplificada posteriormente por Hofmann y Feigenson (1983). Las abundancias de elementos traza de un líquido pueden ser relacionadas a la composición de la fuente por medio de la ecuación de fusión parcial en lote (Shaw, 1970):

$$C^i = \frac{C_o^i}{D_o^i + F(1 - P^i)} \quad [\text{ecn. 7.7}]$$

donde  $C^i$  y  $C_o^i$  representan respectivamente la concentración del elemento  $i$  en el líquido y la fuente,  $D_o^i$  es el coeficiente de partición global para la fuente antes de la fusión, y  $F$  es la fracción de líquido. El término  $P^i$  está dado por:

$$P^i = p_1 D_1^i + p_2 D_2^i + p_3 D_3^i + \dots \quad [\text{ecn. 7.8}]$$

en donde  $p_x$  representa la fracción de la fase "x" que contribuye al líquido durante la fusión y  $D_x^i$  es el coeficiente de partición del elemento i en la fase "x". Es importante aclarar algunos puntos acerca del modelado de inversión: (a) se asume una variación despreciable de los coeficientes de partición  $D_0^i$  durante el proceso de fusión parcial (b) se utiliza una ecuación de fusión parcial en lote, ya que se asume que de ocurrir un proceso fraccionado este transcurre con una acumulación de líquidos sucesivos, de tal forma que el líquido resultante es indistinguible del producido en un sólo paso (Williams y Gill, 1989); y (c) la inclusión del término  $P^i$  implica que la contribución al líquido de cada mineral no ocurre en la misma relación a la composición mineralógica de la fuente (e.g., proceso normal), ya que la fusión modal es improbable en la naturaleza (Haskin, 1984).

Si dos elementos i y j son considerados, la ecuación 7.7 puede ser resuelta para eliminar F, y la relación de concentración de los dos elementos expresada como (Treuil y Joron, 1975):

$$\frac{C^j}{C^i} = C^j \cdot \frac{D_0^i - D_0^j \frac{1-P^i}{1-P^j}}{C_0^i} + \frac{C_0^j}{C_0^i} \cdot \frac{1-P^i}{1-P^j} \quad [\text{ecn. 7.9}]$$

Si  $C^i$  representa un elemento altamente incompatible (e.g.,  $D^i = P^i \approx 0$ ), esta expresión puede reducirse a:

$$\frac{C^j}{C^i} = m^i \cdot C^j + I^i \quad [\text{ecn. 7.10}]$$

en donde

$$m^i = \frac{D_0^i}{C_0^i} \quad ; \quad I^i = \frac{C_0^j}{C_0^i} (1 - P^i)$$

De esta forma, la ecuación 7.10 representa una línea recta con pendiente  $m^i$ , que proporciona una aproximación de la incompatibilidad del elemento i, y con intercepto  $I^i$ , que da una aproximación de la relación de concentración entre los elementos altamente y moderadamente incompatibles

(Hofmann y Feigenson, 1983). Si un grupo de magmas se relacionan entre sí por diferentes grados de fusión invariante de un mismo material fuente mostrarán un arreglo lineal en el espacio  $C^j/C^i - C^j$ . En contraste, un grupo de magmas relacionados por un proceso de cristalización fraccionada describirán una línea horizontal en ese mismo espacio  $C^j/C^i - C^j$  (Minster y Allègre, 1978).

Finalmente, la selección del elemento  $C^j$  se puede realizar por medio de los gráficos  $C^j-C^i$ , que deberán presentar pendientes e interceptos positivos, además de mostrar el intervalo composicional más amplio (Hofmann et al., 1984). Minster y Allègre (1978) reportaron que Ta, Th, La o Ce son candidatos para ser el elemento altamente incompatible  $C^j$ , aunque otros han utilizado Ba (Feigenson et al., 1983) o Rb (Ormerod et al., 1991).

#### 7.2.4 Aplicación del modelo de inversión

En el presente estudio se seleccionó al La como el elemento más incompatible en el sistema, ya que cumple con las condiciones del intervalo más amplio, salvo Ba, y con pendientes e interceptos positivos en el espacio  $C^{La}-C^i$  (Tabla 7.2), además de que no existe evidencia en el manto de fases como apatito o esfena (Blatter y Carmichael, 1998), que pudieran retener a REE ligeros. Para realizar el modelado basado en los gráficos  $C^{La}/C^i-C^{La}$ , se seleccionaron sólo aquellos sistemas que en las gráficas  $C^{La}-C^i$  mostrarán una relación lineal con una probabilidad de correlación  $P_{c,n} > 0.99$  en función del número de observaciones,  $n$  (Bevington, 1969). De esta forma, se incluyeron en el estudio Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Y, Zr, Hf y Ta (Tabla 7.2). La ausencia de una correlación adecuada en el resto de los elementos incompatibles puede ser una consecuencia de alteración y/o un comportamiento cercanamente compatible en el sistema magmático. Es importante señalar que parte de la dispersión observada en los diagramas se debe a que los datos provienen de diferentes procesos analíticos, algunos con procedimientos analíticos cuestionables (e.g., Wallace y Carmichael, 1999; revisar discusión sobre Nb en el punto 5.2.2).

La Figura 7.5 presenta las gráficas  $C^{La}/C^i-C^{La}$ , con concentraciones normalizadas a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), de las que varias observaciones, en principio, son evidentes. En primer lugar, los datos definen arreglos lineales significativos a  $P_{c,n} > 0.99$  (Tabla 7.2) para todos los elementos moderadamente incompatibles con respecto a La (Nd-Yb, Zr, Hf, Y). Como es de esperarse, en el caso de los elementos altamente incompatibles (e.g., Ce, Ta), su relación  $C^{La}/C^{Elem}$  se mantiene



prácticamente constante en todo el espectro composicional de La, aunque la ligera pendiente positiva que presentan implica que son elementos menos incompatibles que el de referencia.

**Tabla 7.2** Coeficientes de regresión lineal en los diagramas binarios de elementos incompatibles en magmas máficos con características primarias de la SCN<sup>a</sup>.

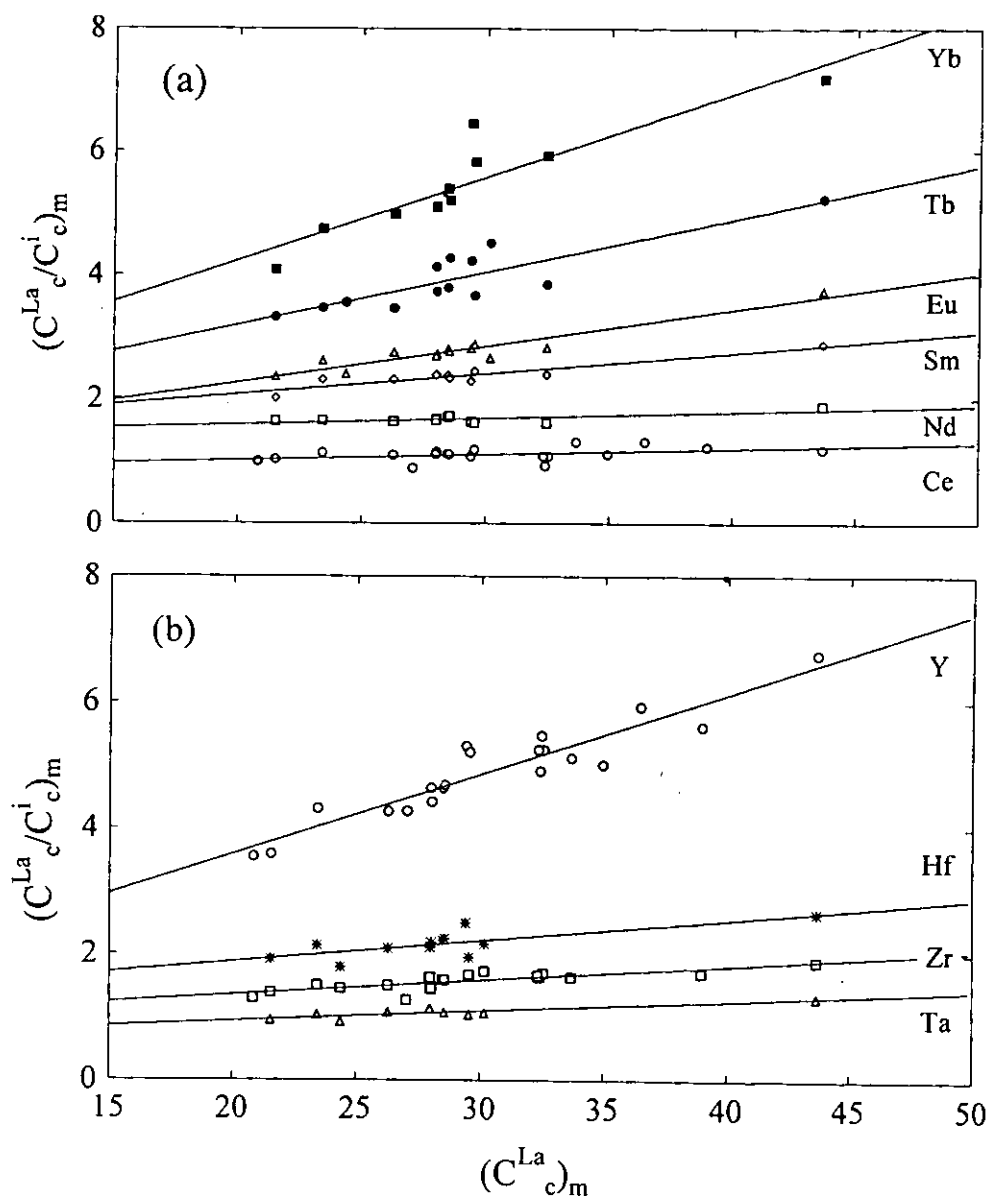
Elem	$C^{La} - C^i$				$C^{La} - C^{La} / C^i$				
	n	$m^i$	$I^i$	R	$m^i$	$se_m$	$I^i$	$Se_i$	R
Ce	20	0.66	7.2	0.83	0.005	0.002	0.98	0.12	0.25
Nd	11	0.46	3.9	0.97	0.010	0.003	1.38	0.09	0.75
Sm	11	0.23	5.5	0.95	0.034	0.004	1.40	0.13	0.93
Eu	13	0.12	6.6	0.83	0.059	0.006	1.09	0.17	0.95
Tb	13	0.09	4.8	0.68	0.086	0.015	1.48	0.44	0.87
Yb	11	0.04	4.1	0.63	0.135	0.021	1.5	0.6	0.91
Ta	11	0.47	10.9	0.62	0.017	0.008	0.67	0.24	0.56
Zr	18	0.32	8.9	0.80	0.023	0.004	0.90	0.11	0.83
Hf	12	0.23	6.5	0.81	0.003	0.009	1.22	0.25	0.77
Y	20	0.04	4.9	0.60	0.127	0.011	1.05	0.34	0.94

<sup>a</sup>El resto de los elementos traza analizados (Ba, Sr, Rb, Nb) no presentan pendientes e interceptos estadísticamente significativos en el espacio  $C^{La} - C^{La} / C^i$ .

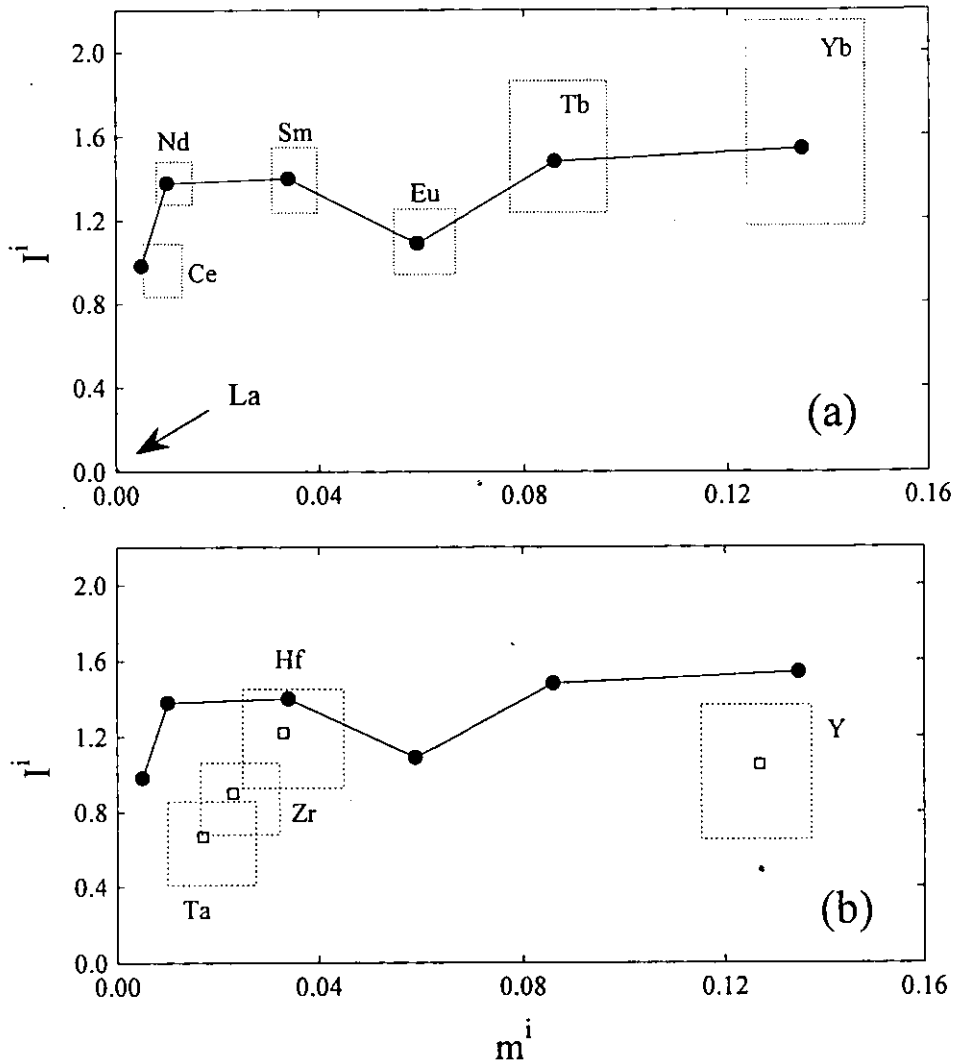
Ya que las ecuaciones de pendiente e intercepto tienen como común denominador  $C_0^i$ , es de utilidad construir un diagrama  $I^i - m^i$  (Figuras 7.6a,b), de donde se pueden hacer otras inferencias. En la Figura 7.6a se aprecia un incremento en pendiente desde Ce a Yb. De esta forma, los REE ligeros y medianos (Ce-Sm) deberán presentar  $D_0^i \sim 0$  y  $(1 - P^i) \sim 1$ , mientras que el aumento en el intercepto implica una disminución en  $C_0^i$ . Los REE medianos y pesados, Eu-Yb, describen un incremento en pendiente que puede estar relacionado a su compatibilidad moderada en el clinopiroxeno ( $D^{cpx} = 0.5 - 0.6$ ; Rollinson, 1993), tal que  $P^i > 0$ . La gran diferencia entre  $m^{La}$  y  $m^{Yb}$  implica una fuente enriquecida en REE ligeros y con una relación  $(La/Yb)_n > 1$ . Sin embargo, los interceptos positivos de Tb y Yb descartan un proceso de fusión en que este involucrada la presencia de fases con  $D_0^i > 1$  para REE pesados, tal como granate. De esta forma, los datos de HREE sugieren que la formación de los magmas ocurrió dentro del campo de estabilidad de una peridotita de espinela.

Por otro lado, en la Figura 7.6b se presentan los restantes cuatro elementos incompatibles en el diagrama  $I^i - m^i$ . En la zona de pendientes pequeñas ( $< 0.034$ ), se aprecia un aumento en la pendiente y el intercepto en la secuencia Ta-Zr-Hf, en dirección a la posición de Sm en el diagrama, que refleja un descenso en  $C_0^i$ . En concordancia, Rollinson (1993) reportó que durante la fusión parcial del manto se tiene que  $D^{Ta}_0 \approx D^{La}_0$  y que  $D^{Zr}_0 \approx D^{Hf}_0 \approx D^{Sm}_0$ . Por su parte, el Y muestra una mayor pendiente ( $m^Y = 0.13$ ) y un intercepto de magnitud similar a la de Hf ( $I^Y \sim 1$ ). Esto refleja un valor de  $P^i$  que llega a ser significativo, compensado por una disminución de  $C_0^i$  con respecto a los elementos más incompatibles.

Se ha señalado que, en los diagramas  $i-m$ , una pendiente relativamente pequeña en combinación con valores relativamente altos de intercepto reflejan un elemento moderadamente incompatible y empobrecido en la fuente (Ormerod et al., 1991). Este comportamiento es el que producirían las anomalías de Nb y Ta típicas de magmas relacionados a ambientes de subducción (Sun y McDonough, 1989). En el presente caso, Ta se caracteriza por valores muy pequeños de pendiente e intercepto, por lo que se descarta un empobrecimiento en la fuente magmática con respecto a los LILE.



**Figura 7.5** Diagramas  $C^{La}_c/C^i - C^{La}_c$  para el grupo de elementos traza seleccionados: (a) REE, (b) Y, Hf, Zr, Ta. Las concentraciones se encuentran normalizadas al manto primitivo de Sun y McDonough (1989).



**Figura 7.6** Diagrama intercepto ( $I^i$ ) vs. pendiente ( $m^i$ ) para (a) REE y (b) Y, Zr, Hf, y Ta. El tamaño de cada rectángulo corresponde aproximadamente al error estándar de los parámetros de regresión derivados de la Figura 7.5.

### 7.2.5 Estimación de la concentración de la fuente

A partir de la información de pendientes e interceptos de los diagramas  $C^{La}_c / C^i_c - C^{La}_c$  se realizó una aproximación inicial de las características de la fuente de la que derivarían los magmas de la SCN con características primarias. Para efectuar esta aproximación, se evaluaron las proporciones  $p_i$ , que contribuyen a los magmas primarios o norma de líquido primario. Ésta puede ser calculada a partir de la composición química de los líquidos primarios y minerales que constituyen la fuente. En este tipo

de cálculos se utilizan solamente SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, FeO y MgO para prevenir la influencia de los elementos menores (Hofmann y Feigenson, 1983). Si se parte de una mineralogía constituida por x minerales, la evaluación de la norma de líquido primario se realiza resolviendo el sistema de ecuaciones lineales, por medio de un método de mínimos cuadrados:

$$C_{x_1}^i p_{x_1}^i + C_{x_2}^i p_{x_2}^i + C_{x_3}^i p_{x_3}^i + C_{x_4}^i p_{x_4}^i + \dots = C_{l,o}^i \quad [\text{ecn. 7.11}]$$

donde, C<sub>x</sub><sup>i</sup> representa la concentración del elemento i en el mineral x<sub>n</sub> y p<sub>x</sub><sup>i</sup> la proporción en la que entra al líquido. La suma de contribuciones da lugar a una composición C<sub>l,o</sub><sup>i</sup> en el líquido.

Dado que no hay un comportamiento estricto en las condiciones invariantes de la fusión parcial, el cálculo de la norma de líquidos primarios se realizó partiendo de muestras con una composición extrema en SiO<sub>2</sub> y utilizando la composición de minerales reportada para xenolitos del manto de Blatter y Carmichael (1998). Se adoptó ol + opx + cpx + sp como arreglo mineralógico en la región fuente. Esta combinación se justifica con base en estimaciones de la presión a la cual los magmas fueron segregados de la fuente peridotítica, por medio de la relación empírica propuesta por Albarède (1992):

$$\ln P(\text{kbar}) = 5.04 \text{MgO}/(\text{SiO}_2 + \text{MgO}) - 0.12 \text{SiO}_2 + 7.46888 \quad [\text{ecn. 7.12}]$$

que dio una P = 10.5 ± 2.3 kbar (n = 22), que corresponde ≈ 37.5 ± 0.6 km de profundidad (Hall, 1996), dentro del campo de estabilidad de la espinela. Esta profundidad corresponde a una zona un poco más somera que la frontera corteza-manto en la SCN determinada por geofísica (e.g., gravimetría: 42 km; Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora, 2000; sismología y sísmica de refracción: 45 ± 4 km; Valdes et al., 1986; Spranger y GEOLIMEX Working Group, 1993; Spranger, 1994).

De esta forma, la norma de líquido primario (e.g., la proporción de cada fase mineral que entra al líquido) se obtiene resolviendo la matriz:

$C_{ol}^{Si} P_{ol}$	$C_{opx}^{Si} P_{opx}$	$C_{cpx}^{Si} P_{cpx}$	$C_{sp}^{Si} P_{sp}$	$C_{1.0}^{Si}$
$C_{ol}^{Al} P_{ol}$	$C_{opx}^{Al} P_{opx}$	$C_{cpx}^{Al} P_{cpx}$	$C_{sp}^{Al} P_{sp}$	$C_{1.0}^{Al}$
$C_{ol}^{Ca} P_{ol}$	$C_{opx}^{Ca} P_{opx}$	$C_{cpx}^{Ca} P_{cpx}$	$C_{sp}^{Ca} P_{sp}$	$C_{1.0}^{Ca}$
$C_{ol}^{Fe} P_{ol}$	$C_{opx}^{Fe} P_{opx}$	$C_{cpx}^{Fe} P_{cpx}$	$C_{sp}^{Fe} P_{sp}$	$C_{1.0}^{Fe}$
$C_{ol}^{Mg} P_{ol}$	$C_{opx}^{Mg} P_{opx}$	$C_{cpx}^{Mg} P_{cpx}$	$C_{sp}^{Mg} P_{sp}$	$C_{1.0}^{Mg}$

En el presente caso, la norma del líquido primario para los líquidos con mayor Mg-v fue [-0.65 ol: 1.03 opx: 0.39 cpx: 0.23 sp], mientras que para los de menor Mg-v se obtuvo [-0.89 ol: 1.35 opx: 0.32 cpx: 0.22 sp]. Los valores negativos para olivino indican que este mineral se produce durante el proceso de fusión (Hofmann y Feigenson, 1983). Para realizar cálculos posteriores se utilizó el promedio de las dos estimaciones [-0.77 ol: 1.19 opx: 0.36 cpx: 0.22 sp]. A partir de datos experimentales de la técnica sándwich basalto-peridotita para modelar el origen de basaltos alcalinos de olivino, Takahashi y Kushiro (1983) reportaron una norma de líquido primario [-0.58 ol: 1.04 opx: 0.39 cpx: 0.15 sp] a 15 kb y 1275°C.

La norma de líquido primario se utilizó para establecer los valores de  $P^i$ , según la ecuación 7.8, con los que a su vez se realizó la estimación de la concentración de los elementos  $C_0^i$  en la fuente relativas a  $C_0^{La}$  en términos del valor medido de intercepto en el espacio  $C_c^{La}/C_c^i - C_c^{La}$  (Hofmann y Feigenson, 1983):

$$\frac{C_0^i}{C_0^{La}} = \frac{(1 - P^i)}{I^i} \quad [\text{ecn. 7.13}]$$

Los valores de  $P^i$ , así como la concentración de cada elemento en la fuente, relativa a La y normalizada a manto primordial, se presentan en la Tabla 7.3 y la Figura 7.7. En primera instancia, a partir de esta información, es evidente que la fuente se encuentra enriquecida en elementos altamente incompatibles. De forma particular, en el grupo de REE el enriquecimiento está marcado por una relación  $(C^{La}/C^{Yb})_n \sim 2.3$  (Figura 7.7).

Para calcular las concentraciones absolutas en la fuente se requiere contar con una estimación del intervalo de grado de fusión en el que ocurre el proceso. Para este cálculo se aplicó la aproximación, en condiciones de equilibrio no-modal, propuesta por Maaløe (1994), conocida como método de la relación de las concentraciones en los magmas (CR, *concentration ratio*). En este método se utiliza la relación de concentraciones de dos elementos incompatibles  $i$  y  $j$  (con coeficientes de

partición  $D^i < D^j$ ) en dos magmas que se supone se formaron a diferentes grados de fusión ( $f_1$  y  $f_2$ ). Los enriquecimientos de estos elementos ( $Q = C_{\max}^i/C_{\min}^i$ ;  $R = C_{\max}^j/C_{\min}^j$ ) se encuentran gobernados por las ecuaciones:

$$Q^i = \frac{D^i + f_2(1 - P^i)}{D^i + f_1(1 - P^i)} \quad [\text{ecn. 7.14}]$$

$$R^j = \frac{D^j + f_2(1 - P^j)}{D^j + f_1(1 - P^j)} \quad [\text{ecn. 7.15}]$$

En este método, con base en la relación  $Q^i$ , se calcula un valor teórico de  $f_2$  para un intervalo de  $f_1$ , según la ecuación:

$$f_2 = \frac{Q(D^i + f_1(1 - P^i)) - D^i}{1 - P^i} \quad [\text{ecn. 7.16}]$$

y con los resultados obtenidos se establece la variación teórica de  $R^j$ , por medio de la ecuación 7.15. A continuación se construye una curva  $R^j - f_1$  y se establece el valor de  $f_1$  a partir de los valores observados de  $R^j$ . De esta forma, se estableció  $Q^i$  con las concentraciones extremas de La en los magmas con características primarias y los enriquecimientos  $R^j$  para el resto de los elementos traza considerados en el estudio (Tabla 7.3).

**Tabla 7.3** Valores de  $P^i$ , calculados con la ecuación 7.8 a partir de una norma de líquido primario [-0.77 ol: 1.19 opx: 0.36 cpx: 0.22 sp]. Concentraciones de elementos traza en la fuente  $C^i$  relativas a  $C^{La}$  y normalizadas a manto primordial, calculadas según la ecuación 7.13. Coeficientes de partición global  $D^i$ , calculadas en base a una mineralogía del manto de 0.35 ol: 0.41 opx : 0.21 cpx : 0.03 sp (Blatter y Carmichael, 1998). Valores de  $R^j = C_{\max}^j/C_{\min}^j$  en los magmas primarios de la SCN y grado de fusión mínimo  $f_1$ , estimados según el modelo de Maaløe (1994).

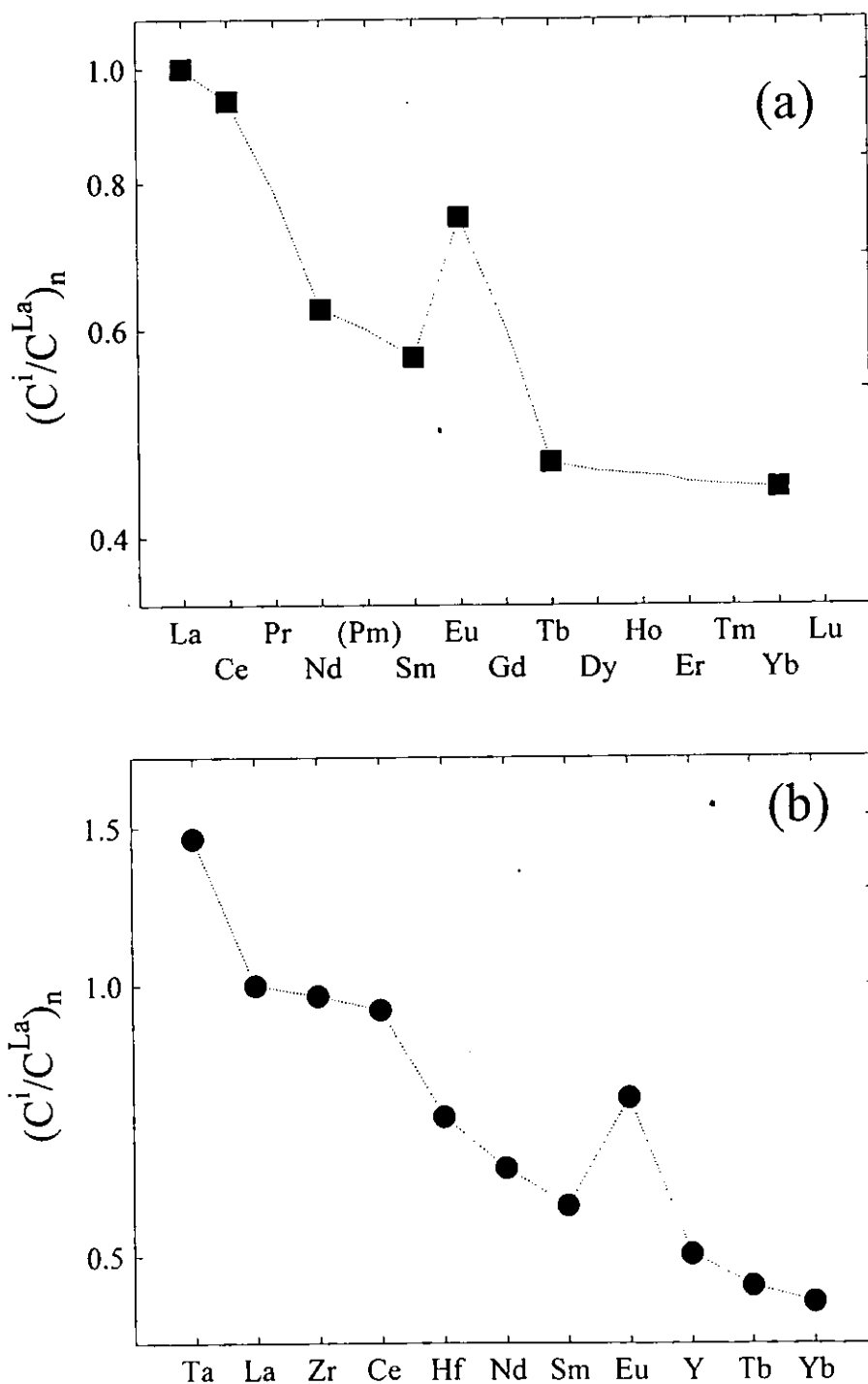
Elem	$P^i$	$(C^i/C^{La})_n$	$D^i$	$R^j$	$f_1$	$f_2$
La	0.040	1.000	0.030	2.10 ( $Q^{La}$ )		
Ce	0.080	0.938	0.047	1.78	0.018	0.072
Nd	0.138	0.625	0.080	1.76	0.108	0.261
Sm	0.205	0.568	0.117	1.49	0.063	0.166
Eu	0.184	0.748	0.108	1.33	0.013	0.061
Tb	0.315	0.463	0.178	1.29	0.051	0.141
Yb	0.334	0.444	0.187	1.30	0.064	0.168
Ta	0.023	0.713	0.064	1.86	0.093	0.229
Zr	0.124	1.458	0.068	1.54	0.013	0.061
Hf	0.130	0.502	0.080	1.50	0.020	0.076
Y	0.473	0.973	0.219	1.28	0.100	0.244

La Figura 7.8 presenta la curva  $R-f_1$  para el modelado de CR utilizando como elemento altamente incompatibles al La ( $Q_{La} = 2.10$ ). El modelado dio por resultado grados de fusión promedio aproximadamente de  $f_1 = 5.4 \pm 3.7\%$  y  $f_2 = 15 \pm 8 \%$ , que se encuentran en el mismo orden de magnitud a los reportados por Velasco-Tapia y Verma (2001).

La concentración absoluta de los elementos incompatibles en la fuente magmática puede ser estimada por medio de la ecuación general de fusión parcial (ecn. 7.7). Este cálculo se puede realizar utilizando las concentraciones máximas observadas en los magmas de características primarias ( $C_{max}^i$ ), que corresponden a  $f_1 = 5.4 \pm 3.7 \%$ , o con las concentraciones mínimas ( $C_{min}^i$ ), que serían generadas a  $f_2 = 15 \pm 8 \%$ . En las Figuras 7.9a se presentan los valores estimados de concentración de REE en forma de diagramas normalizados a manto primordial (Sun y McDonough, 1989) y aplicando el grado de fusión mínimo (e.g., concentraciones máximas en el magma), que confirman el carácter enriquecido de la fuente. Cabe destacar que se determinó un nivel de concentración para  $Yb_{f1} = 0.67 \pm 0.08$  ppm y  $Yb_{f2} = 0.65 \pm 0.12$ , en concordancia con lo propuesto con Frey (1984), quien señaló que la concentración de Yb en el manto superior se encuentra restringida al intervalo X2 – X4 de valores condriticos ( $Yb = 0.34-0.68$ ).

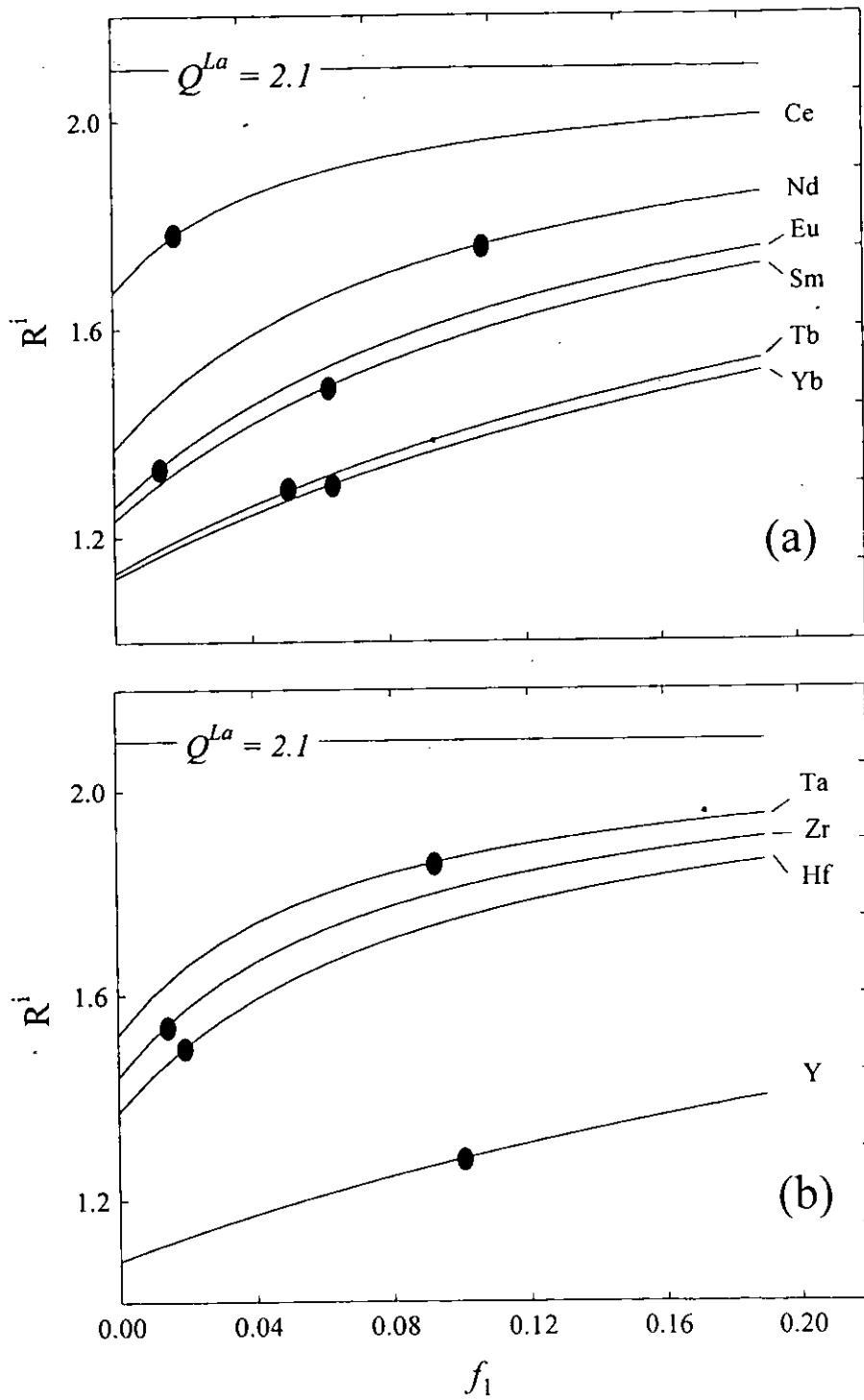
En comparación (Figura 7.9a), el manto modelado por el método de inversión presenta una composición en REE intermedia entre los xenolitos ultramáficos de tipo lertzolita de espinela y los de tipo piroxenita de espinela u hornblenda de San Luis Potosí (Heinrich y Besch, 1992). Las relaciones isotópicas de Sr y Nd de los magmas primarios de la SCN (Figura 7.9b) se encuentran dentro del campo de los valores observados en dichos xenolitos (Schaaf et al., 1994). Adicionalmente, en la Figura 7.10 se presenta un diagrama multi-elementos, normalizado a manto primordial, para la fuente modelizada por inversión, utilizando  $f_1 = 5.4 \pm 3.7 \%$  y concentraciones máximas ( $C_{max}^i$ ) en los magmas. En este caso, no fue posible realizar una comparación con los xenolitos de San Luis Potosí.

Finalmente, se puede concluir que parte de los magmas máficos de la SCN presentan características que se asemejan a líquidos primarios, con base en los criterios:  $SiO_2 < 52.5\%$ ,  $MgO > 7.0 \%$ , y  $Mg-v > 65$ . El modelado de inversión de fusión parcial para estos magmas (con La como elemento de referencia) revela que, el manto litosférico subcontinental bajo la SCN se caracteriza por un enriquecimiento en elementos incompatibles relativo a un manto primitivo, con relaciones altas de LREE/HREE y una ausencia de anomalías de elementos HFSE (Nb y Ta).



**Figura 7.7** Concentración de elementos incompatibles en la fuente, relativas a la concentración de  $C^{La}$  y normalizadas a manto primordial (Sun y McDonough, 1989), para los magmas con características primarias de la SCN: (a) REE y (b) grupo completo de elementos estudiados.





**Figura 7.8** Curvas teóricas  $R^i$ - $f_1$  para los magmas con características primarias de la SCN, partiendo de un  $Q^{La} = 2.1$  ( $P^{La} = 0.040$ ;  $D^{La} = 0.030$ ), según el modelo de Maaløe (1994). (a) Evaluación de  $f_1$  a partir de  $R^i$  observados en REE; y (b) Evaluación de  $f_1$  a partir de  $R^i$  observados en elementos incompatibles (Ta, Zr, Hf, e Y).

En este punto, es necesario explicar el origen de la naturaleza enriquecida del manto, que probablemente está relacionado a procesos previos de metasomatismo. En principio, como lo han sugerido Blatter y Carmichael (1998), podría pensarse que es el resultado de la acción de fluidos derivados de los sedimentos y el basalto que subducen en el occidente de México. Sin embargo, varias observaciones geofísicas y geoquímicas complican esta idea. Dos ejemplos pueden ilustrar mejor esta situación. En primer lugar, no existe evidencia sísmica de la presencia de la placa de Cocos bajo la SCN (e.g., Pardo y Suárez, 1995), de tal forma que la existencia de la fuente de la que derivarían esos fluidos es incierta. Por otro lado, Verma (2000a) determinó la composición química e isotópica de la placa de Cocos. En particular, los sedimentos oceánicos se caracterizan por mostrar una importante anomalía negativa de Nb (con respecto a K y La) en diagramas multi-elementos normalizados a MORB. Durante un proceso de metasomatismo, un fluido derivado de la placa de Cocos (constituida incluso por una proporción de sedimentos tan baja como 0.05%) debería generar la anomalía de Nb en la región del manto afectada por el proceso. Inclusive, los MORB alterados que subducen presentan esta anomalía negativa de Nb con respecto al MORB promedio. De esta forma, la anomalía deberían conservarla los magmas máficos, derivados por fusión parcial de ese manto metasomatizado. Sin embargo, ni existe evidencia de un manto empobrecido en HFSE, ni los magmas máficos de la SCN muestran dichas anomalías (Velasco-Tapia y Verma, 2001).

Por esta razón, es necesario un proceso alternativo para explicar la naturaleza enriquecida del manto. Sheth et al. (2000) señalaron que el manto litosférico subcontinental bajo el CVM puede ser metasomatizado pasivamente, a través de fracturas, por fluidos que provienen del manto astenosférico (e.g., McKenzie, 1989). Se ha reportado la presencia de fases silicatadas hidratadas estables en el manto inferior (e.g., Othani et al., 2001). El ascenso convectivo y en condiciones adiabáticas de una porción del manto inferior provocaría la fusión de estas fases hidratadas que penetrarían en regiones más someras del manto, llevando consigo elementos incompatibles. Este modelo podría explicar el origen de las características que presenta el manto, del cual se derivan los magmas máficos en la SCN.

### **7.3 Andesitas de alto magnesio**

#### *7.3.1 Características geoquímicas*

En la SCN se han identificado andesitas de alto magnesio (T2, Velasco-Tapia y Verma, 2001), que se caracterizan por contenidos de  $\text{SiO}_2=53-55\%$  y composiciones inusualmente altas de MgO (8-

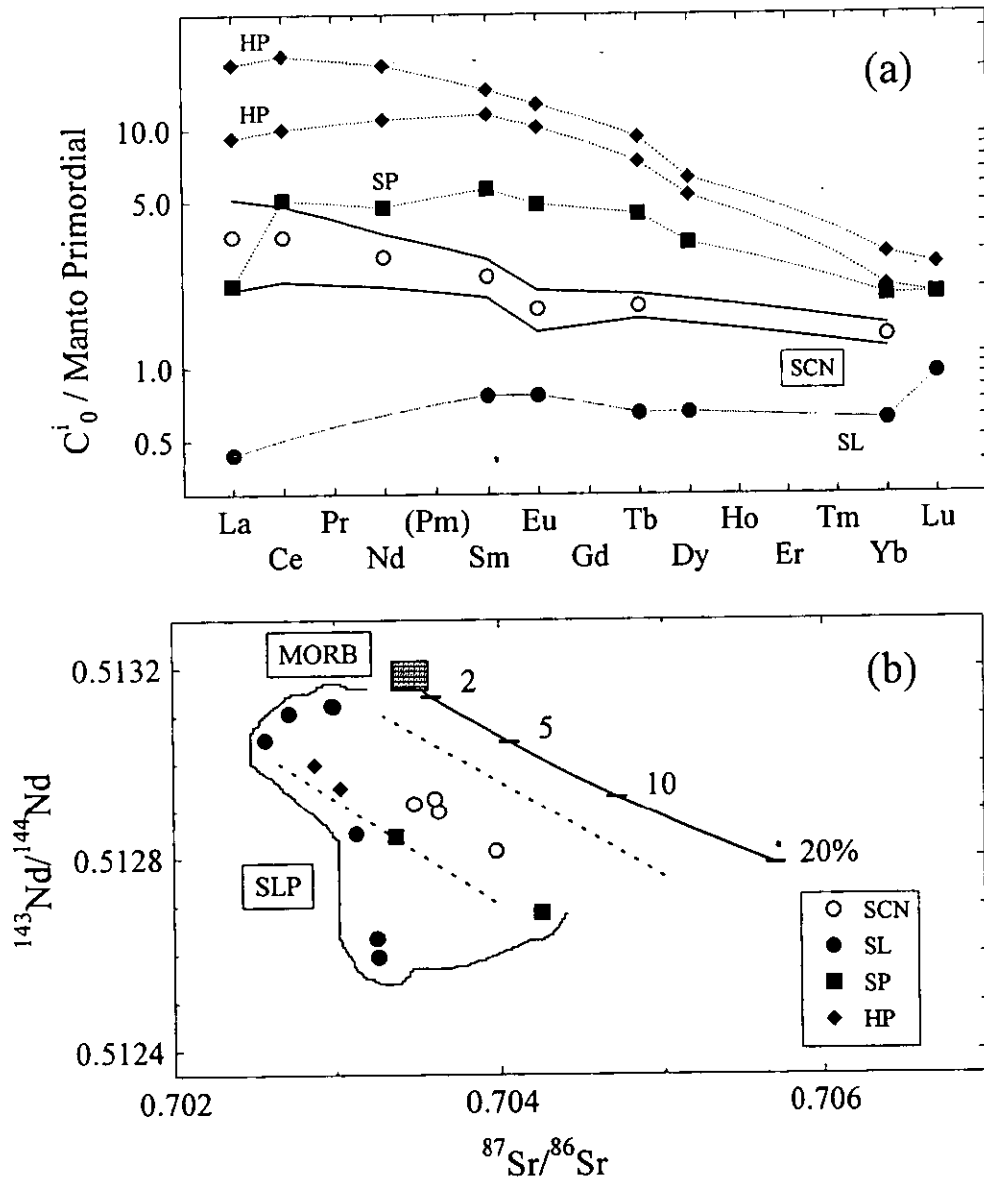
10%; Mg-v = 72-76), los cuales se concentran en algunos centros volcánicos (e.g., Pelagatos, Tetillas y Tesoyo). En comparación a los magmas máficos con características parecidas a los de zonas de extensión (T1) de la SCN, estas andesitas de alto magnesio presentan: (a) un mayor contenido de elementos compatibles, tal como Ni y Cr (Figura 7.11a); (b) menores concentraciones de HFSE y REE (Figura 7.11b) y (c) olivinos con una mayor concentración de magnesio ( $\%Fo = 88.5 \pm 1.4$ ) y espinelas con mayores contenidos de cromo ( $Cr/[Cr + Al] = 0.563 \pm 0.020$ ).

Es evidente que, a partir de su composición geoquímica, el origen de estos magmas no se puede relacionar a procesos de cristalización fraccionada a partir de los magmas máficos T1 que involucrarían un descenso en elementos compatibles, acompañado de un aumento en la concentración de elementos incompatibles. Por esta razón, es necesario otro tipo de procesos para explicar el origen de estos magmas.

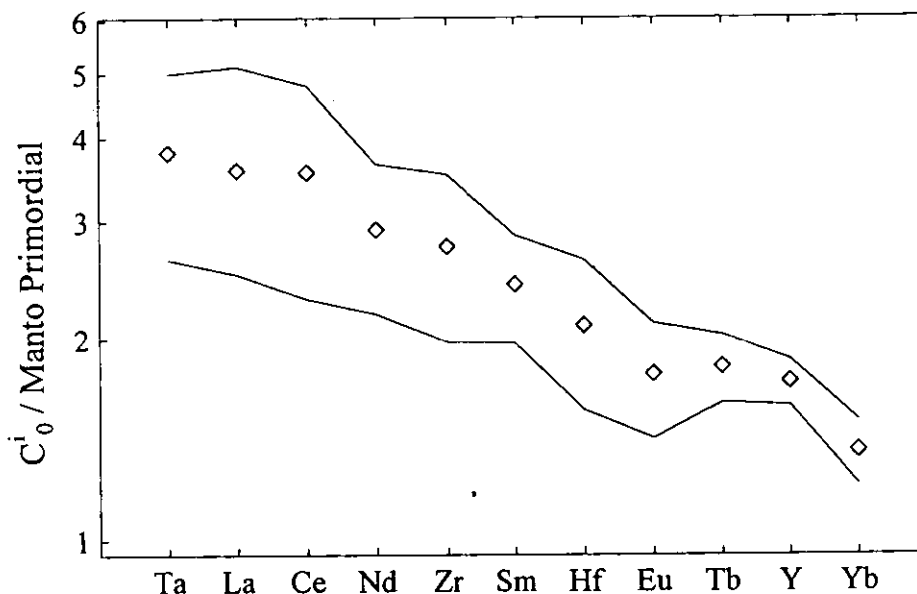
### 7.3.2 *La génesis de las andesitas de alto magnesio*

En la literatura, la petrogénesis de las andesitas de alto magnesio se ha discutido, de forma general, en relación a ambientes de arco por medio de dos mecanismos. En el primero de ellos se propone un origen relacionado a la fusión parcial directa del manto superior bajo condiciones hidratadas (e.g., Hirose, 1997), en donde el  $H_2O$  (>10%) provendría de la deshidratación de la placa que subduce. La producción de magmas siguiendo este mecanismo se encuentra generalmente restringida a las zona de ante-arco más que al frente volcánico, en donde se espera un mayor flujo de  $H_2O$  desde la placa que subduce (e.g., Tatsumi y Maruyama, 1989). Sin embargo, Kelemen (1995) señaló que este mecanismo presenta dificultades, ya que la solubilidad de los álcalis y de REE en fluidos acuosos es cientos de veces más pequeña que su solubilidad en magmas. Por esta razón, el metasomatismo de una peridotita con un fluido acuoso no aporta una proporción importante en estos elementos, que es observada en las andesitas de alto magnesio.

El segundo mecanismo involucra la reacción entre líquidos en ascenso y un manto peridotítico (Kelemen, 1995). Los líquidos iniciales podrían derivarse de la fusión parcial de la placa que subduce (e.g., Hochstaedter et al., 1994) o por fusión parcial del manto (e.g., Yogodzinski et al., 1994). En el primer caso, la fusión parcial de MORB metamorfozado (anfíbolita o eclogita) producirá un líquido dacítico con alto contenido de  $Al_2O_3$  que, al re-equilibrarse con un manto peridotítico en condiciones hidratadas, puede generar andesitas de alto magnesio (Kay, 1978; Kelemen, 1995).

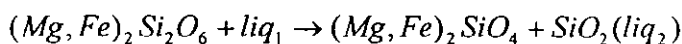


**Figura 7.9** (a) Diagrama de REE, normalizado a manto primordial (Sun y McDonough, 1989), para el manto bajo la SCN modelizado por el método de inversión, utilizando  $f_1 = 5.4 \pm 3.7 \%$  y concentraciones máximas ( $C_{max}^i$ ) en los magmas. Las líneas punteadas indican una desviación estándar de los valores de concentración. Para comparación, se presenta la composición reportada para los xenolitos ultramáficos de San Luis Potosí (Heinrich y Besch, 1992): SL = lertzolita de espinela, SP = piroxenita de espinela, HP = piroxenita de hornblenda. (b) Diagrama  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para los magmas con características primarias de la SCN y para los xenolitos ultramáficos de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994). Como comparación, se incluyó el “arreglo del manto” (líneas discontinuas) y la línea de mezcla de MORB alterado – sedimentos del sitio 487 (Verma, 2000a).



**Figura 7.10** Diagrama multi-elementos, normalizado a manto primordial (Sun y McDonough, 1989), para el manto bajo la SCN modelizado por el método de inversión, utilizando  $f_1 = 5.4 \pm 3.7 \%$  y concentraciones máximas ( $C_{\max}^i$ ) en los magmas. Las líneas continuas indican una desviación estándar de los valores de concentración.

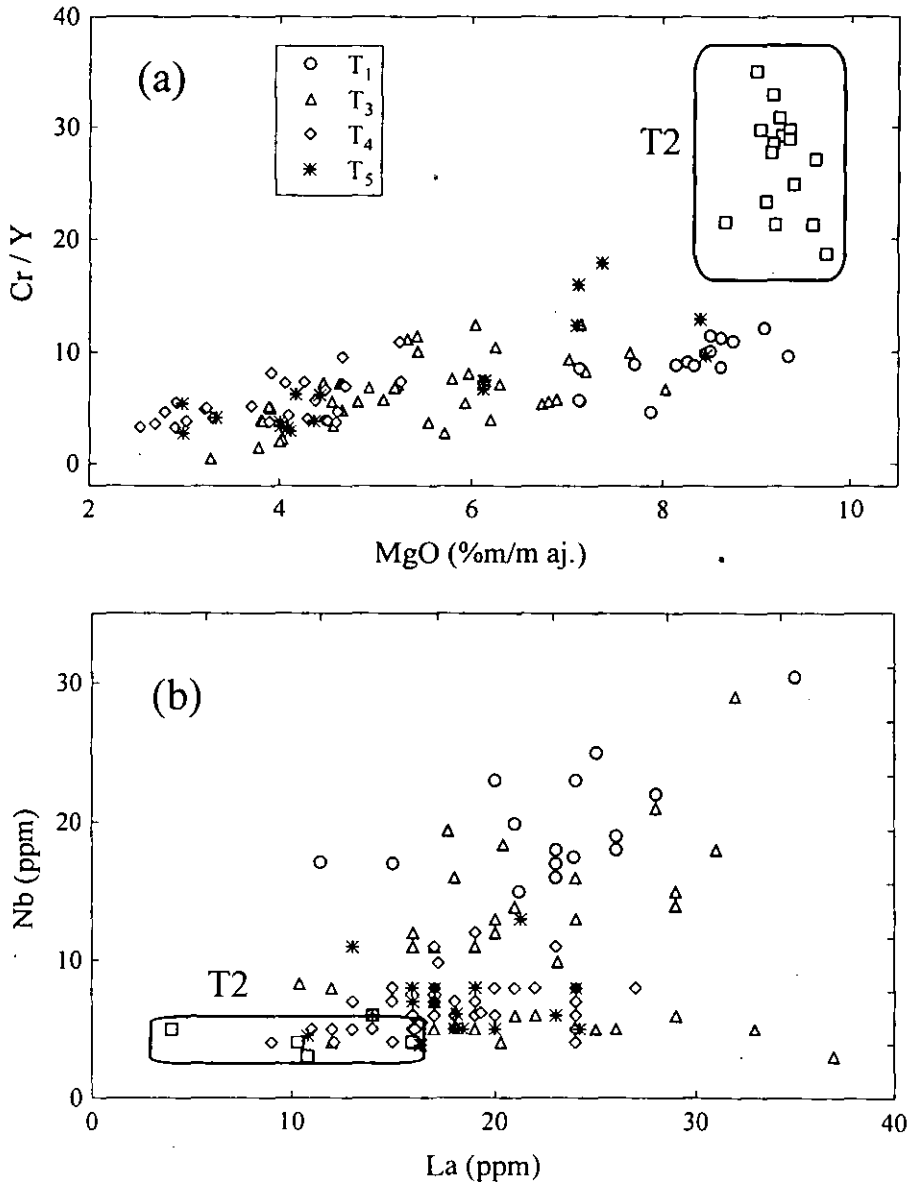
En el segundo caso, la fusión parcial de una peridotita producirá un líquido basáltico. La interacción de este líquido, durante su ascenso, con la peridotita de un nivel superior del manto dará lugar a la disolución de piroxenos acoplada con la acumulación de olivino (Fallon et al., 1988; Kushiro, 1990; Kelemen, 1995). Dado que el ortopiroxeno es más abundante en el manto superior que el clinopiroxeno, la reacción de disolución incrementará el contenido de  $\text{SiO}_2$  del líquido hasta alcanzar una composición andesítica:



### 7.3.3 Modelo petrogenético para andesitas de alto magnesio en la SCN

En el contexto de la SCN, el proceso de génesis por reacción de un líquido dacítico, derivado de la fusión de un MORB, y la peridotita puede descartarse en virtud de que el producto de la mezcla (i.e., andesita de alto magnesio) debería mostrar las fuertes anomalías negativas de Ba, Nb, La y Ce que

presentan los basaltos alterados de la placa de Cocos (ver Figura 10, Verma, 2000a). Además, las relaciones isotópicas de Sr y Nd observadas en las andesitas de alto magnesio en la SCN ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7039\text{-}0.7041$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5128$ ; Tabla 6.4) presentan diferencias significativas con respecto al MORB alterado de la placa de Cocos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7032$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5133$ ), y son comparables a las observadas en los magmas máficos de esta región ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034\text{-}0.7040$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5127\text{-}0.5129$ ).



**Figura 7.11** Diagramas (a) Cr/Y – MgO y (b) Nb – La para la diversidad de magmas en la SCN. Nótese las altas concentración en MgO y Cr, así como las bajas en Nb y La, para las andesitas de alto magnesio (magmas tipo T2, localizados en recuadros), en comparación a los magmas máficos (T1).

De esta forma, la petrogénesis de las andesitas de alto magnesio podría estar relacionada a la interacción entre el líquido basáltico con características similares a los de zona de extensión, que se genera por fusión parcial del manto, y la peridotita. El ambiente extensional y la disipación de energía desde el líquido basáltico durante su ascenso permiten mantener la  $T > 1100^{\circ}\text{C}$  a baja presión (<50 km) en un ambiente subsaturado en  $\text{H}_2\text{O}$ , que han sido señaladas como condiciones necesarias en la generación de estos magmas (Crawford et al., 1989).

Kelemen et al. (1998) mencionaron que este proceso ocurre en un intervalo vertical muy restringido desde el lugar de la generación del líquido inicial, que da lugar a canales estrechos de disolución con flujo de magma híbrido a una temperatura más o menos constante. Esto podría explicar el porque las temperaturas máximas de equilibrio, según el geotermómetro olivino-líquido, para los magmas T1 y T2 son comparables (Figura 7.1). Por otro lado, Kelemen (1995) señaló que la mayor parte de las andesitas de alto magnesio generadas en estos procesos de reacción líquido basáltico/peridotita no son eruptadas a la superficie debido a que presentan una mayor viscosidad que el líquido basáltico original ( $\eta_A \sim 10^5$  poise  $>$   $\eta_B \sim 10^3$  poise a  $T \sim 1100^{\circ}\text{C}$ ; Cas y Wright, 1996). Esto explicaría la presencia tan limitada de estos magmas en la SCN.

Por otro lado, la acumulación de olivino daría lugar a los altos valores observados en Mg-v y Ni, en comparación a los que presentan los magmas máficos. El desacoplamiento entre los elementos LILE y los HFSE que se observa en los diagramas multi-elementos para estos magmas puede interpretarse en términos de su partición con respecto a la mineralogía del manto superior. Kelemen et al. (1990) reportaron que HFSE (e.g., Nb, Zr, Ti) presentan coeficientes de partición bajos para olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, pero que son mayores, en varios ordenes de magnitud, con respecto a los REE. Por ejemplo, estos autores reportan que los coeficientes para La y Zr en estas fases son: (a) Ol:  $D_{La} = 0.000007$ ,  $D_{Zr} = 0.007$ ; (b) Opx: :  $D_{La} = 0.0025$ ,  $D_{Zr} = 0.07$ ; (c) Cpx: :  $D_{La} = 0.04$ ,  $D_{Zr} = 0.20$ . De esta forma, durante la fusión parcial los HFSE no serán fraccionados fuertemente de los REE. Por el contrario, en un proceso de interacción magma-manto, el líquido puede reaccionar con un gran volumen de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, fraccionando los HFSE con respecto a los REE. Con base en el modelado de la reacción de un magma basáltico y un manto lertzolítico, que simularon como un proceso AFC, Kelemen et al. (1990) propusieron que el proceso producirá líquidos empobrecidos en Zr, Ti y REE, con una mayor relación  $\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ .

## 7.4 Evolución magmática en la SCN

En comparación a los magmas máficos, el magmatismo intermedio y ácido en la SCN presenta las siguientes características: (a) patrones multi-elementos con un desacoplamiento entre LILE y HFSE (e.g., anomalías negativas de Nb, Ta, Ti en diagramas multielementos), (b) una menor concentración de REE, y (c) bajas concentraciones de Nb y altas relaciones de Ba/Nb. Adicionalmente, los magmas intermedios y ácidos muestran relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que son ligeramente mayores y relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ligeramente inferiores a los magmas máficos, mientras que las relaciones isotópicas de Pb son similares (ver Tabla 6.4). Un modelo petrogenético adecuado para la SCN debería explicar dichas observaciones. En esta sección se presentan los resultados de la evaluación de diversos procesos petrogenéticos que podrían explicar el origen del magmatismo intermedio y ácido en la SCN.

### 7.4.1 Modelos que involucran la placa de Cocos

Algunos autores han señalado que las placas que subducen pueden generar magmas de arco, siendo esto favorable en el caso de la subducción de placas jóvenes (e.g., Peacock et al., 1994). Sin embargo, como ya se ha señalado, este mecanismo es invalidado debido a la incertidumbre acerca de la posición de la placa de Cocos bajo la SCN (Verma, 2000; Velasco-Tapia y Verma, 2001). Asumiendo la posibilidad de la fusión de la placa, es difícil sostener esta hipótesis debido a que todas las rocas intermedias y ácidas de la SCN se encuentran alejadas de la línea de mezcla MORB-sedimentos en el espacio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (ver Figura 6.7).

Sin embargo, se podría aducir una participación indirecta de la placa (como un fluido que metasomatiza el manto) en la génesis de los magmas con  $\text{SiO}_2 > 53\%$ . En este sentido, Wallace y Carmichael (1999) modelaron la composición de ese fluido derivado de la placa de Cocos, al que adjudicaron por ejemplo las siguientes concentraciones:  $\text{Ba}_f = 1371$  ppm y  $\text{Ce}_f = 81$  ppm. Por otro lado, Verma (2000a) reportó los siguientes valores de concentración para el MORB y los sedimentos de la placa de Cocos:  $\text{Ba}_{\text{MORB}} = 7$  ppm,  $\text{Ce}_{\text{MORB}} = 4.8$  ppm;  $\text{Ba}_{\text{sed}} = 1640$  ppm,  $\text{Ce}_{\text{sed}} = 32$  ppm. Es evidente que, siguiendo la proposición de Wallace y Carmichael (1999), la composición del fluido debería estar fuertemente dominada por los sedimentos. Ya que el patrón multi-elementos de los sedimentos se caracteriza por una anomalía negativa de Ce (Verma, 2000a), es claro que dicha anomalía debería ser transferida por los fluidos al manto metasomatizado (aún a niveles de 2% de sedimentos en el fluido) y posteriormente a los magmas de la SCN. Sin embargo, este comportamiento no es observado en



ninguna de las rocas de este campo monogenético. En contraste, en rocas volcánicas del arco insular de las Marianas se ha identificado una pequeña anomalía negativa de Ce ( $[Ce/Ce^*] = Ce_N \times [(Nd_N/La_N)^{1/3}/La_N] = 0.78-0.90$ ; normalizados a condrita), la cual ha sido relacionada a la incorporación de pequeñas cantidades (< 1%) de sedimentos pelágicos, que se caracterizan a su vez por una fuerte anomalía negativa de Ce, tal que  $[Ce/Ce^*] \sim 0.2$  (Hole et al., 1984). En contraposición, las composiciones isotópicas de Sr y Nd de los magmas intermedios de AVCA si reflejan la participación de la placa de Cocos en su génesis (ver Figura 6.7).

#### 7.4.2 Diferenciación simple de magmas básicos

La información geoquímica disponible para la SCN, particularmente los datos de REE, permite descartar a la cristalización fraccionada simple a partir de un magma basáltico como proceso de evolución magmática (Verma, 1999, Velasco-Tapia y Verma, 2001). De esta forma, las andesitas y dacitas presentan diagramas de Harker (e.g., Mg-v – SiO<sub>2</sub>; ver Figura 5.6) en donde se observa una gran dispersión de datos. En comparación a los magmas máficos, los magmas intermedios y ácidos se caracterizan por menores concentraciones de REE y HFSE (ver Figuras 5.9, 5.10, 6.8 y 6.9). Por el contrario, los elementos incompatibles móviles (e.g., Sr, Rb, Ba) presentan concentraciones comparables o mayores que los magmas máficos. Una amplia variación en las relaciones de elementos traza con coeficientes de partición comparables (e.g., K/Nb; Figura 7.12) es indicativa de que la evolución magmática ocurrió en condiciones de sistema abierto, es decir producto de la interacción de diversas fuentes. Finalmente, las diferencias en las relaciones isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd entre los magmas máficos y aquellos con mayor contenido de SiO<sub>2</sub> sugiere la imposibilidad de la cristalización fraccionada como proceso dominante de evolución magmática en la SCN. Cabe señalar que los modelos de diferenciación simple también han sido descartados en otras zonas del CVM (e.g., Amealco, Los Azufres, Los Humeros, Huichapan).

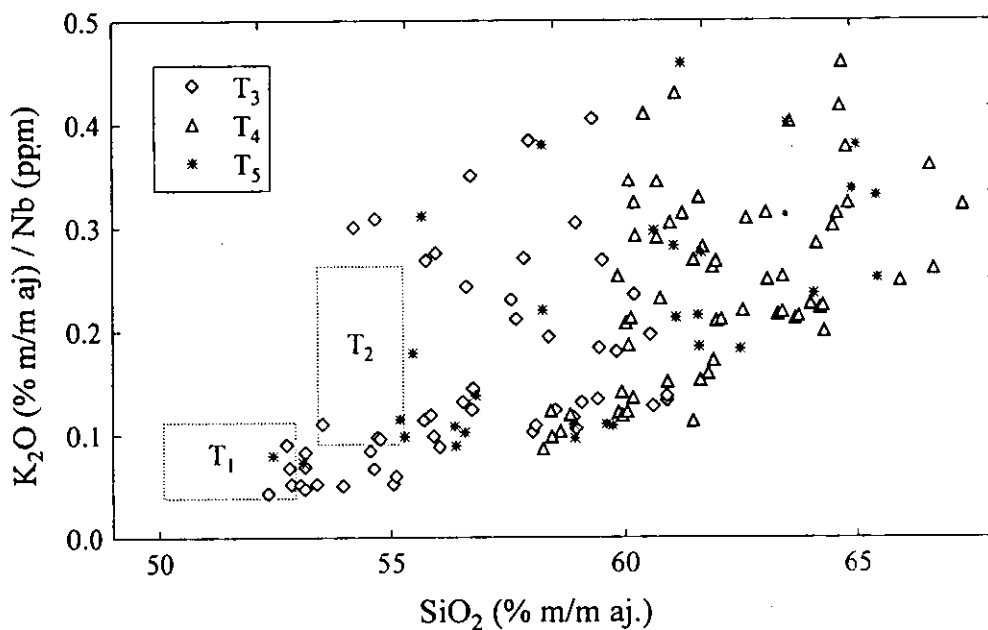
#### 7.4.3 Asimilación – Cristalización fraccionada

La inconsistencia de la cristalización fraccionada, para explicar las características geoquímicas de los magmas intermedios y ácidos en la SCN, hace necesario evaluar modelos más complejos. Un posible mecanismo de evolución podría ser la asimilación de corteza combinada con cristalización fraccionada (AFC, *assimilation and fractional crystallization*; DePaolo, 1981). La presencia de

enclaves de rocas metamórficas y plutónicas en algunas lavas con características de desequilibrio (domos Lama y Tabaquillo) podría confirmar tal hipótesis. En este modelo, la concentración de cualquier elemento traza ( $C_L$ ) en el magma híbrido producto de la AFC estaría dada por:

$$C_L = C_L^0 \cdot f + \frac{r}{r + D - 1} \cdot C_A \cdot (1 - f) \quad [\text{ecn. 7.17}]$$

en donde  $C_L^0$  representa la concentración del elemento traza en el magma original,  $C_A$  es la concentración del contaminante que es asimilado (e.g., la corteza),  $r$  es la relación entre la velocidad de asimilación y la velocidad de cristalización fraccionada,  $D$  es el coeficiente de partición global para el arreglo mineralógico que se fracciona, y  $f = F^{-(r-1+D)/(r-1)}$  en donde  $F$  representa la fracción de líquido remanente al terminar el proceso.



**Figura 7.12** Variación de la relación  $K_2O/Nb$  con respecto a  $SiO_2$  para los magmas intermedios y ácidos de la SCN. El área que ocupan los magmas máficos ( $T_1$ ) y las andesitas de alto magnesio ( $T_2$ ) se encuentran marcadas por recuadros.

El proceso AFC fue evaluado en la SCN previamente por Verma (1999) partiendo de un líquido original cuya composición fue el promedio de los magmas máficos reportados en Verma (2000a). En este trabajo, el autor destacó que si una proporción importante de corteza fue asimilada

para generar las rocas intermedias y ácidas de este campo monogénético por un proceso AFC se requeriría de un material asimilado con concentraciones de REE más bajas que las observadas en las andesitas y dacitas de la SCN, contenidos bajos de Nb (unos cuantos ppm) y relaciones isotópicas similares a las del magmatismo intermedio. De esta forma, Verma (1999) utilizó dos combinaciones de xenolitos corticales del área de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994) para representar al asimilado de corteza inferior: (a) la composición promedio de ocho xenolitos metaígneos máficos (MLC, *mafic lower crust*) y (b) la composición promedio de catorce xenolitos, que incluyen los metaígneos, además de intermedios y metasedimentarios (LC, *lower crust*). Verma (1999) señaló que el proceso AFC no es del todo satisfactorio para modelar la evolución magmática en la SCN. Sin embargo, la modelación estuvo restringida a la evaluación de un número muy reducido de elementos (Ba, Nb, La e Yb; presentando el diagrama Ba/Nb-La/Yb) para un grupo limitado de muestras de la SCN (n=12).

Con el objeto de probar los resultados de Verma (1999) con respecto al proceso AFC en la SCN, se realizó un estudio que consideró: (a) una revisión de información acerca del basamento expuesto y xenolitos de la corteza en el centro de México, (b) la modelación AFC para un número mayor de elementos traza, considerando como líquidos iniciales al promedio de magmas máficos de características primarias (MP) dentro del grupo de magmas máficos T1 y un magma representativo de las andesitas de alto magnesio (AM = CHI70; tipo T2) y (c) la evaluación de los magmas intermedios T3 y T4 incluidos en la base de datos presentada por Velasco-Tapia y Verma (2001).

La información geoquímica e isotópica disponible en la literatura sobre el basamento expuesto y xenolitos de la corteza en el centro de México es en general muy limitada y se encuentra registrada en unos cuantos trabajos (Ruiz et al., 1988a,b; Roberts y Ruiz, 1989; Schaaf et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Lawlor et al., 1999). Con respecto al basamento expuesto, Ruiz et al. (1988a,b) estudiaron un grupo de ortogneisses y metacuarcitas en facies granulítica del Precámbrico medio en el área de Molango, Hgo., con una edad de ~1.0 Ga y edades de residencia en la corteza ( $T_{DM}$ ) de 1.48-1.77 Ga. Sin embargo, para estas muestras sólo se dispone de información isotópica de Sr y Nd (Tabla 7.4). En un trabajo más reciente, Lawlor et al. (1999) realizaron un estudio más detallado sobre estos afloramientos granulíticos en Molango, Hgo., nombrados colectivamente como Gneiss Huiznopala. Tres unidades litológicas fueron reconocidas por estos autores: (1) una serie principal de ortogneisses, (2) un complejo de anortosita-gabro, y (3) un secuencia de paragneisses estratificados. Con base en estudios de U-Pb, se estableció que el origen del Gneiss Huiznopala comprendió dos etapas: (1) un magmatismo de arco entre ~1200 a ~1150 Ma, (2) el metamorfismo en facies granulítica ( $T = 725 \pm 50^\circ\text{C}$ ,  $P = 7.2 \pm 1.0 \text{ kbar}$ ) y el probable emplazamiento del complejo

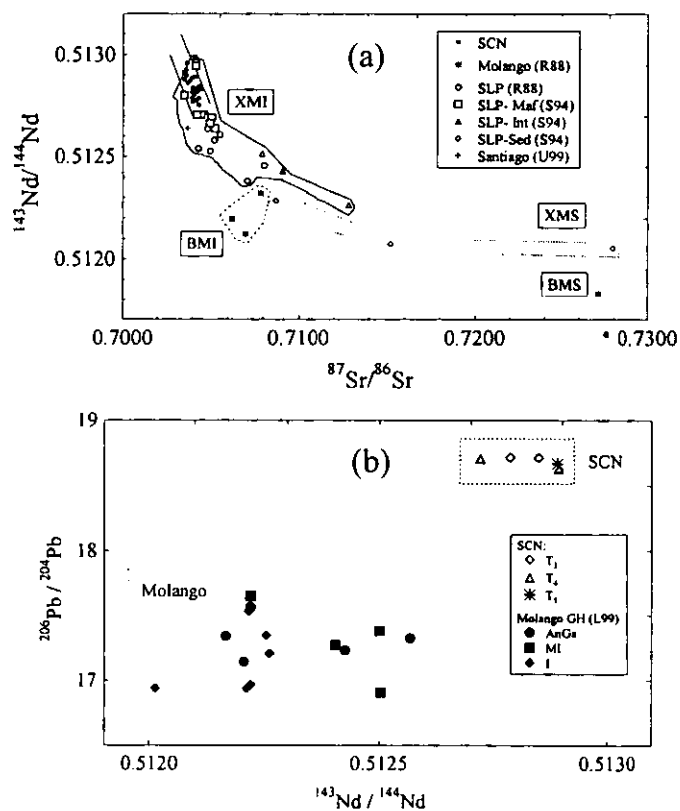
anortosita-gabro a ~1000 Ma. Para estos materiales representantes del basamento Precámbrico de México existe información geoquímica e isotópica (Nd, Pb y U) disponible. Por otra parte, xenolitos de corteza inferior se han localizado en San Luis Potosí, Zacatecas y Michoacán, conformados por rocas metamórficas de facies granulítica que se encuentran incrustados en rocas alcalinas. Estos se pueden clasificar en (a) para-gneisses cuarzo-feldespáticos de sillimanita-granate (xenolitos metasedimentarios), y (b) orto-gneisses máficos a intermedios, que incluyen granulitas de dos piroxenos, granulitas de piroxeno-plagioclasa, y granulitas de espinela o granate. Ruiz et al. (1988b) señalaron que el grupo de xenolitos que estudiaron presentó temperaturas de equilibrio de  $950 \pm 100$  °C a 9-13 kbar (32-45 km), por lo que supusieron que dichos xenolitos se originaron en un área muy restringida y cercana a la frontera manto-corteza. De forma similar al basamento expuesto en Molango, la mayor parte de la información disponible para estos xenolitos consiste en datos isotópicos de Sr y Nd (Tabla 7.4), aunque Schaaf et al. (1994) y Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) reportaron la composición geoquímica en elementos mayores y traza para los especímenes que estudiaron (Tabla 7.5).

**Tabla 7.4** Datos isotópicos de Sr y Nd para rocas del basamento en el centro de México.

Localidad	Xenolitos <sup>a</sup>	N	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	n	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	T <sub>DM</sub> <sup>b</sup>
A. Ruiz et al. (1988a,b)						
<i>A.1 Afloramiento Precámbrico</i>						
Molango (Hgo)	MI, I	3	0.70703 ± 80	3	0.51221 ± 10	1.48 - 1.56
	MS	1	0.727074 ± 9	1	0.511833 ± 9	1.77
<i>A.2 Xenolitos de Corteza Inferior</i>						
Ventura (SLP)	MI	4	0.70515 ± 3	4	0.51259 ± 4	0.66 - 1.05
Sto. Domingo (SLP)	MI	9	0.70557 ± 2	5	0.51253 ± 2	0.80 - 1.72
	MS	1	0.730445 ± 5	1	0.512052 ± 5	1.56
El Toro (Zac)	MI	1	0.707188 ± 1	1	0.512580 ± 6	1.52
B. Schaaf et al. (1994)						
<i>B.1 Xenolitos de Corteza Inferior</i>						
San Luis Potosí	MI	8	0.70449 ± 60	8	0.51264 ± 12	1.08 - 3.09
	I	3	0.70990 ± 250	3	0.51240 ± 12	1.77 - 2.26
	MS	3	0.71726 ± 100	3	0.51228 ± 13	1.60 - 1.77
C. Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999)						
<i>C.1 Xenolitos de Corteza Inferior</i>						
V. Santiago (Mich)	MI	-	0.7037	-	0.512641	1.51
D. Lawlor et al. (1999)						
<i>D.1 Afloramientos precámbricos</i>						
Gneiss Huiznopala (Molango, Hgo.)	MI	-		4	0.51241 ± 13	1.47 - 3.18
	I	-		6	0.51220 ± 9	1.42 - 1.60
	AnGa	-		5	0.51232 ± 17	1.34 - 1.69

<sup>a</sup>MI = xenolito metaigneo, I = xenolito intermedio, MS = xenolito metasedimentario, AnGa = complejo de anortosita-gabro. <sup>b</sup>Edad modelo reportada para los materiales en la literatura.

En la Figura 7.13a se han graficado los datos disponibles de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para el basamento expuesto en Molango y los xenolitos de la corteza inferior de la parte central de México. En la Figura 7.13b se presenta el diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para el basamento expuesto en Molango, Hgo. A partir de estos gráficos se decidió descartar para el modelado AFC a los datos de basamento expuesto, así como los de xenolitos metasedimentarios e intermedios, ya que muestran una diferencia significativa con respecto a la composición isotópica del magmatismo de la SCN. De esta forma, los xenolitos metaígneos reportados por Schaaf et al. (1994), con relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  que cubren el mismo espacio que los magmas intermedios y ácidos de la SCN, se consideraron como una representación apropiada de la corteza inferior para la modelación, además de contar con una base de datos geoquímica e isotópica amplia.



**Figura 7.13** Composición isotópica del basamento expuesto y xenolitos de la corteza inferior del centro de México: (a)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , BMI = basamento metaígneo, BMS = basamento metasedimentario, XMI = xenolitos metaígneos, XMS = xenolitos metasedimentarios; Ref., R88 = Ruiz et al. (1988a,b), S94 = Schaaf et al. (1994), U99 = Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999). (b)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , GH = Gneiss Huiznopala: AnGa = complejo anortosita-gabro, MI = basamento metaígneo, I = basamento intermedio; Referencia, L99 = Lawlor et al. (1999).

**Tabla 7.5** Composición geoquímica e isotópica para (a) magmas máficos y andesita de alto magnesio de la SCN y (b) xenolitos de corteza inferior de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994) y Michoacán (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999).

Material- Ref.* Elem /RI	Magmas máficos		And Mg	Corteza Inferior					
	MP V01		AM V01	CI (MI) S94		CI (I) S94		CI (MI) U99	
	N	X ± S	X	N	X ± S	N	X ± S	N	X ± S
% m/m									
SiO <sub>2</sub>	22	51.1 ± 0.9	53.82	8	49.0 ± 2.9	3	58.3 ± 2.4	3	46.7 ± 0.9
TiO <sub>2</sub>	22	1.72 ± 0.14	0.78	8	1.3 ± 0.8	3	1.14 ± 0.14	3	1.12 ± 0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22	15.8 ± 0.5	15.70	8	17.6 ± 1.5	3	16.5 ± 1.1	3	17 ± 5
FeO <sup>t</sup>	22	8.8 ± 0.8	6.91	8	8.7 ± 0.7	3	7.7 ± 1.2	3	11.1 ± 4.3
MnO	22	0.149 ± 0.010	0.12	8	0.151 ± 0.026	3	0.127 ± 0.020	3	0.120 ± 0.040
MgO	22	8.3 ± 0.5	9.63	8	7.7 ± 1.3	3	4.5 ± 0.5	3	9.5 ± 4.0
CaO	22	8.1 ± 0.6	7.80	8	11.3 ± 1.9	3	5.9 ± 0.7	3	10.8 ± 0.7
Na <sub>2</sub> O	22	4.08 ± 0.32	3.31	8	2.5 ± 0.7	3	2.8 ± 0.5	3	2.4 ± 0.9
K <sub>2</sub> O	22	1.18 ± 0.13	1.01	8	0.44 ± 0.25	3	0.85 ± 0.17	3	0.21 ± 0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	22	0.50 ± 0.09	0.75	8	0.13 ± 0.06	3	0.20 ± 0.12	3	0.053 ± 0.040
µg/g									
La	22	20.7 ± 3.9	10.8	8	6.1 ± 2.1	3	12.5 ± 4.3	3	2.92 ± 0.44
Ce	20	52 ± 8	24.0	8	16 ± 6	3	27 ± 10	3	5.85 ± 0.34
Pr	2	6.4	3.3					3	0.91 ± 0.14
Nd	11	25.4 ± 4.1	14.0	8	10.4 ± 4.2	3	14 ± 7	1	6.7
Sm	11	5.9 ± 0.7	3.43	8	3.4 ± 1.2	3	4.2 ± 2.1	1	1.0
Eu	13	1.90 ± 0.14	1.09	8	1.30 ± 0.28	3	1.41 ± 0.21	3	0.74 ± 0.13
Gd	2	6.0 ± 0.6	3.38					3	2.15 ± 0.64
Tb	13	0.84 ± 0.07	0.57	8	0.66 ± 0.22	3	0.86 ± 0.29	3	0.17 ± 0.07
Ho	2	1.1	0.65						
Er	2	3.06	1.90					3	0.66 ± 0.30
Tm	2	0.42	0.27					2	0.07 ± 0.04
Yb	11	2.82 ± 0.23	1.76	8	2.1 ± 0.8	3	3.2 ± 0.6		
Lu	11	0.384 ± 0.042	0.25	8	0.34 ± 0.14	3	0.55 ± 0.11	3	0.080 ± 0.032
Ba	22	292 ± 80	247.2	8	130 ± 60	3	510 ± 120		
Nb	11	18.2 ± 3.4	2.7	8	8 ± 7	3	10.0 ± 2.0		
Zr	22	220 ± 30	113.9	8	71 ± 31	3	140 ± 70		
Y	20	30.1 ± 2.0	17.7	8	22 ± 7	3	32 ± 6		
Sr	22	520 ± 50	371.5	8	390 ± 300	3	270 ± 90	3	640 ± 300
Rb	19	21.5 ± 3.5	19.3	8	4.4 ± 2.1	3	7.0 ± 0.0	3	2.5 ± 0.9
Ni	22	154 ± 23	219.9			3	58 ± 26		
Cr	13	278 ± 33	488.3			3	147 ± 15		
V	11	155 ± 16	155.6	8	300 ± 180	3	165 ± 30		
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	5	0.70366 ± 19	0.7039	8	0.7045 ± 7	3	0.70990 ± 250	1	0.7037
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	4	0.51288 ± 4		8	0.51276 ± 13	3	0.51240 ± 12	1	0.512641

\*Referencias: V01 = Este trabajo, MP = promedio de magmas máficos primarios, AM = andesita de alto magnesio CHI70; S94 = Schaaf et al. (1994), CI(MI) = promedio de xenolitos metaígneos, CI(I) = promedio de xenolitos intermedios; U99 = Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999), CI(MI) = promedio de xenolitos granulíticos.

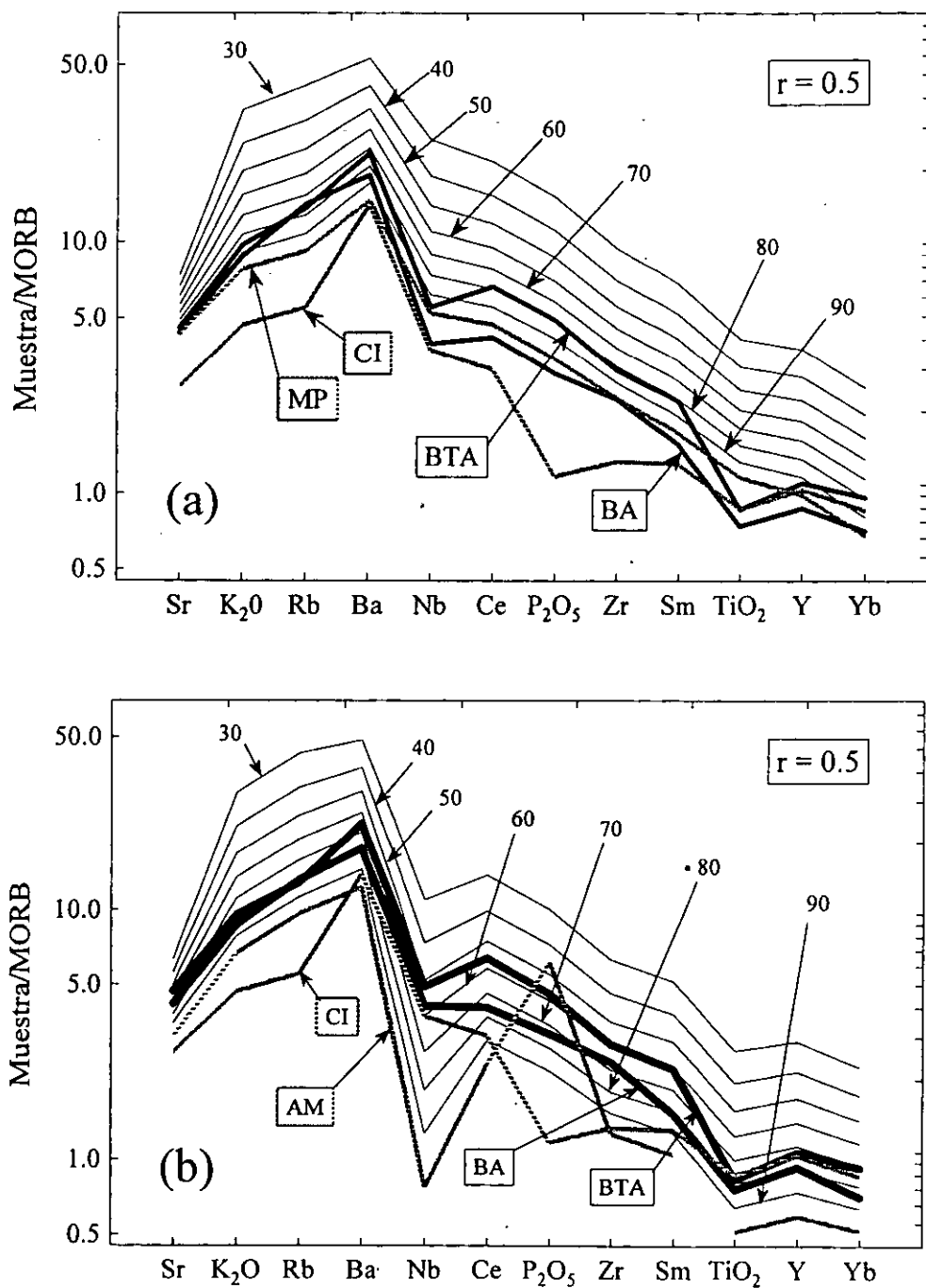
De esta forma, se modeló el proceso AFC con elementos traza, aplicando la ecuación 7.17, con las siguientes condiciones: (a) se contemplaron como líquidos originales a la composición promedio de los magmas máficos primarios (MP) y a la andesita de alto magnesio CHI70 (AM) (Tabla 7.5); (b) en la evolución magmática de estos líquidos se consideró la cristalización del arreglo mineralógico 0.25Ol + 0.30Opx + 0.20Cpx + 0.25Plg, que es consistente con la mineralogía observada en los magmas

intermedios del tipo T3, que incluye andesitas traquibasálticas, andesitas basálticas y andesitas; (c) como material asimilado se consideró al promedio de los xenolitos máficos de San Luis Potosí [CI(MI)  $\equiv$  CI] reportados por Schaaf et al. (1994), asumiendo una velocidad de asimilación a cristalización fraccionada  $r = 0.5$ . El modelado se representó en diagramas multi-elementos, mostrando concentraciones promedio del tipo de magma evaluado (Figura 7.14), y bivariados, que involucraron todos los datos disponibles en la compilación sobre la SCN (Figura 7.15).

El modelado AFC para MP asimilando CI, al alcanzar un 80% y 90% de líquido remanente después del proceso, es capaz de reproducir la mayor parte del patrón multi-elementos de la composición promedio de las andesitas traquibasálticas (BTA) y de las andesitas basálticas (BA) respectivamente. Sin embargo, este modelo no reproduce las anomalías negativas de Nb y  $TiO_2$  de estos magmas (Figura 7.14a). Estas deficiencias son superadas utilizando como líquido original a AM, aunque ahora el % de líquido remanente después del proceso ajusta entre 50-70% (Figura 7.14b).

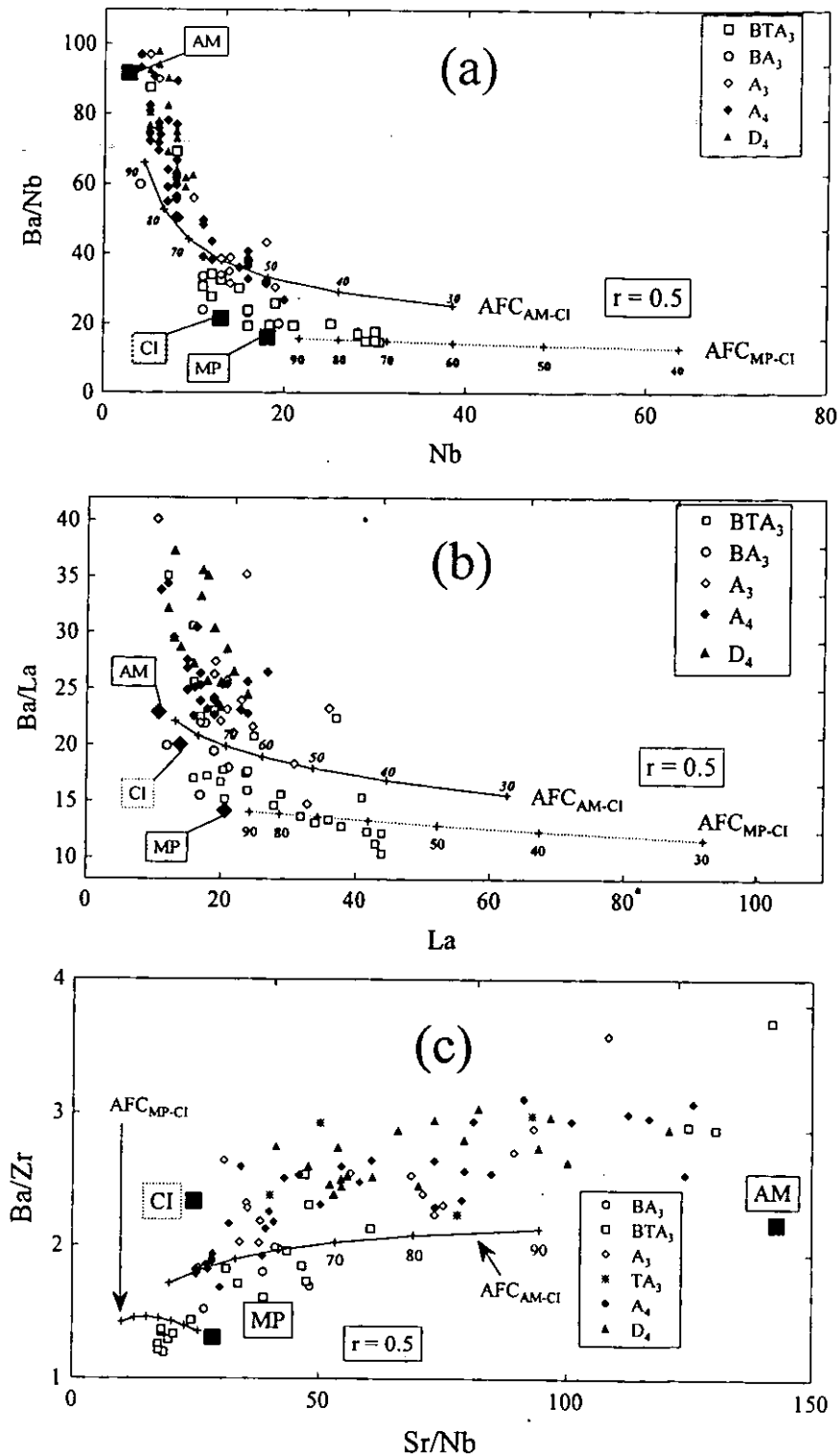
El modelado AFC también fue efectuado sobre diagramas de elementos traza de tipo  $Y/X - X$ , utilizando elementos incompatibles, que permiten la visualización de todas las muestras de la base de datos y no solamente valores promedio, como los observados en las Figuras 7.14a,b. En la Figura 7.15a,b se presentan los modelos  $AFC_{MP-CI}$  y  $AFC_{AM-CI}$  aplicados a magmas tipo T3 y T4 sobre los diagramas  $Ba/Nb - Nb$  y  $Ba/La - La$ . A partir de estos gráficos podría suponerse que una parte de los magmas intermedios de la SCN estarían relacionados al proceso AFC, partiendo de líquidos iniciales de tipo MP y AM.

Sin embargo, algunos autores (e.g., Albarède, 1995) han señalado que las tendencias observadas en diagramas de tipo  $Y/X - X$  pudieran ser ficticias, como resultado de la presencia del mismo elemento en los dos ejes. Según este autor, estos efectos pueden ser evitados al utilizar diagramas "libres de correlación"  $X/Y - A/B$ . En consecuencia, el modelado AFC se representó sobre diagramas de este tipo, tal como  $Ba/Zr - Sr/Nb$  (Figuras 7.15c). A partir de estos gráficos es posible establecer que algunos BA y BTA de tipo T3 podrían ser el resultado del proceso  $AFC_{AM-CI}$ , mientras que el proceso  $AFC_{MP-CI}$  es totalmente descartado por el diagrama  $La/Nb - Ba/Y$ . De esta forma, las andesitas de alto magnesio podrían contribuir a la evolución magmática de la SCN por medio de un proceso  $AFC_{AM-CI}$ . Sin embargo, ya que el proceso AFC no puede explicar una gran parte del magmatismo intermedio y ácido de la SCN, es necesario investigar otros procesos de tipo abierto (e.g., mezcla de magmas, fusión parcial de materiales corticales).



**Figura 7.14** Modelos de asimilación - cristalización fraccionada (AFC;  $r = 0.5$ ) para la evolución magmática en la SCN: (a) Proceso AFC considerando a un promedio de los magmas primarios (MP) como líquido original; (b) Proceso AFC considerando a una andesita de alto magnesio (AM) como líquido original. El resto de las curvas representan a corteza inferior que es asimilada (CI), composición promedio de andesitas basálticas (BA) y andesitas traquibasálticas (BTA) de tipo T3. Los números 30, 40, 50, 60, 70, 80 y 90 representan el % de líquido remanente después del proceso AFC.





**Figura 7.15** Modelos  $AFC_{MP-CI}$  y  $AFC_{AM-CI}$  ( $r = 0.5$ ) representados en los diagramas: (a) Ba/Nb – Nb, (b) Ba/La – La, (c) Ba/Zr – Sr/Nb para los magmas intermedios y ácidos de la SCN. MP = promedio de magmas primarios de la SCN, AM = andesita basáltica de alto magnesio de la SCN, CI = corteza inferior que es asimilada. El símbolo “+” marca el % de líquido remanente después del proceso AFC.

#### 7.4.4 Fusión parcial de la corteza y mezcla de magmas

Verma (1999) propuso que parte del magmatismo intermedio y ácido de la SCN ha sido generado por fusión parcial de la corteza inferior. En un contexto extensional, esta hipótesis puede ser sustentada con base en modelos de anatexis de corteza inferior en zonas con un gran espesor cortical (Laube y Springer, 1998). Se ha reportado que, en la etapa temprana de una extensión continental, el manto litosférico es una potencial fuente magmática (Leeman y Fitton, 1989). La mayor parte de estos magmas se emplazarían en la base de la corteza gruesa o dentro de ella (McKenzie y Bickle, 1988). En ambos casos, existe la posibilidad de una interacción física y química entre el magma y la corteza. Parte de esta interacción es térmica, ya que los magmas máficos disipan energía calorífica hacia la corteza, que puede provocar la fusión parcial intra-cortical y la posibilidad de mezcla entre los diferentes magmas. La incorporación de agua, desde el magma máfico o aquella que es liberada por la fusión de minerales hidratados (e.g., micas y anfíboles), favorece al abatimiento del punto de fusión de los minerales que constituyen la corteza.

Fix (1975) sugirió la existencia de material fundido en la base de la corteza en el centro de México, lo cual ha sido confirmado por modelos gravimétricos (e.g., Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora, 2000). Estos magmas podrían contribuir a un incremento en el espesor de la corteza y provocar su fusión parcial, así como procesos de mezcla entre los magma máficos y aquellos con altos contenidos de SiO<sub>2</sub>, consistente con lo observado en la SCN (Verma, 1999). De esta forma, sólo una parte del volumen de los magmas máficos, no afectados por los procesos de contaminación, sería eruptado en la superficie.

Verma (1999) desarrolló un modelo cuantitativo sobre la fusión parcial de la corteza inferior, utilizando la composición promedio de los xenolitos corticales de San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994). Este autor señaló que ~50% de fusión parcial de este material es capaz de reproducir en términos generales los patrones multielementos y de REE de las dacitas de la SCN (salvo REE medianos, Sm a Tb, y algunos LILE, tal como K, Rb y Ba). Como ya se ha mencionado, las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de los xenolitos corticales de San Luis Potosí son similares a los observados en los magmas dacíticos de la SCN (ver Figura 7.13).

Verma (1999) mencionó que el origen del resto del magmatismo intermedio está relacionado a procesos de mezcla entre los magmas máficos, generados por fusión parcial del manto, y los magmas dacíticos, producto de la fusión parcial de la corteza inferior granulítica. Sin embargo, no presentó

ningún modelo cuantitativo para avalar esta hipótesis. A continuación se presenta una discusión más detallada sobre los procesos de mezcla en la SCN.

En principio, es importante señalar que los volcanes de la SCN que han emitido material máfico se encuentran intercalados por aquellos que han erupcionado magmas intermedios y ácidos. Incluso en varios sitios del campo volcánico, algunos volcanes que han erupcionado rocas máficas se encuentran separados por pocos kilómetros de volcanes contemporáneos de composición dacítica. Con base en la información geocronológica (Tabla 5.1), se puede establecer que los distintos tipos de rocas han aparecido a través de la historia del campo volcánico. Estos hechos sugieren que existe la posibilidad de interacción entre los magmas máficos y los dacíticos.

Desde un punto de vista mineralógico, algunas observaciones apoyan la posibilidad de procesos de mezcla en la SCN. Así, los magmas intermedios tipo T3 se caracterizan por presentar olivinos cuya composición ( $Fo_{84.1 \pm 3.1}$ ) es comparable a la de los magmas máficos T1 ( $Fo_{85.9 \pm 2.5}$ ), mientras que sus ortopiroxenos tienen una composición ( $En_{81.1 \pm 1.5}$ ) similar a la de aquellos presentes en los magmas dacíticos T4 ( $En_{82.7 \pm 3.1}$ ). Las plagioclasas en los tres grupos presenta una composición química similar (T1:  $An_{59.8 \pm 4.7}$ ; T3, T4:  $An_{59.7 \pm 4.5}$ ). El hecho de que la composición de olivino permanezca más o menos constante con la variación de  $SiO_2$  en los grupos T1 (50-53%) y T3 (53-62%) invalida la cristalización fraccionada, en donde se esperaría un incremento acoplado de %FeO y  $SiO_2$ . Por el contrario, una composición constante de olivino es indicativa de su cristalización en el magma basáltico antes de que ocurra el proceso de mezcla.

Los magmas de tipo T5, que se caracterizan por presentar variados arreglos y texturas de desequilibrio, son de particular importancia en la evaluación de los procesos de mezcla en la SCN. Entre las características que distinguen estos magmas del resto del vulcanismo en la SCN se puede señalar la coexistencia de cuarzo y olivino, cuarzo con aureolas de reacción de clinopiroxeno, cristales de piroxeno y plagioclasa con zonados oscilatorios. Estos magmas se distribuyen en un intervalo amplio de  $SiO_2$  (55.5-67%) y de Mg-v (58-72). Arreglos y texturas en desequilibrio semejantes han sido reportados en los volcanes vecinos Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Nixon y Pearce, 1987; Nixon, 1988a,b; Boudal y Robin, 1988; Kolinsky, 1990) y en otros centros volcánicos del CVM (Sheth et al., 2000), los cuales se han interpretado como el resultado de mezcla de magmas. La evidencia de desequilibrio mineralógico observada en la SCN y en los otros centros volcánicos del CVM puede ser el resultado de procesos de mezcla entre magmas con temperatura, densidad y viscosidad diferentes,

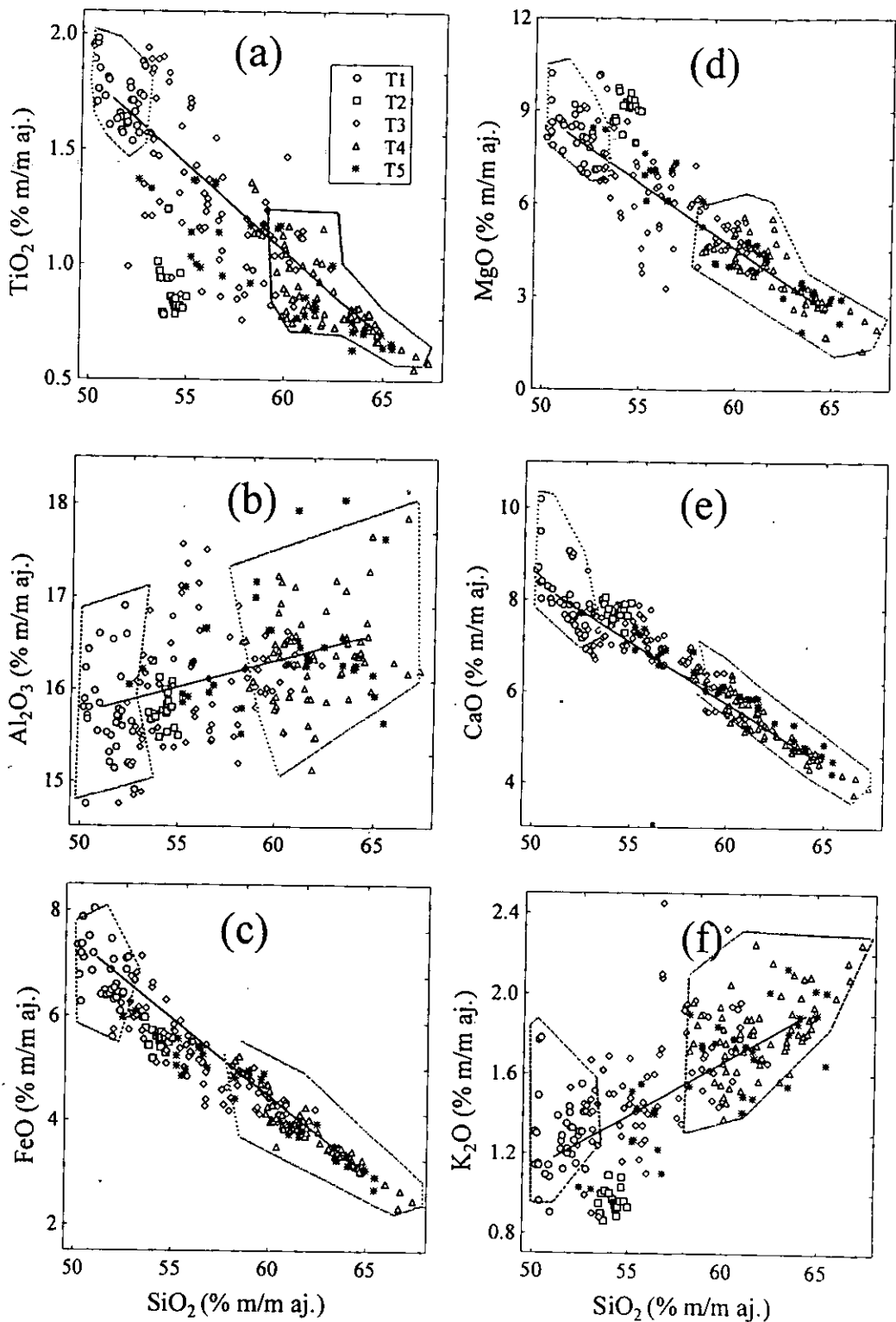
que dan lugar a productos que no son totalmente homogéneos (e.g., Kouchi y Sunagawa, 1982; Wilcox, 1999).

Por otro lado, la composición del elemento  $i$  en un producto de mezcla de magmas está definida cuantitativamente por la ecuación (Wilson, 1995):

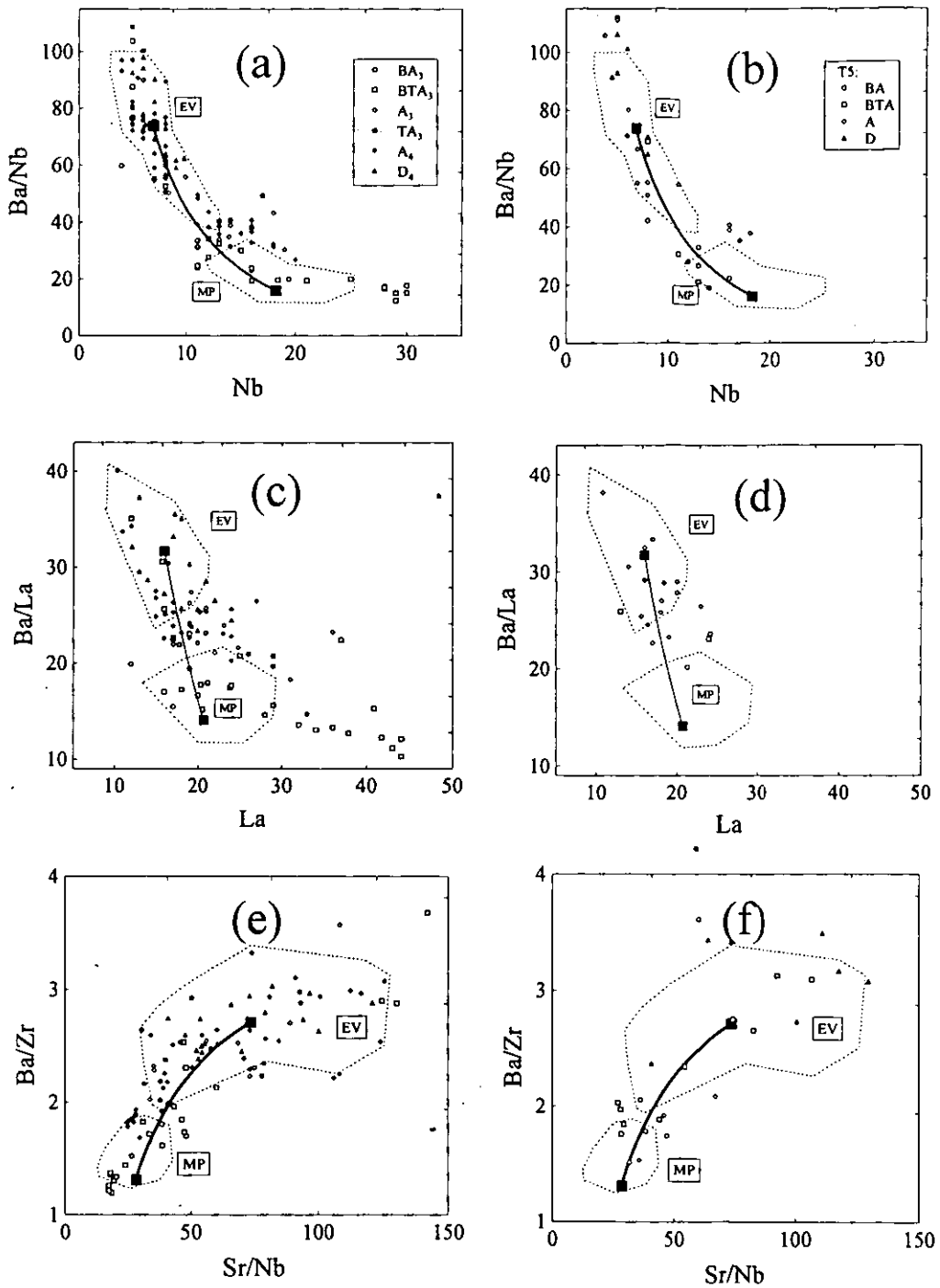
$$C_m^i = x * C_A^i + (1 - x) * C_B^i \quad [\text{ecn. 7.18}]$$

en donde los subíndices  $m$ ,  $A$  y  $B$  se refieren respectivamente al producto de la mezcla y a los componentes  $A$  y  $B$ , mientras que  $x$  indica la proporción del componente  $A$  en producto. De esta forma, el proceso de mezcla de magmas describirá en diagramas elemento-elemento una línea recta que une los miembros finales. En las Figura 7.16 se presentan diagramas de variación de un grupo de elementos mayores ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ ) con respecto a  $\text{SiO}_2$  para los magmas de la SCN, que incluyen líneas de mezcla suponiendo como componentes finales al promedio de los magmas máficos T1 (MP, Tabla 7.5) y al promedio de los magmas con  $\text{SiO}_2 > 60\%$ . Aunque la línea de mezcla representa una simplificación, es obvio que la dispersión de ambos miembros terminales (*end-members*) daría lugar a la dispersión observada en los productos de la mencionada mezcla. De esta forma, podría inferirse a partir de estos gráficos que un proceso de mezcla puede reproducir las composiciones de elementos mayores de los magmas intermedios de la SCN.

Sin embargo, en la literatura (e.g., Cox et al., 1979) se ha señalado que: (a) los elementos traza se deben utilizar preferentemente para evaluar los procesos de mezcla de magmas, ya que frecuentemente describen un intervalo de variación más amplio que los elementos mayores y (b) que otros procesos (tal como la fusión parcial y la cristalización fraccionada) también pueden presentar arreglos lineales en estos diagramas. Por estas razones, se ha sugerido el uso de diagramas que involucran relaciones de elementos traza para evaluar el proceso. En la Figura 7.17 se presentan tres diagramas que involucran elementos traza: (a)  $\text{Ba/Nb} - \text{Nb}$ , (c)  $\text{Ba/La} - \text{La}$  y (e)  $\text{Ba/Zr} - \text{Sr/Nb}$ , con el objeto de evaluar el proceso de mezcla para los magmas intermedios y ácidos de los grupos T3 y T4. En los gráficos (b), (d) y (f) de la Figura 7.17 se presentan diagramas equivalentes, con objeto de evaluar el proceso de mezcla para los magmas en desequilibrio (grupo T5). En cada gráfico se presenta la línea de mezcla entre las composiciones promedio de los magmas máficos primarios (MP) y de los magmas intermedios y ácidos con  $\text{SiO}_2 > 60\%$  (EV), así como el campo que ocupan en el diagrama los miembros finales.



**Figura 7.16** Diagramas de variación de elementos mayores (a)  $\text{TiO}_2$ , (b)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , (c)  $\text{FeO}$ , (d)  $\text{MgO}$ , (e)  $\text{CaO}$ , (f)  $\text{K}_2\text{O}$  con respecto a  $\text{SiO}_2$ . Los gráficos incluyen la línea de mezcla entre las composiciones promedio de los magmas máficos T1 y los magmas con  $\text{SiO}_2 > 60\%$ . Adicionalmente, en cada diagrama se presenta el campo que ocupan los miembros finales.



**Figura 7.17** Evaluación del proceso de mezcla de magmas en los diagramas: Ba/Nb – Nb (a, magmas intermedios y ácidos T3 y T4; b, lavas en desequilibrio); Ba/La – La (c, magmas intermedios T3 y T4; d, lavas en desequilibrio); y Ba/Zr – Sr/Nb (e, magmas intermedios T3 y T4; f, lavas en desequilibrio). Los diagramas incluyen la línea de mezcla entre la composición promedio de magmas máficos (MP) y magmas con  $\text{SiO}_2 > 60\%$  (EV). El área que ocupan los miembros finales en los gráficos está marcada por una línea discontinua.

De nueva cuenta, las líneas de mezcla en estos diagramas representan una simplificación de un proceso complejo. Sin embargo, puede inferirse que la variabilidad composicional de los miembros terminales daría lugar a la dispersión observada en los productos de la mencionada mezcla. De esta forma, con base en la variación geoquímica de las relaciones de elementos traza, así como de la evidencia petrográfica, se puede deducir que la mezcla de magmas es un proceso dominante en la evolución magmática de la SCN, como también ocurre en los volcanes vecinos Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Nixon, 1988a,b; Boudal y Robin, 1988; Kolinsky, 1990) y en otras regiones del CVM (Sheth et al., 2000). De esta forma, el desacoplamiento entre los elementos LILE y HFSE presentes en las rocas más evolucionadas serían transferidas a las rocas producto de la mezcla (e.g., magmatismo intermedio en la SCN). Este proceso ha sido observado en otras regiones que experimentan un ambiente extensional (e.g., Basin and Range, Gans et al., 1989; rift del Rio Grande, McMillan y Dungan, 1986).

## 7.5 Comentarios finales

Durante el presente capítulo se ha utilizado la información geoquímica, isotópica y mineralógica para identificar los procesos que dieron lugar a la diversidad magmática observada en la SCN. El origen de los magmas máficos está relacionado a la fusión parcial de un manto litosférico. La aplicación de un modelo inverso de fusión parcial ha permitido establecer las características geoquímicas de la fuente: un manto, isotópicamente heterogéneo, enriquecido en LILE y sin evidencia de desacoplamiento LILE/HFSE. La génesis de los magmas intermedios con alto magnesio se ha relacionado a un proceso de interacción entre los magmas máficos y el manto. La mezcla entre magmas máficos, derivados del manto litosférico, e intermedios y ácidos, generados posiblemente por fusión parcial de la corteza inferior heterogénea, es un proceso viable para producir los magmas intermedios en la SCN.

## 8. Conclusiones

En el presente estudio se cubrieron diversos aspectos relacionados a Geoquímica Analítica y a la aplicación de información geoquímica en el desarrollo de modelos de génesis y evolución magmática en el campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin (SCN), Cinturón Volcánico Mexicano. De los resultados obtenidos, cabe destacar los siguientes puntos:

### *A. Materiales de Referencia Geoquímica*

1. Se realizó una revisión crítica sobre los diversos métodos estadísticos (e.g., métodos basados en parámetros de tendencia central o que involucran la detección de valores erróneos) que han sido utilizados en la evaluación de la concentración más probable en materiales de referencia geoquímica (GRM). Se detectaron una serie de inconsistencias estadísticas que invalidan su uso. El modelo estadístico SIPVADE, basado en la detección de valores erróneos por medio de distintas pruebas (e.g., desviación/expansión, tipo Grubbs, tipo Dixon y de momentos de alto orden), supera las inconsistencias detectadas en los modelos anteriores. El modelo fue aplicado a cinco GRM del USGS (basalto BHVO-1, andesita AGV-1, riolita RGM-1, diabasas W-1 y W-2), que son utilizados ampliamente en laboratorios geoquímicos para controlar la precisión, la exactitud y la sensibilidad de métodos de análisis.
2. Se llevó una evaluación de eficiencia de las pruebas estadísticas utilizadas en la detección de valores erróneos. Las pruebas tipo Grubbs mostraron la mayor eficiencia para detectar un valor erróneo individual ( $k=1$ ) en muestras de población con  $n_i = 6-50$ . Para el dominio  $n_i = 51-100$ , las pruebas que incluyen momentos de alto orden (*skweness* y *kurtosis*) fueron las de mayor efectividad. Los procedimientos en bloque, en donde se identifica más de un valor erróneo a la vez ( $k=2-4$ ), fueron más sensitivos en la detección de valores discordantes en comparación a las pruebas estadísticas en versión  $k=1$  aplicadas en secuencia, siendo las variantes tipo Grubbs las más efectivas, sin importar el número de datos que incluya la muestra de población

### *B. Fluorescencia de Rayos-X*

3. Se realizó una revisión acerca de los procedimientos utilizados para construir curvas de calibración de XRF para el análisis de materiales geológicos. Se detectó que la certidumbre de las concentraciones de los GRM y la validez del modelo de regresión aplicado en el proceso han sido aspectos ignorados en trabajos previos. Se estableció un método de XRF para el análisis de



elementos mayores en materiales geológicos que cubrió las deficiencias de modelos anteriores. El problema de la certidumbre de las concentraciones de los GRM fue resuelto aplicando el método SIPVADE.

4. A partir de datos experimentales de intensidad fluorescente (corregida por efectos de matriz y deriva instrumental) obtenidos para elementos mayores en GRM, se evaluó la validez estadística de cuatro distintos modelos de regresión en la construcción de curvas de calibración. Se estableció que una regresión ponderada que utiliza la intensidad como variable independiente, y en donde se toman en cuenta los errores de las variables en ambos ejes, es una mejor opción al compararla con el método convencional de regresión lineal simple. Este procedimiento no ha sido aplicado con anterioridad en procesos de calibración para análisis de materiales geológicos. Se establecieron curvas de calibración para trabajo de rutina, que se construyeron a partir de datos de concentración en elementos mayores para dieciséis GRM (e.g., obtenidos por SIPVADE) y su intensidad fluorescente asociada, que representan el promedio de cuatro mediciones experimentales.

### *C. Cinturón Volcánico Mexicano*

5. Se realizó una revisión acerca del CVM, que incluyó: (a) la edad de inicio del magmatismo, (b) el ambiente geotectónico en el marco de la teoría de tectónica de placas, y (c) la división estructural y tectónica de la provincia y (e) la diversidad geoquímica observada a lo largo de la provincia, que incluye la presencia de importantes volúmenes de magmas similares a los máficos observados en zonas de extensión. Se presentó una discusión sobre las diversas hipótesis que han sido propuestas en la literatura acerca del origen del CVM. Se estableció la dificultad para explicar el origen de todo el magmatismo de la provincia en relación a la tradicional hipótesis del arco continental. De igual forma, se discutieron las inconsistencias de un modelo basado en la acción de una pluma del manto. Finalmente, se discutió que la presencia del magmatismo máfico enriquecido en elementos incompatibles y sin desacoplamiento entre LILE y HFSE podría relacionarse a los procesos extensivos que ocurren en la provincia.

### *D. Sierra de Chichinautzin*

6. Se efectuó una revisión bibliográfica exhaustiva relacionada con el campo monogenético de la SCN, compilando la información geoquímica e isotópica disponible. Esta base de datos fue complementada con nueva información experimental para un grupo de muestras que cubrieron los

distintos tipos de roca presentes en la SCN y que incluyó: (a) elementos mayores, (b) elementos traza, (c) datos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , y (d) composición química de minerales.

7. A partir de la información geoquímica y mineralógica disponible, se clasificó el magmatismo de la SCN en: (a) magmas máficos (ol  $\pm$  plg), (b) andesitas de alto magnesio (ol  $\pm$  plg); (c) magmas intermedios con olivino modal (ol + opx  $\pm$  cpx  $\pm$  plg); (d) magmas intermedios y ácidos sin olivino modal (opx  $\pm$  cpx  $\pm$  plg); (e) magmas en donde aparecen abundantes y variadas evidencias microscópicas de desequilibrio mineralógico, tal como coexistencia de cuarzo y olivino, coronas de reacción de piroxenos en estos minerales y/o especímenes con zonación oscilatoria.
8. Los magmas máficos de la SCN: (a) presentan similitud con magmas máficos de zonas de extensión, ya que sus patrones multi-elementos, normalizados a MORB, se caracterizan por un enriquecimiento en LILE y la ausencia de anomalías negativas de elementos HFSE; (b) presentan enriquecimientos en REE ligeros con respecto a pesados; (c) en diagramas de discriminación, se ubican en el campo de islas oceánicas o del magmatismo intra-placa, mientras que en el espacio  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se sitúan dentro del "arreglo del manto"; (d) son totalmente contrastantes con los basaltos generados en zonas de subducción; (e) su origen podría relacionarse a la fusión parcial de un manto peridotítico.
9. Por medio del geotermómetro olivino-líquido, se establecieron temperaturas de equilibrio de 1070-1150°C para los magmas máficos de la SCN. Por otro lado, estos magmas se caracterizan por un  $\log f_{\text{O}_2} = -8.5$  a  $-7.5$ , que es comparable a lo reportado para magmas primarios en otras zonas del CVM y que refleja un manto subcontinental metasomatizado con una mayor oxidación con respecto a la fuente de los MORB. La aplicación de un modelo cuantitativo de inversión para fusión parcial en magmas máficos con características primarias ( $\text{SiO}_2 < 52.5\%$ ,  $\text{MgO} > 7.0$ ;  $\text{Mg-v} > 65$ ) corroboró la naturaleza enriquecida en elementos incompatibles del manto subcontinental bajo la SCN y un acoplamiento entre LILE y HFSE. Se estableció que la génesis de los magmas con características primarias en la SCN ocurrió entre  $5.4 \pm 3.7\%$  y  $15 \pm 8\%$  grados de fusión parcial.
10. Se identificó la presencia de andesitas de alto magnesio en algunos centros de la SCN, las cuales se caracterizan por  $\text{SiO}_2 = 53-55\%$  y  $\text{MgO} = 8-10\%$ . En comparación a los magmas máficos, estos magmas presentan mayores contenidos de elementos compatibles, menores concentraciones de HFSE y REE, así como fenocristales de olivino más magnésicos ( $\text{Fo}_{88.5 \pm 1.4}$ ) e inclusiones de espinela más cromíferas ( $\text{Cr}/[\text{Cr} + \text{Al}] = 0.563 \pm 0.020$ ). Las condiciones de temperatura ( $T = 1100-1150^\circ\text{C}$ ) y fugacidad de oxígeno ( $\log f_{\text{O}_2} = -7.8$  a  $-7.5$ ) asociadas a estos magmas fueron comparables a la de los magmas máficos. Sin embargo, en sus patrones multi-elementos se observa un enriquecimiento en elementos incompatibles y una anomalía negativa de HFSE. La génesis de estos magmas se relacionó a procesos de interacción entre los magmas máficos y el manto. Las

anomalías negativas de HFSE podrían ser el resultado de pequeñas, pero significativas, diferencias entre los coeficientes de partición de estos elementos con respecto a otros elementos incompatibles para los minerales que constituyen el manto.

11. En comparación al magmatismo máfico, los magmas más evolucionados de la SCN se caracterizan por: (a) contenidos de REE más bajos, (b) relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ligeramente mayores, relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  más bajas y relaciones de Pb similares, (c) patrones multi-elementos que incluyen anomalías de HFSE. Los magmas evolucionados con un arreglo mineralógico ol + opx ± cpx ± plg presentan temperaturas de equilibrio olivino-líquido de 1040-1090°C, mientras que la aplicación del geotermómetro de piroxenos en los magmas con un arreglo opx ± cpx ± plg dio por resultado un intervalo de 900-1000°C.
12. Las características isotópicas invalidan la participación directa e indirecta de la placa de Cocos en la génesis del magmatismo evolucionado de la SCN. Estos magmas presentan relaciones isotópicas de Sr y Nd que se encuentran alejadas de la línea de mezcla MORB-sedimentos en el espacio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . De la misma forma, los modelos simples de cristalización fraccionada a partir de los magmas máficos fueron descartados como el mecanismo dominante de evolución. Como una alternativa de génesis para estos magmas, se evaluó el proceso AFC partiendo de un líquido que representó la composición promedio de los magmas máficos o con las características de las andesitas de alto magnesio, el cual se encuentra asimilando la corteza inferior de la SCN (representada por los xenolitos granulíticos de San Luis Potosí; que son los más cercanos a la zona de estudio y con relaciones isotópicas de Sr y Nd comparables). Los resultados obtenidos en diversos diagramas multi-elementos y de variación indicaron que un proceso AFC podría dar lugar a una pequeña parte del magmatismo evolucionado de la SCN.
13. Diversos ejemplos de modelos cuantitativos comprueban que un complejo proceso de mezcla entre los magmas máficos (derivados por fusión parcial del manto) y los magmas dacíticos (generados por fusión parcial de una corteza inferior heterogénea) podría ser el mecanismo dominante de evolución en la SCN. Este proceso daría lugar a una gran diversidad de magmas intermedios, entre ellos los que se caracterizan por abundantes y variadas evidencias microscópicas de desequilibrio mineralógico. Los procesos de mezcla e interacción con la corteza también han sido considerados como el mecanismo predominante en la evolución magmática de los estratovolcanes vecinos a la SCN.

## Referencias

- Abbey, S. 1981. The search for "best values" - a study of three Canadian rocks. *Geostand. Newslett.* 5, 13-26.
- Abbey, S. 1991. On the evolution of rock reference materials - a "five mode" approach. *Geol. Surv. Can. Pap.* 83-15.
- Abbey, S. 1992. Evaluation and application of reference materials for the analysis of rocks and minerals. *Chem. Geol.* 95, 123-130.
- Abbey, S., Rosseau, R.M. 1985. Pragmatism vs. rigour: A debate on the resolution of disparate analytical data of Canadian iron-formation reference samples. *Geostand. Newslett.* 9, 1-16.
- Adams, M.J., Allen, J.R. 1998. Quantitative X-ray fluorescence analysis of geological materials using partial least-squares regression. *Analyst* 123, 537-541.
- Aguirre-Diaz, G.J. 2000. Volcanic evolution of the Amelco caldera, central Mexico. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 34, 179-193.
- Aguilar-Y-Vargas, V.H., Verma, S.P. 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofis. Int.* 26, 195-272.
- Aitchinson, J. 1986. *The statistical analysis of compositional data.* Methuen, New York, 650 p.
- Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A., Ferrari, L. 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology* 26, 591-594.
- Albarède, F. 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *J. Geophys. Res.* 97, 10997-11009.
- Albarède, F. 1995. *Introduction to Geochemical Modeling.* Cambridge University Press, Cambridge, 543 p.
- Allan, J.F. 1986. Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 473-485.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., Wallace, P.J. 1991. Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: An exotic terrain in the making. En: J.P. Dauphin, B.R.T. Simoneit (eds.), *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias.* AAPG Mem. 47, 425-445.
- Analytical Methods Committee 1989a. Robust statistics - how not to reject outliers. Part I. Basic concepts. *Analyst* 114, 1693-1697.
- Analytical Methods Committee 1989b. Robust statistics - how not to reject outliers. Part II. Interlaboratory trials. *Analyst* 114, 1699-1702.
- Analytical Methods Committee 1994. Is my calibration linear? *Analyst* 119, 2363-2366.
- Andaverde, J., Verma, S.P., Schildknecht, F. 1993. Aporte de calor por cristalización fraccionada en dos campos geotérmicos del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofis. Int.* 32, 331-339.
- Andermann, G., Allen, J.D. 1961. The evaluation and improvement of x-ray emission analyses of raw-mix and finished cements. *Advan. X-Ray Anal.* 4, 414-432.
- Anderson, D.L. 1998. The scales of mantle convection. *Tectonophysics* 284, 1-17.
- Anderson, A.T. 1976. Magma mixing: petrological process and volcanological tool. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1, 3-33.
- Ando, A., Kamioka, H., Itoh, S. 1987. 1986 values for fifteen GSI rock reference samples. *Geostand. Newslett.* 11, 159-166.
- Armienta, M.A., Martín-del-Pozzo, A.L., Espinaza, R., Cruz, O., Cenicerros, N., et al. 1998. Geochemistry of ash leachates during the 1994-1996 activity of Popocatepetl volcano. *Appl. Geochem.* 13, 841-850.
- Arnold, J.R., Libby, W.F. 1951. Radiocarbon dates (List 1). *Science* 113, 11-20.
- Atwater, T. 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3513-3536.
- Atwater, T. 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. En: E.L. Winterer, D.W. Hussong, R.W. Decker (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii (The Geology of North America, N).* Geological Society of America, Boulder, p. 21-72.
- Avila Bravo, V. 1998. Cartografía geológica y estratigrafía del grupo Chichinautzin, en el área de Tepoztlán, Morelos. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F.; 59 p. + Apéndices.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H. 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in Michoacán-Guanajuato, Mexico. *Geofis. Int.* 31, 467-473.
- Bandy, W., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A., Mena, M. 1999. Structure of the Southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geofis. Int.* 38, 127-136.
- Barnett, V., Lewis, T. 1994. *Outliers in statistical data.* John Wiley & Sons, New York, 584 p.
- Basalt Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets.* Pergamon Press, New York, p. 409-432.
- Baumann, K., Wätzig, H. 1997. Regression and calibration for analytical separation techniques. Part I: Design considerations. *Process Control Qual.* 10, 59-73.
- Bennett, H., Oliver, G.J. 1976. Development of fluxes for the analysis of ceramic materials by x-ray fluorescence spectrometry. *Analyst* 101, 803-807.
- Besch, T., Verma, S.P., Kramm, U., Negendank, J.F.W., Tobschall, H.J., Emermann, R. 1995. Assimilation of silicic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the Trans-Mexican Volcanic Belt - Evidence from Sr and Nd isotopes. *Geofis. Int.* 34, 263-281.
- Bevington, P.R. 1969. *Data reduction and error analysis for the physical sciences.* McGraw-Hill, New York, 336 p.
- Blatter, D., Carmichael, I.S.E. 1997. Mantle xenoliths hosted by hydrous andesites near Valle de Bravo, Central Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr.* A-394.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E. 1998. Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. *Geology* 26, 1035-1038.
- Bloomfield, K. 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geol. Rund.* 64, 476-497.
- Bloomfield, K., Valastro, S. 1974. Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 901-906.

- Boudal, C., Robin, C. 1988. Relations entre dynamismes éruptifs et rélimentations magmatiques d'origine profonde at Popocatepetl. *Can. J. Earth Sci.* 25, 955-971.
- Böhmel, H., Urrutia, J., Herrero, E. 1990. Paleomagnetic data from central Mexico and their use of paleosecular variation studies. *Phys. Earth Planet. Int.* 64, 224-236.
- Broll, N., Tertian, R. 1983. Quantitative x-ray fluorescence analysis by use of fundamental influence coefficients. *X-Ray Spectrom.* 12, 30-37.
- Butler, J.C. 1979. Numerical consequences of changing the units in which chemical analyses of igneous rocks are analysed. *Lithos* 12, 33-39.
- Butler, J.C. 1981. Effect of various transformations on the analysis of percentage data. *Math. Geol.* 13, 53-68.
- Campos-Enriquez, J.O., Sánchez-Zamora, O. 2000. Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *J. South Amer. Earth Sci.* 13, 479-489.
- Cantagrel, J.M., Robin, C. 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks: relations between the andesitic and alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99-114.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., Vincent, P.M. 1981. Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique: exemple du Nevado de Toluca (Mexique). *Bull. Volcanol.* 44, 177-188.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., Herrero-Bervera, E. 1995. Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle Volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 65, 249-263.
- Carmichael, I.S.E., Ghiorso, M.S. 1986. Oxidation-reduction relations in basic magma: a case for homogeneous equilibria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 200-210.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J. 1974. *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, 739 p.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A., 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.* 124, 302-333.
- Caroff, M., Maury, R.C., Guille, G., Cotton, J. 1997. Partial melting below Tubuai (Austral Islands, French Polynesia). *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 369-382.
- Carr, M.J., Rose, W.I., Stoiber, R.E. 1982. Central America. En: R.S. Torpe (ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, New York, p. 149-166.
- Carr, M.J., Feigenson, M.D., Benett, E.A. 1990. Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central America Arc. *Contrib. Mineral. Petrol.* 105, 369-380.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A. 1997. Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl (Pico de Orizaba) volcano and surroundings, Veracruz, Mexico. En: G. Aguirre-Díaz, J.J. Aranda-Gómez, G. Carrasco-Núñez, L. Ferrari (eds.), *Magmatism and tectonics of central and northwestern México: a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions*. Instituto de Geología, UNAM, p. 131-151.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., Rose, W.I. 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico - implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 35-46.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano-V., L. 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, central México. *Geol. Soc. Amer., Map and Chart Series MCH 081*, 10 p.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V. 1996. *Volcanic successions: modern and ancient*. Chapman & Hall, Londres, 528 p.
- Cebria, J.-M., López-Ruiz, J. 1996. A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes: The Cenozoic continental volcanism of Calatrava, central Spain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1355-1366.
- Cebull, S.E., Shubert, D.H. 1987. Mexican Volcanic Belt: an intraplate transform. *Geophys. Int.* 26, 1-13.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F. 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, 419-422.
- Cerca Martínez, L.M., Aguirre Díaz, G.J., López Martínez, M. 2000. The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato: A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Int. Geo. Rev.* 42, 131-151.
- Chan, L.H., Leeman, W.P., You, C.-F. 1999. Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas: implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids. *Chem. Geol.* 160, 255-280.
- Chayes, F. 1960. On correlation between variables with a constant sum. *J. Geophys. Res.* 65, 4185-4193.
- Chazot, G., Menzies, M.A., Harte, B. 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel ilmenites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 423-437.
- Christie, D.M., Carmichael, I.S.E., Langmuir, C.H. 1986. Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 397-411.
- Clague, D.A., Frey, F.A. 1982. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.* 23, 447-504.
- Claisse, F. 1956. Accurate x-ray fluorescence analysis without internal standard. Preliminary Report No. 327, Department of Mines, Geological Survey of Canada, Quebec.
- Claisse, F. 1957. Letter to the editor. *Norelco Rep.* 4, 95-96.
- Córdova, C., Martín del Pozzo, A.L., López, C.J. 1994. Paleolandforms and volcanic impact on the environment of Prehistoric Cuicuilco, southern Mexico City. *J. Archeol. Sci.* 21, 585-596.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen & Unwin, Ltd., Londres, 450 p.
- Crane, H.R., Griffin, J.B. 1958. University of Michigan radiocarbon dates III. *Science* 128, 1117-1123.
- Crawford, A.J., Fallon, T.J., Green, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: A.J. Crawford (Ed.), *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman, Londres, p. 1-49.

- Cremer, M., Schlocker, J. 1976. Lithium borate decomposition of rocks, minerals and ores. *Am. Mineral.* 61, 318-321.
- Criss, J.W., Birks, L.S. 1968. Calculation methods for fluorescent x-ray spectrometry – empirical coefficients versus fundamental parameters. *Anal. Chem.* 40, 1080-1086.
- Cross, T.A., Pilger, R.H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs and tectonics of arc and back-arc regions. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 545-562.
- Damon, P.E., Montesinos, E. 1978. Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geol. Soc. Digest* 11, 155-168.
- Daniels, L.R.M., Gurney, J.J. 1991. Oxygen fugacity constraints on the Southern African lithosphere. *Contr. Miner. Petrol.* 108, 154-161.
- Davidson, J.P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. En: G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby, J.P. Platt (eds.), *Subduction: top to bottom. AGU Geophysical Monograph* 96, p.251-262.
- De Bièvre, P. 1997. Measurement results without statements of reliability (uncertainty) should not be taken seriously. *Accred. Qual. Assur.* 2, 269.
- De Bièvre, P., Kaarls, R., Peiser, H.S., Rasberry, S.D., Reed, W.P. 1996. Measurement principles for traceability in chemical analysis. *Accred. Qual. Assur.* 1, 3-13.
- De Cserna, Z. 1971. Precambrian sedimentation, tectonics, and magmatism in México. *Geol. Rund.* 60, 1488-1513.
- De Cserna, Z., Fries, C. 1981. Resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos. *Carta Geológica de México, esc. 1:100,000, hoja Taxco 14Q-h(7)*, 47 p.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R. 1987. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Bol. Inst. Geol. UNAM* 104, 1-71.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J. 1997. *Rock Forming Minerals*. Longman, Londres, 270 p.
- Deevey, E.S., Jr., Gralenski, L.J., Hoffren, V. 1959. Yale natural radiocarbon measurements. *Radiocarbon* 1, 144-172.
- Defant, M.J., Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Defant, M.J., Maury, R.C., Joron, J.-L., Feigenson, M.D., Leterrier, J., Bellon, H., Jacques, D., Richard, M. 1990. The geochemistry and tectonic setting of the northern section of the Luzon arc (the Philippines and Taiwan). *Tectonophysics* 183, 187-205.
- Defant, M.J., Richerson, P.M., de Boer, J.Z., Stewart, R.H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, M.D., Jackson, T.E. 1991. Dacite genesis via both slab melting and differentiation: Petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J. Petrol.* 32, 1101-1142.
- De la Rue, E.A. 1947. Fréquence des enclaves quartzzeuses dans les basaltes récents des environs de Mexico (D.F.), Mexique. *C.R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr.* 4, 74-76.
- Delgado, H., Arana-Salinas, L., Nieto-Obregón, J., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G. 1997. Pelado volcano in southern Mexico City, a young monogenetic volcano (<1,000 years old) and its possible impact in human settlements. *IAVCEI, Abstr. Programs*, 123.
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macias-González, H.L., Mendoza-Rosales, C., Silva Romo, G. 1998. Geology of Xitle volcano in southern Mexico City - A 2000-year old monogenetic volcano in an urban area. *Rev. Mex. Cien. Geol.* 15, 115-131.
- Delgado Granados, H. 1994. Comparative studies on the Tectonics and Volcanism of Circum-Pacific Arcs (Foreword). *Geofis. Int.* 33, 5-19.
- Delgado-Granados, H., Martín de Pozo, A.L. 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofis. Int.* 32, 511-522.
- Delgado Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., Ban, M. 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofis. Int.* 34, 341-352.
- Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. Inst. Geol. UNAM* 2, 172-187.
- Demant, A. 1981. L'Axe Néo-Volcanique Trans Mexicain, étude volcanologique et pétrographique, signification géodynamique. Tesis Doctoral, Univ. de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix, Marseille, 259 p.
- DeMets, C., Stein, S. 1990. Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95, 21931-21948.
- DeMets, C., Wilson, D.S. 1997. Relative motions of the Pacific, Rivera, North America and Cocos plate since 0.78 Ma. *J. Geophys. Res.* 102, 2789-2806.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189-202.
- Dickson, M.H., Fanelli, M. 1994. Small geothermal resources: A review. *Energy Sources* 16, 349-376.
- Dixon, W.J. 1950. Analysis of extreme values. *Ann. Math. Stat.* 21, 488-506.
- Dixon, W.J. 1951. Ratios involving extreme values. *Ann. Math. Stat.* 22, 67-78.
- Dostal, J., Dupuy, C., Carron, J.P., Le Guen de Kemeizon, M., Maury, R.C. 1983. Partition coefficients of trace elements application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 525-533.
- Drake, M.J., Weill, D.F. 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 689-712.
- Draper, N., Smith, H. 1998. *Applied regression analysis*. Third edition, Wiley, New York, 706 p.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Miner. Mag.* 51, 431-435.

- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskas, P.K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite / adakite magmas. *Trans. Roy. Soc. Edin.: Earth Sci.* 87, 205-215.
- Dunn, T., Sen, C. 1994. Mineral/matrix partition coefficient for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: A combined analytical and experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 717-733.
- Dybczynski, R. 1980. Comparison of the effectiveness of various procedures for the rejection of outlying results and assigning consensus values in interlaboratory programs involving determination of trace elements or radionuclides. *Anal. Chim. Acta* 117, 53-70.
- Dybczynski, R., Tugsavil, A., Suschny, O. 1979. Soil-5, a new IAEA certified reference material for trace element determinations. *Geostand. Newslett.* 3, 61-87.
- Eissler, H., McNally, K.C. 1984. Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake. *J. Geophys. Res.* 89, 4520-4530.
- Ellis, P.J., Steele, T.W. 1982. Five robust indicators of central value. *Geostand. Newslett.* 6, 207-216.
- Fairbairn, H.W. 1951. A co-operative investigation of precision and accuracy on chemical, spectrochemical and model analysis of silicate rocks. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 980, 71 p.
- Fallon, T.J., Green, D.H., Hatton, C.J., Harris, K.L. 1988. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis. *J. Petrol.* 29, 1257-1282.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. Second edition. Wiley, New York, 653 p.
- Feigenson, M.D., Hofmann, A.W., Spera, F.J. 1983. Case studies on the origin of basalt: II. The transition from tholeiitic to alkaline volcanism on Kohala volcano, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 390-405.
- Ferguson, T.S. 1961a. On the rejection of outliers. *Proceedings of Fourth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability* 1, 253-287.
- Ferguson, T.S. 1961b. Rules of rejection of outliers. *Rev. Inst. Stat.* 29, 29-43.
- Ferguson, G.J., Libby, W.F. 1963. UCLA radiocarbon dates II. *Radiocarbon* 5, 1-22.
- Ferguson, G.J., Libby, W.F. 1964. UCLA radiocarbon dates III. *Radiocarbon* 6, 318-339.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J. 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?: *Comment. Geology* 27, 1055-1056.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A. 1991. Geology of Los Azufres caldera, México, and relationships with regional tectonics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 47, 129-148.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A. 1994. Volcanic and tectonic evolution of central México - Oligocene to Present. *Geofis. Int.* 33, 91-105.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., 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*, 27, 303-307.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P. 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans\_Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 161-185.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Tibaldi, A. 1990. Plio-Quaternary tectonics on the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geofis. Int.* 29, 5-18.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F. 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofis. Int.* 33, 139-151.
- Ferriz, H., Mahood, G.A. 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Hornos volcanic center, Puebla, Mexico. *J. Geophys. Res.* 89, 8511-8524.
- Fix, J.E. 1975. The crust and the upper mantle of central Mexico. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 43, 453-499.
- Flanagan, F.J. 1967. U.S. Geological Survey silicate rock standards. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 289-308.
- Flanagan, F.J. 1984. Three USGS mafic rock reference samples. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1623, 54 p.
- Flanagan, F.J. 1986. Reference samples in geology and geochemistry. *Geostand. Newslett.* 10, 191-264.
- Ford, C.E., Russell, D.G., Craven, J.A., Fisk, M.R. 1983. Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn. *J. Petrol.* 24, 256-265.
- Forsythe, L.M., Nielsen, R.L., Fisk, M.R. 1994. High-field-strength element partitioning between pyroxene and basaltic to dacitic magmas. *Chem. Geol.* 117, 107-125.
- Frey, F.A. 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks. En: P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 153-203.
- Fries, C. 1956. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y México. *Mcm. XX Congr. Int. Geol., México, D.F.*, 17-53.
- Fries, C. 1960. Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero. *Bol. Inst. Geol. UNAM* 60, 1-236.
- Fries, C. 1966. Resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, estado de Morelos. *Carta Geológica de México, Instituto de Geología, UNAM. Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), 1/100,000.*
- Frost, B.R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. En: D.H. Lindsley, *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance. Reviews in Mineralogy*, v. 25, 1-9.

- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K. 1984. Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *J. Geophys. Res.* 89, B662-B672.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L. 1995. Partitioning of rare earth elements between clinopyroxene and silicate melt: Crystal-chemical controls. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1951-1962.
- Gans, P.B., Mahood, G.A., Scremer, E. 1989. Synextensional magmatism in the Basin and Range Province: a case study from the Eastern Great Basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 233, 53 p.
- García, A., Macías, J.L., Saldaña, J.L., Espindola, J.M. 1996. Marco geológico estructural de la región del Nevado de Toluca, Edo. de México. *Actas INAGEQ* 2, 115-120.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H. 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espindola, J.M. 2001. Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, central Mexico. *Geol. Soc. Am. Map Series*, en prensa.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Minch, J. 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, 839-857.
- Ghiorsso, M.S., Sack, R.O. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 197-212.
- Giannetti, B., Ellam, R. 1994. The primitive lavas of Roccamonfina volcano, Roman region, Italy: new constraints on melting processes and source mineralogy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 21-31.
- Gilbert, C.M., Mahood, G.A., Carmichael, I.S.E. 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofis. Int.* 24, 169-191.
- Gladney, E.S., Roelandts, I. 1988a. 1987 compilation of elemental concentration data for USGS BHVO-1, MAG-1, QLO-1, RGM-1, SCo-1, SDC-1, SGR-1 and STM-1. *Geostand. Newslett.* 12, 253-362.
- Gladney, E.S., Roelandts, I. 1988b. 1987 compilation of elemental concentration data for USGS BIR-1, DNC-1 and W-2. *Geostand. Newslett.* 12, 63-118.
- Gladney, E.S., Roelandts, I. 1990. 1988 compilation of elemental concentration data for USGS geochemical exploration reference materials GXR-1 to GXR-6. *Geostand. Newslett.* 14, 21-118.
- Gladney, E.S., Jones, E.A., Nickell, E.J., Roelandts, I. 1991. 1988 compilation of elemental concentration data for USGS DTS-1, G-1, PCC-1, and W-1. *Geostand. Newslett.* 15, 199-396.
- Gladney, E.S., Jones, E.A., Nickell, E.J., Roelandts, I. 1992. 1988 compilation of elemental concentration data for USGS AGV-1, GSP-1 and G-2. *Geostand. Newslett.* 16, 111-300.
- Gomberg, J., Masters, T.G. 1988. Waveform modeling using locked-mode synthetic and differential seismograms: application to determination of the structure of Mexico. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 94, 193-218.
- González, S., Pastrana, A., Siebe, C., Duller, G. 2000. Timing of the Prehistoric eruption of Xitle volcano and the abandonment of Cuicuilco pyramid, southern Valley of México. En: B. McGuire, D. Griffiths, I. Stewarts (eds.), *The Archeology of Geological Catastrophes*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 171, 205-224.
- González-Pomposo, G.J., Valdés-González, C. 1995. Seismicity of the State of Puebla, Mexico, 1986-1989. *Geofis. Int.*, 34, 221-231.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Miner.* 38, 1065-1073.
- Govindaraju, K. 1980. Report (1980) on three GIT-IWG rock reference samples: anorthosite from Greenland, AN-G; basalte d'Essay-la-Côte, BE-N; granite de Beauvoir, MA-N. *Geostand. Newslett.* 4, 49-138.
- Govindaraju, K. 1982. Report (1967-1981) on four ANRT rock reference samples: Diorite DR-N, Serpentine UB-N, Bauxite BX-N and Disthene DT-N. *Geostand. Newslett.* 6, 91-159.
- Govindaraju, K. 1987. 1987 compilation on Ailsa Craig granite AC-E with the participation of 128 GIT-IWG laboratories. *Geostand. Newslett.* 11, 213-255.
- Govindaraju, K. 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. *Geostand. Newslett.* 13, 1-113.
- Govindaraju, K. 1994. 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostand. Newslett.* 18 (Special Issue), 1-158.
- Govindaraju, K. 1995. 1995 working values with confidence limits for twenty-six CRPG, ANRT and IWG-GIT geostandards. *Geostand. Newslett.* 19, 1-32.
- Govindaraju, K., Potts, P.J., Webb, P.C., Watson, J.S. 1994. 1994 report on Whin Sill dolerite WS-E from England and Pitcurrie microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories. *Geostand. Newslett.* 18, 211-300.
- Green, D.H. 1971. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin applications to oceanic volcanism. *Phil. Trans., R. Soc. London* 268, 707-725.
- Grubbs, F.E. 1950. Simple criteria for testing outlying observations. *Ann. Math. Stat.* 21, 27-58.
- Grubbs, F.E. 1969. Procedures for detecting outlying observations in samples. *Technometrics* 11, 1-21.
- Grubbs, F.E., Beck, G. 1972. Extension of sample sizes and percentage points for significance tests of outlying observations. *Technometrics* 14, 847-854.
- Guild, F.N. 1906. Eruptive rocks in Mexico. *Am. J. Sci.* 172, 159-175.
- Gunn, B.M., Mooser, F. 1971. Geochemistry of the volcanics of central Mexico. *Bull. Volcanol.* 34, 577-616.
- Haggerty, S.E. 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Rev. Miner.* 3, Hg101-Hg300.



- Haggerty, S.E. 1991. Oxide Mineralogy of the Upper Mantle. En: D.H. Lindsley (ed.), Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance. Reviews in Mineralogy, Vol. 25, p. 355-416.
- Hall, A. 1996. Igneous Petrology. Longman, Essex, 551 p.
- Harris, J.M. 1986. Silicic volcanics of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico. Tesis de Maestría, University of California, Berkeley, 98 p.
- Harvey, P.K., Atkin, B.P. 1982. Automated x-ray fluorescence analysis. En: Sampling and analysis for the Mining Industry. Inst. Mining Metall., Londres, p. 17-26.
- Hart, S.R., Dunn, T. 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. Contrib. Mineral. Petrol. 113, 1-8.
- Hasenaka, T. 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res. 63, 13-31.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E. 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. J. Volcanol. Geotherm. Res. 25, 105-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E. 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. J. Petrol. 28, 241-269.
- Haskin, L.A. 1984. Petrogenetic modelling – Use of rare earth elements. En: P. Henderson (ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Londres, 115-151.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wilderman, T.R. 1968. Relative and absolute abundance of the rare-earths. En: L.H. Ahrens (ed.), Origin and distribution of the elements. Pergamon, New York, 889-912.
- Hauka, M.T., Thomas, I.L. 1977. Total x-ray fluorescence analysis of geological samples using low dilution lithium metaborate fusion method: matrix corrections for major elements. X-Ray Spectrom. 6, 255-260.
- Hebert, A.J., Street, K. 1974. Non-dispersive soft x-ray fluorescence spectrometer for quantitative analysis of the major elements in rocks and minerals. Anal. Chem. 46, 203-207.
- Heinrich, W., Besch, T. 1992. Thermal history of the upper mantle beneath a young back-arc extensional zone: ultramafic xenoliths from San Luis Potosí, Central Mexico. Contrib. Mineral. Petrol. 111, 126-142.
- Heizer, R., Bennyhoff, J.A. 1958. Archeological investigation of Cuicuilco, Valley of Mexico. Science 127, 232-233.
- Henderson, P. 1982. Inorganic Geochemistry. Pergamon Press, Oxford, 353 p.
- Henderson, P. 1984. General properties and abundances of the rare earth elements. En: P. Henderson (Ed.), Rare Earth Geochemistry. Elsevier, Londres, p. 1-32.
- Herrero, B.E., Pal, S. 1978. Paleomagnetic study of Sierra Chichinautzin, México. Geofis. Int. 17, 167-180.
- Hertogen, J., Gijbels, R. 1976. Calculation of trace element fractionation during partial melting. Geochim. Cosmochim. Acta 40, 313-322.
- Higuchi, H., Nagasawa, H. 1969. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 7, 281-287.
- Hildreth, W., Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contrib. Mineral. Petrol. 98, 455-489.
- Hirose, K. 1997. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. Geology 25, 42-44.
- Hollander, M., Wolfe, D.A. 1973. Nonparametric statistical methods. John Wiley & Sons, Chichester, 455 p.
- Hochstaedter, A.G., Kepezinkas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., Bellon, H. 1994. On the tectonic significance of arc volcanism in northern Kamchatka. J. Geol. 102, 639-654.
- Hochstaedter, A.G., Ryan, J.G., Luhr, J.F., Hasenaka, T. 1996. On B/Be ratios in the Mexican Volcanic Belt. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 613-628.
- Hoffman, A.W., Feigenson, M.D. 1983. Case studies on the origin of basalt. Contrib. Mineral. Petrol. 84, 382-389.
- Hoffman, A.W., Feigenson, M.D., Raczek, I. 1984. Case studies on the origin of basalt: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu eruption, Kilauea, 1969-1971. Contrib. Mineral. Petrol. 95, 114-122.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F., Tarney, J. 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. J. Geol. Soc. London 141, 453-472.
- Höskuldsson, A., Robin, C. 1993. Late Palesiocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern Mexico. Bull. Volcanol. 55, 571-587.
- Huang, C.-H., Smith, T.E. 1983. Application of the linear relationship between the reciprocal of analyte-line intensity and the reciprocal of concentration to the analysis of geological materials. X-Ray Spectrom. 12, 87-90.
- Huchinson, C.H. 1974. Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. Wiley, New York, 527 p.
- Huebner, J.S., Sato, M. 1970. The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers. Am. Miner. 55, 934-951.
- Hunter, A.G. 1998. Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. J. Petrol. 39, 1255-1284.
- Hutton, J.T., Elliot, S.M. 1980. An accurate XRF method for the analysis of geochemical exploration samples for major and trace elements using one glass disc. Chem. Geol. 29, 1-11.
- Iglewicz, B., Martínez, J. 1982. Outlier detection using robust measures of scale. J. Stat. Comput. Simul. 15, 285-293.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., Ando, A. 1995. 1994 compilation of analytical data for major and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "igneous rock series". Geostand. Newslett. 19, 135-213.
- International Standards Organisation 1989. Guide 35: Certification of reference materials – General and statistical principles. Committee on Reference Materials (REMCO), Ginebra, 32 p.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. 8, 523-548.
- ISO, 1989. Guide 35: Certification of reference materials - general and statistical principles. Committee on Reference Materials (REMCO), Ginebra, 32 p.

- Itoh, S., Terashima, S., Imai, N., Kamioka, H., Mita, N., Ando, A. 1993. 1992 compilation of analytical data for rare-earth elements, scandium, yttrium, zirconium and hafnium in twenty-six GSJ reference samples. *Geostand. Newslett.* 17, 5-79.
- Jain, R.B. 1981. Percentage points of many-outlier detection procedures. *Technometrics* 23, 71-75.
- Jarosewich, E., Nelen, J.A., Norberg, J.A. 1980. Reference samples for electron microprobe analysis. *Geostand. Newslett.* 4, 43-47.
- Jenkins, R. 1999. X-ray fluorescence spectrometry. Wiley, Londres, 228 p.
- Jensen, J.L., Lake, L.W., Corbett, P.W.M., Goggin, D.J. 1997. Statistics for petroleum engineers and geoscientists. Prentice-Hall, Upper Saddle River, 390 p.
- Johnson, K.T.M. 1994. Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: Petrogenetic implications. *Mineral. Mag.* 58A, 454-455.
- Johnson, W.M. 1991. Use of geochemical reference materials in a quality control/quality assurance program. *Geostand. Newslett.* 15, 23-31.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A. 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.* 64, 187-210.
- Johnson, D.M., Hooper, P.R., Conrey, R.M. 1999. XRF analysis of rocks and minerals for major and trace elements on a single low dilution Li-tetraborate fused bead. *Adv. X-Ray Anal.* 41, 843-867.
- Jorhem, L. 1998. Non-use and misinterpretation of CRMs. Can the situation be improved? *Fres. J. Anal. Chem.* 360, 370-373.
- Kane, J.S. 1991. Derivation of recommended values: an opinion. *Geostand. Newslett.* 15, 13-21.
- Kane, J.S. 1992. Reference samples for use in analytical geochemistry: their availability, preparation, and appropriate use. *J. Geochem. Explor.* 44, 37-92.
- Kane, J.S., Potts, P.J. 1997. ISO guides for reference material certification and use: application to geochemical reference materials. *Geostand. Newslett.* 21, 51-58.
- Karig, D.E., Cardwell, R.K., Moore, G.F., Moore, D.G. 1978. Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along northern Middle America Trench. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 265-276.
- Kay, R.W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117-132.
- Kelemen, P.B. 1992. Depletion of Nb relative to other highly incompatible elements by melt/rock reaction in the upper mantle. *EOS* 73, 656-657.
- Kelemen, P.B. 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 120, 1-19.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., Irving, A.J. 1990. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature* 345, 521-524.
- Kelemen, P.B., Hart, S.R., Bernstein, S. 1998. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 387-406.
- Kelsey, C.H. 1965. Calculation of the CIPW-norm. *Miner. Mag.* 34, 276-282.
- Kilinc, A., Carmichael, I.S.E., Rivers, M.L., Sack, R.O. 1983. The Ferric-Ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 136-140.
- King, E.P. 1953. On some procedures for the rejection of suspected data. *J. Am. Stat. Assoc.* 48, 531-533.
- Kirianov, V.Y., Koloskov, A.B., De la Cruz-Reyna, S., Martín del Pozzo, A.L. 1990 (Traducción: V. Rodríguez y E. Lounejeva). Manifestaciones de las principales etapas del vulcanismo reciente en la zona Chichinautzin (Faja Volcánica Mexicana). *Inf. Acad. Ciencias URSS* 311, 432-434.
- Klitgord, K.D., Mannerick, J. 1982. Northern East Pacific Rise: magnetic anomaly and bathymetric framework. *J. Geophys. Res.* 87, 6725-6750.
- Kolinsky, A.M. 1990. Phenocryst zoning and heterogeneity in andesites and dacites of Volcán Popocatepetl, Mexico. Tesis de Maestría, Department of Earth Sciences, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 139 p.
- Kouchi, A., Sunagawa, I. 1982. Experimental study of mixing of basaltic and dacitic magmas. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* III (XV), 163-175.
- Kretz, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 411-422.
- Kudo, A.M., Jackson, M.E., Husler, J.W. 1985. Phase chemistry of recent andesite, dacite, and rhyodacite of volcan Pico de Orizaba, Mexican Volcanic Belt: Evidence of xenolithic contamination. *Geofis. Int.* 24, 679-689.
- Kushiro, I. 1990. Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. *J. Geophys. Res.* 95, 15929-15939.
- Lachance, G.R. 1989. Algorithms for the correction of matrix effects in x-ray fluorescence. En: S.T. Ahmedali (ed.), X-ray fluorescence analysis in the geological sciences: Advances in methodology. *Geol. Assoc. Canada, Short Course* 7, 55-90.
- Lachance, G.R., Claisse, F. 1995. Quantitative x-ray fluorescence analysis: Theory and application. Wiley, New York, 285 p.
- Lachance, G.R., Trail, R.J. 1966. Practical solution to the matrix problem in x-ray analysis. *Can. Spectros.* 11, 43-48.
- Lange, R.A., Carmichael, I.S.E. 1990. Hydrous basaltic andesites associated with rhyolite and related lavas in western México. *J. Petrol.* 31, 1225-1259.
- Lange, R.A., Carmichael, I.S.E. 1991. A potassic volcanism front in western México: the lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 928-940.
- Lassiter, J.C., Luhr, J.F. 2001. Osmium abundance and isotope variations in mafic Mexican volcanic rocks: Evidence for crustal contamination and constraints on the geochemical behavior of osmium during partial melting and fractional crystallization. *Geochem. Geophys. Geosys.* 2, 25 p.
- Laube, N., Springer, J. 1998. Crustal melting by ponding of mafic magmas: A numerical model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 19-35.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E. 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precam. Res.* 94, 73-99.

- Leake, B.L., Hendry, G.L., Kemp, A., Plant, A.G., Harvey, P.K., Wilson, J.R., Coats, J.S., Aucott, J.W., Lunel, T., Howarth, R.J. 1969. The chemical analysis of rock powders by automatic x-ray fluorescence. *Chem. Geol.* 5, 7-86.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Can. Miner.* 35, 219-246.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- Lee, R.F., McConchie, D.M. 1982. Comprehensive major and trace element analysis of geological material by x-ray fluorescence using low dilution fusions. *X-Ray Spectrom.* 11, 53-63.
- Leeman, W.P., Scheidegger, K.F. 1977. Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 35, 247-257.
- Leeman, W.P., Fitton, J.G. 1989. Magmatism associated with lithospheric extension: Introduction. *J. Geophys. Res.* 94, 7682-7684.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) con Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 161 p.
- Lemarchand, F., Villemant, B., Calas, G. 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1071-1081.
- Leroux, J., Thinh, T.P. 1977. Revised tables of x-ray mass attenuation coefficients. *Cooperation Scientifique Claisse, Quebec.*
- Libby, F.W. 1955. Radiocarbon dating. University Chicago Press, Chicago, 124 p.
- Lindsley, D.H. 1983. Pyroxene thermometry. *Am. Miner.* 68, 477-493.
- Lister, B. 1982. Evaluation of analytical data: A practical guide for geoanalysis. *Geostand. Newslett.* 6, 175-205.
- Luhr, J.F. 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Can. Mineral.* 35, 473-500.
- Luhr, J.F. 2000. The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, México) and compositionally zoned Tepic Pumice. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95, 109-156.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. 1980. The Colima Volcanic Complex, Mexico. I. Post-caldera andesites from Volcán Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 343-372.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. 1981. The Colima Volcanic Complex, Mexico. II. Late-Quaternary cinder cones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 127-147.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. 1985. Jonullo volcano, Michoacán, México (1759-1774): The earliest stage of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, 142-161.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13, 54-57.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A., Hasenaka, T. 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.* 94, 4515-4530.
- Maaloe, S. 1994. Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 2519-2525.
- Macias, J.L., Garcia, P.A., Arce, J.L., Siebe, C., Espindola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K. 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, central Mexico. En: K.P. Link, B.J. Kowallis (eds.), Proterozoic to Recent stratigraphy, tectonics and volcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and central Mexico. *Brigham Young University, Geology Studies* 42, 493-528.
- Mahood, G.A., Halliday, A.N. 1988. Generation of high-silica rhyolite: a Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100, 183-191.
- MacDonald, G.A., Katsura, T. 1964. Chemical compositions of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* 5, 82-133.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F. 1997. Tectonics and volcanism of Sierra de Chichinautzin: a rift-related volcanic-field at the front of the central trans-mexican volcanic belt. *IAVCEI, Abstr. Programs:* 143.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M., Verma, S.P. 1999a. 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* 27, 51-54.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Brandle, J.L., Oyarzun, R. 1999b. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 93, 125-150.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M., Verma, S.P. 1999c. 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? : Reply. *Geology* 27, 1056.
- Márquez, A., Oyarzun, R., de Ignacio, C., Doblás, M. 2001. Southward migration of volcanic activity in the central Mexican Volcanic Belt: asymmetric extension within a two-layer crustal stretching model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, en prensa.
- Márquez González, A. 1998. Relaciones tecto-volcánicas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano: El campo volcánico de Sierra Chichinautzin. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid; 247 p.
- Martin del Pozzo, A.L. 1980. Vulcanología de la Sierra de Chichinautzin. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM, México, D.F.; 131 p.
- Martin del Pozzo, A.L. 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bull. Volcanol.* 45, 9-24.

- Martin del Pozzo, A.L. 1989. Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra de Chichinautzin. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, UNAM, México, D.F.: 148 p. + Apéndices.
- Martin del Pozzo, A.L., Morales Puente, P., Casar Aldrete, I., Urrutia Fucugauchi, J. 1989. Strontium isotopic and geochemical data from the Chichinautzin monogenetic volcano field, Basin of Mexico - Crustal structure and composition of the magmatic arc. *Com. Tec. UNAM* 105, 1-11.
- Martin del Pozzo, A.L., Córdoba, C., López, J. 1997. Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene. *Quater. Int.* 43/44, 181-190.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the central Atlantic magmatic province. *Science* 284, 616-618.
- Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H., Banno, S. 1977. Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 100, 315-324.
- McBirney, A.R., Taylor, H.P. Jr., Armstrong, R.L. 1987. Panicutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 4-20.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 358-374.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E. 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 180, 113-124.
- McGehee, R. 1976. Structures of the Xitle Volcano and the lavas of the Pedregal de San Angel, México, D.F. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 8, 55.
- McKay, G.A. 1986. Crystal/liquid partitioning of REE in basaltic systems: Extreme fractionation of REE in olivine. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 69-79.
- McKenzie, D. 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 95, 53-72.
- McKenzie, D., Bickle, M.J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.* 29, 625-679.
- McMillan, R.G. 1971. Tests for one or two outliers in normal samples with unknown variance. *Technometrics* 13, 87-100.
- McMillan, N.J., Dungan, M.A. 1986. Magma mixing as petrogenetic process in the development of the Taos Plateau Volcanic Field, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 91, 6029-6045.
- McNally, K., González-Ruiz, J.R., Stolte, C. 1986. Seismogenesis of the 1985 great ( $M_s = 8.1$ ) Michoacan, Mexico earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 13, 585-588.
- Meisch, A.T. 1969. The constant sum problem in geochemistry. En: *Computer Applications in the Earth Sciences* (Ed. D.F. Merriam), Assoc. Am. Math. Geol., Kansas, 161-176 p.
- Menard, H.W. 1955. Deformation of northeastern Pacific basin and the west coast of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 99-110.
- Mendenhall, W., Sincich, T. 1996. A second course in statistics: regression analysis. Fifth edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, 899 p.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U.R., Ratschbacher, L. 1997. Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics* 266, 81-100.
- Michael, P.J. 1988. The concentration, behaviour and storage of H<sub>2</sub>O in the suboceanic upper mantle: implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 555-566.
- Middlemost, E.A.K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.* 77, 19-26.
- Milán, M., Carrasco-Núñez, G., Verman, S.P. 1988. Muestreo y resultados preliminares del estudio petrológico transversal al Cinturón Volcánico Mexicano. *Geomimet* 151, 18-34.
- Milán, M., Yáñez, C., Navarro-L., I., Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G. 1993. Geología y geoquímica de elementos mayores de la caldera de Huichapan, Hidalgo, México. *Geofis. Int.* 32, 261-276.
- Miller, J.C., Miller, J.N. 1993. *Statistics for Analytical Chemistry*. Ellis Horwood, Londres, 211 p.
- Minster, J.F., Allègre, C.J. 1978. Systematique use of trace elements in igneous processes. Part III. Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 37-52.
- Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J. 1993. Deep crustal structure of central México derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *J. Geodyn.* 17, 181-201.
- Molnar, P., Sykes, L.K. 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1639-1684.
- Montigny, R., Demant, A., Delpretti, P., Pigué, P., Cochemé, J. 1987. Chronologie K-Ar des séquences volcaniques tertiaires du Nord de la Sierra Madre Occidentale (Mexique). *C.R. l'Acad. Sci. (Paris)* 318, 1117-1124.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P. 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 383-394.
- Moores, E.M., Twiss, R.J. 1995. *Tectonics*. Freeman, New York, 415 p.
- Mooser, F. 1957. Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México. *Mem. XX Congr. Geol. Int., México, D.F.* 2, 337-348.
- Mooser, F. 1969. The Mexican Volcanic Belt - structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. *Pan. Am. Symp. Upper Mantle, Mexico, D.F.* 2, 15-25.
- Mooser, F. 1972. The Mexican Volcanic Belt - Structure and tectonics. *Geofis. Int.* 12, 55-70.
- Mooser, F., Maldonado, M.K. 1961. Pene-contemporaneous tectonics along the Mexican Pacific coast. *Geofis. Int.* 1, 1-20.
- Mooser, F., Nairn, E.M., Negendank, J.F.W. 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks VIII A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rund.* 63, 451-483.

- Mooser, F., Montiel, A., Zuñiga, A. 1996. Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos. Comisión Federal de Electricidad, México, D.F., 25 p. + mapas geológicos.
- Mora-Alvarez, G., Caballero, C., Urrutia, J., Uchiumi, S. 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Basin of Mexico? A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geofis. Int.* 30, 61-70.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R.G., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquivel, R., Angeles-García, S. 1998. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 15, 167-180.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N. 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. South Am. Earth Sci.* 12, 513-535.
- Morris, G.A., Larson, P.B., Hooper, P.R. 2000. "Subduction style" magmatism in a non-subduction setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington state, USA. *J. Petrol.* 41, 43-67.
- Morris, J.D., Leeman, W.P., Tera, F. 1989. The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B-Be systematics. *Nature* 344, 31-36.
- Myers, J.D. 1988. Possible petrogenetic relations between low and high-MgO Aleutian basalts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1040-1053.
- Mysen, B. 1976. Partitioning of samarium and nickel between olivine, orthopyroxene, and liquid; preliminary data at 20 kbar and 1025°C. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31, 1-7.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: Principles and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1-16.
- Nakamura, Y., Kushiro, I. 1970. Equilibrium relations of hypersthene, pigeonite, and augite in crystallizing magmas: microprobe study of pigeonite andesite from Weiselberg, Germany. *Am. Miner.* 55, 1999-2015.
- Negandank, J.F.W. 1972a. Volcanics of the Valley of Mexico, Part I: Petrography of the volcanics. *N. Jb. Miner. Abh.* 116, 308-320.
- Negandank, J.F.W. 1972b. Volcanics of the Valley of Mexico, Part II: Opaque mineralogy. *N. Jb. Miner. Abh.* 117, 183-195.
- Negandank, J.F.W. 1973a. Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Geofis. Int.* 13, 267-278.
- Negandank, J.F.W. 1973b. Some aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Bull. Volcanol.* 37, 292-303.
- Negandank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D. 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 24, 477-575.
- Nelson, S.A. 1980. Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 91, 2290-2431.
- Nelson, S.A., Carmichael, I.S.E. 1984. Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey Volcáno, Nayarit, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 85, 321-335.
- Nelson, S.A., Hegre, J. 1990. Volcán Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *Bull. Volcanol.* 52, 186-204.
- Nelson, S.A., Livieres, R.A. 1986. Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism in the region Sanganguey volcano, Nayarit, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 798-808.
- Nelson, S.A., Gonzalez-Caver, E., Kyser, T.K. 1995. Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, México. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 191-211.
- Nixon, G.T. 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514-523.
- Nixon, G.T. 1987. Contributions to the geology and petrology of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.
- Nixon, G.T. 1988a. The geology of Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 219, 58 p.
- Nixon, G.T. 1988b. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl volcano, Mexico: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx. *J. Petrol.* 29, 265-303.
- Nixon, G.T., Pearce, T.H. 1987. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl volcano, Mexico. *Am. Min.* 72, 1144-1162.
- Norrish, K., Chappell, B.W. 1977. X-ray fluorescence spectrometry. En: J. Zussman (ed.), *Physical methods in determinative mineralogy*. Academic Press, Londres, p. 201-272.
- Norrish, K., Hutton, J.T. 1969. An accurate x-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 431-453.
- O'Brien, H.E., Irving, A.J., McCallum, I.S. 1988. Complex zoning and resorption of phenocryst in mixed potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana. *Am. Min.* 73, 1007-1024.
- Othani, E., Toma, M., Litasov, K., Kubo, T., Suzuki, A. 2001. Stability of dense hydrous magnesium silicate phases and water storage capacity in the transition zone and lower mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 124, 105-117.
- Oliver, G.J. 1990. The application of x-ray fluorescence in the ceramic and allied industries. *Spectros. World* 2, 19-29.
- Onuma, N., Higuchi, H., Wakita, H., Nagasawa, H. 1968. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 47-51.

- Ordoñez, E. 1890. El Pedregal de San Angel. *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate* 4, 113-116.
- Ordoñez, E. 1895. Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México. *Bol. Inst. Geol.* 2, 5-46.
- Ormerod, D.S., Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J. 1991. Melting in the lithospheric mantle: Inverse modeling of alkali-olivine basalts from the Big Pine Volcanic Field, California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 305-317.
- Osete, M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tartling, D.H. 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, México: paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics* 318, 201-213.
- Pal, S., Urrutia Fucugauchi, J. 1977. Paleomagnetic, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from México and their tectonic implications. *Proc. IV Int. Gondwana Symp., Calcutta, II*, 814-831.
- Pardo, M., Suárez, G. 1995. Shape of subducted Rivera and Cocos plates in southern México: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12357-12373.
- Pasquaré, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., Zanchi, A. 1986. Structural behavior of a continental volcanic arc: The Mexican Volcanic Belt. En: F.-C. Wezel (ed.), *The origin of arcs*. Elsevier, Amsterdam, p. 509-527.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 227-244.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: R.S. Thorpe (ed.), *Andesites*. Wiley, New York, p. 525-548.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: C.J. Hawkesworth y M.J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- Pearce, J.A., Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.* 69, 33-47.
- Pearce, T.H. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.* 19, 142-157.
- Pearson, E.S., Hartley, H.O. 1976. *Biometrika tables for statisticians*. Biometrika Trust, Londres, 270 p.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Pérez-R., J., Pal, S., Terrell, D.J., Urrutia-F., D.J., Lopez-M., M. 1979. Preliminary report on analysis of some "in house" geochemical reference samples from Mexico. *Geofis. Int.* 18, 197-209.
- Pier, J.G., Luhr, J.F., Podosek, F.A., Aranda-Gómez, J.J. 1992. The La Breña - El Jagüey Maar Complex, Durango, Mexico. II. Petrology and geochemistry. *Bull. Volcanol.* 54, 405-428.
- Polak, B.G., Konov, V.I., Prasolov, E.M.; Sharkov, I.V., Prol-Ledezma, R.M.; Góznzalez, A., Razo, A., Molina-Berbeller, R. 1985. First estimation of terrestrial heat flow in the TVMB and adjacent areas based on isotopic composition of natural helium. *Geofis. Int.* 24, 465-476.
- Poldervaart, A., Parker, A.B. 1964. The crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. *Am. J. Sci.* 262, 281-289.
- Potts, P.J. 1993. Laboratory methods of analysis. En: C. Riddle (ed.), *Analysis of geological materials*. Marcel Dekker, New York, p. 123-220.
- Potts, P.J. 1995. *A Handbook of Silicate Rock Analysis*. Blackie, Londres, 622 p.
- Potts, P.J. 1997. Geoanalysis: past, present and future. *Analyst* 122, 1179-1186.
- Potts, P.J. 1997. A glossary of terms and definitions used in analytical chemistry. *Geostand. Newslett.: J. Geostand. Geoanal.* 21, 157-162.
- Potts, P.J. 1998. A perspective on the evolution of geoanalytical techniques for silicate rocks. *Geostand. Newslett.: J. Geostand. Geoanal.* 22, 57-68.
- Potts, P.J., Webb, P.C. 1992. X-ray fluorescence spectrometry. *J. Geochem. Explor.* 44, 251-296.
- Potts, P.J., Tindle, A.G., Webb, P.C. 1992. *Geochemical Reference Material Compositions*. Whittles Publishing Services, CRC Press Inc., Caithness, 313 p.
- Prescott, P. 1976. Comparison of tests for normality using stylized sensitivity surfaces. *Biometrika* 63, 285-289.
- Prescott, P. 1978. Examination of the behaviour of tests for outliers when more than one outlier is present. *Appl. Stat.* 27, 10-25.
- Prescott, P. 1979. Critical values for a sequential test for many outliers. *Appl. Stat.* 28, 36-39.
- Quijano-León, J.L., Gutiérrez-Negrin, L.C.A. 2000. Geothermal production and development plans in Mexico. *Proceedings World Geothermal Congress (Kyushu-Tohoku, Japan)*, p. 355-361.
- Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgeois, J., Barrier, E. 1992. Evolución de la frontera septentrional del Bloque de Jalisco, México, desde hace 17 Ma. *Rev. Inst. Geol. UNAM* 10, 111-117.
- Ramsey, M.H. 1997. Measurement uncertainty arising from sampling: implications for the objectives of geoanalysis. *Analyst* 122, 1255-1260.
- Ramsey, M.H., Thompson, M., Hale, M. 1992. Objective evaluation of precision requirements for geochemical analysis using robust analysis of variance. *J. Geochem. Explor.* 44, 23-36.
- Ramsey, P.P., Ramsey, P.H. 1990. Simple tests of normality in small samples. *J. Qual. Tech.* 22, 299-309.
- Raischbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W. 1991. Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology* 19, 1233-1236.
- Reed, S.J.B. 1996. Electron probe microanalysis. En: P.J. Potts, J.F.W. Bowles, M.R. Cave (Eds.), *Microprobe Techniques in the Earth Sciences*. Chapman & Hall, Londres, p. 49-89.

- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Amer. Miner.*, IMA, MICA Rep., 7 p.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E. 1992. Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 1592-1607.
- Richter, P., Negédank, J.F.W. 1976. Spurenelementeuntersuchungen an vulkaniten des Tales von Mexiko. *Munster. Forsch. Geol. Palaont.* 38/39, 179-200.
- Rittmann, A. 1967. Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. *Geol. Rund.* 57, 277-295.
- Roberts, S.J., Ruiz, J. 1989. Geochemistry of exposed granulite facies terrains and lower crustal xenoliths in Mexico. *J. Geophys. Res.* 94, 7691-7974.
- Robin, C. 1982. Mexico. En: R.S. Torpe (ed.), *Andesites*. John Wiley, p. 137-147.
- Robin, C. 1984. Le volcan Popocatepetl (Mexique): Structure, evolution pétrologique et risques. *Bull. Volcanol.* 47, 1-23.
- Robin, C., Boudal, C. 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 115-130.
- Rodriguez-Lara, V.C. 1997. Evolución del conjunto volcánico Guespalapa y del volcán Chichinuatzin, D.F.-Morelos-México. Tesis Profesional, ESIA- Instituto Politécnico Nacional, 124 p.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* 29, 275-289.
- Rollinson, H.R. 1992. Another look at the constant sum problem in geochemistry. *Mineral. Mag.* 56, 469-475.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J. 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western México. *Geology* 24, 921-924.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J. 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and Triple Junction area, western Mexico. *Int. Geol. Rev.* 39, 125-140.
- Ruiz, J. Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F. 1988a. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 274-281.
- Ruiz, J. Patchett, P.J., Arculus, R.J. 1988b. Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanism in Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 36-43.
- Ruiz-Martínez, V.C., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez-Aguilar, J.I., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H. 2000. Paleomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 217-233.
- Sack, R.O., Carmichael, I.S.E., Rivers, M., Ghiorso, M.S. 1980. Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, 369-376.
- Sato, H. 1977. Nickel content of basaltic magmas: Identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos* 10, 113-120.
- Saxena, S.K. 1976. Two-pyroxene geothermometer: A model with an approximate solution. *Am. Miner.* 61, 643-652.
- Scandone, R. 1979. Preliminary evaluation of the volcanic hazard in the southern Valley of Mexico. *Geofis. Int.* 18, 21-35.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T. 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from granulite-facies xenolith suite. *Chem. Geol.* 118, 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H. 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Schnetzler, C.C., Philpotts, J.A. 1970. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts-II. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 331-340.
- Schilling, J.-G., Winchester, J.W. 1967. Rare-earth fractionation and magmatic processes. En: S.K. Runcorn (Ed.), *Mantles of Earth and Terrestrial Planets*, Interscience, New York, p. 267-283.
- Schlaepfer, J.C. 1968. Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y estados de México y Morelos, Carta Geológica de México, Instituto de Geología, UNAM. Hoja México 14 Q-H(5), 1/100,000.
- Schmitter, E. 1953. Investigación petrológica en las lavas del Pedregal de San Ángel, México, D.F. *Mem. Congr. Cient. Mex.* 3, 218-237.
- Settle, M. 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.* 279, 1089-1107.
- Shaw, D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
- Sheth, H.C. 1999. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy. *Tectonophysics* 311, 1-29.
- Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P. 2000. Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.*, 42, 1116-1132.
- Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P. 2001. Does the "calc-alkaline rock series" really exist? *J. Geol.*, en revisión.
- Shimizu, H. 1980. Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems. *Geochem. J.* 14, 185-202.
- Shimizu, H., Sengen, K., Masuda, A. 1982. Experimental study on rare-earth element partitioning in olivine and clinopyroxene formed at 10 and 20 kb for basaltic systems. *Geochem. J.* 16, 107-117.
- Shubert, D.H., Cebull, S.E. 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 101, 159-165.
- Siebe, C. 2000. Age and archeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 104, 45-64.
- Siebe, C., Verma, S.P. 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chem. Erde* 48, 177-189.
- Siebe, C., Abrams, M., Macias, J.L., Obenholzer, J. 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology* 24, 399-402.

- Singh, S.K., Pardo, M. 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1483-1486.
- Sinno, Y.A., Dagget, P.H., Keller, G.R., Morgan, P., Harder, S.H. 1986. Crustal structure of the southern Rio Grande Rift determined from seismic refraction profiling. *J. Geophys. Res.* 91, 6143-6156.
- Skulski, T., Minarik, W., Watson, E.B. 1994. High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts. *Chem. Geol.* 117, 127-147.
- Smith, A. 1999. The Nd-Sr-Pb isotopic record in abyssal tholeiites from the Gulf of California region, western Mexico: no evidence for a Gulf mouth plume. *Int. Geol. Rev.* 41, 921-931.
- Smith, A., Lewis, C. 1999. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth Sci. Rev.* 48, 135-182.
- Spell, T.L., Kyle, P.R., Thirwall, M.F., Campbell, A.R. 1993. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of postcollapse rhyolites in the Valles Caldera, New Mexico. *J. Geophys. Res.* 98, 19723-19739.
- Spranger, M., 1994. GEOLIMEX. Eine erste Geotransverse durch Süd Mexiko: Auswertung des Refraktionsseismischen Profils. Tesis Doctoral, Universidad de Kiel, Kiel, 172 p.
- Spranger, M., y GEOLIMEX Working Group, 1993. GEOLIMEX: a geotranssect through southern Mexico, first results (abstract): EOS, *Trans. Amer. Geophys. Union*, Oct. 23, 1993, p. 576.
- Stoch, H., Steele, T.W. 1978. Analyses, by several laboratories, of three ferromanganese slags. NIM South Africa Report 1965, 34 p.
- Stoch, H., Steele, T.W., Copelowitz, I. 1976. The establishment of preferred values for a series of rare-earth samples. NIM South Africa Report 1807, 35 p.
- Stoopes, G.R., Sheridan, M.F. 1992. Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico - implications for long-runout landslides (>100 km) and hazard assessment. *Geology* 20, 299-302.
- Straub, S.M., Martín-Del Pozzo, A.L. 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 487-510.
- Suárez, G., Singh, S.K. 1985. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt - Discussion. *Tectonophysics* 127, 155-160.
- Suárez, G., Sánchez, O. 1996. Shallow depth of seismogenic coupling in southern Mexico: implications for the maximum size of earthquakes in the subduction zone. *Phys. Earth Planet. Int.* 93, 53-61.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., David, C. 1990. Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico. *Nature* 345, 336-338.
- Sun, S.-s., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Migmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 313-345.
- Sutarno, R., Steger, H.F. 1985. Validation of accuracy by interlaboratory programme. *Talanta* 32, 1088-1091.
- Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowski, J.C. 1991. Volcanism and active-faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. En: M.J. Walawender y B.M. Hanan (eds.), *Geological excursions in southern California and México. Guidebook 1991 Annual Meeting*, San Diego, *Geol. Soc. Am.*, p. 224-243.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A. 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Mexican Volcanic Belt - the Venta de Bravo fault. *J. Geophys. Res.* 97, 11983-11994.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Farrar, E. 1995a. The Acambay graben - active intra-arc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Tectonics* 14, 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo, M., López, M., Farrar, E. 1995b. The Aljibes half-graben, active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the southern Basin and Range. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 627-641.
- Suter, M., Carrillo-Martinez, M., Quintero-Legorreta, O. 1996. Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-mexican Volcanic Belt, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1952-1963.
- Swinamer, R.T. 1989. The geomorphology, petrography, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra del Chichinautzin, Mexico. Tesis de Maestría, Queen's University, Kingston (Ontario), 211 p.
- Takahashi, E., Kushiro, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am. Miner.* 68, 859-879.
- Tan, B., Sun, W. 1998. Correction method for the matrix effect in x-ray fluorescence spectrometric analysis. *X-Ray Spectrom.* 27, 95-104.
- Tatsumi, Y., Eggins, S. 1995. *Subduction zone magmatism*. Blackwell Science, Ann Arbor, 211 p.
- Tatsumi, Y., Ishikawa, K. 1982. High-magnesian andesite and basalt from the Setouchi-Shima Island, southwest Japan, and their bearing on the genesis of calc-alkaline andesite. *Lithos* 15, 161-172.
- Tatsumi, Y., Maruyama, S. 1989. Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis. En: A.J. Crawford (Ed.), *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman, Londres, p. 50-71.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H., Kushiro, I. 1983. Generation of arc basaltic magmas and the thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *J. Geophys. Res.* 88, 5815-5825.
- Taylor, J.K. 1990. *Statistical techniques for data analysis*. Lewis Publishers, Chelsea, 200 p.
- Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Klein, J., Middleton, R. 1986. Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from <sup>10</sup>Be. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 535-550.



- Thinh, T.P., Leroux, J. 1979. New basic empirical expression for computing tables of x-ray attenuation coefficients. *X-Ray Spectrom.* 8, 85-91.
- Thomas, L., Haukka, T. 1978. XRF determination of trace and major elements using a single fused disc. *Chem. Geol.* 21, 39-50.
- Thompson, M. 1997. Comparability and traceability in analytical measurements and reference materials. *Analyst* 122, 1201-1205.
- Thompson, M., Mertens, B., Kessler, M., Feam, T. 1993. Efficacy of robust analysis of variance for the interpretation of data from collaborative trials. *Analyst* 118, 235-240.
- Thompson, M., Potts, P.J., Kane, J.S., Webb, P.C., Watson, J.S. 1998. *GeoPT1*. International proficiency test for analytical geochemistry laboratories – Report on round 1 (July 1996). *Geostand. Newslett.* 20, 295-325.
- Thompson, M., Potts, P.J., Kane, J.S., Webb, P.C., Watson, J.S. 1998. *GeoPT2*. International proficiency test for analytical geochemistry laboratories – Report on round 2. *Geostand. Newslett.: J. Geostand. Geoanal.* 22, 127-156.
- Thornton, C.P., Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks: 1. Differentiation Index. *Am. J. Sci.* 258, 664-684.
- Tietjen, G.L., Moore, R.H. 1972. Some Grubbs-type statistics for the detection of several outliers. *Technometrics* 14, 583-597.
- Torres-Alvarado, I.S., Satir, M. 1998. Geochemistry of hydrothermally altered rocks from Los Azufres geothermal field, México. *Geofis. Int.* 37, 201-213.
- Treuil, M. y Joron, J.L. 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophyles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale médioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 131, 125-174.
- Ulmer, P. 1989. The dependence of the  $Fe^{2+}$  – Mg cation partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition: an experimental study to 30 kbars. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 261-273.
- UNAM and CENAPRED Seismology Group 1995. Mulpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geof. Int.* 34, 355-362.
- UNAM Seismology Group, 1986. The September 1985 Michoacan earthquakes: Aftershock distribution and history of rupture. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 573-576.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1996. Paleomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 97, 177-196.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Böhm, H. 1988. Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data. *Phys. Earth Planet. Int.* 52, 320-329.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, H. 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 38, 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Martín del Pozzo, A.L. 1993. Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, Cuenca de México. *Geofis. Int.* 32, 523-533.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Uribe-Cifuentes, R.M. 1999. Lower-crustal xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 41, 1067-1081.
- Valcárcel, M., Rios, A. 1997. Is traceability an exclusive property of analytical results? An extended approach to traceability in chemical analysis. *Fres. J. Anal. Chem.* 359, 473-475.
- Valdes, C.M., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomnitz, C., Luetgert, J.H., Helsley, C.E., Lewis, B.T.R., Mena, M., 1986. Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 76, 547-563.
- Van der Lee, S., Nolet, G. 1997. Upper mantle S velocity structure of North America. *J. Geophys. Res.* 102, 22815-22838.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimés-Palamera, R. 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofis. Int.* 28, 133-189.
- Velasco, F., Verma, S.P. 1998. Importance of skewness and kurtosis statistical tests for outlier detection and elimination in evaluation of geochemical reference materials. *Math. Geol.* 30, 109-128.
- Velasco, F., Verma, S.P., Guevara, M. 2000. Comparison of the performance of fourteen statistical tests for detection of outlying values in Geochemical Reference Material Databases. *Math. Geol.* 32, 439-464.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: Análisis de información y perspectivas. *Rev. Mex. Cien. Geol.* 18, 1-36.
- Velasco-Tapia, F., Guevara, M., Verma, S.P. 2001a. Evaluation of concentration data in geochemical reference materials. *Chem. Erde* 61, 69-91.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., Guevara, M., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P. 2001b. Comparison of regression models for quantitative geochemical analysis. *Chem. Geol., en revisión.*
- Verma, S.P. 1981. Mass spectrometric isotope dilution analysis of K, Rb, Cs, Ba and Sr in five geochemical reference samples. *Geostand. Newslett.* 5, 129-131.
- Verma, S.P. 1985. Preface. En: S.P. Verma (ed.), *Mexican Volcanic Belt – Part 1*. *Geofis. Int.* 24, 7-18.
- Verma, S.P. 1987. Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems. En: S.P. Verma, *Mexican Volcanic Belt – Part 3B*. *Geofis. Int.* 26, 309-340.
- Verma, S.P. 1990. Metodología para el estudio del Cinturón Volcánico Mexicano. *Bol. IIE* 14, 224-229.
- Verma, S.P. 1991a. Determination of thirteen rare-earth elements by High-Performance Liquid Chromatography in thirty and of K, Rb, Cs, Sr and Ba by Isotope Dilution Mass Spectrometry in eighteen international geochemical reference samples. *Geostand. Newslett.* 15, 129-134.
- Verma, S.P. 1991b. Usefulness of liquid chromatography for determination of thirteen rare-earth elements in rocks and minerals. *Lanthan. Actin. Res.* 3, 159-177.
- Verma, S.P. 1992. Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr-Nd-Pb isotope systematics of Mid-Ocean Ridge Basalt. *Geochem. J.* 26, 159-177.
- Verma, S.P. 1994. Geochemical and isotopic constraints on the origin of mafic volcanism in central Mexico. *Mineral. Mag.* 58A, 938-939.

- Verma, S.P. 1996. Error propagation in trace modeling of some igneous processes. *J. Conf. Abstr.* 1, 649.
- Verma, S.P. 1997. Sixteen statistical tests for outlier detection and rejection in evaluation of international geochemical reference materials: Example of microgabbro PM-S. *Geostand. Newslett. J. Geostand. Geoanal.* 21, 59-75.
- Verma, S.P. 1998a. Improved concentration data in two international geochemical reference materials (USGS basalt BIR-1 and GSJ peridotite JP-1) by outlier rejection. *Geofis. Int.* 37, 215-250.
- Verma, S.P. 1998b. Error propagation in equations for geochemical modeling of trace elements in two-component mixing. *Geofis. Int.* 37, 327-338.
- Verma, S.P. 1999. Geochemistry of evolved magmas and their relationship with subduction-unrelated mafic volcanism at volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 93, 151-171.
- Verma, S.P. 2000a. Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. En: J. Stock, H. Delgado Granados, G. Aguirre Diaz (eds.), *Cenozoic Volcanism and Tectonics of Mexico*. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 334, 195-222.
- Verma, S.P. 2000b. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Hornos caldera, Puebla, Mexico. *Chem. Geol.* 164, 35-60.
- Verma, S.P. 2000c. Error propagation in equations for geochemical modeling of radiogenic isotopes in two-component mixing. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, en prensa.
- Verma, S.P. 2001a. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic evidence for a combined assimilation and fractional crystallization process for volcanic rocks from Huichapan caldera, Hidalgo, México. *Lithos* 56, 141-164.
- Verma, S.P. 2001b. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoulco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 31-51.
- Verma, S.P., Aguilar-Y-Vargas, V.H. 1988. Bulk chemical composition of magmas in the Mexican Volcanic Belt (México) and inapplicability of generalized arc models. *Chem. Erde* 48, 203-221.
- Verma, S.P., Armienta-H., M.A. 1985.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , alkali and alkaline earth element geochemistry of Chichinautzin Sierra, Mexico. *Geofis. Int.* 24, 665-678.
- Verma, S.P., Navarro-L., I. 1993. Norma CIPW: Nuevo programa de cómputo. *Memorias 3er. Congreso Nacional de Geoquímica, México, D.F., Instituto de Geofísica, UNAM*, p. 117-119.
- Verma, S.P., 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. *J. Geophys. Res.* 94, 4531-4544.
- Verma, S.P., Rodríguez-González, U. 1997. Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *Geothermics* 26, 25-42.
- Verma, S.P., Besch, T., Guevara, M., Schulz-Dobrich, B. 1992. Determination of twelve trace elements in twenty-seven and ten major elements in twenty-three geochemical reference samples by X-Ray Fluorescence Spectrometry. *Geostand. Newslett.* 16, 301-309.
- Verma, S.P., Carrasco, G., Milán, M. 1991. Geology and geochemistry of Amealco caldera, Qro., Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 47, 105-127.
- Verma, S.P., Orduña-Galván, L., Guevara, M. 1998. SIPVADE: A new computer program with seventeen statistical tests for outlier detection in evaluation of international geochemical reference materials and its application to Whin Sill dolerite WS-E from England and Soil-5 from Peru. *Geostand. Newslett.: J. Geostand. Geoanal.* 22, 209-234.
- Verma, S.P., Sotelo-Rodríguez, Z.T., Torres-Alvarado, I.S. 2001a. SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System. *Comput. Geosci.*, en revisión.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia, F. 2001b. Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System and its application to a wide variety of rocks (en preparación).
- Villemant, B. 1988. Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy): fractional crystallization and selective enrichment. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 169-183.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L., Treuil, M. 1981. Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 1997-2016.
- Von Humboldt, A. 1808. *Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne*. F. Schoell, Paris, 905 p.
- Von Humboldt, A. 1849. *Cosmos*, Vol. I. Henry G. Bohn Ltd., Londres, 390 p.
- Waitz, P., Wittich, W. 1910. Tubos de explosión en el Pedregal de San Angel. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 7, 169-186.
- Wallace, P., 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.* 103, 470-492.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E. 1992. Alkaline and calc-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 423-439.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E. 1994. Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, México: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 345-361.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E. 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 291-314.

- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., Richter, R., Becker, T. A. 1992. Volcanism and tectonism in western Mexico: a contrast of style and substance. *Geology* 20, 625-628.
- Wampfler, B., Rösslein, M. 1998. How accurate must a reference material be? *Accred. Qual. Assur.* 3, 468-470.
- Weaver, C.S., Michaelson, C.A. 1985. Seismicity and volcanism in the Pacific northwest: evidence for the segmentation of the Juan de Fuca plate. *Geophys. Res. Lett.* 12, 215-218.
- White, S.E., Reyes-Cortés, M., Ortega-Ramírez, J., Valastro, S. 1990. El Ajusco: Geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno superior y comparación con las series glaciales mexicanas y las de las Montañas Rocallosas. INAH-Colección Científica, Serie Arqueología 212, 77 p.
- Williams, K.L. 1987. Introduction to X-ray spectrometry. Allen & Unwin, Londres, 370 p.
- Williams, R.W., Gill, J.B. 1989. Effects of the partial melting on the uranium decay series. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1607-1619.
- Wilcox, R.E. 1999. The idea of magna mixing: history of a struggle for acceptance. *J. Geol.* 107, 421-432.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrology. A global tectonic approach. Harper Collins, Londres, 466 p.
- Wittich, E. 1917. Los fenómenos microvolcánicos en el Pedregal de San Angel. *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate* 38, 101-120.
- Wood, B., Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, 109-124.
- Yamamoto, J., Mota, R. 1988. La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México, de Agosto 1980. *Geofis. Int.* 27, 279-298.
- Yavuz, F. 1999. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. *Comp. Geosci.* 25, 909-927.
- Yiou, F., Raisbeck, G.M. 1972. Half-life of <sup>10</sup>Be. *Phys. Rev. Lett.* 29, 372-375.
- Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov, N.I., Matvenkov, V.V. 1994. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *J. Petrol.* 35, 163-204.
- Yokohama, I., De la Cruz-Reyna, S. 1990. Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Paricutin volcano, Michoacán, Mexico. *J. Volcan. Geotherm. Res.* 44, 265-281.
- Ziagos, J.P., Blackwell, D.D., Mooser, F. 1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction. *J. Geophys. Res.* 90, 5410-5420.
- Zindler, A., Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493-571.
- Zorn, M.E., Gibbons, R.D., Sonzogni, W.C. 1997. Weighted least-squares approach to calculating limits of detection and quantification by modeling variability as a function of concentration. *Anal. Chem.* 69, 3069-3075.
- Zou, H., Zindler, A. 1996. Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 711-717.