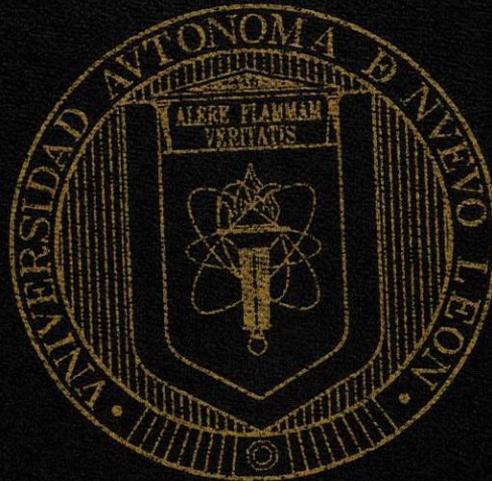


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

74



CARTOGRAFÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.

TESIS
QUE COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

PRESENTA

GUILLERMO DANIEL TERRAZAS CALDERÓN

LINARES, N. L.

ABRIL DE 2002

GRUNTER'S ELEMENTARY DYNAMICS
THEORY AND PRACTICE OF
DYNAMICS
(MINIATURE EDITION)

TL
QE203
.C6
T4
2002
c.1



1080124525

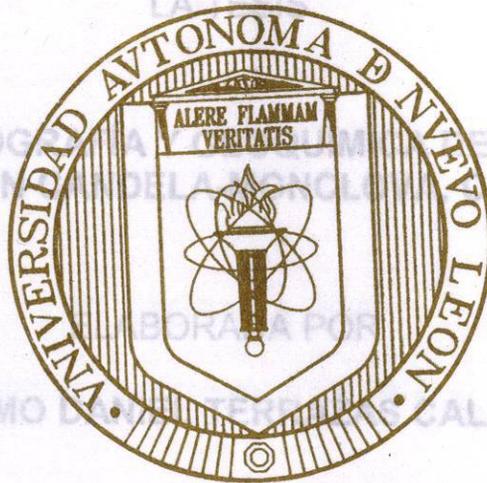
*Si se empieza con certezas, se termina en dudas;
Pero si a uno le basta empezar con dudas,
terminará con certezas.*

-Francis Bacon

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

**CARTOGRAFÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.**

Vo. Bo. ASESOR DE TESIS
TESIS
QUE COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

M.C. GABRIEL ORTIZ CABELLO
(ASESOR INTERNO)

DR. OFELIA MORTON BERMEA
(ASESOR EXTERNO)

PRESENTA

GUILLERMO DANIEL TERRAZAS CALDERÓN

LINARES, N. L.

ABRIL DE 2002

FONDO
TESIS LICENCIATURA



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**CARTOGRAFÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.**

ELABORADA POR

GUILLERMO DANIEL TERRAZAS CALDERÓN

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

Vo. Bo. ASESORES DE TESIS


M.C. GABRIEL CHAVEZ CABELLO
(ASESOR INTERNO)


DRA. OFELIA MORTON BERMEA
(ASESOR EXTERNO)

TL

QE203

.C6

T4

2002



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**CARTOGRAFÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO
MERCADO, CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, COAHUILA, MÉXICO.**

ELABORADA POR

GUILLERMO DANIEL TERRAZAS CALDERÓN

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

Vo. Bo. COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS

M.C. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

M.C. TOMÁS COSSÍO TORRES

DR. JOSÉ ROSBEL CHAPA GUERRERO

LINARES, N. L.

ABRIL DE 2002

DEDICATORIA

"Y ahora -dijo el mago volviéndose a Frodo-, la decisión depende de ti. Pero no olvides que puedes contar conmigo.- Puso una mano sobre el hombro de Frodo.- Te ayudaré a soportar esta carga todo el tiempo que sea necesario..."

Gandalf a Frodo en "La Comunidad del Anillo".-

El Señor de los Anillos.

J.R.R. Tolkien

Este trabajo está dedicado primeramente a Dios:
¡Gracias por tu Salvación y Amor, por ayudarme
a soportar esta gran empresa!

A mi familia por su gran Amor, Fidelidad y Dedicación:
¡los quiero mucho! Papá, Mamá, Paola y Arturo.

A mis tíos y primos, Familia Astorga, Sánchez y Terrazas.
Gracias Tío Jaime por tu ayuda y consejos.
Tío Carlos, gracias por tu pastoreo.

A 12 piedras, mi banda, nuestra banda, ¡gracias amigos!

A ella, quien El ya conoce.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente doy gracias a la Universidad Autónoma de Nuevo León y la Universidad Nacional Autónoma de México por el apoyo económico a través del proyecto aprobado por PAICYT clave CT357-00 y la beca de intercambio académico respectivamente, sin lo cual no hubiera sido posible culminar con este trabajo.

Agradezco sinceramente al director de la escuela, Dr. Rosbel Chapa, gracias por su ayuda y participación en el comité de revisión de mi tesis, al igual que el M.C. Tomás Cossio y mi asesor M.C. Gabriel Chávez ("El Gurú"). Gracias Gabriel y Vicky por su apoyo, amistad, motivación y consejo, ¡ánimo, ánimo!! A mi asesora la Dra. Ofelia Morton y su equipo en el laboratorio de ICP-MS en la UNAM, muchas gracias doctora por sus comentarios en la realización de este trabajo y espero todavía su lassagna.

También al personal docente de la Facultad, quienes fueron mis maestros y consejeros durante mi estancia: Dr. Juan Alonso Ramírez, Dr. José Guadalupe López, Dr. Francisco Medina, Dr. Héctor de León, Dr. Sostenes Méndez, Dr. Fernando Velasco y Maestra Manuelita González gracias por sus exhortaciones y ánimos. Muchas gracias al Maestro Ángel García, por abrirme las puertas a un sueño: Vida Estudiantil. Al Maestro Roberto Soto y la maestra Verónika Dülmer. Dios los bendiga por su vocación de enseñanza y tomarse el tiempo para tratar de influir en nosotros, haciéndonos mejores personas, ¡muchas gracias!

No dejando atrás tampoco a las secretarias Juany Montes Hernández y Araceli Isassi Reyes. Gracias Juany por los ratos de chal que nos echábamos.

A mis amigos Porras, Andrés, Chuy (los chidos) gracias por esos ratototes de risa y alucinadas, pero más que nada por su amistad incondicional y consejos. También Vasco, Claudia, Quique y Juan, gracias amigos por permitirme llevar a cabo Vida Estudiantil, espero que esa huella quede en ustedes, ¡ánimo amigos!

A la casita de Jacobo: Neto, Isra y Chago.com, gracias por su amistad y abrirme sus puertas éstos últimos días. También a los chiquillos y chiquillas Karla Olvera, Rolando, Andrea, Tania, Rosy, Iris, Mayra, Elba, Jon, Gil, Lacho, Federico y Checo, ¡gracias por su apoyo chavos!

También al personal técnico de los laboratorios de la Facultad, quienes me ayudaron en gran manera y facilitaron sus instrumentos y equipo, a Federico Viera, Ana María Garza, Pedro Rodríguez, Adalberto Treviño, Andrés Ramos, Víctor Beraza y Gustavo González.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM y la Unidad de Investigaciones en Ciencias de la Tierra en Querétaro por permitirme usar sus instalaciones. Muchas gracias a la Dra. Teresa Orozco por sus ánimos, apoyo, consejos y revisión de este trabajo.

Al Ing. Reyes Gonzáles y Mario Fernández por facilitarnos el uso del laboratorio de preparación de muestras de Grupo Materias Primas.

A la Familia Velasco Segura, en especial a Jorge Velasco por su hospitalidad y amistad en nuestras campañas de campo en Monclova, así mismo a la Familia Muñoz Oviedo, Familia Zúñiga Oviedo y Familia Davis por su apoyo en estos años que permanecí en Linares, ¡gracias!

Y por último, a todas las personas que omito pero que sin duda contribuyeron moralmente a que este proyecto culminara.

ÍNDICE

Lista de Figuras.....	i
Lista de Tablas.....	vi
Lista de Abreviaturas y Nomenclatura.....	vii
Resumen.....	ix
Abstract.....	x

CAPÍTULO I

GENERALIDADES.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Problemática.....	2
1.3 Localización.....	3
1.4 Clima y Vegetación.....	4
1.5 Objetivos.....	5
1.6 Metodología.....	6
1.7 Trabajos Previos.....	7

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA GENERAL.....	8
2.1 Introducción.....	8
2.2 Paleogeografía y Tectónica Regional.....	9
2.3 Provincias Volcánicas Cenozoicas.....	16
2.4 Fases Volcánicas en México.....	17
2.4.1 Sierra Madre del Sur.....	18
2.4.2 Cinturón Volcánico Mexicano.....	19
2.4.3 Sierra Madre Occidental.....	22
2.4.4 Provincia de California.....	23
2.4.5 Provincia Alcalina Oriental Mexicana.....	24

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	32
3.1 Introducción.....	32
3.2 Estratigrafía.....	32
3.2.1 Rocas Sedimentarias del Cretácico.....	32
3.2.2 Rocas Ígneas Terciarias.....	36

CAPÍTULO IV

PETROGRAFÍA	40
4.1 Introducción.....	40
4.2 Texturas.....	41
4.3 Clasificación de rocas.....	47

CAPÍTULO V

GEOQUÍMICA	48
5.1 Evolución de los Magmas.....	48
5.2 Análisis Químicos.....	49
5.2.2 Pulverizado de muestras.....	49
5.2.3 Fluorescencia de Rayos X.....	50
5.2.4 Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo.....	55
5.3 Elementos Mayores.....	60
5.3.1 Clasificación Química.....	60
5.3.2 Norma CIPW.....	62
5.3.3 Variaciones Sistemáticas de los Elementos Mayores.....	66
5.4 Elementos Traza	69
5.4.1 Elementos de las Tierras Raras (REE).....	72
5.4.2 Diagramas Multi-elemento (Aracnogramas).....	73

5.6 Diagramas de Discriminación Tectonomagmática.....	76
5.6.1 Análisis de Discriminación.....	76
5.6.2 Ambientes Tectónicos.....	77
5.6.3 Usos de los Diagramas de Discriminación.....	78
5.6.4 Diagramas de discriminación para rocas de composición granítica.....	78

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN.....	82
-----------------------	-----------

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	91
--	-----------

BIBLIOGRAFÍA.....	93
--------------------------	-----------

ANEXOS

ANEXO I: Carta geológica

ANEXO II: Sección geológica

ANEXO III: Tablas

Lista de Figuras

- Figura 1. Distribución de las provincias magmáticas cenozoicas de México. La Provincia Alcalina Oriental Mexicana comprende a la provincia volcánica más al Este de México. SB, Sierra Blanca; T-P, Trans-Pecos; LC, La Cueva; CCM, Cinturón Candela Monclova; SP, Sierra Picachos; SC, Sierra San Carlos; ST, Sierra de Tamaulipas; PS, Palma Sola; SAT, San Andrés Tuxtla. Adaptada de DEMANT y ROBIN (1975), CLARK y colaboradores (1982).....1
- Figura 2. Localización del área de estudio y geología de la región de Monclova.....4
- Figura 3. Paleogeografía del Jurásico Superior (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....8
- Figura 4. Configuración paleogeográfica del Noreste de México durante el Oxfordiano (ALFONSO y ZWANZIGER, 1978).....10
- Figura 5. Configuración Paleogeográfica del Noreste de México durante el Kimmeridgiano y Tithoniano (ALFONSO y ZWANZIGER, 1978).....11
- Figura 6. Paleogeografía del Neocomiano – Aptiano Inferior para el Norte y Noreste de México (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....12
- Figura 7. Paleogeografía del Albiano – Cenomaniano para el Norte y Noreste de México (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....13
- Figura 8. Paleogeografía del Cretácico Tardío para el Norte y Noreste de México (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....15
- Figura 9. Provincias Volcánicas en México. Adaptada según DEMANT y ROBIN (1975), CLARK y colaboradores (1982).....17

Figura 10. Localización de los diferentes eventos magmáticos del Cretácico Superior (A), Eoceno-Oligoceno (B) y Mioceno (C). Adaptado de DEMANT y ROBIN, 1975.....21

Figura 11. Localización y tiempo del magmatismo en Trans-Pecos Texas en relación a la paleotrinchera existente en la costa Oeste de Norteamérica. La figura dentro de la gráfica, encierra las edades de magmatismo y distancias desde la paleotrinchera a lo largo del Norte de México, compilado por DAMON y colaboradores, (1981). Rombos, basaltos asociados a un fallamiento "Basin and Range"; recuadros, rocas volcánicas e intrusivas emplazadas durante una extensión inicial entre 31 y 27 Ma; círculos, rocas volcánicas e intrusivas emplazadas durante una actividad de tipo arco continental.....27

Figura 12. Distribuciones magmáticas en tiempo y espacio en el Norte de México. (CLARK y colaboradores, 1979b).....29

Figura 13. Profundidades de zona de Benioff calculadas para 15 localidades magmáticas en el Norte de México, usando la relación $K_{57.5}$ de DICKINSON (1975).....30

Figura 14. Geología general y distribución de los intrusivos del complejo CCM. La alineación preferencial de estos cuerpos es E-W como se observa en el mapa.....31

Figura 15. Secuencia estratigráfica de las formaciones aflorantes en el área de estudio. Las relaciones entre las formaciones son concordantes entre ellas, siendo la Formación Aurora la más antigua y la que bordea el intrusivo, teniendo buzamientos con tendencia a la verticalidad conforme se acerca al intrusivo ($>75^\circ$).....33

Figura 16. Calizas de la Formación George Town, perteneciente al Grupo Wachita.....36

Figura 17. Formaciones Del Río y Buda, pertenecientes al Grupo Wachita. Se puede apreciar el contacto concordante entre estas dos formaciones.....	37
Figura 18. Columna estratigráfica del Cerro Mercado.....	39
Figura 19. Micrografía de la muestra M23, nicoles cruzados, que muestra la textura hipidomórfica granular.....	41
Figura 20. Micrografía de la muestra M20, nicoles cruzados, donde se muestra la textura porfirítica. Nótese los fenocristales de hornblenda en corte basal de hasta aproximadamente 2.5 mm.....	42
Figura 21. Micrografía de la muestra M23, nicoles cruzados. Se observan los dos tipos de cristales de plagioclasa (pgl): con macla polisintética y soneados; y un cristal de feldespato alcalino (fa) con macla de parrilla.....	43
Figura 22. Micrografía de la muestra M26, nicoles cruzados. Se muestra los cristales de cuarzo (qz) en extinción. También cristales de biotita (bt) presentando colores de birrefringencia de tercer orden.....	44
Figura 23. Micrografía de la muestra M20, nicoles paralelos. La hornblenda ocurre con dos direcciones de clivaje de 56° y 124°.....	45
Figura 24. Micrografía de la muestra M17, nicoles cruzados. Se muestran dos cristales de clinopiroxeno con macla y colores de birrefringencia de segundo orden. Presentan un leve relieve de reacción en los contactos con las plagioclasas.....	46

Figura 25. Diagrama para la clasificación de rocas plutónicas de STRECKEISEN (1976).....	47
Figura 26. Espectro de masa de estroncio, obtenido en un espectrómetro de masas tipo Nier, equipado con un filamento sencillo para análisis de muestras sólidas (Nuclide Corporation, modelo 6-60-S). Las alturas de los picos son proporcionales a las abundancias de los isótopos respectivos.....	58
Figura 27. Diagrama de IRVINE y BARAGAR (1975) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. A. Rocas analizadas por MORTON (1995). B. Rocas analizadas en este trabajo.....	63
Figura 28. Relación de concentraciones de SiO ₂ vs. K ₂ O. Los campos fueron definidos por PECCERILLO y TAYLOR (1976).....	64
Figura 29. Diagrama de FeO/(FeO+MgO) vs. %SiO ₂ , para la distinción de granitos ferrosos y magnesianos. Las rocas del Cerro Mercado se encuentran en el campo magnesiano y muestran una afinidad con los batolitos Cordilleranos (silueta gris). Tomado de FROST y colaboradores, 2001.....	64
Figura 30. Diagrama de Na ₂ O+K ₂ O-CaO vs. %SiO ₂ mostrando las series alcalina (a), alcali-cálcica (a-c), calco-alcalina (c-a) y cálcica (c) propuesto por PEACOCK (1931). Las muestras de este trabajo, en su mayoría, caen dentro de la serie calco-alcalina. Tomado de FROST y colaboradores (2001).....	65
Figura 31. Diagramas de variación tipo Harker. Las muestras del Cerro Mercado muestran trayectorias similares a las de cristalización fraccionada.....	68
Figura 32. Patrón de tierras raras para las rocas del Cerro Mercado, normalizadas a condritas (EVENSEN y colaboradores, 1978).....	73

Figura 33. Aracnograma de elementos traza normalizada a manto primitivo, de las rocas del plutón Mercado. En este diagrama se observan anomalías negativas de Nb, lo cual es característico para la mayoría de los intrusivos del CCM. Lo anterior se considera, en primera instancia, como magmas con afinidad de magmatismo orogénico más alejado de la paleotrinchera (MORTON,1995).....**75**

Figura 34. Diagrama de discriminación para granitos basado en variaciones Rb-Y-Nb (ppm). Como se observa en esta gráfica, las rocas del Cerro Mercado caen dentro del campo de granitos de arco volcánico (VAG), lo que sugiere que el ambiente en el que se formaron dichas rocas pertenece a este ambiente tectónico (PEARCE y colaboradores, 1984). VAG=volcanic arc granites, ORG= ocean ridge granites, syn-COLG= syn-collisional granites, WPG= within-plate granites.....**81**

Figura 35. Aracnograma composicional de las fases de las rocas ígneas máficas de Trans-Pecos, Texas: fase principal (48-30 Ma), extensional temprano (28-27 Ma) y “Basin and Range” (24-17 Ma). Para la fase principal se observan las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti en menor proporción. Tomado de JAMES y HENRY (1991).....**84**

Figura 36. Aracnograma composicional de diferentes rocas de la Sierra de Picachos. Tomado de MORTON y ALTHERR (1991).....**85**

Figura 37. Aracnograma composicional de los plutones Mercado, Marcelinos y otros del CCM. Se observan patrones similares, particularmente en las anomalías negativas en Nb y Ti, además de las altas concentraciones en Rb, Ba y K. Adaptado de MORTON (1995).....**85**

Figura 38. diagrama de variación Nb/Y contra Zr/Y, donde se presenta un patrón lineal para las rocas del CCM con altas concentraciones en Zr y bajas en Nb. Tomado de MORTON (1995).....**86**

Figura 39. Diagrama de variación Nb/Y contra Zr/Y para las rocas del Mercado. Se observa el comportamiento lineal similar al patrón de las rocas del CCM (Figura 35).....	88
---	----

Lista de Tablas

Tabla 1. Edades de rocas de las diferentes localidades que conforman la PAOM. Las localidades se presentan de Norte a Sur y se observa claramente la disminución de edades en este mismo sentido y de forma gradual.....	26
Tabla 2. Condiciones de medición de los elementos mayores por FRX.....	54
Tabla 3. Condiciones instrumentales para la operación óptima del ICP-MS para la determinación de lantánidos.....	59
Tabla 4. Elementos mayores expresados en % en peso y norma CIPW para las 12 muestras del Cerro Mercado.....	67
Tabla 5. Concentraciones de elementos traza y elementos de las tierras raras en partes por millón (ppm).....	71

Lista de Abreviaturas y Nomenclatura

PAOM	Provincia Alcalina Oriental Mexicana
CCM	Cinturón Candela Monclova
SB	Sierra Blanca
T-P	Trans-Pecos
LC	La Cueva
SP	Sierra Picachos
SC	Sierra de San Carlos
ST	Sierra de Tamaulipas
PS	Palma Sola
SAT	San Andrés Tuxtla
ICP-MS	Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry (Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo).
Ma	Millones de años
SMS	Sierra Madre del Sur
CVM	Cinturón Volcánico Mexicano
Pgl	Plagioclasa
Fa	Feldespató alcalino
Qz	Cuarzo
Bt	Biotita
FRX	Fluorescencia de Rayos X
REE	Rare Earth Elements (Elementos de las Tierras Raras)
HFS	High Field Strength (Elementos de alta carga iónica y radio iónico pequeño)
LILE	Large Ion Lithophile Elements (Elementos de carga pequeña y radio iónico grande)
MORB	Mid Ocean Ridge Basalts (Basaltos de dorsal oceánica)
ORG	Ocean Ridge Granites (Granitos de dorsal oceánica)
WPG	Within-Plate Granites (Granitos de intra-placa)
VAG	Volcanic Arc Granites (Granitos de arco volcánico)

syn-COLG	Syn-collisional granites (Granitos sin-colisionales).
%An	Porcentaje de anortita
Q	Cuarzo normativo
ne	Nefelina normativa
or	Ortoclasa normativa
ab	Albita normativa
an	Anortita normativa
di	Diópsida normativa
hy	Hiperstena normativa
ol	Olivino normativo
mt	Magnetita normativa
il	Ilmenita normativa
ap	Apatito normativo
%	Porcentaje
A/CNK	Aluminio molecular/Ca+Na+K
F/FM	FeO/(FeO+MgO)
ASI	índice de saturación de aluminio
Km	kilómetro
m	metro
cm	centímetro
mm	milímetro

RESUMEN

El Intrusivo Cerro Mercado se encuentra localizado dentro una franja orientada de E-W que comprende aproximadamente 14 cuerpos intrusivos, conocida como Cinturón Candela Monclova (CCM). Las rocas de este plutón presentan una variación en la concentración de SiO_2 de 52.34 – 66.75 % en peso. Las clases petrográficas presentes corresponden de monzodioritas a granodioritas. Los minerales modales principales son plagioclasa (60–70%), feldespato alcalino, hornblenda, clinopiroxeno, biotita, cuarzo y minerales opacos. Las rocas son subalcalinas con alto contenido en K y sobresaturas con respecto a SiO_2 (normativas en cuarzo). En diagramas multielemento normalizados a manto primitivo, las muestras de roca presentan patrones con anomalías negativas de Nb, Ti, bajas concentraciones de Y, enriquecimiento en las tierras raras ligeras (La-Sm) y en Rb, Ba, Sr, Ce y Th (LILE), observables en el diagrama de variación de tierras raras y multielementos, respectivamente, además de relaciones altas en Zr/Y. Las características geoquímicas de las rocas sugieren una afinidad con un ambiente de subducción. No se aprecian anomalías negativas en Eu en el diagrama de tierras raras, indicando que las plagioclasas aún no eran fraccionadas. Se concluye que cristalización fraccionada debió ser uno de los procesos importantes de diferenciación magmática, ya que se observan patrones lineales de los elementos mayores en los diagramas tipo Harker (disminuciones de CaO, MgO, $\text{FeO}^{(T)}$ y TiO_2 con respecto a SiO_2 e incrementos de K_2O , Al_2O_3 , Na_2O), escalonamiento en los patrones de tierras raras, reemplazamientos (hornblenda por biotita) y zonamiento mineral amplio (plagioclasas). Con base en diagramas de discriminación tectonomagmática, evidencias de campo y correlaciones de actividad magmática con las características geoquímicas presentes, se interpreta que el Cerro Mercado debió ser producto de magmatismo de tipo arco volcánico alejado de la trinchera. Se recomiendan determinaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb para evaluar los procesos de diferenciación magmática y construcción de un modelo petrogenético.

ABSTRACT

The Cerro Mercado Intrusive is located in an E-W trend of roughly 14 plutonic bodies; this trend is known as Candela - Monclova Belt (CCM). The rocks of this pluton show a variation of SiO_2 concentration of 52.34 - 66.75 wt%. The petrographic classification of the rock samples is monzodiorite to granodiorite, having as principal modal minerals: plagioclase (60 - 70%), alkalic feldspars, hornblende, clinopyroxene, biotite, quartz and opaque minerals. The rocks are subalkalines with high content of K and an oversaturation of SiO_2 (quartz normative). In the multi-element diagrams normalized with the primitive mantle, the samples show negative anomaly patterns of Nb, Ti, low concentrations of Y, enrichment of light rare earth elements (La - Sm), and Rb, Ba, Sr, Ce and Th; besides, the diagrams show high relations of Zr/Y concentrations. The geochemical characteristics of the rocks suggest a subduction affinity. The absence of negative Eu anomalies in the diagrams suggests that plagioclases were not fractionated. This leads to the conclusion that crystal fractionation was the most important magmatic differentiation process, because the Harker diagrams show lineal patterns of major elements (decrease of CaO, MgO, $\text{FeO}^{(t)}$, and TiO_2 respect SiO_2 , and increase of K_2O , Al_2O_3 , and Na_2O), spread out of rare earth elements, replacements (hornblende by biotite) and a wide mineral zoning (plagioclases). On the basis of discrimination diagrams, field evidences and a correlation of magmatic activities with the geochemical characteristics, we interpret that Cerro Mercado pluton had to be a product of a volcanic arc type magmatism distant to the trench. We recommend Sr, Nd, and Pb isotopic determinations to evaluate the differentiation magmatic process and to construct a petrogenetic model.

CAPITULO I

GENERALIDADES

1.1 Introducción

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) es un complejo de rocas magmáticas que se encuentran orientadas NW – SE y comprende desde Sierra Blanca, Nuevo México, en Estados Unidos de Norteamérica, hasta Palma Sola, Veracruz, México. Algunos autores como DEMANT y ROBIN (1975) todavía extienden la PAOM hasta San Andrés Tuxtla, Veracruz, México. El área de estudio se encuentra en la parte norte-centro de la PAOM, dentro de lo que se conoce como Cinturón Candela - Monclova (CCM; Figura 1).

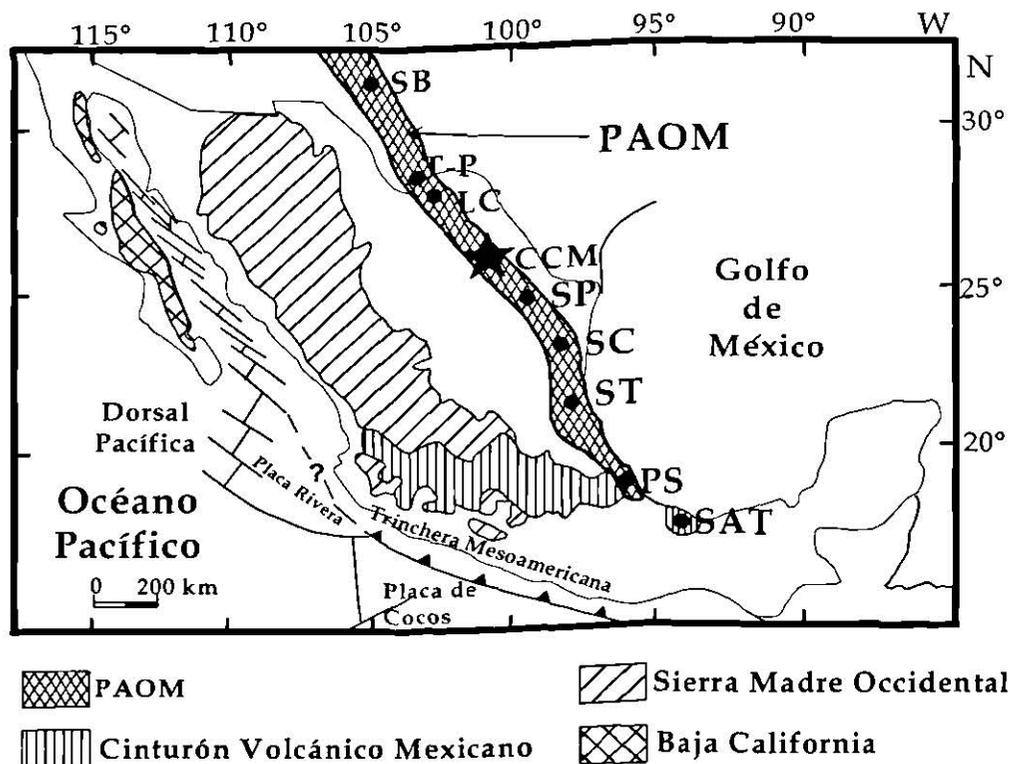


Figura 1. Distribución de las provincias magmáticas cenozoicas de México. La Provincia Alcalina Oriental Mexicana comprende a la provincia volcánica más al Este de México. SB, Sierra Blanca; T-P, Trans-Pecos; LC, La Cueva; CCM, Cinturón Candela Monclova; SP, Sierra Picachos; SC, Sierra San Carlos; ST, Sierra de Tamaulipas; PS, Palma Sola; SAT, San Andrés Tuxtla. Adaptada de DEMANT y ROBIN (1975), CLARK y colaboradores (1982).

1.2 Problemática

La PAOM representa a la provincia magmática del Cenozoico menos estudiada y no menos compleja que el propio Cinturón Volcánico Mexicano. La lejanía de la trinchera (~1,000 Km) en el Eoceno y Oligoceno temprano (CLARK *et al*, 1982), el cambio en la fuente magmática de las rocas presentes, las edades del magmatismo (NICK, 1988; JAMES y HENRY, 1992), la alcalinidad de las rocas y el propio estado mecánico de la corteza durante las actividades magmáticas, permanecen hasta la fecha poco esclarecidos.

Dentro de la PAOM existen controversias en cuanto a la génesis de las rocas de diferentes localidades y a la edad de las diferentes regiones magmáticas. De acuerdo con trabajos realizados sobre los fechamientos en rocas de la PAOM, los resultados muestran una disminución de edad de Norte a Sur, pero no todas las localidades han sido fechadas. En cuanto al desarrollo geológico se han propuesto diversos modelos genéticos que refieren el magmatismo antiguo a un ambiente de subducción mientras que para el magmatismo joven a un ambiente del tipo intraplaca (NICK, 1988; MORTON, 1995; RAMÍREZ, 1996; OROZCO, 1995).

El CCM es un complejo de aproximadamente catorce cuerpos intrusivos que se encuentran alineados E-W dentro de la PAOM, cuyas composiciones varían entre cuarzomonzonitas, monzodioritas y granodioritas (MORTON, 1995).

El Cerro Mercado corresponde al más grande, mejor expuesto y menos alterado de los cuatro plutones existentes en la parte oeste del CCM (Intrusivos Cerro Mercado, San Lorenzo, Marcelinos y La Soledad). El Cerro Mercado presenta la posibilidad de obtener muestreos geoquímicos confiables, que nos permitan descartar errores por muestreo de rocas alteradas. MORTON (1995) reporta un ambiente de subducción usando datos geoquímicos obtenidos de muestras de arroyos; presenta que el Cerro Mercado representa un intrusivo relacionado con la subducción de una placa oceánica bajo el borde oeste de Norteamérica, durante el Paleógeno. El emplazamiento del Plutón Mercado tuvo lugar dentro de las rocas del Cretácico Temprano y Medio,

representado por las formaciones La Peña y Aurora, ocasionando deformaciones sobre las formaciones Kiamichi y el grupo Wachita del Cretácico Tardío.

Con una cartografía detallada y un muestreo petrográfico y geoquímico en el interior del plutón, se pretende contribuir con datos de rocas *in situ*, con información que apoye o cuestione la interpretación previa (MORTON, 1995), que sostiene que la fuente que generó al intrusivo Mercado tiene relación con la convergencia de la Placa Farallón bajo la Norteamericana. Lo anterior debido a que dentro de la PAOM y en áreas cercanas, se encuentran plutones que han arrojado firmas de ambiente de intraplaca (Sierra de Picachos, MORTON Y ALTHERR, 1991).

1.3 Localización

El Cerro Mercado se encuentra a 15 Km al sur de la ciudad de Monclova, Coahuila (Figura 2) sobre la carretera 57 en dirección a las ciudades de Saltillo y Monterrey. Las coordenadas geográficas que limitan el área de estudio son: 101°26'00" a 101°22'38" de longitud Oeste y 26°52'43" a 26°47'09" de latitud Norte.

La parte sureste puede accesarse a través de la carretera Monclova – Castaños, la cual es la vía principal, además de otros caminos de terracería que entroncan con el libramiento de la ciudad de Monclova en la parte Este y Norte del área. Además existe otro camino de terracería por la parte sur del área que comunica el municipio de Castaños con el ejido Palo Blanco y La Soledad. Este camino es transitable todo el año y a partir de este entroncan brechas y veredas que llegan hasta la parte mas alta del área de estudio, ya que comunican a una serie de minas abandonadas en la zona de contacto del intrusivo con la roca encajonante.

En cuanto al plutón, este tiene aproximadamente 25 Km² de área y con una altura del pico más alto de 1400 msnm. El área total de la zona de estudio cubre una superficie de aproximadamente 90 km².

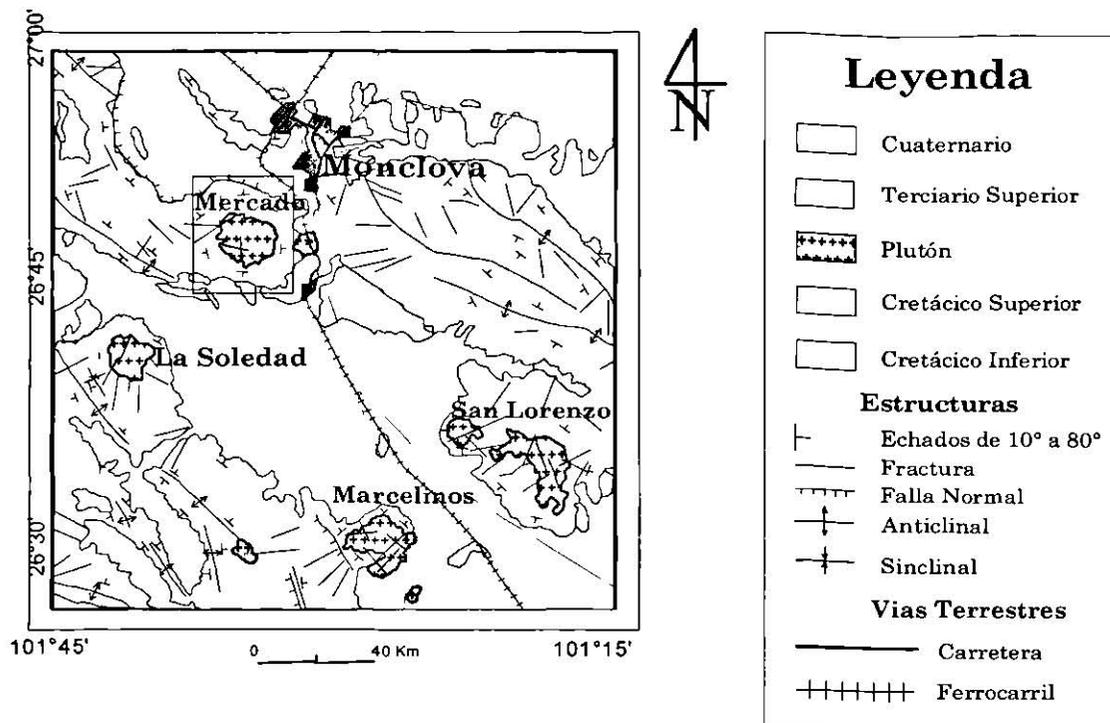


Figura 2. Localización del área de estudio y geología de la región de Monclova.

1.4 Clima y Vegetación

La parte central del estado de Coahuila, donde se localiza el CCM, se caracteriza por tener altas presiones atmosféricas, en donde el aire desciende y se calienta, se aleja de la condensación y ocasiona baja pluviosidad originando un clima árido. El CCM se caracteriza por tener clima seco, lluvias en verano e invierno y escasas el resto del año, con una precipitación media anual de 350 mm, la temperatura media al año es de 22 °C, la mínima es de -10 °C y la máxima de 47°C, en lo alto de las sierras cambia a templado semiseco.

Es común la presencia de heladas entre Octubre y Marzo, siendo Enero el mes de mayor incidencia, por otro lado la sequía es un fenómeno que últimamente se ha incrementado en toda la parte norte del país, esto debido a la ausencia de precipitación.

La vegetación que se presenta está determinada por el clima que prevalece, encontrando Sotol (*desylirión sp*), Lechuguilla (*agave funkiana*), Candelilla (*euphorbia antisyphilitica*), Maguey (*agave sp*), Guayule (*parthenium*), Mezquite (*prosopis juliflora*), Uña de Gato (*acacia greggy*), Engordacabra (*dalen sp*), Nopal Cegador (*opuntia microdasys*), Nopal Rastrero (*opuntia trastera*), Nopal Tapón (*opuntia robusta*), Biznaga (*enchinocactus sp*), Ocotillo (*fronquieria splendens*), Peyote (*atrophytum asterias*), Granjeno (*celtis sp*), Gobernadora (*larrea divaricata*), Hojasén (*fluorencia sp*), Palma Chica (*yuca filifera*), Palma Real (*yuca carnerosana*), Castilla de Vaca (*astriplex sp*), Zacaton Alcalino (*sprobulas sp*), Zacatón Salado (*distichlis sp*), en huertos se tiene Nogal (*juglans regia*) que constituye una fuente de ingreso.

En las sierras de mayor altitud en su parte alta se tiene bosque de Pino, Encino y Oyamel, como Encina (*quercus*), Haya (*fagus mexicana*), Pino (*pinus*), Cedro (*cedral mexicana*), Fresno (*fraxinus*) Álamo (*poñulus*), acompañados por matorrales submontanos.

1.5 Objetivos

Dentro de este trabajo se plantearon los siguientes tres objetivos principales:

1. Realizar una cartografía geológica detallada del intrusivo del Cerro Mercado a escala 1:10,000, la cual no existe, usando como mapa base la carta topográfica Monclova G14A52 de INEGI escala 1:50,000.
2. Clasificar petrográficamente las fases que componen al intrusivo.
3. Con base en análisis químicos de las rocas, establecer o descartar la existencia de rocas con afinidad de intraplaca, ya que dentro de la PAOM existen cuerpos con firmas de este tipo.

1.6 Metodología

El presente trabajo se desarrolló prácticamente en cuatro etapas: recopilación bibliográfica y generación de mapas base para el mapeo, cartografía geológica, muestreo petrográfico y geoquímico, y trabajo de laboratorio e interpretación de datos.

- a. Recopilación bibliográfica: en esta etapa se buscaron los trabajos previos referentes a la evolución geológica tanto de la PAOM como del CCM, así como la colección de mapas topográficos y geológicos del CCM y del área de Monclova, para obtener los mapas topográficos base de la cartografía geológica.
- b. Cartografía Geológica: se llevó a cabo usando como base los mapas anteriormente descritos y a la vez auxiliándonos con fotografías aéreas. La cartografía consistió de caminamientos tanto sobre las rocas encajonantes como del intrusivo en el Cerro Mercado para concluir con un mapa geológico 1:10,000 digitalizado con un editor de figuras. La meta principal es definir las relaciones de corte entre las diferentes fases que componen al intrusivo para definir su historia de emplazamiento.
- c. Muestreo petrográfico y geoquímico: se realizaron muestreos en el interior del intrusivo, colectando muestras frescas (sin alteración alguna). El criterio de muestreo fue: que las muestras fueran frescas y que representaran cambios en la composición o de pulsos del cuerpo intrusivo, con el objetivo de obtener láminas delgadas para la clasificación petrográfica y selección de las muestras que fueron consideradas para análisis químicos.
- d. Trabajo de laboratorio e interpretación de datos: para el análisis de muestras se contó con el apoyo del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM (LUGIS), para la determinación de elementos mayores, traza y tierras raras. Por último se interpretaron los datos obtenidos.

1.7 Trabajos Previos

Los primeros trabajos sobre la PAOM corresponden a MCKNIGHT, (1963); CANTAGREL y ROBIN, (1979) y ROBIN, (1982). Dentro de esta gran provincia magmática existen diversos trabajos de tesis doctorales enfocados principalmente sobre la génesis como NICK (1988), MORTON (1990), RAMÍREZ (1996), OROZCO (1995) entre otros.

En lo que se refiere a trabajos previos dentro del CCM solo existen dos, uno realizado por SEWELL (1968), quien hizo fechamientos a lo largo del CCM, cuyos resultados arrojaron edades de 43 – 35 Ma (Eoceno – Oligoceno), y otro trabajo, enfocado sobre la caracterización geoquímica de magmas, realizados por MORTON (1995) en cinco de los quince cuerpos intrusivos que componen al CCM, estos son: Cerro Marcelinos, Imán, Colorado, Providencia y Mercado; éste último es el plutón de interés en el presente trabajo.

CAPITULO II

GEOLOGÍA GENERAL

2.1 Introducción

La historia paleogeográfica en el Noreste de México se encuentra íntimamente relacionada con la apertura del Golfo de México a partir del Triásico Tardío, cuando la placa Norteamericana comenzó a separarse de las Placas Sudamericana y Africana. Con la generación del proto-rift intracontinental en el cual fallas transformes y longitudinales desplazaron terrenos de la cordillera Apalachiana paleozoica, que unía a las placas tectónicas antes mencionadas, se formaron una serie de pilares y fosas tectónicas, que representarían a los elementos paleogeográficos del Jurásico Tardío en el Norte de México, estos elementos fueron: La Península de Coahuila, Cuenca de Chihuahua, Golfo de Sabinas y el Archipiélago Tamaulipeco (IMLAY ,1936; KELLUM *et al*,1936; HUMPHREY y DÍAZ, 1956; GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976; PADILLA y SÁNCHEZ, 1982; Figura 3).

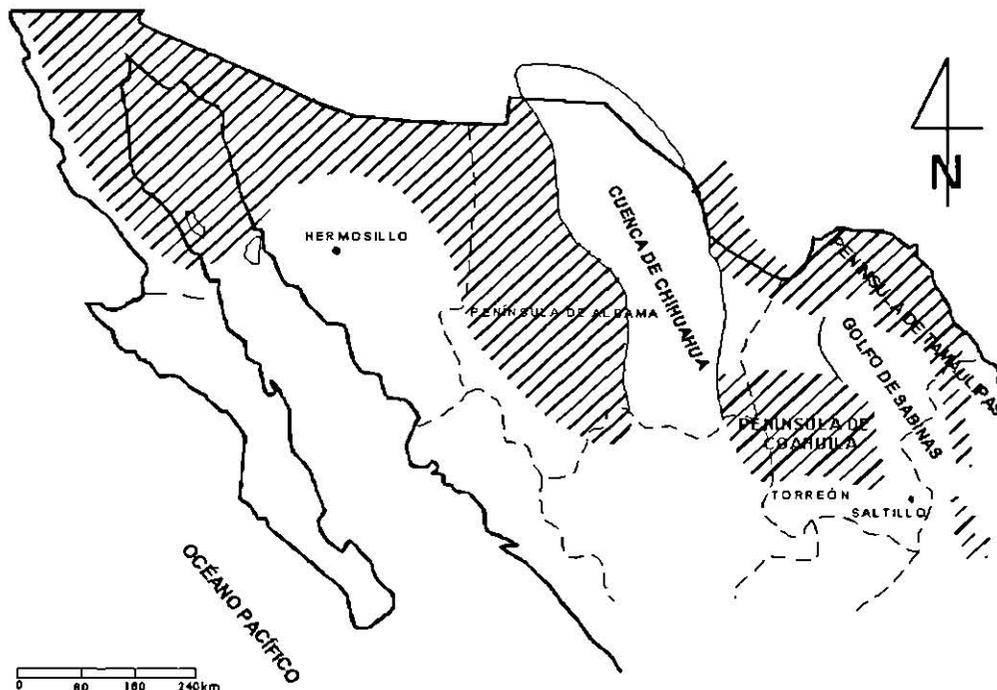


Figura 3. Paleogeografía del Jurásico Tardío (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

2.2 Paleogeografía y Tectónica Regional

Durante el Jurásico Tardío se inicia la gran transgresión marina Tethisiana, fenómeno que ha sido relacionado por varios autores por la apertura de la extremidad del Mar de Tethys durante la desintegración inicial del supercontinente Pangea y que continua hasta el Cretácico Temprano. Esta transgresión marina durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano invade inicialmente el Golfo de México y posteriormente a el Golfo de Sabinas, definiendo los límites de la península e islas. Durante este tiempo se depositó el conglomerado polimíctico basal del Grupo Zuloaga en el margen Norte de la Isla de Coahuila. Hacia el Golfo de Sabinas, se desarrolló una extensiva plataforma de aguas someras de circulación restringida donde se depositaron evaporitas de la Formación Minas Viejas y los sedimentos calcáreos de la Formación Zuloaga (Figura 4). Durante el Kimmeridgiano Tardío–Tithoniano, prosigue la transgresión marina con la sedimentación de una secuencia de areniscas con intercalaciones de lutitas depositadas en las márgenes de los elementos positivos, estos sedimentos representan a la Formación La Casita. Mientras tanto hacia el mar abierto se depositaron los sedimentos calcáreo-arcillosos de la Formación Pimienta (PADILLA y SÁNCHEZ, 1982; ALFONSO-ZWANZIGER, 1978; Figura 5).

En el margen Norte de la península de Coahuila el Cretácico Temprano está caracterizado por facies continentales y de litoral representadas por areniscas y lutitas de la Formación San Marcos y Barril Viejo. Durante este mismo tiempo, hacia el Golfo de Sabinas se depositaron sedimentos calcáreos de la Formación Menchaca y en el mar abierto las calizas y lutitas de la Formación Taraises en el Berriasiano-Valanginiano (Figura 6). Durante el Hauteriviano y Aptiano Temprano prosigue el carácter transgresivo de los mares acompañado de inestabilidad tectónica, desarrollándose sistemas de deltas progradantes de clásticos gruesos de la Formación Pátula en el margen Norte y Oriente de la Isla de Coahuila, así como el transporte de sedimentos calcáreos y terrígenos sobre la plataforma, representados por las Formaciones La Mula y Padilla, mientras que hacia el Centro-Noreste del Golfo de Sabinas y Cuenca de Chihuahua, se formaron bajíos con circulación restringida y con

condiciones climáticas propicias que ocasionaron la depositación de secuencias evaporíticas y calcáreas de la Formación La Virgen; en cambio hacia el Sureste del Golfo de Sabinas, se desarrolló una extensa plataforma carbonatada de mar abierto depositándose sedimentos calcáreos pelágicos de la Formación Cupido (HUMPHREY y DÍAZ, 1956; PADILLA y SÁNCHEZ, 1982).

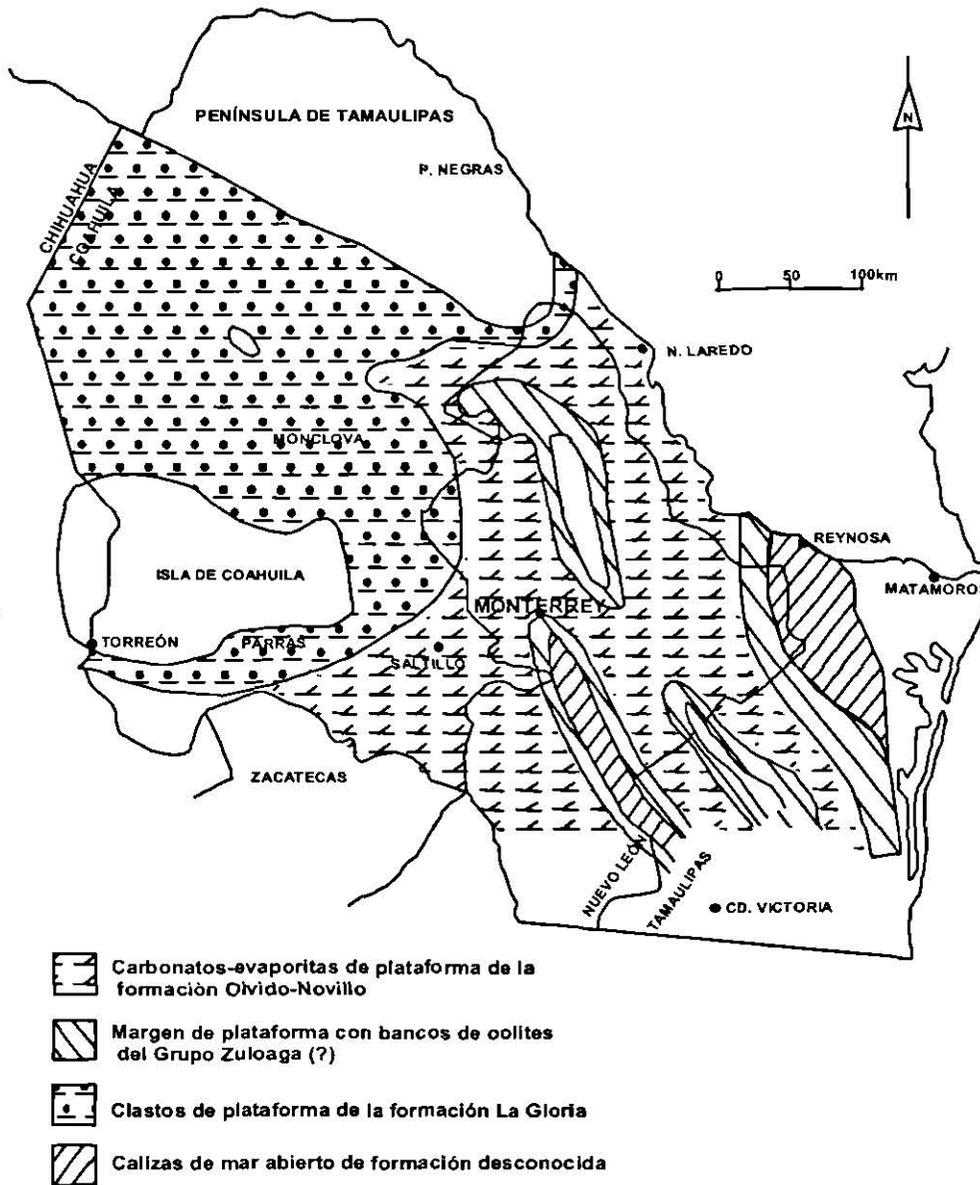


Figura 4. Configuración paleogeográfica del Noreste de México durante el Oxfordiano (ALFONSO-ZWANZIGER, 1978).

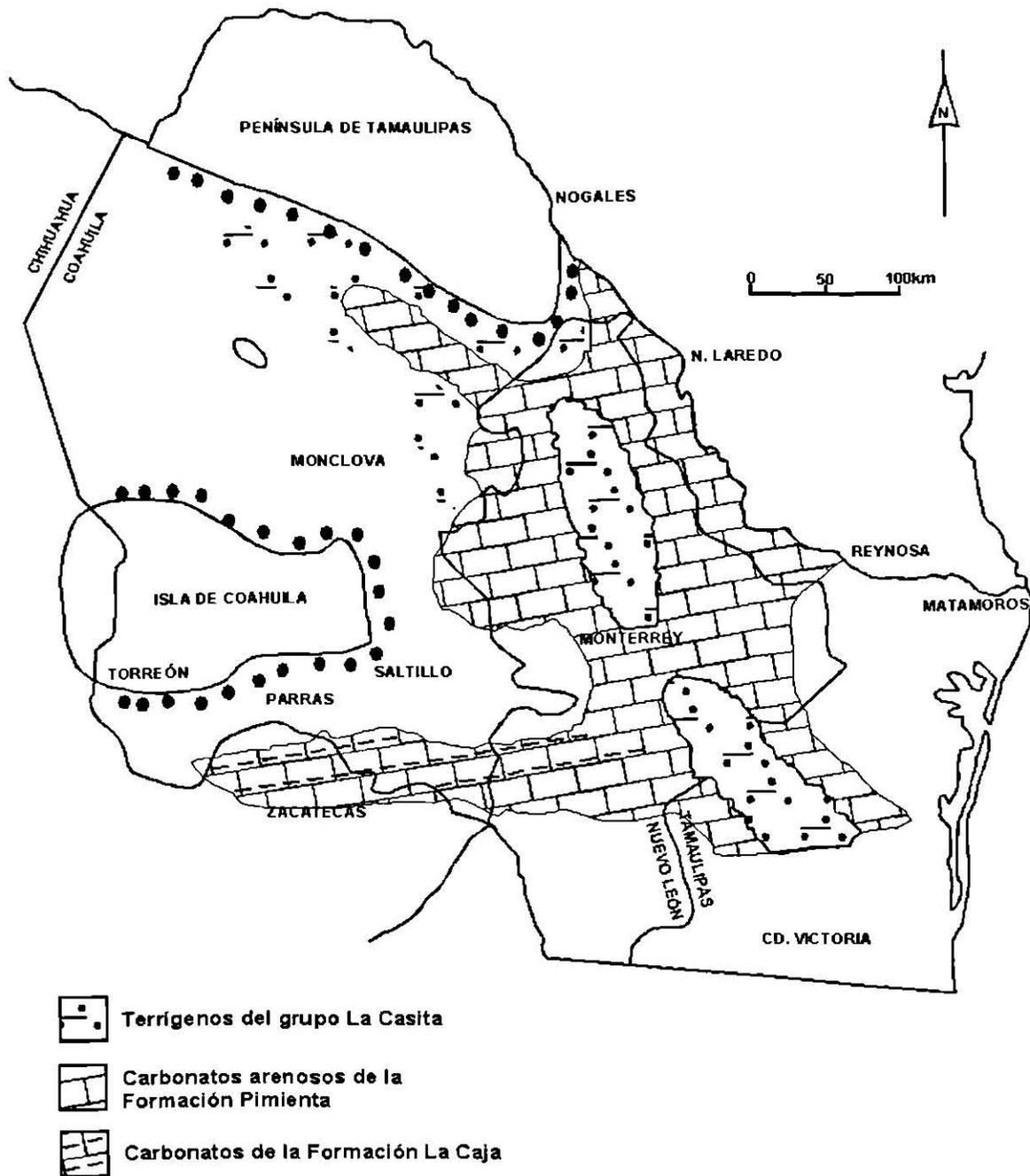


Figura 5. Configuración Paleogeográfica del Noreste de México durante el Kimmeridgiano y Tithoniano (ALFONSO - ZWANZIGER, 1978).

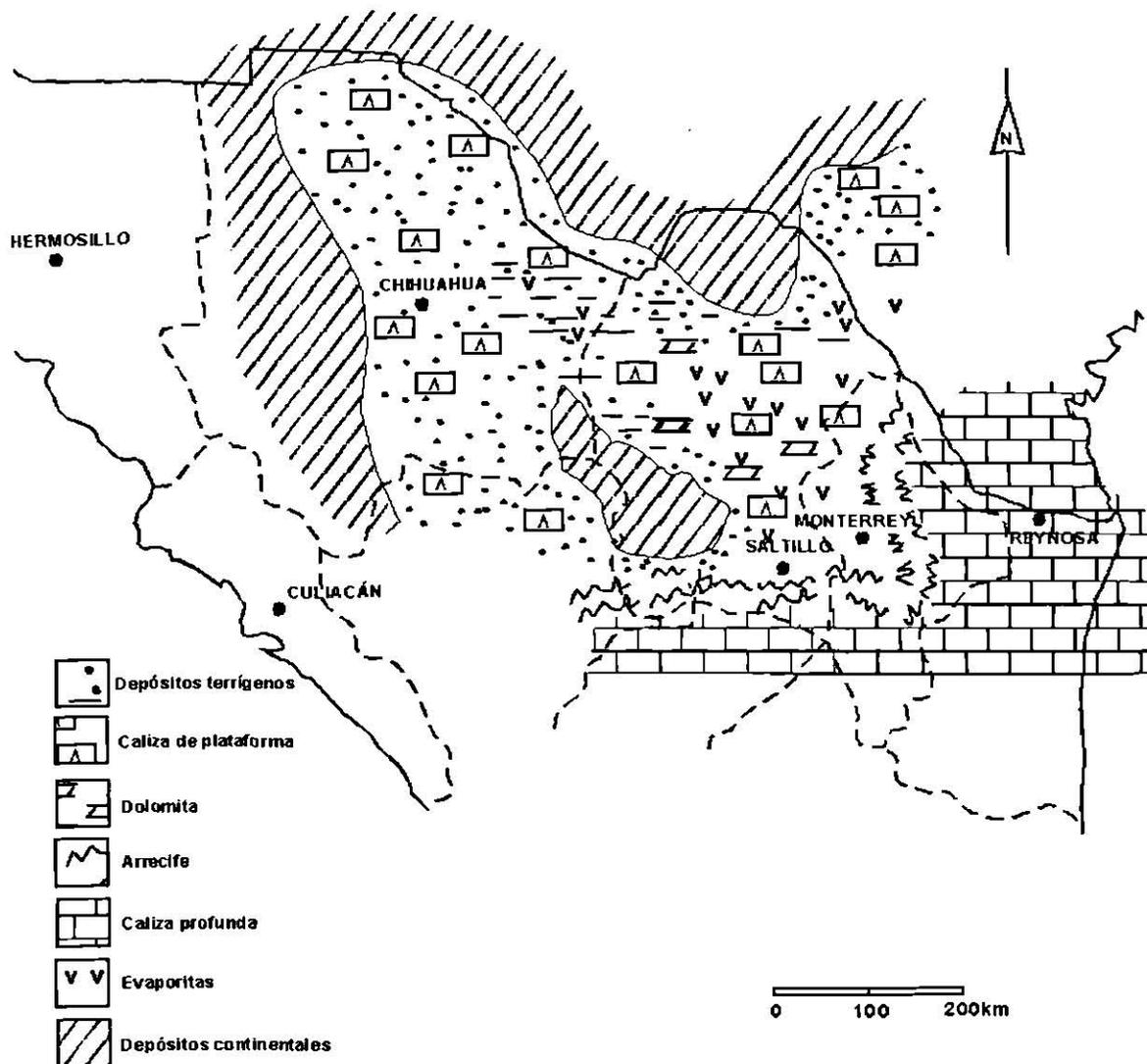


Figura 6. Paleogeografía del Neocomiano – Aptiano Temprano para el Norte y Noreste de México (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

En el Aptiano Tardío ocurre la máxima transgresión marina invadiendo por completo todos los elementos paleogeográficos que prevalecieron durante el Oxfordiano-Aptiano, formándose una gran cuenca de sedimentación de terrígenos finos y calcáreos con bandas de pedernal de la Formación La Peña. Bajo tales condiciones paleogeográficas de cuenca, durante el Albiano y principios del Cenomaniano (Figura 7), se depositan sedimentos calcáreos y terrígenos de las

Formaciones Aurora, Kiamichi y Grupo Wachita, mientras que en la plataforma desarrollada por la Paleoisla de Monclova se depositan los sedimentos calcáreos de la Formación Monclova y hacia la Plataforma de Coahuila de aguas someras y de circulación restringida, se depositan sedimentos calcáreos y evaporíticos de la Formación Acatita y de facies lagunares los sedimentos calcáreos de la Formación Treviño (HUMPHREY y DÍAZ, 1956; PADILLA y SÁNCHEZ, 1982; EGUILUZ, 1991).

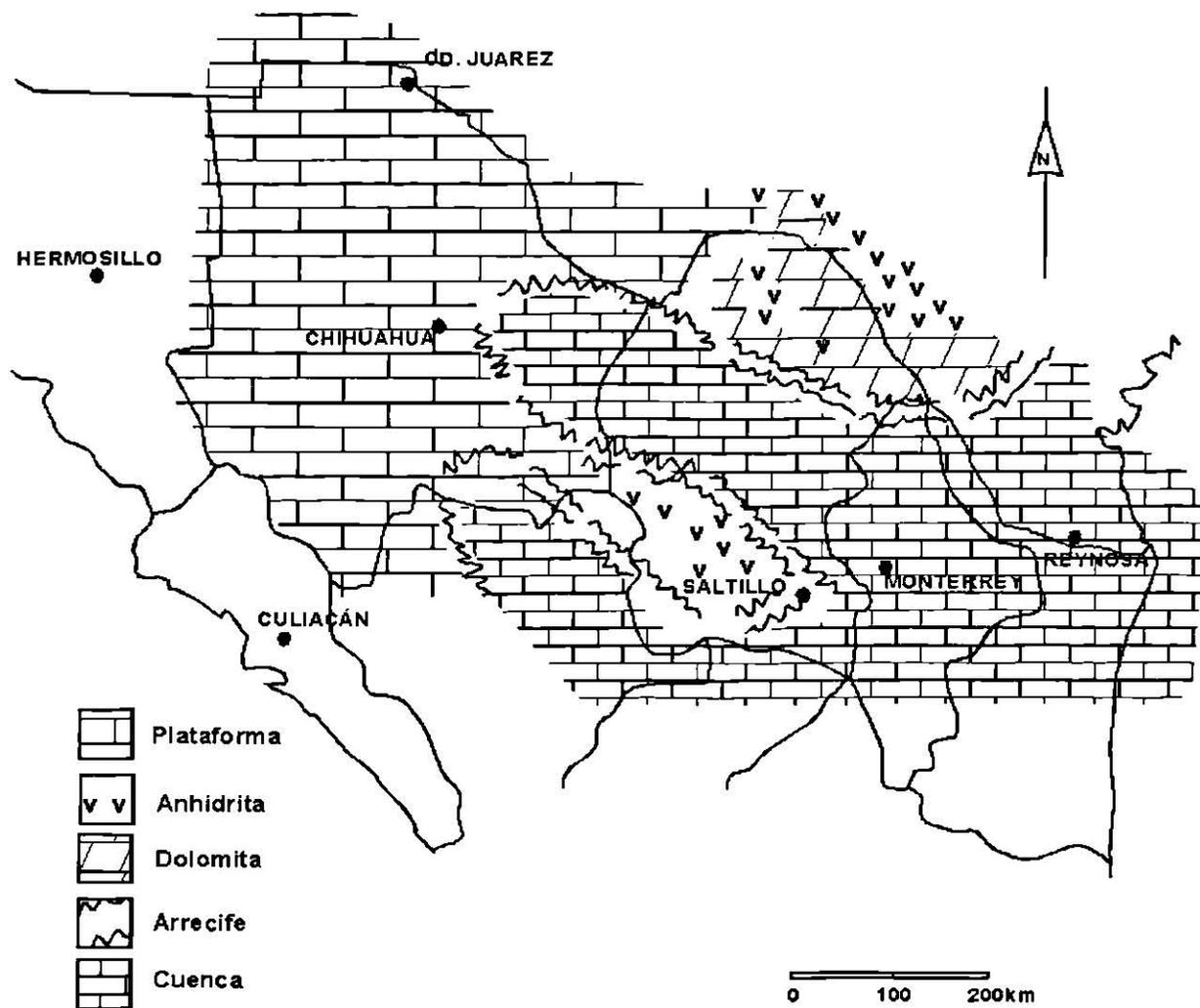


Figura 7. Paleogeografía del Albiano – Cenomaniano para el Norte y Noreste de México (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

El Cretácico Tardío se caracteriza por una sedimentación terrígena proveniente del Oeste de México, dando comienzo a un período de subsidencia y relleno franco sobre la cuenca. Durante el Cenomaniano-Turoniano se produce un cambio notable en la sedimentación de una plataforma carbonatada a una sedimentación de terrígenos arcillo-calcáreos tipo pre-flysch de la Formación Eagle Ford (Figura 8). Durante el Coniaciano al Maestrichtiano, continua la subsidencia de la cuenca y el relleno progresivo de la misma con potentes sedimentos terrígenos tipo pre-flysch calcáreo-margoso y flysch areno-pelítico de las Formaciones Austin, Parras, Upson, Méndez, San Miguel, Olmos y Escondido del Golfo de Sabinas. Hacia la Cuenca La Popa se depositan los flysch areno-pelítico del Grupo Difunta. Los sedimentos que constituyen la última formación han sido considerados por TARDY y colaboradores (1974) como depósitos de flysch que preceden deformaciones orogénicas.

La sedimentación del Grupo Difunta, en las Cuencas La Popa y Sabinas continua hasta el Eoceno, depositándose en discordancia erosional los sedimentos terrígenos de areniscas y lodolitas con lentes calcáreos del miembro superior de la Formación Potrerillos, del Paleoceno, sobre los sedimentos del Cretácico Tardío. Discordantemente sobre la Formación Potrerillos, también se depositan los lechos rojos de las Formaciones Adjuntas, Viento y Carroza del Eoceno. Con la depositación de los lechos rojos del Eoceno se termina la sedimentación marina y el relleno de la cuenca, lo anterior se considera la depositación más occidental de sedimentos terrígenos marinos en el Noreste de México, lo cual indica la existencia de un protogolfo que prevaleció hasta el Eoceno Medio (VEGA-VERA *et al*, 1989).

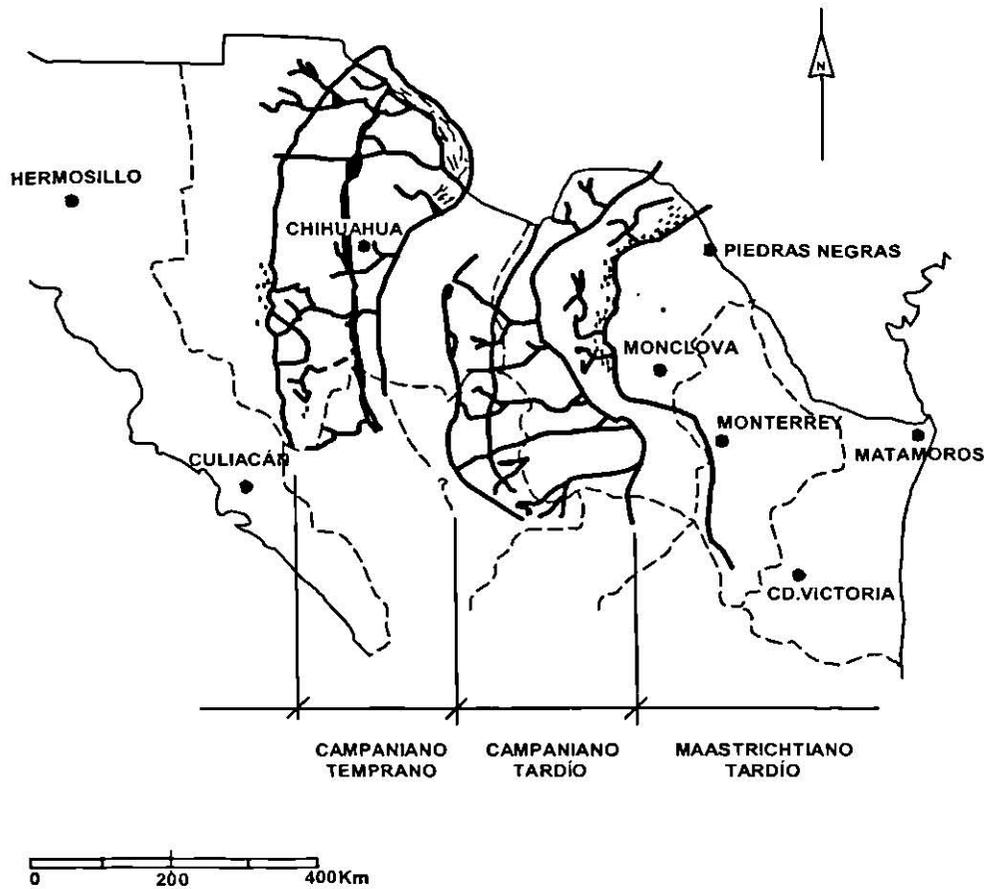


Figura 8. Paleogeografía del Cretácico Tardío para el Norte y Noreste de México (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

La orogenia Laramide ocurrió principalmente en el Cenozoico Temprano. Las estructuras anticlinales y sinclinales características del paisaje de Coahuila y el estilo de deformación del Golfo de Sabinas, son menos intensos que el observado en el frente de la cuenca de Parras donde los pliegues recumbentes y cabalgaduras tienen un desarrollo significativo (MORÁN – ZENTENO, 1994).

Durante el Cenozoico ocurrieron pulsos de actividad ígnea en el Noreste de México, donde se ha determinado un desarrollo geológico con una disminución en edad de Norte a Sur. BARKER (1997) indica que ese magmatismo comenzó y continuó

en la Provincia de Transpecos, Texas en el Eoceno. En el Oligoceno intrusiones de sienita nefelínica fueron emplazados en la Sierra de San Carlos (BLOOMFIELD y CEPEDA, 1973). El complejo de la Sierra Picachos presenta gabros, dioritas y piroxenitas, así como diferentes generaciones de sienitas nefelínicas (MORTON – BERMEA, 1991), en la superficie de la Sierra de Tamaulipas fueron descritas riolitas, traquitas, sienitas y fonolitas (WATSON, 1937; ROBIN, 1974). CLARK y colaboradores (1980) consideran esos cuerpos ígneos como parte de un cinturón ígneo alcalino que se extiende desde Nuevo México y se interna en México. Estos autores consideran que este magmatismo alcalino fue causado por la subducción que ocurrió en el Oeste de México y que constituye la manifestación magmática más distante (hasta 1,000 Km).

2.3 Provincias Volcánicas Cenozoicas

Dentro de la República Mexicana se encuentran cinco provincias volcánicas del Cretácico Medio-Cenozoico, las cuales son importantes por su implicación tectónica. Para el presente trabajo, la provincia de interés se encuentra en el Noreste de México, dentro de lo que se conoce como la Planicie Costera del Golfo, se compone de un alineamiento disperso de intrusiones y extrusiones volcánicas. Aunque los tipos de roca petrográficamente son bastante variados, el carácter alcalino y el contexto tectónico de este vulcanismo unifica esta provincia, denominada como Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM; DEMANT y ROBIN, 1975). Esa serie de intrusivos se extiende desde Sierra Blanca, Nuevo México, E.U.A., hasta San Andrés Tuxtla, Veracruz en México, con una dirección NW-SE y con una extensión aproximada de 1,800 km (Figura 9).

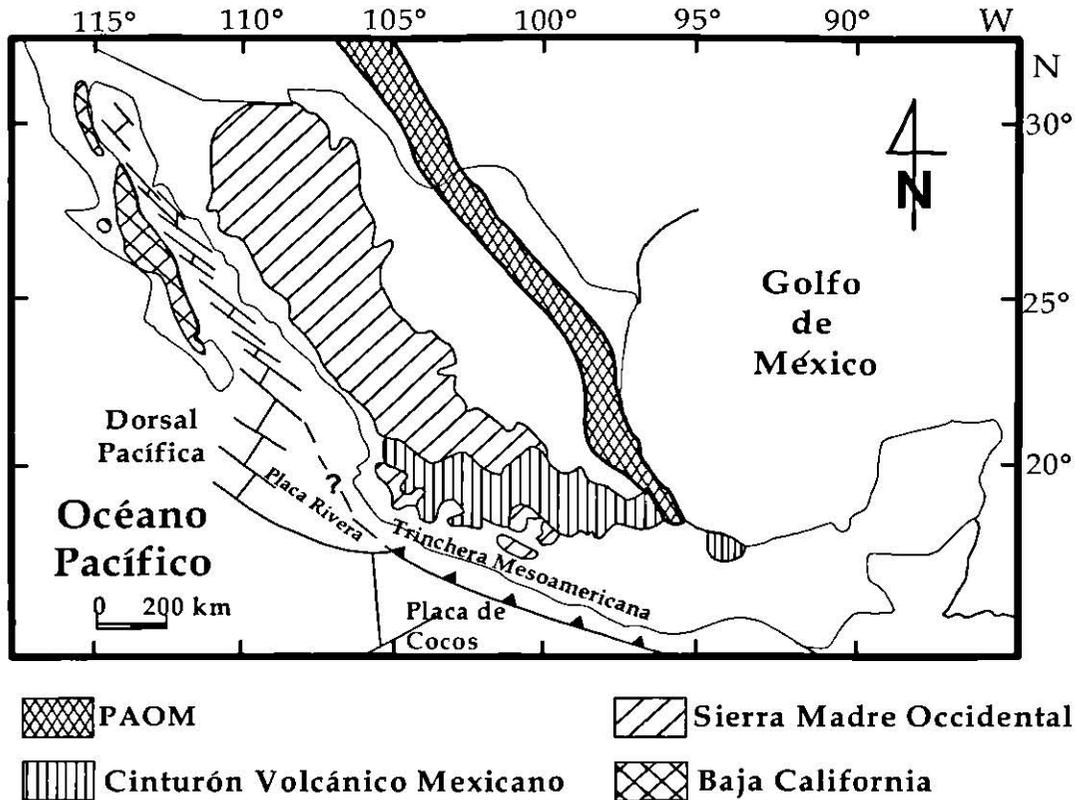


Figura 9. Provincias Volcánicas en México. Adaptada según DEMANT y ROBIN (1975), CLARK y colaboradores (1982).

2.4 Fases Volcánicas en México

En México existen cinco provincias magmáticas importantes del Cretácico Medio-Cenozoico, estas son:

1. Sierra Madre del Sur (SMS; Cretácico - Terciario).
2. Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; Mioceno Medio - Reciente).
3. La Provincia de la Cordillera Occidental o Sierra Madre Occidental (Cretácico Medio – Terciario Medio).
4. Provincia de California (Mioceno).
5. Provincia Alcalina Oriental (PAOM; Eoceno – Cuaternario).

GUNN y MOOSER, (1970) definieron las provincias del CVM y la Sierra Madre Occidental. Trabajos realizados por DEMANT y ROBIN (1975) en el lado atlántico como al nivel del Golfo de California, les permitieron definir dos unidades más, la provincia de California y la PAOM.

Estos eventos magmáticos fueron por otra parte localizados geográficamente en cuatro períodos distintos: Cretácico, Eoceno-Oligoceno, Mioceno y Pliocuaternario, lo que permite relacionarlos con los vectores de la tectónica global actuando en esas épocas (Figura 10; DEMANT y ROBIN, 1975).

2.4.1 Sierra Madre del Sur

En la literatura sobre la geología regional del sur de México, las rocas magmáticas de la SMS han sido mencionadas con frecuencia y se cuenta con reportes petrográficos y algunas descripciones sobre sus relaciones estratigráficas, sin embargo, los datos geocronológicos y geoquímicos han sido reportados por FRIES, (1960, 1966); DE CSERNA, (1965, 1981, 1982); DE CSERNA y FRIES, (1981); FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA, (1976, 1992); DAMON y colaboradores, (1983); PANTOJA-ALOR, (1983, 1992). Existe además un grupo de reportes más recientes en donde se presenta un tratamiento más detallado sobre los datos geocronológicos e isotópicos, como lo es en trabajos de SCHAFF, (1990); SCHAFF y colaboradores, (1995); MORÁN-ZENTENO y colaboradores, (1993); HERRMANN y colaboradores, (1994). A pesar de lo anterior son pocos los intentos que se han llevado a cabo por interpretar los patrones de migración magmática y las variaciones geoquímicas regionales (FERRARI *et al*, 1994).

Las rocas de esta provincia presentan variaciones reconocibles en su composición, estratigrafía y en sus relaciones aparentes con el entorno tectónico. Estas variaciones, así como su distribución con respecto a otras provincias volcánicas como la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano

(CVM), sugieren cambios significativos en las condiciones geodinámicas en la parte central y sur de México. La geometría e interacciones cinemáticas actuales de las placas tectónicas en el entorno del sur de México, así como la distribución de las anomalías magnéticas del piso oceánico del Pacífico Oriental, indican que esta región de México fue el escenario de una geodinámica muy activa caracterizada por las interacciones de las placas de Norteamérica, el Caribe y Farallón. Esta última placa evolucionó hacia las placas de Guadalupe, Cocos y Rivera como resultado de su fragmentación gradual y el consecuente establecimiento de nuevos polos de rotación (MAMMERICKX y KLITGORD, 1982).

A partir de la distribución y las características petrológicas generales de las rocas magmáticas de la SMS se pueden definir dos cinturones aproximadamente paralelos de orientación general NW. Uno de ellos está representado por una cadena de plutones, que incluye batolitos y plutones menores, la cual se extiende a lo largo de la margen continental e indica procesos de levantamiento y erosión que han actuado por lo menos desde el Oligoceno (MORÁN-ZENTENO *et al*, 1996). El otro cinturón está formado por una serie de zonas volcánicas y cuerpos hipabisales que se extienden de manera discontinua entre la cadena batolítica de la costa y el CVM. Este arreglo en la distribución de las rocas magmáticas de la SMS no sólo expresa la exposición de dos niveles corticales diferentes sino cambios en composición del magmatismo Terciario.

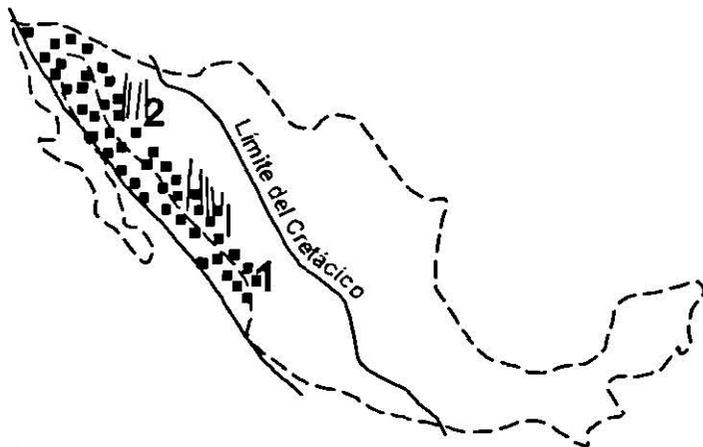
2.4.2 Cinturón Volcánico Mexicano

Esta zona volcánica de orientación E-W que se prolonga desde Veracruz hasta Tepic (Figura 9), es uno de los elementos estructurales y magmáticos mayores de México. La actividad volcánica principió en Mioceno y llega al reciente con aproximadamente 8,000 centros volcánicos. Presenta de 20 a 150 km de ancho y cerca de 1,000 km de largo (GUNN y MOOSER, 1970; NEGENDANK, 1972; DELGADO GRANADOS, 1994; FERRARI *et al.*, 1999). Los volcanes mayores de

México (Citlatépetl, Popocatéptl, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, etc.) se extienden en dirección E-W a lo largo del cinturón. Este se encuentra fragmentado por un sistema de grabens N-S a NW-SE.

El actividad magmática del CVM ha sido históricamente relacionada al proceso de subducción en la margen del Pacífico (Placa de Cocos bajo la Norteamericana; MOOSER, 1972; PAL y URRUTIA FUCUGAUCHI, 1977). Sin embargo, recientemente la identificación de magmatismo basáltico alcalino tipo islas oceánicas (OIB), aunado a una serie de factores como: la no paralelidad del arco con respecto a la trinchera, un régimen extensional en la mayoría del arco, la coexistencia de magmas tipo OIB y con características de subducción y un plano de Benioff no bien definido, dentro de la provincia, a desatado una fuerte controversia sobre su origen, sugiriéndose que otros ambientes como una geosutura (MOOSER, 1972; CEBULL Y SHUBERT, 1987), transtensión cortical (FERRARI et al. 1990), procesos de rifting (LUHR, 1997) con variantes de hasta una pluma del manto (MÁRQUEZ et al., 1999a), han sido sugeridos para explicar también el origen del magmatismo en el CVM.

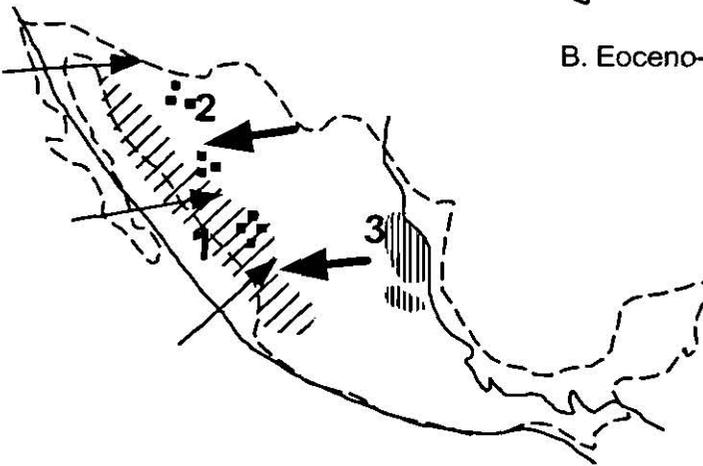
A. Cretácico Superior



Límite del mar en el Cretácico y en el Oligoceno según DE CSERNA, 1960.

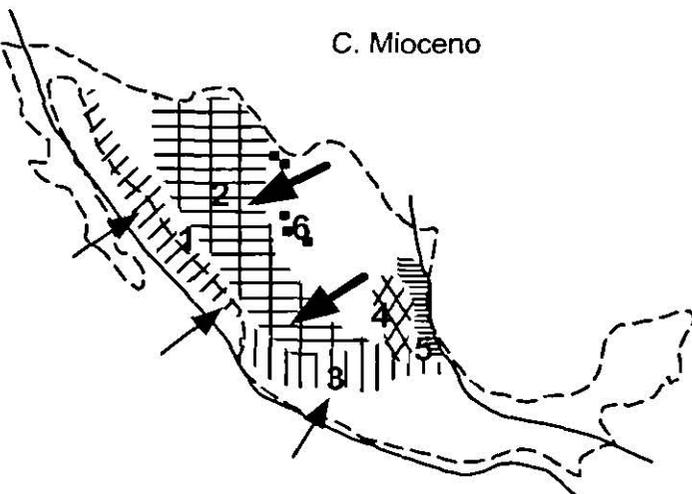
1. Batolitos cretácicos del margen pacífico (Baja California-Sonora-Sinaloa).
2. Vulcanismo calco-alcalino reconocido en unos lugares de Sonora y Sinaloa.

B. Eoceno-Oligoceno



1. Vulcanismo calco-alcalino formando el basamento de las capas ignimbríticas (Sonora-Sinaloa). Principio del Vulcanismo en el CVM.
2. Intrusiones batolíticas migrando hacia el este.
3. Primeras manifestaciones en la PAOM.

C. Mioceno



1. Desarrollo del vulcanismo calco-alcalino en Baja California.
2. Grandes emisiones ignimbríticas de la provincia occidental.
3. Actividad importante a lo largo del CVM.
4. Manifestaciones de tipo "trapp" en la zona de la Sierra Madre Oriental.
5. Vulcanismo alcalino de las llanuras costeras.
6. Intrusiones batolíticas tardías.

*las flechas negras indican el movimiento de las Placa Farallón y Pacífica por debajo de la Placa Americana, es decir, las zonas de subducción (ATWATER, 1970) y las flechas gruesas el movimiento de la Placa América.

Figura 10. Localización de los diferentes eventos magmáticos del Cretácico Superior (A), Eoceno-Oligoceno (B) y Mioceno (C). Adaptado de DEMANT y ROBIN, 1975.

2.4.3 Sierra Madre Occidental

Es un sistema montañoso que bordea al Golfo de California y al Pacífico con una longitud de más de 2000 km (Figura 9). Está constituido en su gran mayoría por rocas ácidas que representan la más imponente cobertura ignimbrítica continua en el mundo. Hacia el norte aflora el basamento pre-ignimbrítico, en el estado de Sonora, sin embargo todas las unidades se encuentran afectadas por la tectónica pliocuaternaria relacionada con el sistema Golfo de California-San Andrés, que da a toda esta región su aspecto característico en “basin and range” (DEMANT y ROBIN, 1975).

Los batolitos, por sus edades, se pueden atribuir a las fases terminales de la tectónica albo-cenomaniana. Los fechamientos U/Pb demuestran por otra parte una evolución regular en las edades de los plutones desde 100 Ma, para las zonas costeras hasta 60 Ma, para los intrusivos localizados al pie de la Sierra Madre Occidental (ANDERSON y SILVER, 1974).

Esta provincia occidental se prolonga hacia el sur en la región de Tepic-Guadalajara y al oriente hacia Tulancingo. En esta parte meridional las ignimbritas se encuentran muchas veces recubiertas por las emisiones “andesíticas” del CVM. Por otra parte, la región de Tepic constituye un nudo importante para la evolución de la Provincia Californiana (DEMANT y ROBIN, 1975).

La actividad magmática en esta provincia se puede así resumir de la manera siguiente:

- a. Fase calco-alcalina cretácica.
- b. Vulcanismo calco-alcalino oligocénico.
- c. Emisiones ignimbríticas del Mioceno.

2.4.4 Provincia de California

En esta provincia se incluyen las rocas ígneas de Baja California (Figura 9), así como las manifestaciones volcánicas que afloran en el margen oriental del Golfo de California en Sonora y Sinaloa. De una manera general consideramos como formando parte de esta provincia todas las manifestaciones pliocuaternarias basálticas que están ligadas a los movimientos de los sistemas de fallas del Golfo de California- San Andrés (DEMANT y ROBIN, 1975).

Desde el punto de vista geológico, Baja California se puede dividir en dos sectores:

1. Un cinturón “granítico” que ocupa las 2/3 partes de la porción norte de la península. Petrográficamente estas rocas plutónicas se dividen en gabros, granodioritas, dioritas y granitos (GASTIL *et al*, 1971). Estos plutones constituyen la terminación sur de los grandes batolitos californianos.

Las rocas prebatolíticas tienen una edad jurásica a cretácica (SILVER y colaboradores, 1963; HAWKINS, 1970b, GASTIL *et al*, 1971); se puede observar desde esta época la existencia de un vulcanismo de tipo calco-alcalino. Esta formación “Alisitos” sufrió un metamorfismo ligado a las intrusiones plutónicas de la fase albo-cenomaniana (120-100 Ma; SILVER y colaboradores, 1963).

2. Oponiéndose a esta parte Norte, el segundo sector del estado de Baja California Sur está caracterizada por imponentes emisiones volcánicas cenozoicas y cuaternarias, que han edificado la Sierra de La Giganta. Al oeste de estos relieves se encuentran dos cuencas que han funcionado del Cretácico al Reciente (MINA, 1957); la cuenca Vizcaíno y la de Iray o de Magdalena; están limitadas del lado del Pacífico por formaciones jurásico-cretácicas, que incluyen a rocas ofiolíticas que afloran en las Islas Cedros, Bahía Tortuga, San Hipólito, Punta Magdalena e Isla Margarita. Rocas plutónicas y metamórficas se encuentran nada más al nivel de la punta meridional, al

sur de La Paz (Sierra de la Victoria) y en el Golfo de California en pequeñas islas como la de Santa Catalina.

En la provincia de Baja California se diferenciaron dos líneas evolutivas:

1. Línea calco-alkalina de edad Mioceno Tardío, representada por la Formación "Comundú"; se trata de una asociación de brechas, tobas y derrames con diques y mantos tardíos. Eso demuestra la presencia de movimientos compresivos en esta época miocénica.
2. Una línea alcalina del Plioceno y Cuaternario formando las mesas de los oasis de Comundú y La Purísima.

2.4.5 Provincia Alcalina Oriental Mexicana

El origen del carácter alcalino de los intrusivos que forman la PAOM ha sido interpretado de diferentes formas por varios autores, de acuerdo a cada localidad en particular, además se considera como una continuación de Trans-Pecos.

- a. JAMES y HENRY (1991) encontraron que el magmatismo en Trans-Pecos Texas ocurrió continuamente entre 48 y 17 Ma pero con variaciones considerables en cuanto a composición, volumen y ambiente tectónico. Indican que el magmatismo ocurrió bajo dos ambientes tectónicos diferentes: primeramente un arco volcánico y después una extensión regional ("Basin and Range"). El magmatismo es alcalino, sin embargo el grado de alcalinidad varía.
- b. MORTON y ALTHERR (1991) presentaron que el magmatismo alcalino de la Sierra de Picachos es intracontinental típico. Mientras que MORTON (1995) considera que el complejo CCM tuvo un desarrollo genético de subducción.

c. NICK (1988) presenta un detallado estudio geoquímico-mineralógico de las rocas de la Sierra de San Carlos y relaciona su origen a los diferentes ambientes tectónicos: las rocas más antiguas son gabros y monzonitas, interpretadas como producto de subducción; posteriormente intrusieron las sienitas alcalinas y las sienitas nefelínicas, que son interpretadas como originadas en la transición de los medios de subducción y extensión (probablemente relacionadas con la orogenia Laramide).

d. RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) interpreta la formación de la Sierra de Tamaulipas como producto de un ambiente de intraplaca, encontrándose solamente para una pequeña área una firma geoquímica típica para un ambiente de subducción (VIERA-DÉCIDA, 1998) originado entre la placa Farallón y Norteamericana en el margen Pacífico (ATWATER, 1970).

e. ROBIN, (1976b); CANTAGREL y ROBIN, (1979); y OROZCO, (1995) relacionan el área de Palma Sola como un magmatismo de intraplaca.

f. THORPE (1977) interpreta y relaciona el magmatismo alcalino y calco-alcalino de San Andrés Tuxtla con la subducción de la Placa de Cocos en el Pacífico y lo considera como parte del CVM.

En cuanto a los fechamientos realizados por diversos autores en la PAOM, estos arrojan resultados que indican una disminución en las edades de Norte a Sur (Tabla 1), y al parecer existe una relación entre la disminución de edades y el ambiente tectónico en el cual se generaron los magmas que dieron lugar a dichas rocas, y donde la placa Farallón juega un papel muy importante. Por ejemplo, para el área de Trans-Pecos Texas, JAMES y HENRY (1991) encuentran un lapso de edades de rocas de 48–17 Ma, en donde las rocas más antiguas tienen afinidad de subducción (48-30 Ma), mientras que las rocas jóvenes se generaron bajo un régimen de extensión continental (29-17 Ma; Figura 11). Mientras que NICK (1988) separa también a dos grupos de rocas de acuerdo a su ambiente de formación; las rocas más antiguas (gabros y

monzonitas) son producto de subducción, las rocas jóvenes (sienitas alcalinas y nefelínicas) se desarrollaron en un ambiente de transición subducción-extensión debido a la orogenia Laramide.

Tabla 1. Edades de rocas de las diferentes localidades que conforman la PAOM. Las localidades se presentan de Norte a Sur y se observa claramente la disminución de edades en este mismo sentido y de forma gradual.

Localidad	Lat. Norte	Long. Oeste	Edad (m.a.)	Referencia
Sierra Blanca (Nuevo Mexico)	33°25'	105°45'	35 – 25	THOMPSON (1972)
Trans-Pecos (Texas)	29°31'	103°- 105°	48– 17	BARKER (1977 - 79)
Big Bend (Terlinga Texas)	29°20'	103°40'	53 – 42	ROSS (1986)
Big Bend (Christmas Mountains Texas)	29°25'	103°27'	Terciario Sup.	JOESTEN (1977)
Complejo La Cueva (Coahuila)	29°30'	102°35'	Terciario Sup.	DAUGHERTY (1963)
CCM (Nuevo León y Coahuila)	26°40'	100°10'- 100°30'	43 – 35	SEWELL (1968)
Sierra Picachos (Nuevo León)	26°15'	100°	Terciario	MCKNIGHT (1963)
Sierra San Carlos (Tamaulipas.)	24°35'	99°05'	30 – 28	BLOOMFIELD et. al. (1973)
Sierra de Tamaulipas (Tamaulipas.)	22°40'- 23°45'	99°05'- 97°45'	28.7	CANTAGREL et. al. (1979)
			31.5	SEIBERTZ (1990)
Planicie de Tampico (Tamaulipas y Veracruz)	22°	98°15'	20	CANTAGREL Y ROBIN (1979)
Palma Sola (Veracruz)	19°50'	97°05'	17.3	CANTAGREL Y ROBIN (1979)

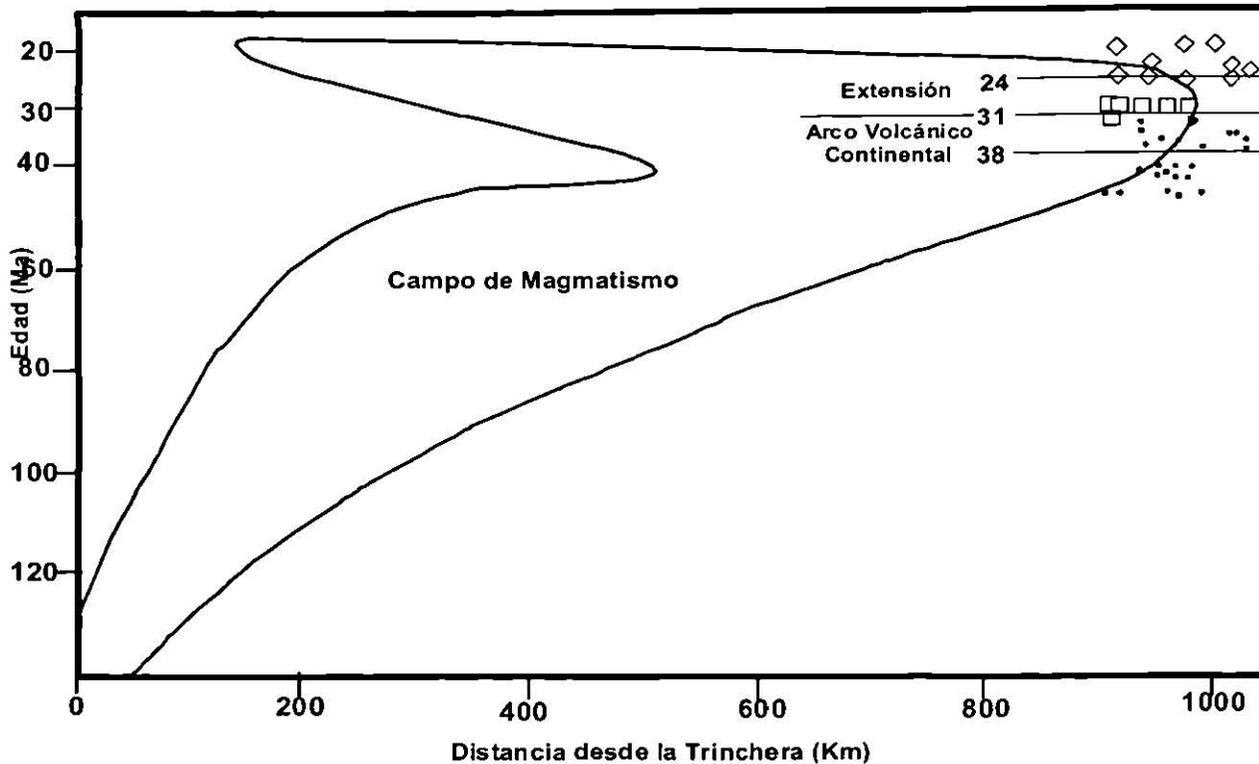


Figura 11. Localización y tiempo del magmatismo en Trans-Pecos Texas en relación a la paleotrinchera existente en la costa Oeste de Norteamérica. La figura dentro de la gráfica, encierra las edades de magmatismo y distancias desde la paleotrinchera a lo largo del Norte de México, compilado por DAMON y colaboradores, (1981). Rombos, basaltos asociados a un fallamiento "Basin and Range"; recuadros, rocas volcánicas e intrusivas emplazadas durante una extensión inicial entre 31 y 27 Ma; círculos, rocas volcánicas e intrusivas emplazadas durante una actividad de tipo arco continental.

La Subducción en el Norte de México y SW de USA

La distribución de las edades isotópicas de las rocas ígneas en el norte de México muestran que el arco magmático comenzó cerca de los 145 Ma, cerca de la paleotrinchera, migró hasta 1000 Km hacia el este, aproximadamente 40 Ma y regresó a 200 Km del margen continental hace 18 Ma. Durante la migración, se desarrolló un régimen vulcano-plutónico de rocas calco-alcalinas, pero más hacia el este, se

formaron facies calco-alcalinas de alto potasio y alcalinas en el noreste de México y Texas (Figura 12).

La migración de la actividad magmática relacionada a la subducción, en el suroeste de los Estados Unidos, ha sido interpretada como una respuesta a los cambios en la inclinación de la zona de Benioff debido a la variación en la convergencia de la Placa Norteamérica y Placa Farallón (CONEY y REYNOLDS, 1977). KEITH (1978) ha demostrado que las variaciones en los parámetros químicos y mineralógicos también migran sistemáticamente y cambian con el tiempo en la misma región. Esas tendencias son consistentes con la subducción en la cual el ángulo de inclinación de la zona de Benioff y la profundidad de fusión cambian con el tiempo (variable de inclinación – variable de subducción).

Para probar la validez de la variable de inclinación y variable de subducción para actividades ígneas del Mesozoico superior al Cenozoico medio en el norte de México, se estimaron profundidades de zona de Benioff para 15 localidades magmáticas, usando relaciones de profundidad de potasio de DICKINSON (1975). El valor de potasio de 57.5% de SiO_2 fue obtenida graficando los datos de las localidades magmáticas, en diagramas de variación $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ y estimando la línea con “mejor ajuste” a través de los puntos graficados.

Aunque las estimaciones de profundidad son limitadas en número, son consistentes en la variable de inclinación y variable de subducción similar a lo propuesto por KEITH (1978). Para ilustrar este modelo se puede observar tres perfiles (Figuras 13a, 13b y 13c) los cuales representan los tres diferentes tipos de subducción durante un período de 140 a 20 Ma en el norte de México.

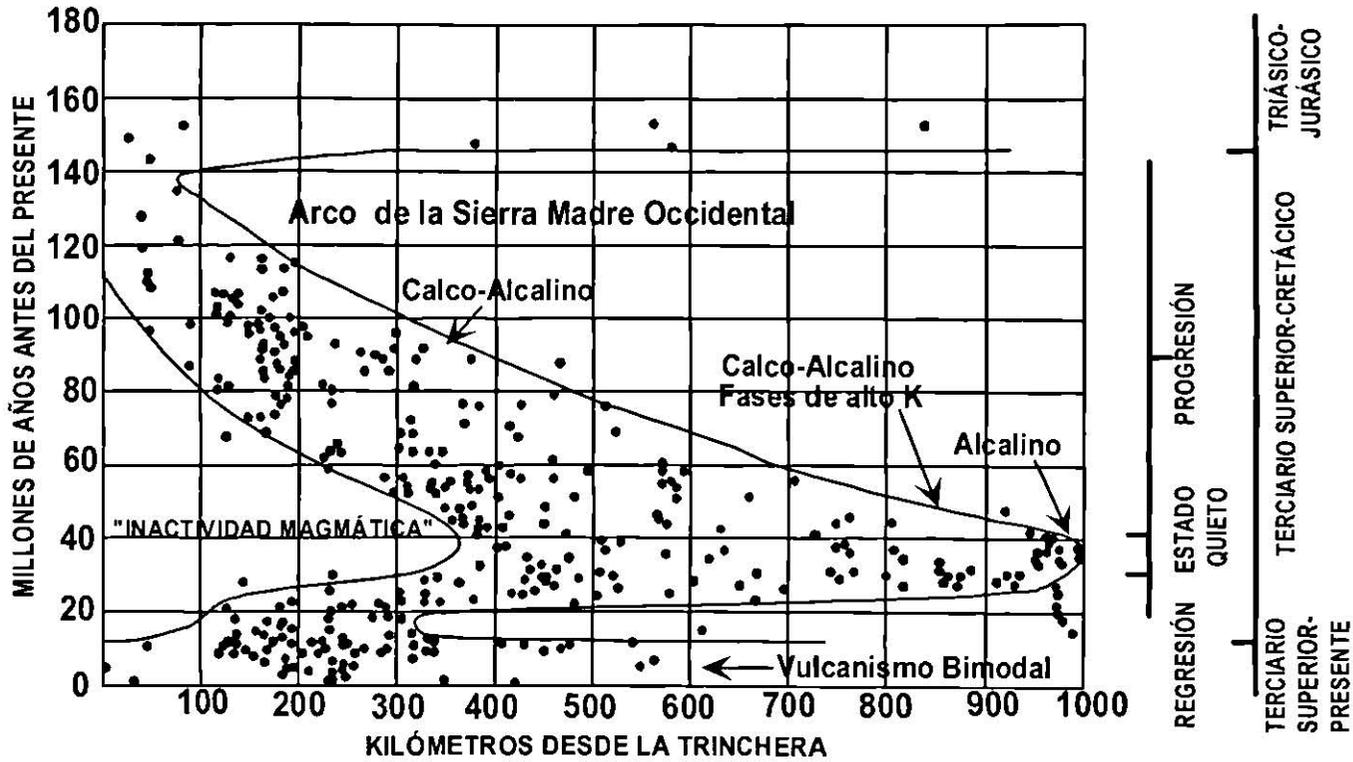


Figura 12. Distribuciones magmáticas en tiempo y espacio en el Norte de México. (CLARK y colaboradores, 1979b).

Como se presenta en la Figura 13, el volcanismo antiguo dentro de la PAOM se puede atribuir a la subducción, mientras que para el volcanismo más joven, se puede relacionar como producto de una extensión continental, debido al cese de la subducción y el regreso “rollback” de la placa Pacífico respecto a la Norteamericana. Esto provocó una extensión Este – Noreste a través de la provincia que se conoce como “Basin and Range”, desde el sur de Arizona y Nuevo México, hasta el Cinturón Volcánico Mexicano.

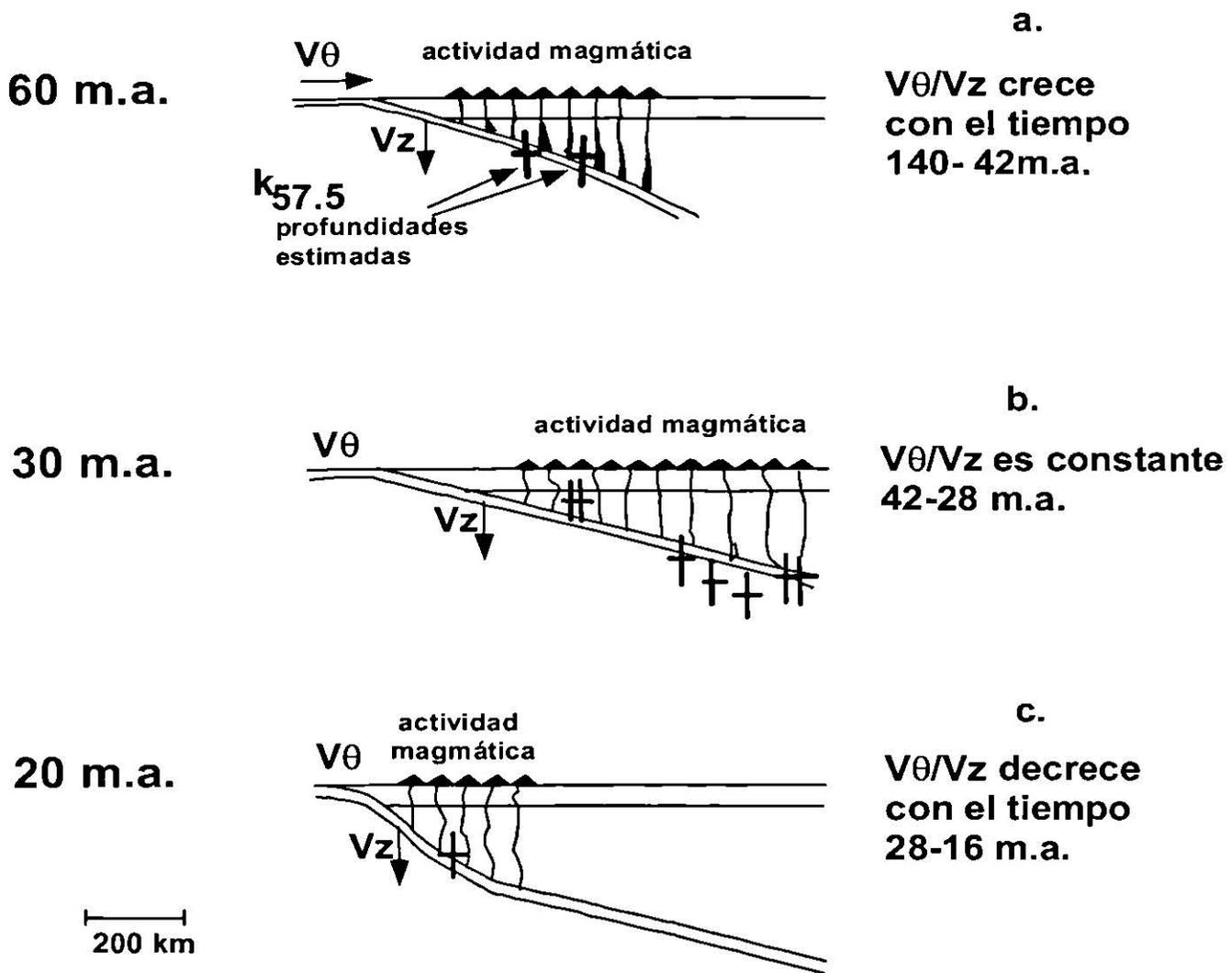


Figura 13. Profundidades de zona de Benioff calculadas para 15 localidades magmáticas en el Norte de México, usando la relación $K_{57.5}$ de DICKINSON (1975).

Cinturón Candela Monclova

En la parte Norte-Central de la PAOM se encuentra el Cinturón Candela Monclova (CCM) el cual es un complejo de aproximadamente 13 intrusivos alineados E-W (Figura 14). Las composiciones de rocas varían entre cuarzomonzonitas, monzodioritas y granodioritas para los cerros Mercado, Marcelinos, Providencia, Imán y Colorado (MORTON, 1995), mientras que para los demás intrusivos no se cuenta

con más información actualmente. Sobre los fechamientos hechos a las rocas de este cinturón, sólo se cuenta con resultados obtenidos por SEWELL (1968) que obtuvo edades entre 43 y 35 Ma, utilizando el método de K-Ar.

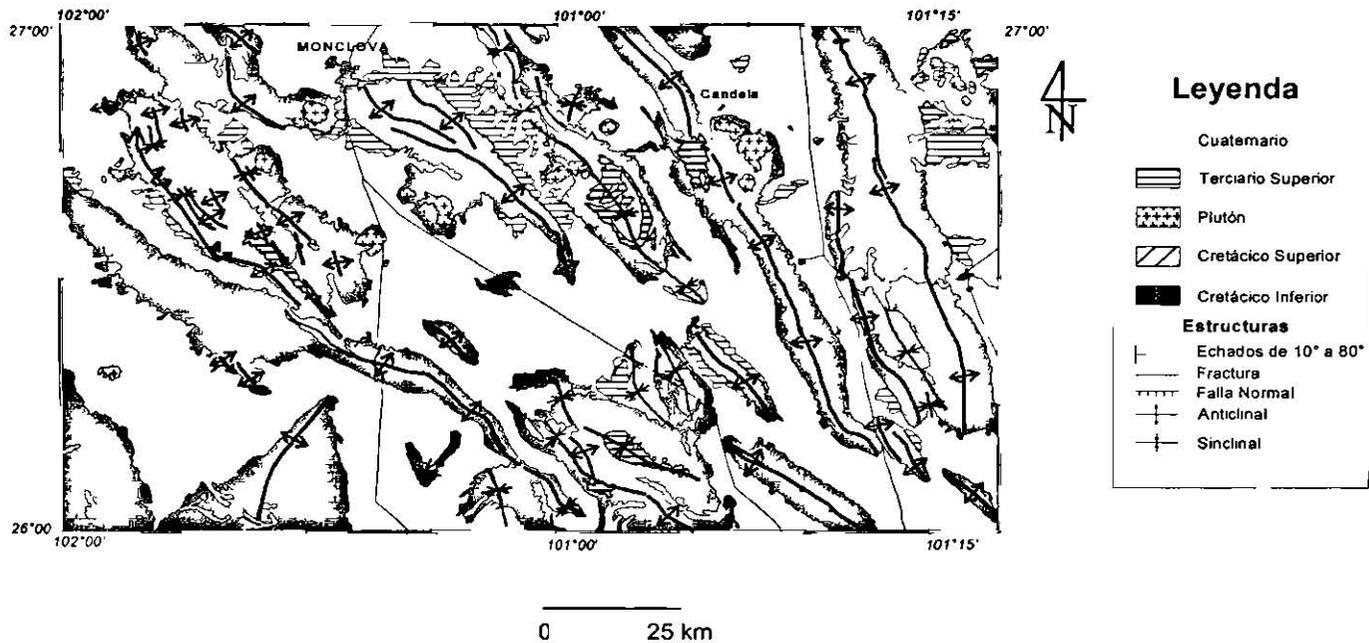


Figura 14. Geología general y distribución de los intrusivos del complejo CCM. La alineación preferencial de estos cuerpos es E-W como se observa en el mapa.

El intrusivo Cerro Mercado es el área de interés en el presente trabajo y es el intrusivo de mayor dimensión en este cinturón. Como se ha mencionado anteriormente, existe un trabajo previo realizado por MORTON (1995), en donde se realizaron análisis químicos a muestras de cinco plutones del CCM, incluyendo el Cerro Mercado, y donde se obtuvieron resultados que posiblemente relacionan a que el magmatismo del CCM se desarrolló bajo un ambiente tectónico de subducción. Lo que se pretende alcanzar en este trabajo es confirmar lo propuesto por MORTON (1995) para el Cerro Mercado, haciendo comparaciones de resultados, y así descartar un emplazamiento de este plutón bajo un régimen tectónico de intraplaca, como se ha encontrado para otros intrusivos del CCM.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 Introducción

Utilizando la carta topográfica Monclova G14A52 a escala 1:50,000 de INEGI como base, se realizó un mapa geológico del área, con la finalidad de conocer la estratigrafía del lugar y la relación de contacto roca encajonante-intrusivo y dentro del mismo intrusivo, para definir las relaciones de corte entre las diferentes fases que componen al intrusivo para definir su historia de emplazamiento.

El mapeo geológico se llevó a cabo a través de caminamientos tanto sobre las rocas encajonantes como del intrusivo, tomando datos de las rocas aflorantes así como una colecta de muestras de rocas del plutón, para los análisis petrográficos y químicos descritos en los siguientes capítulos. A continuación se describe la estratigrafía que aflora en el área de estudio.

3.2 Estratigrafía

3.2.1 Rocas Sedimentarias del Cretácico

Formación Aurora

La Formación Aurora fue definida por BURROWS (1910), como una secuencia predominantemente calcárea, cuya localidad tipo se ubica en la Sierra de Cuchillo Parado en el Noreste del estado de Chihuahua. HUMPHREY y DÍAZ, (1956), proponen incluir dentro de esta formación a todas las facies calcáreas del noreste de México, comprendidas entre la Formación La Peña y sus equivalentes abajo y la Formación Cuesta del Cura con sus equivalentes Kiamichi y el Grupo Wachita arriba.

En el área de estudio la Formación Aurora es la formación más antigua y aflora ampliamente en la sierra Sacramento, donde se encuentra el Cerro Mercado.

En general esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en todo el Noreste de México.

La Formación Aurora en el área de estudio, está compuesta de caliza micrítica de espesores medianos a masivos. Se presenta pedernal en forma de nódulos y estilolitas sedimentarias bien preservadas. Esta Formación compone un cien por ciento a la roca encajonante del cuerpo intrusivo y se presenta recristalizada en gran parte de sus afloramientos (Anexo I). Se observan buzamientos con tendencia vertical en el borde del intrusivo ($>75^\circ$), fuerte plegamiento y fracturamiento. Fallamiento de empuje asociado al emplazamiento, se observa en el Este y Norte del área. Algunas cáscaras recristalizadas y capturadas por el intrusivo se observan al Oeste, muy cerca del contacto con la roca encajonante, donde este es muy irregular (Anexo I).

El contacto inferior de Aurora es concordante con la Formación La Peña y su contacto superior con la Formación Kiamichi también es concordante (Figura 15). Por su posición estratigráfica y su contenido faunístico se le asigna una edad del Albiano Inferior al Albiano Medio (DE CSERNA, 1956).

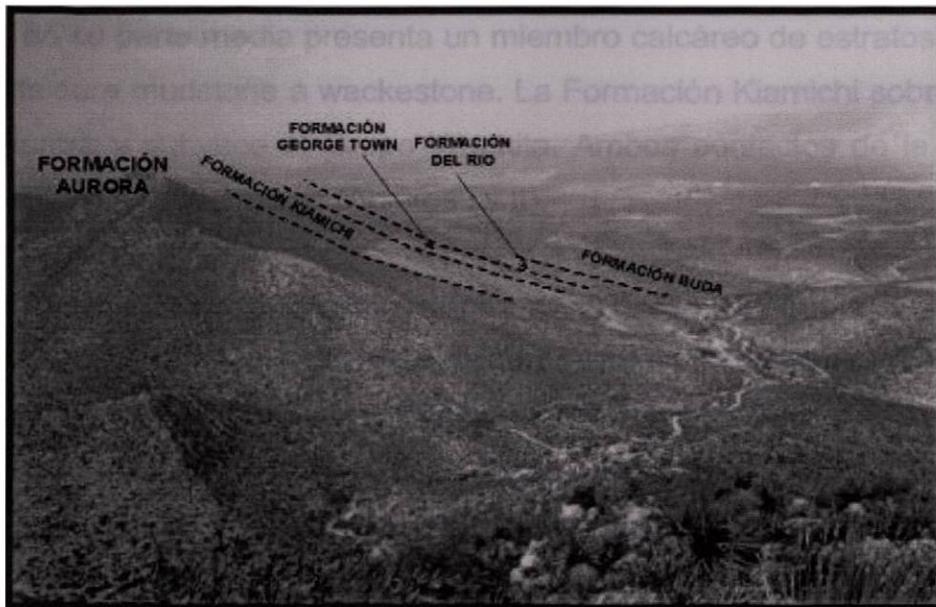


Figura 15. Secuencia estratigráfica de las formaciones aflorantes en el área de estudio. Las relaciones entre las formaciones son concordantes entre ellas, siendo la Formación Aurora la más antigua y la que bordea el intrusivo, teniendo buzamientos con tendencia a la verticalidad conforme se acerca al intrusivo ($>75^\circ$).

Formación Kiamichi

Esta formación fue llamada originalmente Arcilla Kiamita por HILL (1891), ubicando la localidad tipo en las planicies del Río Kiamichi cercano a Fort Towson, Oklahoma; cuya litología definida consistió de una secuencia de margas y calizas arcillosas.

IMLAY (1936) considera que la unidad formada por sedimentos arcillo - calcáreo de estratificación delgada con la amonita *Oxythopideceras* que aflora en el norte de Nuevo León, Coahuila y oriente de Chihuahua ocupa la misma posición estratigráfica que la Lutita Kiamichi de Texas.

La Formación Kiamichi se encuentra aflorando principalmente en los flancos de las sierras y forma pequeños puertos de erosión. En la región de Monclova la Formación Kiamichi aflora en las Sierras de San Marcos y Pinos, La Purísima, Agua Chiquita, Sacramento, La Gloria, La Gavia, Azul, La Nariz, De Enmedio, Gomas, Milpillas, Tía Chena, Pájaros Azules y Lampazos.

En cuanto a su litología y espesor, ésta consiste de una secuencia de lutita arcillosa que en su parte media presenta un miembro calcáreo de estratos medianos (0.30 m.) de textura mudstone a wackestone. La Formación Kiamichi sobreyace a la Formación Aurora y subyace al Grupo Wachita. Ambos contactos de la formación son concordantes y transicionales (Anexos I y II).

Con base a su posición estratigráfica y de acuerdo a la fauna colectada, por diversos investigadores, en los afloramientos del Golfo de Sabinas se le ha asignado edad de fines del Albiano Medio a principios del Albiano Tardío. La Formación Kiamichi se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura y Tamaulipas Superior de la Sierra Madre Oriental y parte medio-superior de la Formación Acatita.

Grupo Wachita

HUMPHREY (1956) identificó como Grupo Wachita a unidades de sedimentos finos y rocas carbonatadas del Albiano Tardío que se encuentran en el Noreste de México. El Grupo Wachita tiene su localidad tipo en Fort Wachita al Noreste de Marshall, Oklahoma y consta de las formaciones Georgetown, Del Río y Buda.

Aflora en los flancos de las sierras en una expresión topográfica en forma de pequeños montículos, por ejemplo las Sierras de San Marcos y Pinos, La Purísima, Agua Chiquita, Sacramento, La Gloria. La Gavia, Azul, La Nariz, Tía Chena, De Enmedio, Gomas, Pájaros Azules, Milpillitas y Lampazos. En la Sierra La Gloria, el Grupo cambia de facie a la Caliza Monclova, en la Sierra de la Paila y Alamitos, cambia a la Formación Treviño. El Grupo Wachita indiferenciado aflora en la porción norte de la Sierra de San Marcos y Pinos, en la mesa San Esteban, parte sur de la Sierra La Gloria y en los flancos de la Sierra de Lampazos.

La litología de cada unidad formacional que integra este grupo, es la siguiente:

Formación Georgetown.- Es una secuencia de caliza y caliza arcillosa de estratos delgados y medianos (0.15 a 0.50 m.) de textura que va de mudstone a wackestone, color al fresco gris oscuro, presenta lentes y nódulos de pedernal (Figura 16).

Formación del Río.- Es una alternancia de lutita y caliza delgadas nodulares, de estratos delgados de color gris claro, pardo y verdoso (Figura 17).

Formación Buda.- Esta compuesta por caliza nodular de estratificación ondulosa delgada a medianas (0.10 a 0.30 m.), de color gris claro al intemperismo. El espesor promedio de este Grupo es de 130 m (Figura 17).

Los sedimentos arcillosos calcáreos del Grupo Wachita sobreyacen a los sedimentos arcillosos de la Formación Kiamichi de manera concordante, y al igual que las Formaciones anteriores, estos se encuentran bordeando el cuerpo plutónico principal (Anexo I).

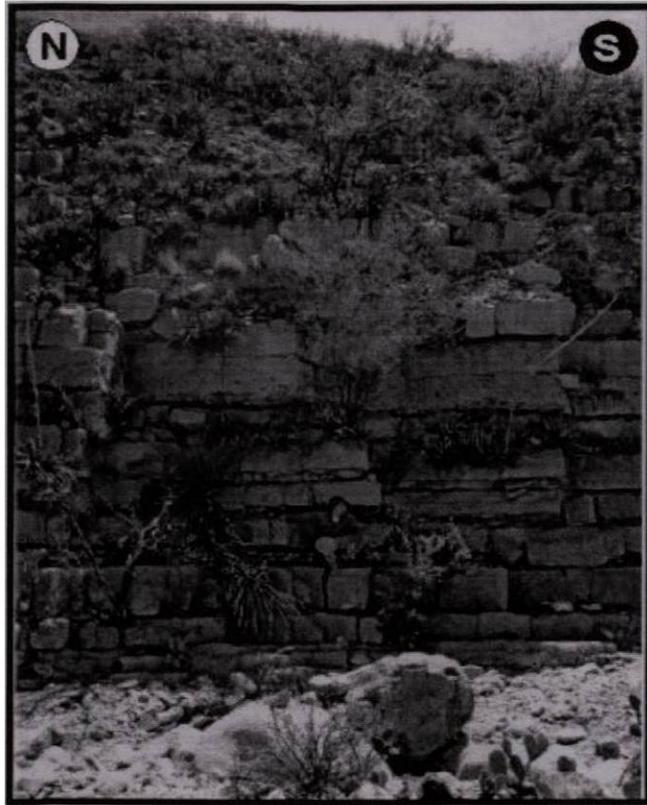


Figura 16. Calizas de la Formación George Town, perteneciente al Grupo Wachita.

Con base a su posición estratigráfica y por su contenido faunístico se le ha asignado una edad que varia del Albiano Superior al Cenomaniano Inferior. Se correlaciona con la Caliza Monclova, Formación Treviño y Cuesta del Cura.

3.2.2 Rocas Ígneas Terciarias

Se denominó como cinturón de troncos intrusivos a los afloramientos de granodiorita con cambio de facies a cuarzomonzonita, cuarzomonzodiorita y monzodiorita, diorita y sienita de probable edad Eoceno, que se ubican la mayoría en la franja que forman los paralelos 26° 40' a 26° 50' latitud Norte, localizados en la

parte superior de la carta del CCM y dos afloramientos localizados en los extremos inferiores de la carta a la altura de los paralelos 26° 10' a 26° 20' de latitud Norte.

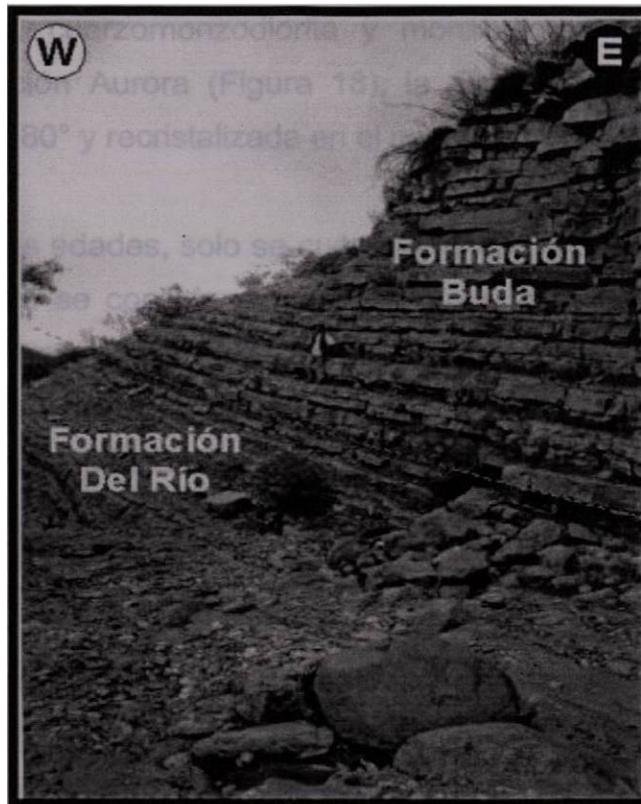


Figura 17. Formaciones Del Río y Buda, pertenecientes al Grupo Wachita. Se puede apreciar el contacto concordante entre estas dos formaciones.

Este cinturón de intrusivos orientado de poniente a oriente se inicia con los troncos del mineral del Cerro Reforma, Cerro La Soledad, Cerro Mercado, Cerro Marcelinos, Cerro Marcelinos, Cerro Pánuco, Cerro Colorado, Cerro Providencia, Cerro Lobo, Pico Candela, Cerro Carrizal o El Imán, Cerro Boludo, Loma Colorada y Cerro de Lampazos.

En general son rocas ígneas intrusivas de composición granodiorítica con cambios de facie a cuarzomonzonita, cuarzomonzodioritas y monzodioritas megascópicamente son de color gris claro y gris oscuro, textura fanerítica,

estructura compacta. Los minerales que se observan a simple vista son: cuarzo, plagioclasa, feldespato, mica y hornblenda.

En el área de estudio las intrusiones de granodiorita con los cambios de facie de cuarzomonzonita, cuarzomonzodiorita y monzodiorita se hallan emplazadas dentro de la Formación Aurora (Figura 18), la cual se encuentra levantada con buzamientos de 60 – 80° y recristalizada en el contacto con el intrusivo

En cuanto a las edades, solo se cuenta solo con fechamientos realizados por SEWELL (1968), pero se consideran de edad Eoceno y son correlacionables con otros cuerpos intrusivos emplazados durante la segunda etapa de magmatismo ocurrida en el Terciario durante el Eoceno cuyos afloramientos se agrupan principalmente en tres regiones bien definidas, incluyendo esta franja de intrusivos de rumbo general Oriente - Poniente cortando transversalmente las estructuras mesozoicas.

Se consideran como consecuencia de las últimas pulsaciones de la orogenia Laramide, la cual inició a finales del Cretácico y terminó en el Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano en el Noreste de México. Esta orogenia originó un proceso magmático que produjo el emplazamiento de una serie de troncos intrusivos de composición granodiorita con diferenciación a cuarzomonzonita, diorita y sienita formando la franja orientada Oriente – Poniente, aquí nombrada como Cinturón Candela Monclova (CCM).

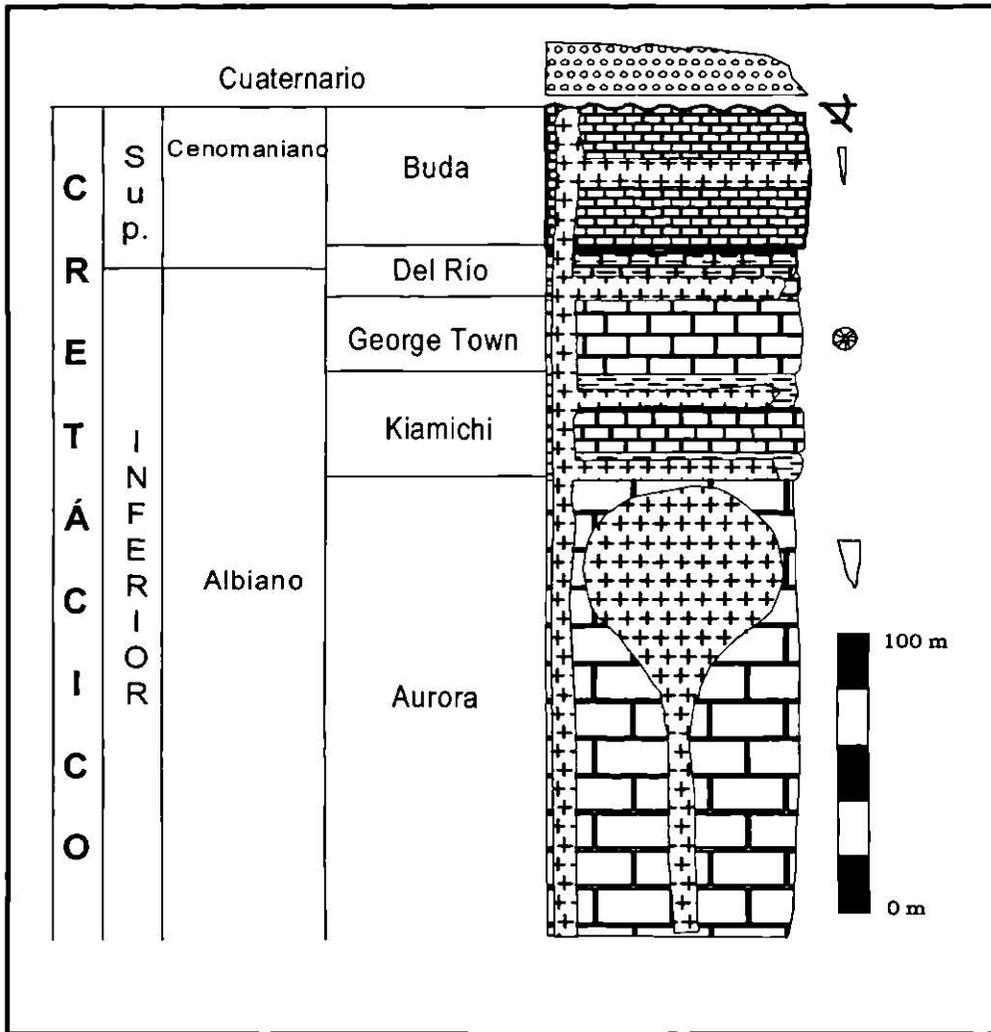


Figura 18. Columna estratigráfica del Cerro Mercado.

CAPÍTULO IV

PETROGRAFÍA

4.1 Introducción

Durante el trabajo de campo se colectaron 12 muestras en el interior del plutón (Anexo I) para realizar el estudio petrográfico y análisis químico. El criterio de muestreo fue: 1. Que las muestras fueran frescas, y 2. Que las muestras representaran cambios en la composición o de pulsos del cuerpo intrusivo.

La petrografía consistió en un estudio de rutina de las muestras en láminas delgadas, las cuales se prepararon con un espesor de 25 - 30 micras, además se realizó un conteo de puntos de las mismas. El estudio consistió en distinguir texturas a la vez de observar las fases minerales presentes (principalmente los porcentajes modales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa) para llegar a la clasificación de cada muestra, utilizando el diagrama para clasificación general y nomenclatura de rocas ígneas plutónicas (STREICKEISEN, 1976).

Los minerales más frecuentes en las rocas del intrusivo Cerro Mercado son plagioclasa, feldespato alcalino, hornblenda, clinopiroxeno, biotita y cuarzo, además de minerales accesorios como los opacos.

4.2 Texturas

En las secciones analizadas se observaron dos tipos de texturas:

1. *Textura hipidomórfica inequigranular*. Este tipo de textura ocurre en la mayoría de las rocas de este intrusivo. Se observan cristales idiomórficos de plagiocalas y feldespatos alcalinos; algunos clinopiroxenos de relieves rectos y horblendas, y cuarzos xenomórficos. Los contactos entre cristales son rectos, no se observa alteración alguna (Figura 19).
2. *Textura porfirítica*. En esta textura ocurren comúnmente fenocristales de horblenda sobre una matriz afanítica de plagioclasas, feldespatos alcalinos y cuarzo (Figura 20). La textura porfirítica se observa principalmente en la muestra M20.

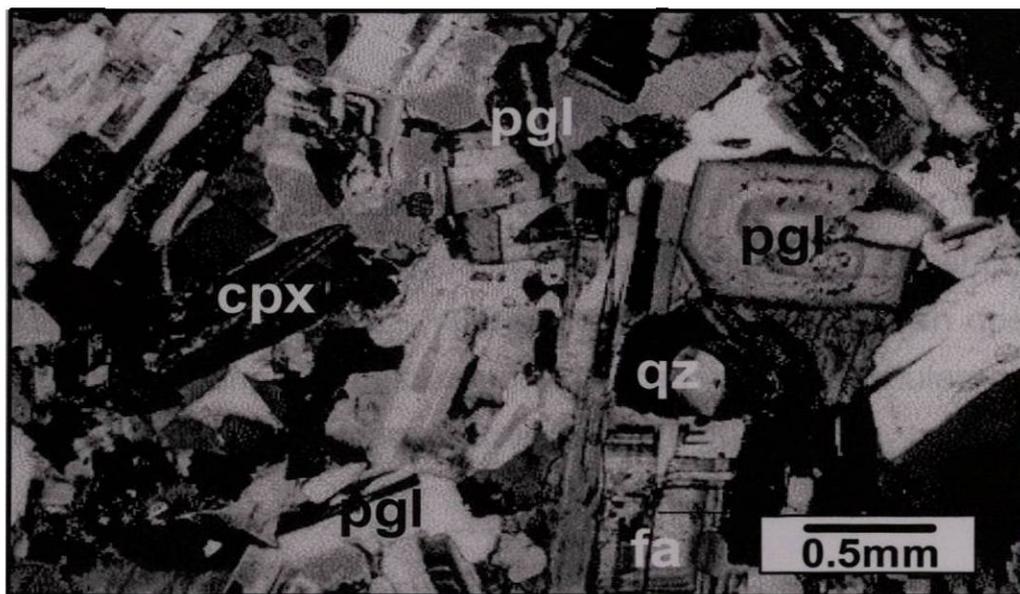


Figura 19. Micrografía de la muestra M23, nicoles cruzados, que muestra la textura hipidomórfica granular.

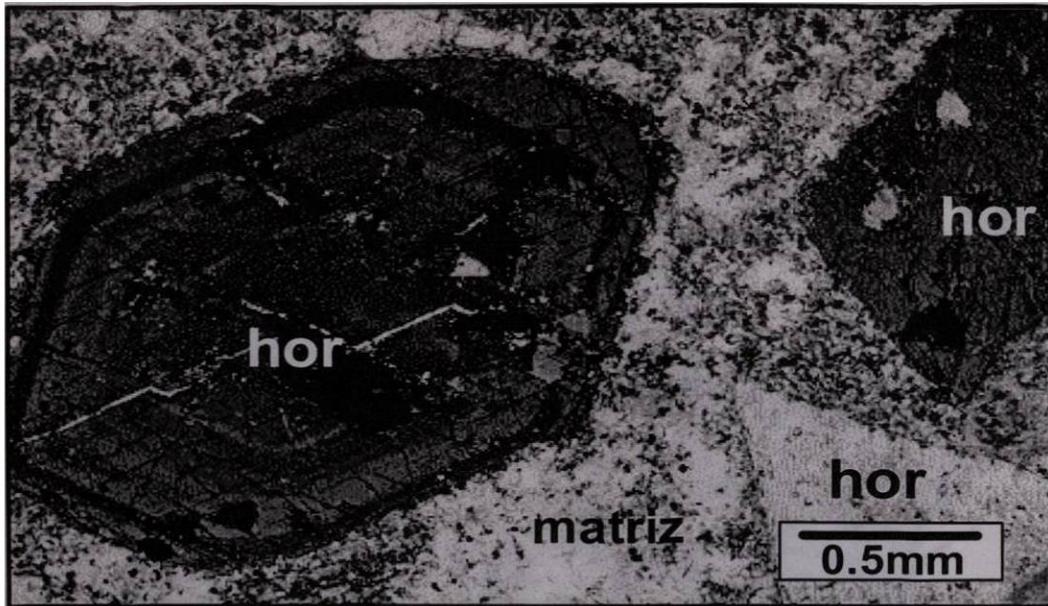


Figura 20. Micrografía de la muestra M20, nicoles cruzados, donde se muestra la textura porfirítica. Nótese los fenocristales de horblenda en corte basal de hasta aproximadamente 2.5mm.

Plagioclasa

La plagioclasa es el mineral más abundante en las muestras de roca del intrusivo Cerro Mercado con porcentajes modales ~60-65%. Se presenta tanto como fenocristal (0.5-1mm) y en la matriz (<0.2mm), también se observan dos grupos de cristales de plagioclasa: uno con maclas polisintéticas y formas tabulares; el segundo grupo de cristales zonados y de formas poligonales (Figura 21).

Feldespatos Alcalinos

Los cristales de feldespato alcalino ocurren en menor proporción (~25-35%) en estas rocas. Los feldespatos alcalinos los podemos ver como fenocristales (0.5-1mm) al igual que dentro de la matriz (<0.2mm), como sucede con las plagioclasas.

Se observan formas tabulares idiomórficas o xenomórficas, con macla de microclina (Figura 21).

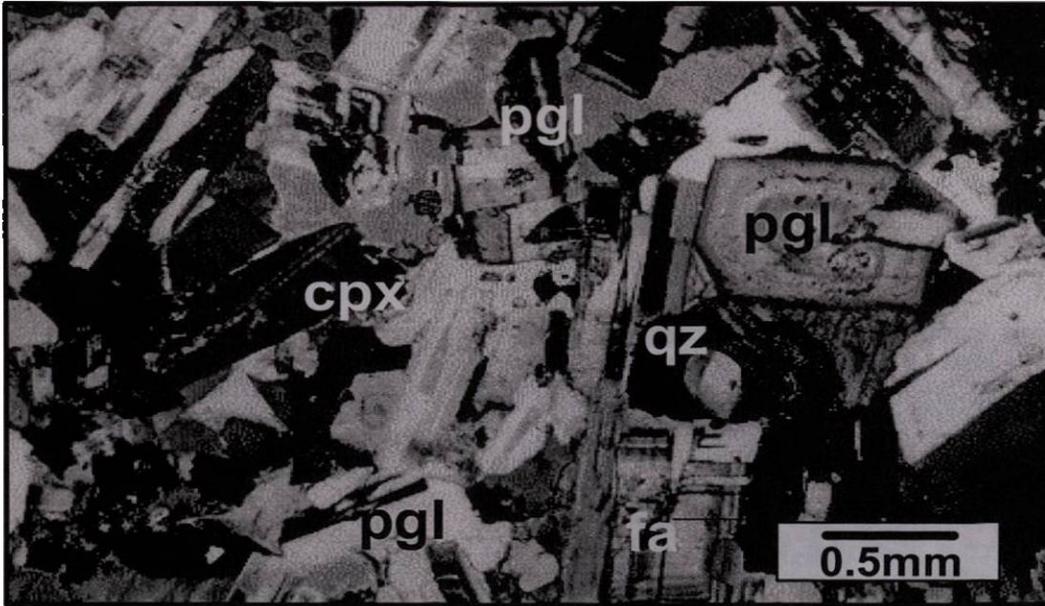


Figura 21. Micrografía de la muestra M23, nicoles cruzados. Se observan los dos tipos de cristales de plagioclasa (pgl): con macla polisintética y soneados; y un cristal de feldespato alcalino (fa) con macla de parrilla.

Cuarzo

El cuarzo ocurre en mucho menor porcentaje (~5-10%). Se observa como cristales xenomórficos (0.2-0.4mm), de formas irregulares, con extinción ondulosa (Figura 22).

Biotita

La ocurrencia de la biotita en estas rocas es en formas xenomórficas, porcentajes modales ~1-2% y tamaños de 0.1-0.3mm. Presenta colores marrones con pleocroismo suave en nicoles paralelos y un relieve medio alto, mientras que bajo el polarizador se observan colores de birrefringencia de tercer orden (Figura 22).

Horblenda

Ocurre en porcentajes modales de ~2%. Se puede observar como fenocristal en texturas porfíricas en tamaños de hasta 2.5mm, así como en texturas inequigranulares en tamaños de 0.3-0.8mm. Presenta formas poligonales rectas y extinción oblicua, también dos direcciones de clivaje de 56° y 124°, que es característico de este mineral (Figura 23).

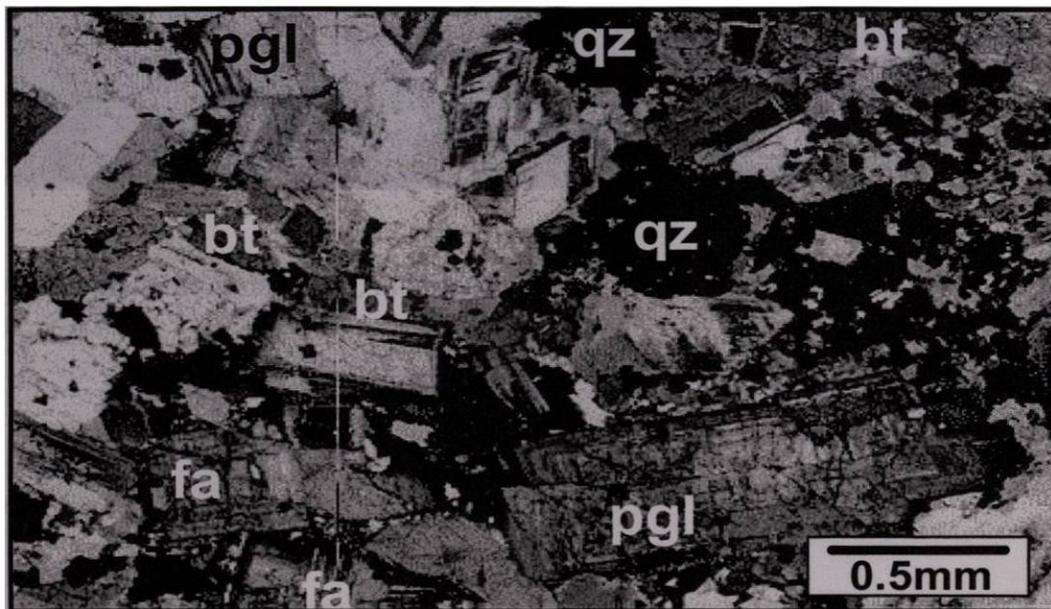


Figura 22. Micrografía de la muestra M26, nicoles cruzados. Se muestra los cristales de cuarzo (qz) en extinción. También cristales de biotita (bt) presentando colores de birrefringencia de tercer orden.

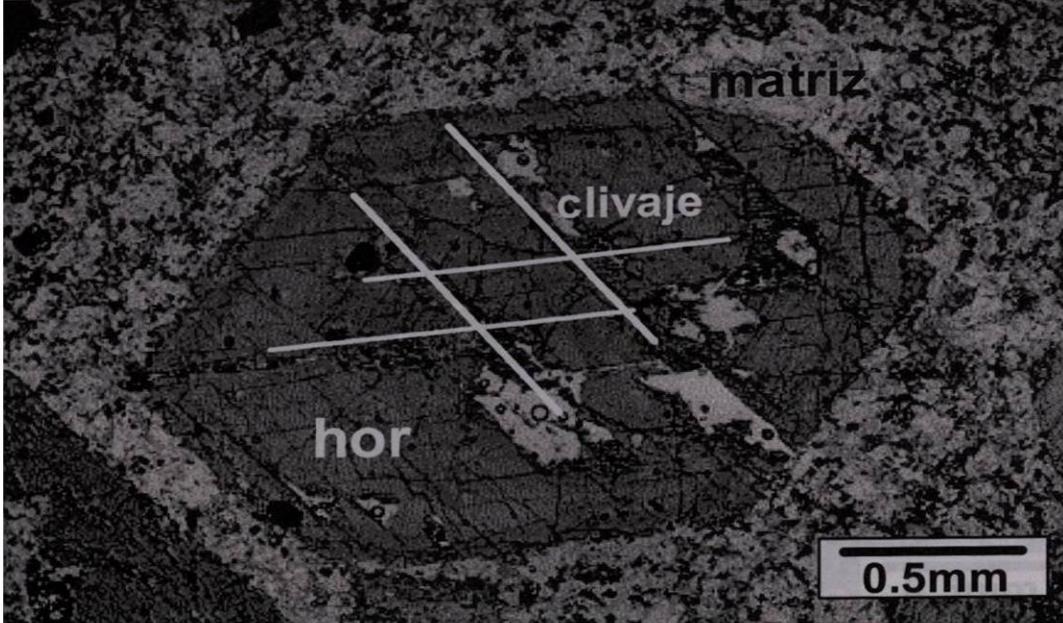


Figura 23. Micrografía de la muestra M20, nicoles paralelos. La horblenda ocurre con dos direcciones de clivaje de 56° y 124° .

Clinopiroxeno

La presencia de los clinopiroxenos es en porcentajes modales de $\sim 1-2\%$. Presenta maclas y ocurre en formas rómbicas de tamaños de 0.2-0.4mm. El relieve es alto, colores verde pálido, café pálido con pleocroismo suave, en nicoles cruzados se observan los colores de segundo orden (Figura 24).



Figura 24. Micrografía de la muestra M17, nicoles cruzados. Se muestran dos cristales de clinopiroxeno con macla y colores de birrefringencia de segundo orden. Presentan un leve relieve de reacción en los contactos con las plagioclasas.

Opacos

Comúnmente en este tipo de rocas ocurren minerales de magnetita como accesorios, tanto en la matriz y como inclusión. Los minerales opacos pueden ser fácilmente visibles en nicoles paralelos. El por ciento de abundancia es menor que 1%, por lo cual se consideran como minerales accesorios

4.3 Clasificación de Rocas

La clasificación de las rocas obtenidas en campo, muestra una variación de monzodioritas a granodioritas, a excepción de dos muestras (M18b y M20), que se clasifican en monzonita y sienogranito, respectivamente, las cuales presentan mayor porcentaje de feldespatos alcalinos que las demás (Figura 25). En la Tabla 1 del Anexo III se puede observar la clasificación por muestra y sus composiciones modales.

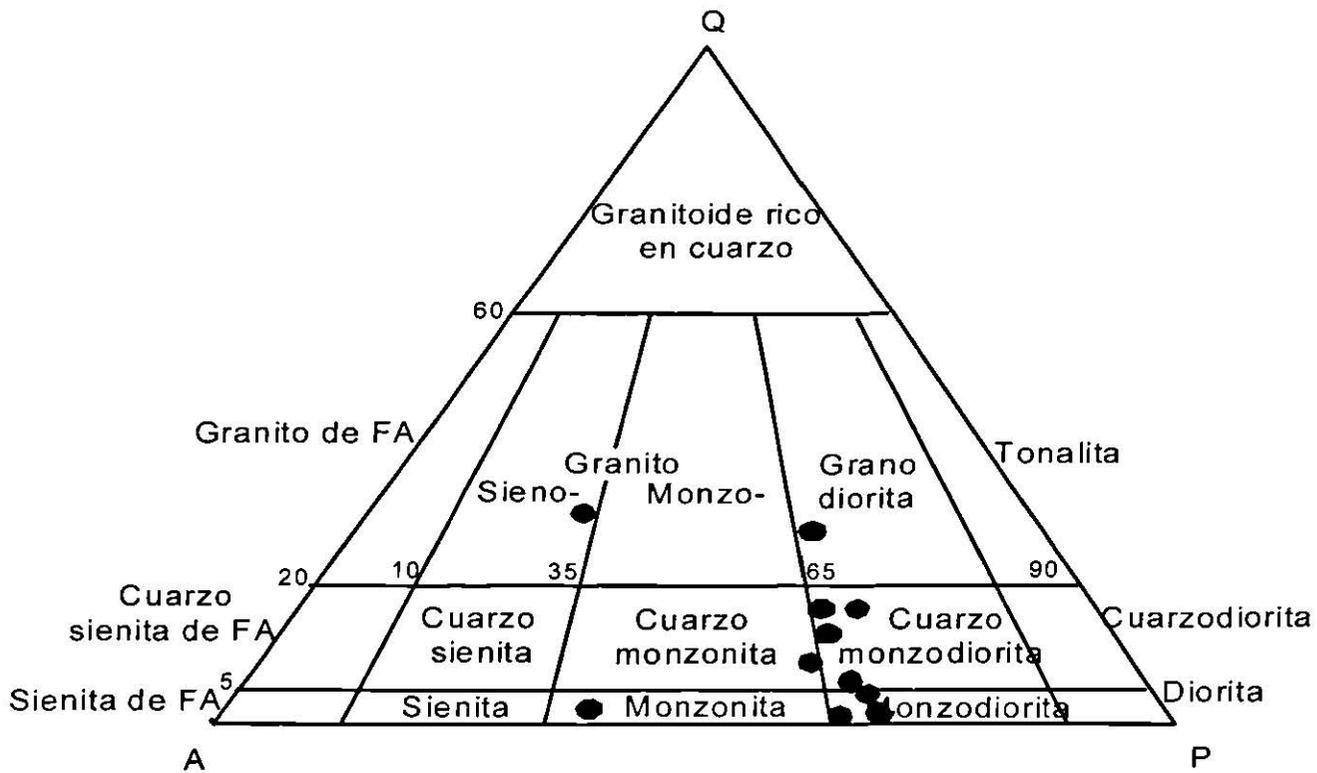


Figura 25. Diagrama para la clasificación de rocas plutónicas de STRECKEISEN (1976).

CAPÍTULO V

Geoquímica

5.1 Evolución de los Magmas

Las posibilidades de generar magmas de diferentes composiciones a partir de una fuente son muchas, a tal grado de que solo los magmas generados por fusión total de la fuente representan la composición original lo cual, en ambientes naturales, es imposible si consideramos la corteza o el manto como nuestra fuente (DEPAOLO, 1981). Hoy en día se ha determinado que existen heterogeneidades dentro del propio manto que incrementarían aun más las posibles composiciones generadas a partir de su fusión parcial (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1996).

Desde que los magmas primarios son segregados en su región fuente estos pueden experimentar una serie de procesos complejos como fraccionación, mezcla de magmas y contaminación durante su transporte a la superficie y subsecuentes almacenamientos dentro de cámaras magmáticas de alto nivel (WILSON, 1989). El estudio de los procesos involucrados representa un problema complejo. Una cámara magmática es considerada como un sistema abierto que es periódicamente rellenado, vaciado y continuamente fraccionado (O'HARA y MATHEWS, 1981) y un plutón correspondería a una cámara magmática enfriada a la profundidad, por lo que obviamente podría experimentar todos los procesos que a continuación se describen.

Después de la segregación del magma en su región fuente, el magma asciende de forma adiabática hasta alcanzar un nivel cortical donde la cristalización de las fases de alta temperatura sea permisible, iniciando en ese momento el proceso de diversificación (WILSON, 1989). La cristalización puede ocurrir de dos formas: *a) en equilibrio*, aquí los cristales generados se reequilibran

continuamente con el fundido y la composición total del sistema permanece constante por lo que no existe la oportunidad para la diferenciación magmática; *b) fraccionada*, en este caso existen procesos que rompen el equilibrio al separar los cristales del fundido, no permitiendo el reequilibrio y entonces la diferenciación magmática puede ocurrir (WILSON, 1989). Otros de los factores importantes que influyen en la diferenciación de las cámaras magmáticas son: su geometría y las variaciones en densidad y viscosidad de los magmas, ya que estos controlan el comportamiento dinámico del sistema (TURNER y CAMPBELL, 1986). Otro proceso que puede alterar la composición del magma primario es la asimilación de las rocas encajonantes por las que atraviesa (COX *et al*, 1979; DEPAOLO, 1981).

5.2 Análisis Químicos

Elementos mayores y algunos elementos traza fueron analizados en 12 muestras utilizando la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX) y los elementos de las tierras raras por medio de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS, por sus siglas en inglés), ambas determinaciones llevadas a cabo en instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM.

5.2.1 Pulverizado de muestras

La preparación de las muestras para los análisis químicos se efectuó de la siguiente forma: la roca se fragmentó con un marro para retirar la costra intemperizada y el material secundario como los rellenos de fracturas y encalves. Los fragmentos, de tamaño promedio de 5 – 10 cm de diámetro, se llevaron posteriormente a una placa de acero donde se redujeron, en promedio, a 0.8 – 1 cm de diámetro con ayuda de un marro pequeño. Se tuvo cuidado de utilizar un marro galvanizado y de cubrir perfectamente con plástico la placa de acero para minimizar la contaminación con Fe. Después se llevó a cabo el cuarteo de la

muestra utilizando un cuarteador de rejillas, aquí aproximadamente 800 g de muestra fueron cuarteados, obteniendo 200 g listos para pulverizar. A continuación se procedió a pulverizar la muestra con un mortero o pulverizador de discos de acero endurecido, reduciendo la muestra a un tamaño de partícula de 60 micras de diámetro. Es importante mencionar que este tipo de mortero contiene elementos que pueden contaminar a la muestra durante la molienda. Durante el proceso de molienda se usaron 50 g de la muestra para la precontaminación del contenedor y de los discos de acero (previamente limpiados con acetona grado ultrapuro y aire comprimido entre cada muestra). La primer fracción de la muestra fue desechada. Los siguientes 50 g pulverizados fueron empleados para la determinación de elementos mayores y elementos traza por medio de FRX, los siguientes 50 g se utilizaron para la determinación de tierras raras por ICP-MS. Los restantes 50 g se almacenaron para posteriores determinaciones de relaciones isotópicas.

5.2.3 Fluorescencia de Rayos X (FRX)

La FRX es la técnica analítica de mayor aplicación para el análisis de elementos mayores y algunos elementos a nivel traza en materiales geológicos (VERMA *et al.*, 1992). De hecho, los procedimientos experimentales se han desarrollado al punto de establecer, para muchos elementos, un análisis de rutina en un corto tiempo (ROLLINSON, 1996; GOVINDARAJU *et al.*, 1994). El espectrómetro de FRX utilizado fue del tipo secuencial dispersivo de longitud de onda marca SIEMENS SRS 3000.

Principio del Método

La técnica se fundamenta en la identificación de los espectros característicos de cada elemento presente ($Z > 8$, número atómico) en una muestra problema. Los espectros (radiación fluorescente) son generados al irradiar los átomos en la muestra con un haz de rayos X, el cual puede provenir de un tubo de Coolidge o una fuente radioactiva. El espectrómetro de FXR se compone de tres aditamentos:

1. Sistema de producción de rayos X y excitación de la muestra.
2. Sistema óptico.
3. Sistema de detección, medida y registro de intensidades.

En base a las diferentes combinaciones de los componentes instrumentales, es posible reconocer tres tipos de aparatos de FRX: dispersores de longitud de onda, dispersores de energía y no dispersores.

En el espectrómetro de dispersión de longitud de onda (que es el caso para este trabajo), la radiación emitida por la muestra es difractada por un cristal, el cual siempre presenta el mismo plano de difracción hkl, dispersando las diferentes longitudes de onda para cada elemento, a diferentes ángulos de acuerdo a la ley de Bragg:

$$\lambda_i = 2d_{hkl} \text{Sen}\theta_i$$

$$\text{Sen}\theta_i = \frac{\lambda_i}{2d_{hkl}}$$

Donde:

$\text{Sen}\theta_i$ = Seno del ángulo de Bragg característico para el elemento i.

λ_i = Longitud de onda característica del elemento.

d = Distancia interplanar de los planos hkl en el cristal analizador.

Con este tipo de espectrómetro, los espectros de rayos X emitidos por la muestra permiten el aislamiento de longitudes de onda o rangos angostos de longitudes de onda para su medición. Además, cumplen con la medición de la intensidad de la emisión de la longitud de onda analítica seleccionada. El análisis cuantitativo es eficiente, siempre y cuando se disponga de: a) patrones de calibración que se aproximen considerablemente a las muestras en su composición química y física, y b) de métodos adecuados para resolver los efectos que provienen de la propia matriz de la muestra. De ser así, los resultados son mejores que los obtenidos por vía húmeda y a los de algunos otros métodos instrumentales.

Las características importantes de la FRX son las siguientes:

- a. Técnica no destructiva.
- b. Precisión elevada, del orden a la obtenida por los procedimientos de rutina en análisis químicos.
- c. Con espectrómetros convencionales se pueden analizar elementos con número atómico >8 .
- d. El límite de determinación se extiende desde el orden de algunos ppm hasta el 100%.
- e. Se pueden analizar tanto muestras sólidas como líquidas y en un tiempo corto.
- f. Las interferencias espectrales son muy bajas y los efectos de absorción de la matriz pueden ser corregidos.
- g. Es posible analizar series continuas de muestras con cambio de muestra automático.

Las desventajas principales de éste método es que no es tan sensible como los métodos nucleares y de espectrometría de masas, la medición de elementos

livianos es poco conveniente teniendo su límite en elementos con número atómico <8 y el alto costo del instrumento.

Preparación de Muestras para FRX

Para la medición de elementos mayores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 por FRX, se empleó la técnica de discos fundidos. La preparación consistió en la fusión de 0.8 g de muestra y 7.2 g de una mezcla fundente constituida por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 1:1, ambos materiales se utilizaron en forma granular y con un grado ultra puro (Aldrich). La fusión se realizó en crisoles de una aleación Pt/Au, 95:5, en un horno de procedimiento programado (Corporation Scientifique Claisse). En este equipo la velocidad de calentamiento y enfriamiento es controlada automáticamente. De esta manera, la fusión se programó en un período de ~10 minutos, obteniendo finalmente perlas de vidrio. Es importante señalar que antes de iniciar la fusión, a la mezcla de reacción se le añadieron 2 gotas de una solución acuosa de LiBr de concentración 250 g/L, que actúa como un agente anti-adherente (JENKINS *et al.*, 1982). El uso de esta solución evita que queden residuos de la fusión en los crisoles (LOZANO-SANTA CRUZ, 1995).

Para la determinación de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) se emplearon pastillas de polvo prensadas. Cada pastilla contenía 4g de muestra y 0.4g de aglutinante (WAX-C micro polvo de Hoesch). Se prensaron a una relación de 30 ton/cm² durante 30 segundos (LOZANO-SANTA CRUZ, 1995).

Condiciones de Medición

Las condiciones de medición de los elementos mayores y traza por FRX se presentan en la tabla 2.

Tabla 2. Condiciones de medición de los elementos mayores por FRX.

Elemento	Tiempo de conteo (s)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2θ)	Fondos (2θ)	KV/mA	Detector	LDA (ppm)
Si	20	PET	0.46	109.09	108.35/110.90	45/50	F	340
Ti	30	LiF100	0.15	86.132	85.30/86.86	45/50	F	6
Al	20	PET	0.46	145.06	143.20/147.20	45/50	F	492
Fe	20	LiF110	0.15	85.73	85.10/86.60	45/50	F+C	2.3
Mn	30	LiF110	0.15	95.216	94.62/95.98	45/50	F+C	2.3
Mg	40	OVO55	0.46	21.48	20.33/23.18	30/70	F	1000
Ca	30	LiF100	0.15	113.11	112.20/114.10	45/50	F	12
Na	40	OVO55	0.46	25.926	24.40/27.60	30/70	F	1600
K	40	LiF100	0.15	136.69	135.80/137.70	30/80	F	8
P	40	GE	0.46	141.03	142.20/142.10	45/50	F	270
Elemento	Tiempo de conteo (s)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2θ)	Fondos (2θ)	KV/mA	Detector	LDA (ppm)
Rb	80	LiF200	0.15	26.57	26.0/27.01	50/56	F+C	3
Sr	80	LiF200	0.15	35.8	35.2/36.5	50/56	F+C	3
Ba	100	LiF200	0.15	15.57	15.3/16.0	50/56	C	24
Y	100	LiF200	0.15	23.73	23.1/24.5	50/56	F+C	3
Zr	80	LiF200	0.15	22.5	22.2/23.0	50/56	F+C	6
Nb	100	LiF200	0.15	21.36	21.0/21.7	50/56	F+C	6
Ga	100	LiF200	0.15	38.91	38.7/39.2	50/56	F+C	6
V	100	LiF200	0.15	123.18	122.7/123.6	50/56	C	10
Cr	100	LiF200	0.15	107.12	106.4/107.8	50/56	C	10
Co	100	LiF200	0.15	77.87	77.6/78.2	50/56	C	6
Ni	100	LiF200	0.15	71.27	70.8/71.8	50/56	F+C	6
Cu	100	LiF200	0.15	65.53	65.0/66.0	50/56	F+C	6
Zn	100	LiF200	0.15	60.55	60.0/61.1	50/56	F+C	9

F= detector de flujo; C= detector de centelleo; LDA= límite de detección de análisis de rutina.

5.2.4 Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo

La determinación de los lantánidos o elementos de las tierras raras se realizó por la técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS, por sus siglas en inglés: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). El instrumento utilizado fue un PQ3 de la marca VGEElemental.

Principio del Método

El ICP-MS es una técnica multielemento que usa una fuente de plasma para disociar la muestra a sus átomos o iones constituyentes. Los iones mismos son detectados en vez de la radiación que ellos emiten. Los iones son extraídos del canal central de plasma y pasan a través del espectrómetro de plasma donde son separados en proporciones de masa atómica y cargas por un cuadrupolo o un sector analizador magnético.

La mayoría de los espectrómetros de masas usados en la geología isotópica han evolucionado de diversos trabajos y seguidos por el diseño de NIER (1940), quienes elevaron los espectrómetros de masas a un nivel de precisión y fiabilidad de operación, y dejaron un patrón para la espectrometría de masas.

El espectrómetro moderno tipo Nier, consiste de tres partes esenciales: (1) una fuente de rayos iónicos cargados positivamente, (2) analizador magnético, y (3) un colector de iones. Estas tres partes del espectrómetro de masas son evacuadas a presiones en el orden de 10^{-6} a 10^{-9} mm Hg. Muestras gaseosas y sólidas pueden ser analizadas dependiendo del diseño de la fuente de iones.

Para el análisis de muestras gaseosas, como argón o dióxido de carbono, la muestra de gas es filtrada dentro de la fuente a través de un pequeño orificio, mientras el sistema está siendo bombeado (análisis dinámico), o una pequeña

cantidad de gas es admitida dentro del espectrómetro de masas con las válvulas de bombeo cerradas (análisis estático). Las moléculas son ionizadas por el bombardeo de electrones. Los iones resultantes, cargados positivamente, son acelerados por un campo de alto voltaje y son colimados a un rayo, a través de unas placas ranuradas.

Por otro lado, para el análisis de muestras sólidas la solución del elemento es depositada en un filamento, el cual es montado en la fuente. El filamento (compuesto de Ta, Re o W) es calentado eléctricamente a temperatura suficiente para volatilizar el elemento a analizar. La alta temperatura del filamento evaporizante causa la ionización del vapor. Los iones resultantes son luego acelerados y colimados a un rayo, como en el caso de muestras gaseosas.

El rayo iónico entra en un campo magnético generado por un electromagneto del cual sus polos son cuidadosamente posicionados, de manera que las líneas del campo magnético son perpendiculares a la dirección de los iones. El campo magnético desvía los iones a trayectorias circulares, cuyos radios son proporcionales a las masas de los isótopos, esto es, los iones pesados se desvían menos que los ligeros. Los rayos iónicos separados continúan a través del tubo analizador del colector, donde se forma una imagen de la fuente, producto del efecto óptico iónico del campo magnético.

El colector iónico consiste de un contenedor metálico ubicado detrás de la placa ranurada. El voltaje en la fuente y el campo magnético son ajustados de manera que uno de los rayos iónicos es enfocado a través del colector y entra al detector, mientras que otro rayo choca con la placa ranurada o con las paredes metálicas del tubo, y son neutralizados. El rayo que entra al colector es neutralizado por electrones que circulan en el colector a través de un resistor ($10^{10} - 10^{12}$ ohms). La diferencia de voltaje generada a lo largo del resistor es

amplificada y medida digitalmente por un voltímetro análogo y expuesta en una gráfica.

Las señales graficadas consisten en una serie de picos y valles que forman el espectro de masa del elemento (Figura 26). Cada pico representa una masa directa que identifica cada isótopo en el espectro de masa del elemento analizado. La altura de esos picos es proporcional a la abundancia relativa de dichos isótopos.

NIER utilizó su espectrómetro de masas para determinar las composiciones isotópicas de muchos elementos, incluyendo Ca, Ti, S, Ar, Sr, Ba, Bi, Tl, Hg, Ne, Kr, Rb, Xe, C, N, O y K (NIER, 1938a, 1938b, 1950a, 1950b). En años recientes los espectrómetros de masas han sido mejorados por la afinación de óptica iónica y la incorporación de sistemas de colección de datos automatizados por computadoras digitales (HAGAN y DELAETER, 1966; WEICHERT *et al*, 1967; ARRIENS y COMPSTON, 1968; WASSERBURG *et al*, 1969; STACEY *et al*, 1971, 1972; SCHOELLER y HAYES, 1975; SHERRILL y DALRYMPLE, 1979)

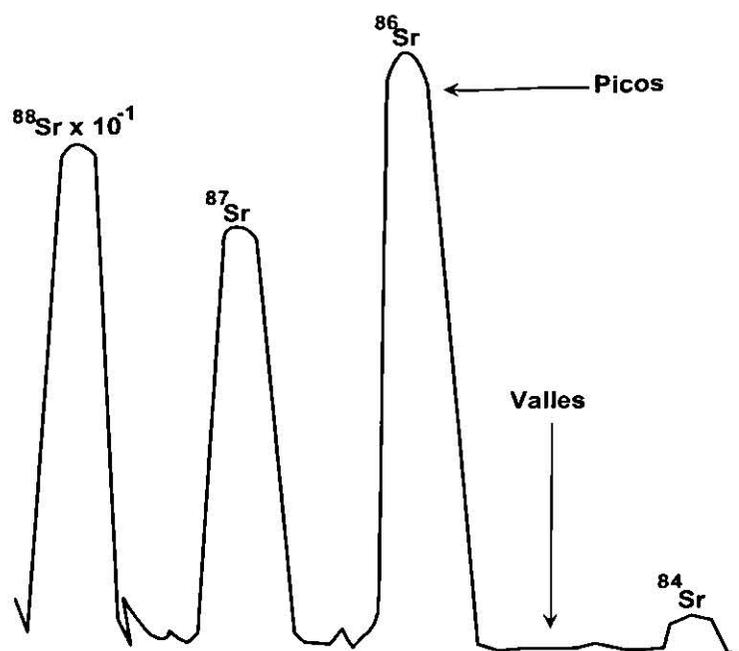


Figura 26. Espectro de masa de estroncio, obtenido en un espectrómetro de masas tipo Nier, equipado con un filamento sencillo para análisis de muestras sólidas (Nuclide Corporation, modelo 6-60-S). Las alturas de los picos son proporcionales a las abundancias de los isótopos respectivos.

Preparación de Muestras para ICP-MS

Se pesaron 0.1g para cada muestra a partir de polvos reducidos a una malla 100, los cuales fueron llevados a digestión en ácidos. La digestión de las muestras se realizó utilizando una mezcla de 4 mL de HClO_4 y 10 mL de HF calentada sobre una parrilla en bombas de teflón, en caso de no presentarse disolución total, se agregaron nuevamente 5 mL de HF y 2 mL de HClO_4 los cuales fueron completamente evaporados. Finalmente, la muestra se aforó a 100 mL de HNO_3 al 2% (MORTON y colaboradores, 1997), para posteriormente determinar la concentración de los elementos de las tierras raras en cada una de las muestras.

Condiciones de Medición

Las condiciones óptimas de operación del ICP-MS utilizadas para la determinación de lantánidos se describe en la Tabla 3. Para la determinación analítica se construyó una curva de calibración con 4 puntos: un blanco y tres soluciones estándar de 0.1, 1.0 y 10 ppb, conteniendo todos los lantánidos. Para compensar las fluctuaciones instrumentales se utiliza ^{115}In como estándar interno (MORTON y colaboradores, 1997).

El control de calidad de las muestras se verificó en términos de precisión, exactitud y límite de detección utilizando el material de referencia internacional JA2. La precisión y exactitud fue para todos los lantánidos mejor al 2% (DER) y la exactitud puede ser considerada como buena según los valores SST (test de Sutamo-Stegel), mientras que el límite de detección para todos los elementos analizados es menor a 0.07 ppb (MORTON y colaboradores, 1997).

Tabla 3. Condiciones instrumentales para la operación óptima del ICP-MS para la determinación de lantánidos.

ICP-MS	
Fuente de Poder	1450 volts
Gas Enfriador	16.1 l/min
Gas Auxiliar	0.50 l/min
Nebulizador	0.7 l/min
Interfase:	
Material de los conos:	Niquel
Tiempo de análisis	
Tiempo de toma de muestra	100 sec
Tiempo de adquisición	45 sec
Tiempo de lavado	120 sec

5.3 Elementos Mayores

Los elementos tradicionalmente enlistados como óxidos en un análisis de elementos mayores son SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . Los geoquímicos los utilizan de tres maneras principales, (1) para la clasificación de rocas (rocas volcánicas), (2) en la construcción de diagramas de variación (todo tipo de rocas), y (3) como comparación de rocas cuya composición y condición de formación es conocida. En adición a esto, los elementos mayores también son utilizados junto con los elementos traza en la identificación del ambiente tectónico de las rocas ígneas y algunas sedimentarias (ROLLINSON, 1996). En la tabla 4 se presentan los resultados de los análisis de elementos mayores de las rocas estudiadas en el presente trabajo.

5.3.1 Clasificación Química

En el diagrama de IRVINE y BARAGAR (1971) para la separación de rocas en los campos alcalino y subalcalino, se puede observar que las rocas analizadas por MORTON (1995), para cinco intrusivos en el CCM incluyendo el Cerro Mercado, poseen en su mayoría un carácter subalcalino (Figura 27a). Comparando esto con las muestras analizadas en el presente trabajo, se llega al mismo resultado, por lo tanto se confirma que las rocas del plutón Cerro Mercado se discriminan en el campo de las rocas subalcalinas (Figura 27b), teniendo un rango de concentración de SiO_2 de intermedio – ácido (52.34 – 66.75 % en peso). La concentración de K_2O es alta en las rocas del Mercado como se aprecia en la Figura 28, la cual muestra dos campos, de alto potasio y medio potasio, propuesto por PECCERILLO y TAYLOR (1976).

FROST y colaboradores (2001) proponen un nuevo esquema de clasificación geoquímica para rocas graníticas basado en tres variables, las cuales son: $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ = número de Fe, el índice alcali-cálcico modificado (MALI; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$), y el índice de saturación de aluminio (ASI; $\text{Al}/(\text{Ca}-1.67\text{P}+\text{Na}+\text{K})$). El número de Fe distingue granitoides ferrosos de granitoides magnesianos. Estos granitoides a la vez pueden ser clasificados en alcalinos, alcali-cálcicos, calco-alcalinos, y cálcicos en base a MALI y subdivididos en base a ASI en peraluminosos, metaluminosos o peralcalinos. Utilizando los resultados de elementos mayores en este trabajo y utilizando los parámetros de FROST y colaboradores (2001) se obtuvo que las rocas del Cerro Mercado son granitos magnesianos (Figura 29), en su mayoría calco-alcalinos (Figura 30), y metaluminosos (valores ASI <1 y Na + K moleculares < Al molecular). Los valores obtenidos de acuerdo a FROST y colaboradores (2001) se presentan en la Tabla 2 del Anexo III.

De acuerdo a estos resultados, se interpreta que estas rocas son afines a los batolitos Cordilleranos del Oeste de E.U.A. y Noroeste de México, los cuales son magnesianos y en su mayoría cálcicos y calco-alcalinos. Este tipo de granitos son conocidos como granitos de arco volcánico (PEARCE et al, 1984), granitoides de arco de isla y de arco continental (MANIAR y PICCOLI, 1989), o granitos calco-alcalinos con contenido de anfíbol (BARBARIN, 1999). La mayoría de las rocas de este grupo son consideradas como granitoides tipo I de acuerdo a CHAPPELL y WHITE (1974; FROST y colaboradores, 2001).

5.3.2 Norma CIPW

En este trabajo también se calculó la norma CIPW (Tabla 4). Esta norma fue nombrada así por los cuatro petrologistas Cross, Iddings, Pirsson y Washington quienes la desarrollaron en 1931. Esta norma es un medio para convertir la composición química de una roca a una composición mineral ideal, es decir, conociendo la composición química de elementos mayores de cierta roca podemos conocer la composición de minerales normativos que se formarían, a partir de los cálculos de dicha norma.

La norma CIPW calcula la composición mineral si el magma fue anhidro (el agua es tratada como una fase aparte) y a baja presión. Otras normas más complejas han sido desarrolladas para situaciones hidratadas y de alta presión. En un caso muy ideal, una norma ligaría las fases minerales observadas perfectamente (MCLAREN, 1999).

Calculando la norma CIPW (Tabla 4) para estas rocas se observa la presencia de cuarzo e hiperstena normativos y la ausencia de nefelina normativa, lo cual es común en las rocas del CCM (MORTON, 1995). Lo anterior confirma el carácter sobresaturado de las rocas del intrusivo del Cerro Mercado. Los diferentes cuerpos intrusivos que componen al CCM, composicionalmente son rocas de alto sodio, no alcalinas, como sucede con la mayoría de las rocas de la PAOM, interpretadas como producto de subducción.

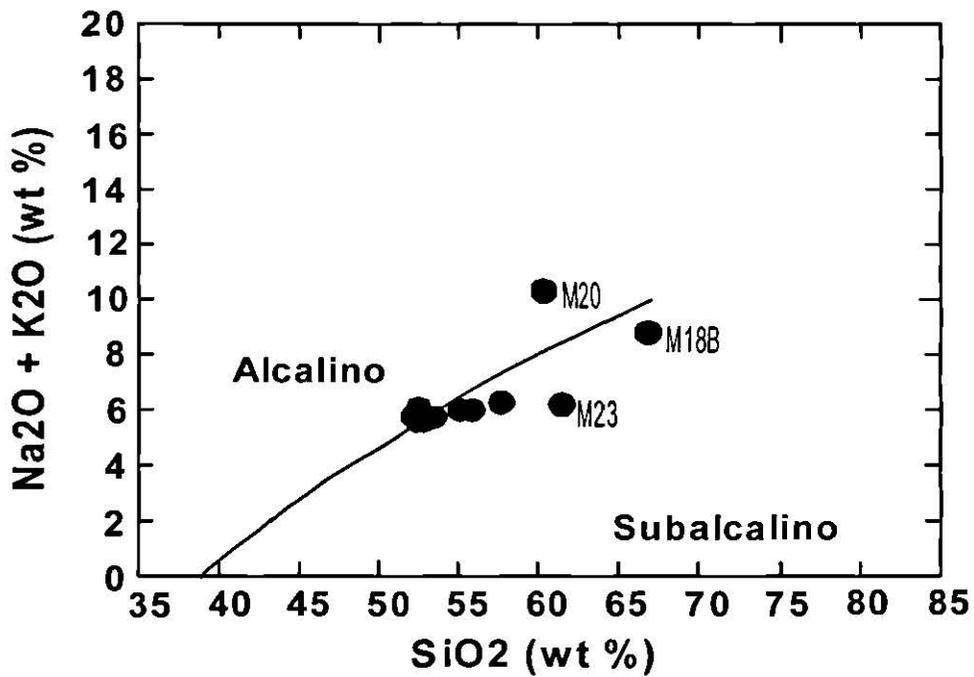
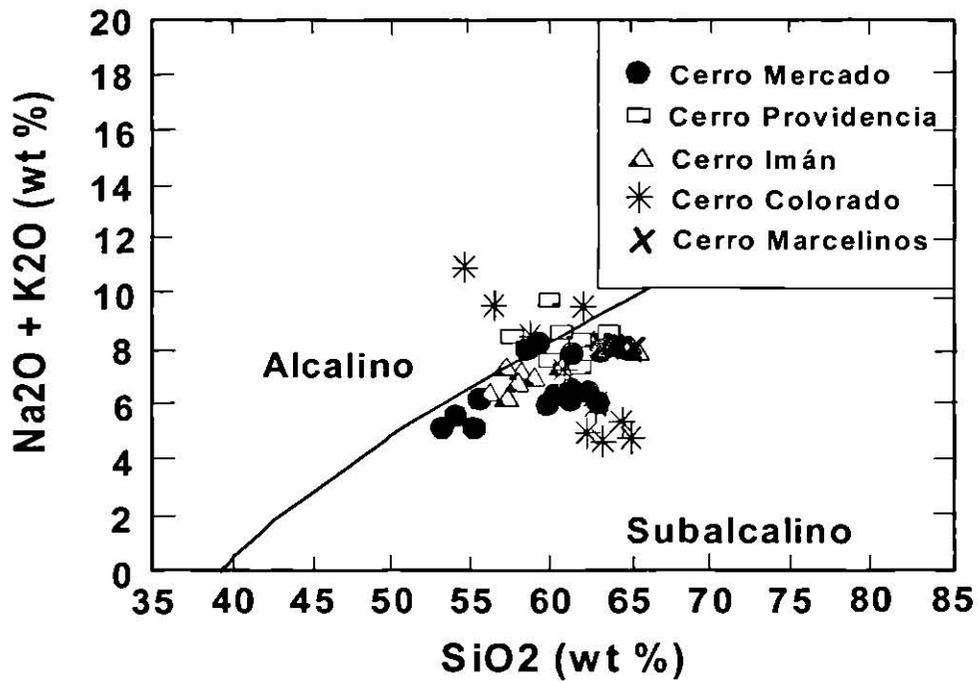


Figura 27. Diagrama de IRVINE y BARAGAR (1975) para la discriminación de rocas alcalinas y subalcalinas. **A.** Rocas analizadas por MORTON (1995). **B.** Rocas analizadas en este trabajo.

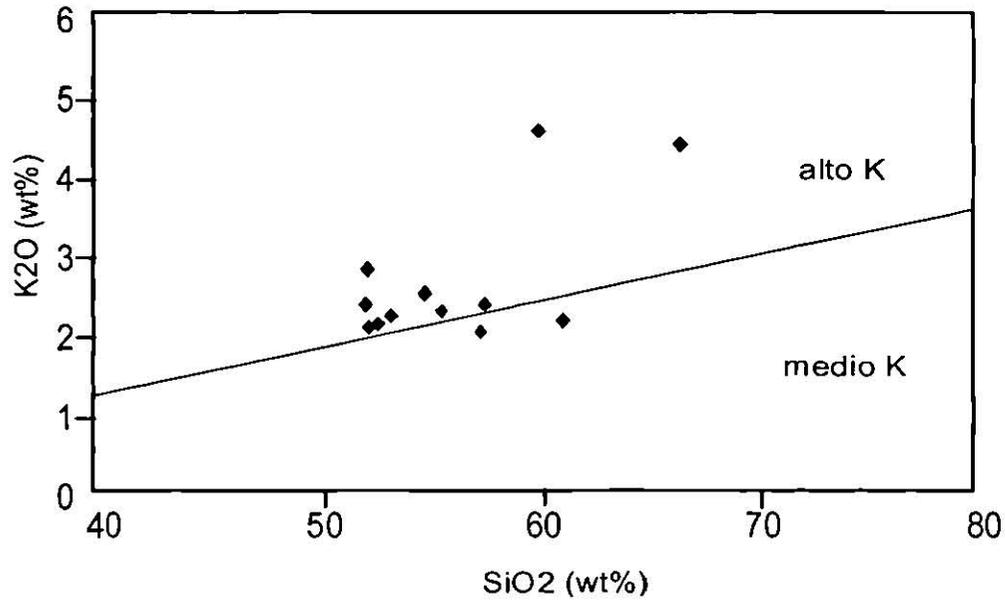


Figura 28. Relación de concentraciones de SiO₂ vs. K₂O. Los campos fueron definidos por PECCERILLO y TAYLOR (1976).

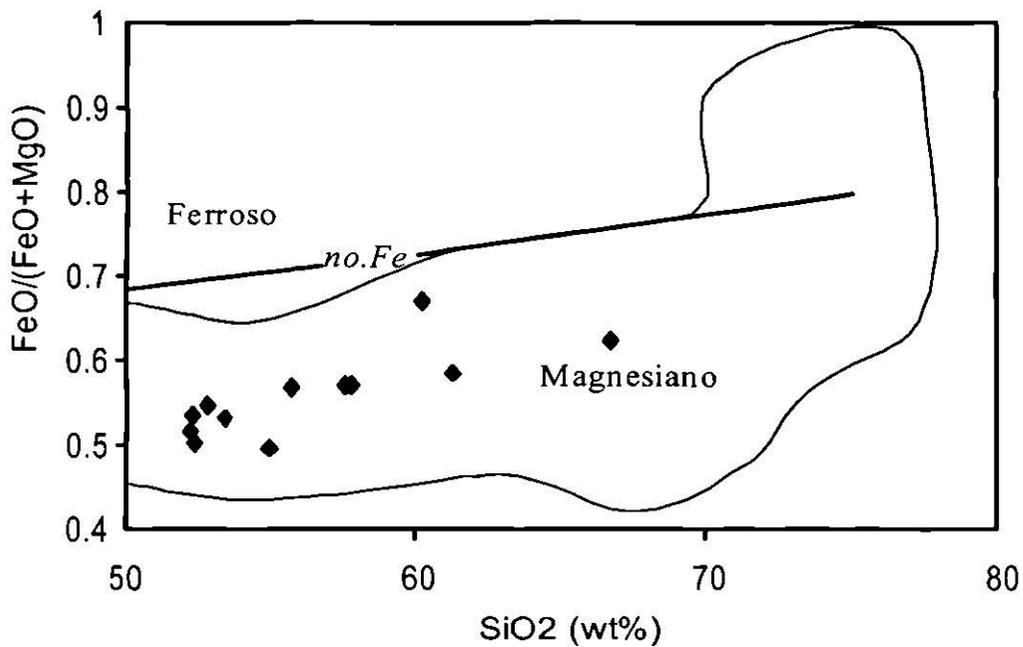


Figura 29. Diagrama de FeO/(FeO+MgO) vs. %SiO₂, para la distinción de granitos ferrosos y magnesianos. Las rocas del Cerro Mercado se encuentran en el campo magnesiano y muestran una afinidad con los batolitos Cordilleranos (silueta gris). Tomado de FROST y colaboradores, 2001.

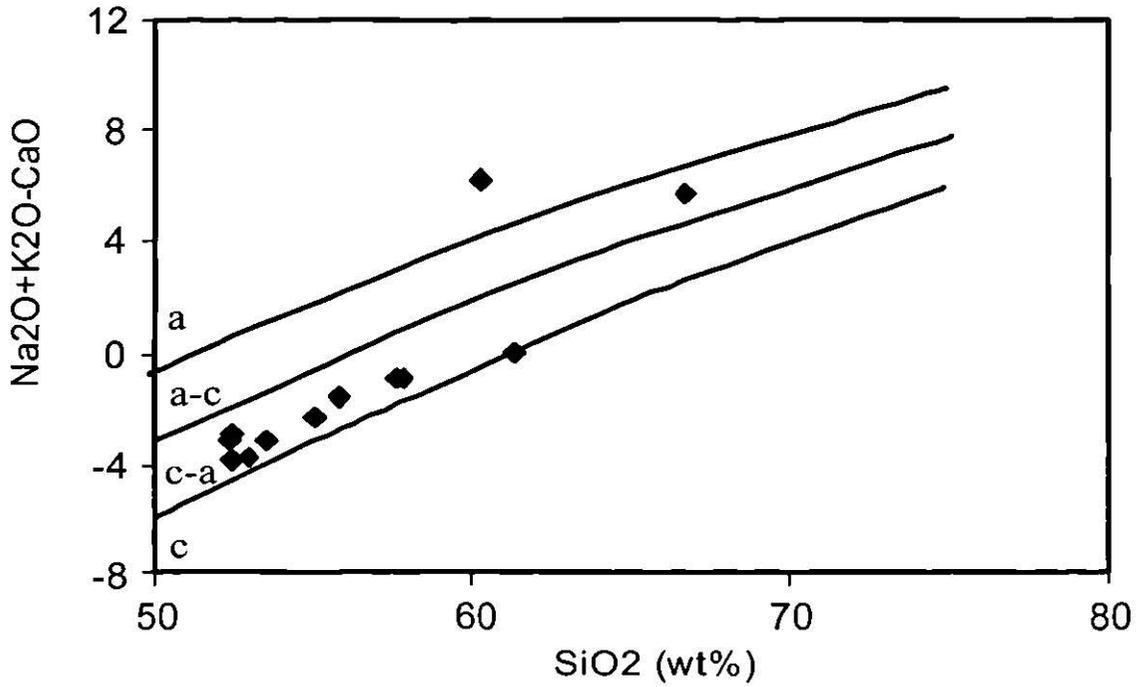


Figura 30. Diagrama de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. $\% \text{SiO}_2$ mostrando las series alcalina (a), alcali-cálcica (a-c), calco-alcalina (c-a) y cálcica (c) propuesta por PEACOCK (1931). Las muestras de este trabajo, en su mayoría, caen dentro de la serie calco-alcalina. Tomado de FROST y colaboradores (2001).

5.3.3 Variaciones Sistemáticas de Elementos Mayores

Para esta sección se emplea como base los diagramas de variación tipo Harker (Figura 31) y se asume que la existencia en ellos de tendencias lineales con dispersiones pequeñas o moderadas. Este tipo de tendencias pueden interpretarse como productos de los procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada. Cada óxido o elemento de la Tabla 4 fue graficado a lo largo del eje de las ordenadas ("Y") contra el por ciento en peso de SiO₂ en el eje de las abscisas ("X").

La cristalización fraccionada es uno de los procesos principales en la evolución de muchas rocas ígneas y según las observaciones petrográficas (zoneamiento mineral en plagioclasas y reemplazamientos de biotita por hornblenda), el comportamiento de los elementos mayores y los patrones de tierras raras escalonados, con cambios ligeramente perceptibles en anomalías negativas de Europio en las rocas más diferenciadas, se considera que cristalización fraccionada corresponde al proceso de diferenciación magmática principal para las composiciones de rocas presentes en el área de estudio.

La importancia de la cristalización fraccionada fue expuesta por Bowen (1928) en su libro *La evolución de las rocas ígneas*; el argumentaba que los patrones geoquímicos para las rocas volcánicas representan una 'línea líquida de descenso' lo cual es la trayectoria tomada por los líquidos residuales que evolucionan a través del diferencial de retiro de minerales del magma (ROLLINSON, 1996).

Para las rocas del plutón Mercado, éstas muestran trayectorias similares a las que se presentan por procesos de cristalización fraccionada, como se puede observar en los diagramas de variación (Figura 31), cuyos resultados concuerdan también con lo expuesto por MORTON, 1995.

Tabla 4. Elementos mayores expresados en % en peso y norma CIPW para las 12 muestras del Cerro Mercado.

	M11	M13	M14	M15	M16	M17	M18B	M20	M23	M24	M25	M27
SiO₂	55.80	52.43	55.02	52.47	57.83	52.95	66.75	60.27	61.37	57.62	53.48	52.34
TiO₂	0.87	1.03	0.90	0.96	0.68	1.00	0.36	0.36	0.54	0.68	0.94	1.02
Al₂O₃	17.91	16.89	17.65	18.07	18.68	18.00	16.86	20.50	18.20	19.30	17.93	17.64
Fe₂O₃	4.27	4.52	4.32	5.62	4.13	4.87	1.83	2.25	3.39	3.74	4.98	5.06
FeO	3.66	4.72	3.39	3.38	2.53	3.84	1.24	1.05	1.93	2.33	3.47	4.04
MnO	0.19	0.18	0.17	0.20	0.20	0.19	0.08	0.23	0.18	0.15	0.19	0.19
MgO	2.80	4.11	3.41	3.33	1.91	3.17	0.75	0.52	1.36	1.76	3.06	3.75
CaO	7.43	8.86	8.19	9.28	7.14	9.26	3.03	4.00	6.01	7.04	8.73	8.73
Na₂O	3.64	3.20	3.46	3.44	3.90	3.42	4.35	5.68	3.94	4.17	3.45	3.35
K₂O	2.25	2.78	2.47	2.05	2.34	2.09	4.35	4.52	2.14	2.00	2.20	2.33
P₂O₅	0.46	0.48	0.38	0.46	0.40	0.48	0.14	0.10	0.30	0.34	0.44	0.56
PXC	0.39	0.28	0.31	0.21	0.37	0.16	0.18	0.54	0.30	0.47	0.24	0.31
SUMA	99.67	99.48	99.69	99.47	100.11	99.43	99.91	100.01	99.66	99.58	99.10	99.32
Minerales normativos CIPW												
%AN	45.67	46.48	46.39	48.86	44.59	48.81	27.03	26.23	43.49	44.28	47.99	48.05
Q	5.89	0.00	3.83	0.63	8.14	1.68	17.59	0.93	15.19	8.13	2.57	0.39
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
or	13.42	16.60	14.72	12.24	13.89	12.47	25.77	26.86	12.75	11.94	13.18	13.94
ab	31.08	27.35	29.52	29.42	33.15	29.22	36.90	48.33	33.60	35.65	29.60	28.70
an	26.12	23.75	25.55	28.11	26.68	27.86	13.67	17.19	25.86	28.33	27.32	26.55
di	6.65	14.38	10.58	12.72	5.22	12.69	0.38	1.72	1.84	3.90	11.31	11.21
hy	10.63	9.14	9.67	10.35	7.52	9.37	2.01	1.33	6.06	6.76	9.59	12.23
ol	0.00	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	3.47	3.71	3.51	3.60	3.18	3.66	2.66	2.71	2.98	3.19	3.59	3.70
il	1.67	1.98	1.72	1.84	1.30	1.92	0.69	0.69	1.03	1.30	1.81	1.96
ap	1.08	1.12	0.89	1.08	0.93	1.12	0.33	0.23	0.70	0.80	1.03	1.31
Suma	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

PXC=pérdida por calcinación; %An=porcentaje de anortita; Q=cuarzo; or=ortoclasa, ab=albita; an=anortita; di=diópsida; hy=hiperstena; ol=olivino; mt=magnetita; il=ilmenita; ap=apatito.

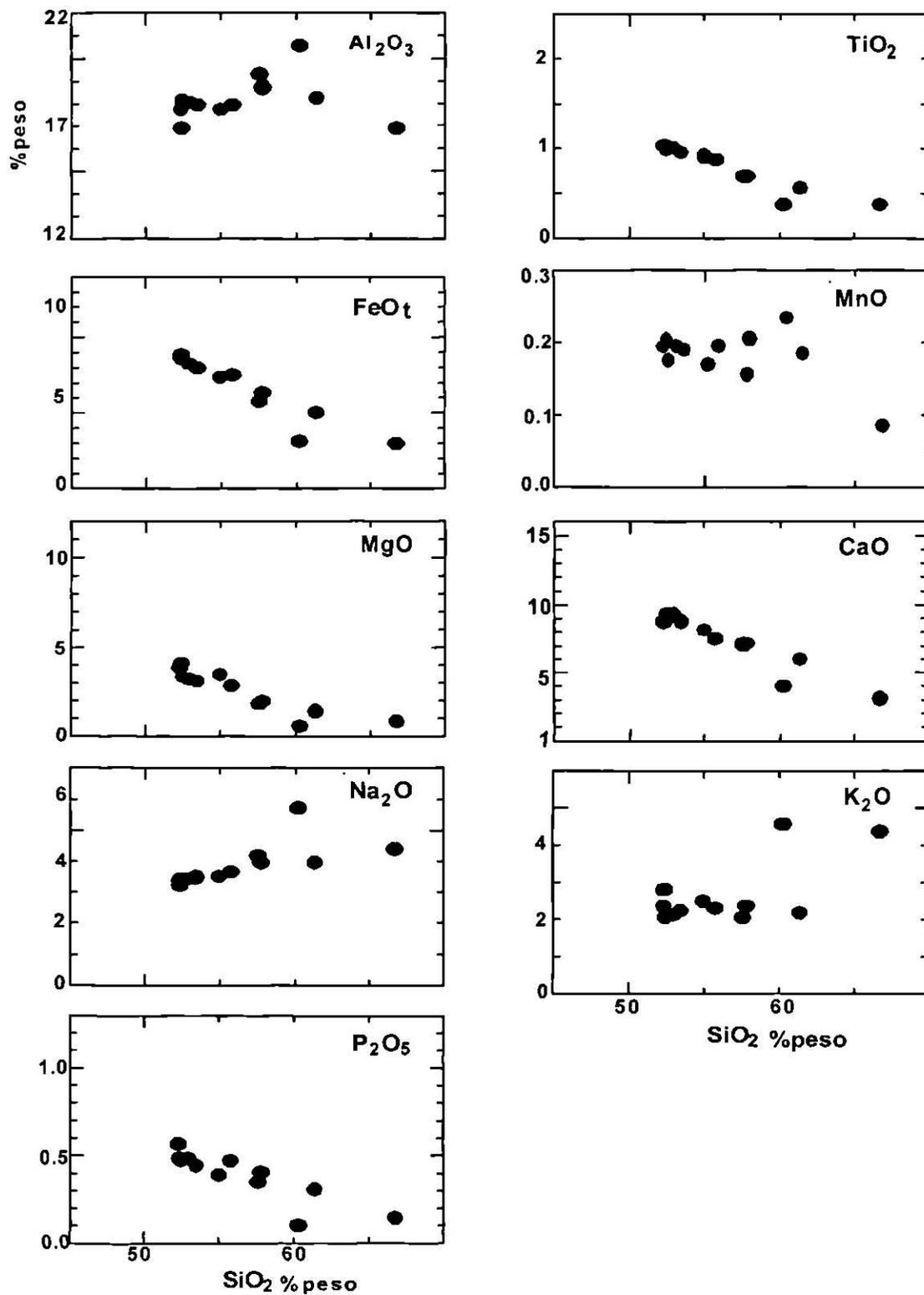


Figura 31. Diagramas de variación tipo Harker. Las muestras del Cerro Mercado muestran trayectorias similares a las de cristalización fraccionada.

5.4 Elementos Traza

Un elemento traza puede ser definido como un elemento que esta presenta en una roca en concentraciones menores que 0.1% en peso, esto es menos que 1000 partes por millón (ppm). Los estudios de elementos traza han sido una parte vital de la petrología moderna y son principalmente utilizados en el estudio de los procesos de diferenciación magmática y como elementos claves en la discriminación de ambientes tectonomagmáticos. Particularmente importante es el hecho de que existen modelos matemáticos para describir distribuciones de elementos traza, lo que permite pruebas cuantitativas de hipótesis petrológicas (ROLLINSON, 1996).

Los elementos traza son clasificados en base a su posición en la tabla periódica o de acuerdo a su comportamiento en los sistemas magmáticos. Muchos grupos de elementos dentro de la tabla periódica son de un interés geoquímico particular, como lo es el caso de los elementos con números atómicos del 57 al 71, los lántanidos o elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés *Rare Earth Elements*) como son llamados en la geoquímica. Otros grupos lo son el grupo del platino (números atómicos del 44 – 46 y 76 – 79), también conocidos como metales nobles si se incluye el Au, y los metales de transición (números atómicos del 21 – 30). En geoquímica, este término está restringido a la primer serie de transición e incluye dos elementos mayores, Fe y Mn.

Cuando parte del manto terrestre es fundido, los elementos traza muestran una preferencia, según su coeficiente de partición, al ser incorporados en la fase líquida o la fase sólida (mineral). Los elementos traza que muestran una preferencia por la fase mineral se conocen como compatibles, aquellos elementos cuya preferencia es la fase líquida se conocen como incompatibles. Existen grados de compatibilidad e incompatibilidad y los elementos traza se comportarán

de diversas maneras en líquidos de diferente composición. Por ejemplo, P es incompatible en una mineralogía del manto y durante la fusión parcial rápidamente se concentrará en el líquido. Sin embargo, en granitos, P se encuentra como elemento menor (0.1-1% en peso) y es compatible ya que se acomoda en la estructura del apatito.

Otra subdivisión de los elementos incompatibles es con base a la relación carga/tamaño. Esta propiedad se describe como fuerza de campo, esto es la carga electrostática por unidad de superficie de área del catión. También esto se describe como el potencial iónico de un elemento y es cuantificado como la proporción de la valencia de un radio iónico. Los cationes pequeños de alta carga son conocidos como cationes de alto potencial iónico (HFS, por sus siglas en inglés *High Field Strength*, de potencial iónico >2.0) y, los cationes grandes de cargas pequeñas se conocen como cationes de bajo potencial iónico (potencial iónico <2.0). Estos cationes también son conocidos como elementos litófilos de ión grande (LILE, por sus siglas en inglés *Large Ion Lithophile Elements*). Los elementos con un radio iónico pequeño y relativamente bajas cargas, tienden a ser compatibles (ROLLINSON, 1996). En la Tabla 5 se presentan los resultados de elementos traza para las rocas del Cerro Mercado.

Tabla 5. Concentraciones de elementos traça y elementos de las tierras raras en partes por millón (ppm).

	M11	M13	M14	M15	M16	M17	M18B	M20	M23	M24	M25	M27
Rb	57	65	57	53	61	51	135	123	63	53	55	51
Sr	1464	1129	1419	1340	1536	1316	1138	3884	1565	1510	1332	1210
Ba	1242	915	1000	934	1048	903	1522	3374	1212	1008	972	822
Y	23	24	23	22	22	25	24	27	22	24	22	25
Zr	263	182	227	199	254	178	274	465	275	347	222	209
Nb	8	4	7	4	7	7	10	14	9	13	5	7
V	157	244	195	204	113	210	64	71	71	100	192	221
Cr	207	195	51	166	167	188	159	182	162	158	161	156
Co	18	27	16	19	8	18	4	<3	<3	7	17	21
Ni	102	87	127	100	116	102	74	258	120	122	98	100
Cu	12	60	45	21	15	17	23	33	12	25	23	22
Zn	80	84	95	88	99	90	27	100	83	79	85	86
Th	<3	5	<3	<3	5	<3	27	47	<3	<3	4	<3
Pb	7	7	7	<5	7	6	13	25	8	8	<5	<5
La	20.79	17.94	18.34	24.88	25.32	20.73	28.35	43.17	23.60	31.52	21.02	21.63
Ce	46.89	38.80	39.70	62.87	62.43	42.19	66.15	93.12	51.91	69.98	57.89	58.96
Pr	5.86	5.04	5.02	7.66	7.03	6.01	6.33	9.47	6.42	9.22	6.33	6.56
Nd	24.42	21.39	20.43	32.55	28.63	25.27	22.54	35.59	25.96	35.94	26.88	27.63
Sa	4.98	4.74	4.10	7.27	6.06	6.18	4.12	6.68	5.09	6.77	5.86	6.19
Eu	1.45	1.39	1.17	2.08	1.89	1.64	1.17	1.99	1.54	1.79	1.72	1.66
Gd	4.49	4.43	3.66	6.63	5.57	5.66	3.61	5.68	4.53	5.83	5.39	5.73
Tb	0.57	0.54	0.44	0.90	0.76	0.71	0.47	0.73	0.58	0.76	0.71	0.76
Dy	3.38	3.18	2.73	5.49	4.31	3.99	2.61	3.89	3.47	4.23	3.92	4.13
Ho	0.61	0.53	0.46	0.92	0.83	0.68	0.49	0.73	0.63	0.79	0.71	0.74
Er	1.79	1.54	1.40	2.27	2.09	1.86	1.27	1.89	1.88	1.98	1.80	1.76
Tm	0.21	0.16	0.14	0.35	0.34	0.26	0.20	0.33	0.23	0.32	0.27	0.27
Lu	0.19	0.14	0.13	0.31	0.33	0.24	0.18	0.35	0.23	0.27	0.23	0.23

5.4.1 Elementos de las Tierras Raras (REE)

Los elementos de las tierras raras (REE) son los elementos traza más usados y los estudios de tierras raras tienen implicaciones importantes en la petrología ígnea, sedimentaria y metamórfica. Los REE comprenden la serie de metales de números atómicos del 57 al 71 (La – Lu). Comúnmente los miembros de esta serie con número atómico bajo son conocidos como tierras raras ligeras y aquellos con un número atómico alto son las tierras raras pesadas. Algunos otros separan a las tierras raras intermedias considerando a los elementos entre el Samario (Sm) y el Disprosio (Dy). En la Tabla 5 se presentan los resultados de tierras raras.

Presentación de datos de Tierras raras

Las concentraciones de REE en las rocas son normalizadas a un estándar de referencia común el cual, en la mayoría de los casos, está referenciado a valores para meteoritos condriticos. Los meteoritos condriticos fueron escogidos como estándar debido a que representan muestras relativamente sin fraccionar del sistema solar desde la nucleosíntesis original.

Las tierras raras son presentadas normalmente en un diagrama de concentración (logarítmico) contra número atómico. Las relaciones en la concentración de elementos de una misma roca se unen a través de líneas rectas. La forma de un patrón de tierras raras está definido por la composición de la fuente, el grado de fusión y las fases fraccionadas. Para el caso de las rocas del Cerro Mercado, los valores obtenidos por ICP-MS se normalizaron contra valores de condritas de EVENSEN y colaboradores (1978) y se obtuvo la gráfica correspondiente (Figura 32).

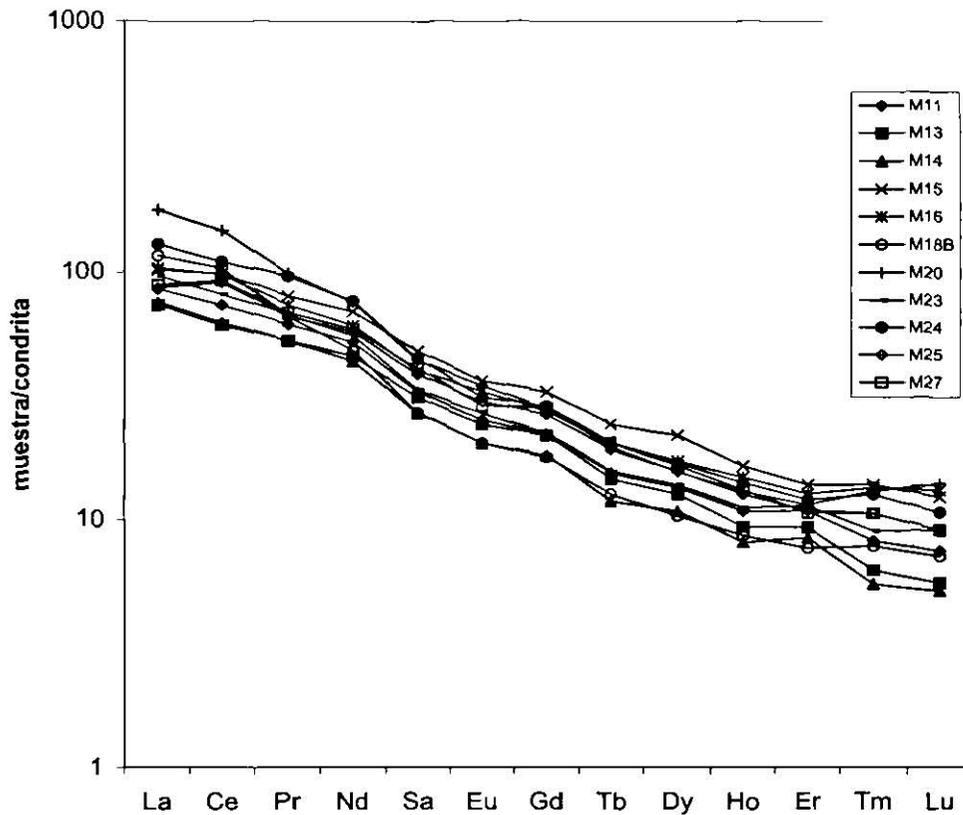


Figura 32. Patrón de tierras raras para las rocas del Cerro Mercado, normalizadas a condritas (EVENSEN y colaboradores, 1978).

5.4.2 Diagramas Multielemento

Los diagramas multielemento están desarrollados en base a un grupo de elementos incompatibles con respecto a una mineralogía típica del manto. Estos diagramas son una extensión del tradicional diagrama de tierras raras normalizados a condritas. Existen tres maneras comunes para normalizar datos de elementos traza para la presentación de un diagrama: manto primitivo, condritas y MORB.

Diagramas normalizados a manto primitivo: El manto primitivo es la composición del manto antes de que la corteza continental se formara. Una estimación de manto primitivo frecuentemente usado es la de WOOD y colaboradores (1979a),

quien lo empleó para comparar variaciones composicionales entre lavas básicas por medio de estos diagramas.

Diagramas normalizados a condritas: THOMPSON (1982) propuso que la normalización a valores condriticos es preferible a la composición del manto primitivo ya que los valores condriticos son medidos directamente y no estimados.

Diagramas normalizados a MORB: Estos diagramas son apropiados para basaltos, andesitas y rocas corticales evolucionadas. Este tipo de diagrama fue propuesto por PEARCE (1983).

En la Figura 33 se puede observar el diagrama multielemento para las muestras del Cerro Mercado, las cuales se normalizaron a valores de WOOD y colaboradores (1979a). El diagrama muestra un enriquecimiento de LILE, REE y Sr con respecto a HFSE, también presenta anomalías negativas en Nb y Ti, las cuales se ha citado que son características para ambientes de arco volcánico. También una amplia anomalía negativa en Ti es característica de la cristalización inicial y fraccionación de los óxidos de Ti de alta temperatura.

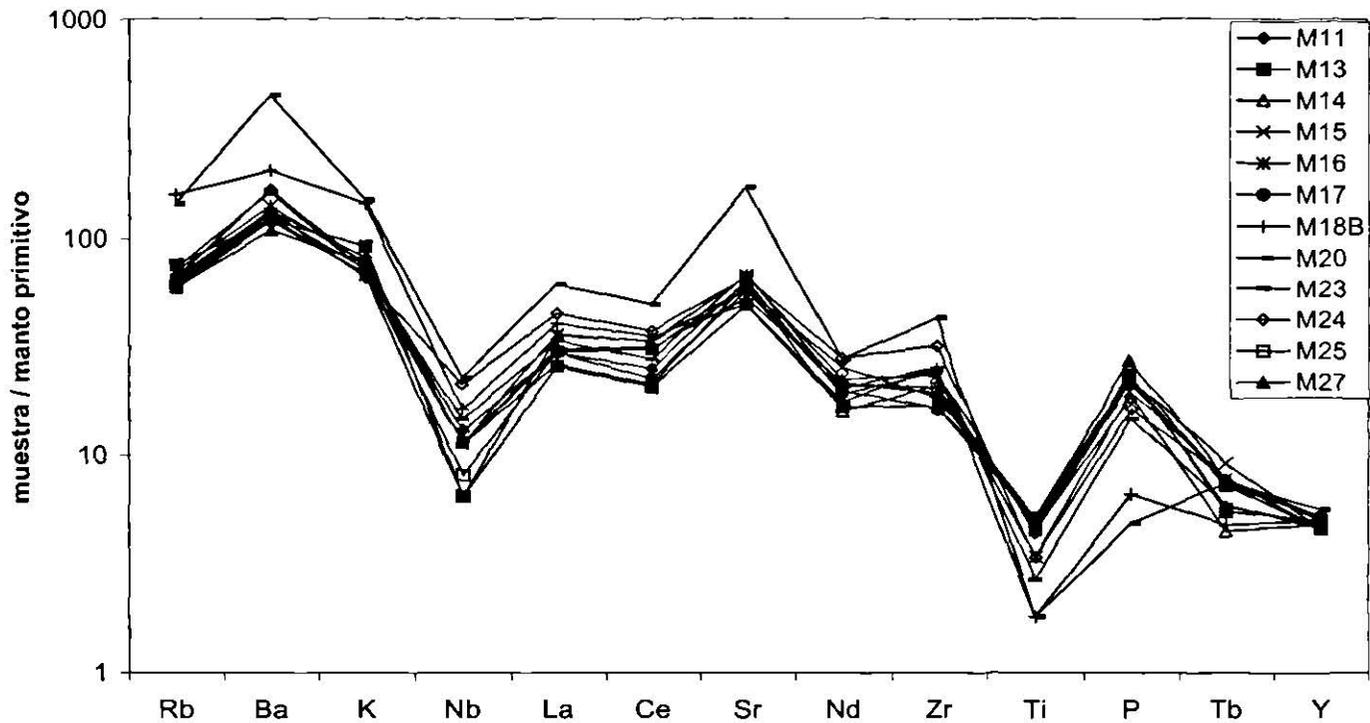


Figura 33. Diagrama multielemento normalizada a manto primitivo de acuerdo WOOD y colaboradores (1979a), para las rocas del plutón Cerro Mercado. En este diagrama se observan anomalías negativas de Nb, lo cual es característico para la mayoría de los intrusivos del CCM. Lo anterior se considera, en primera instancia, como magmas con afinidad de magmatismo orogénico (MORTON, 1995).

5.6 Diagramas de Discriminación Tectonomagmática

La idea de que los magmas conservan una huella de los ambientes tectónicos en los cuales se generaron y que químicamente esto es observable, es atribuido al trabajo de PEARCE y CANN (1971, 1973). En dos artículos muy importantes, ellos mostraron que fue posible distinguir entre basaltos producidos en diferentes ambientes tectónicos usando la geoquímica. Ellos desarrollaron lo que se conoce como diagramas de discriminación tectonomagmática, que simplemente son diagramas de variaciones geoquímicas en los cuales, magmas producidos en diferentes ambientes tectónicos pueden distinguirse unos de otros en base a sus características químicas.

5.6.1 Análisis de Discriminación

El análisis discriminante es una técnica estadística usada para la discriminación de muestras dentro de un grupo definido. Un extenso número de variables es examinado en orden de aislar aquellas que sean más efectivas para la discriminación de muestras. Estas variables discriminantes son usadas para definir los ejes de los diagramas según su tipo. Los grupos separados de muestras son graficados como concentraciones elementales y los límites son dibujados entre los diferentes tipos de muestras. Las muestras desconocidas son luego discriminadas de acuerdo a los campos definidos. En los estudios de PEARCE y CANN (1971, 1973) los elementos Ti, Zr, Y, Nb y Sr fueron los discriminantes más efectivos entre los basaltos eruptados en ambientes tectónicos diferentes.

5.6.2 Ambientes Tectónicos

PEARCE y CANN (1971, 1973) originalmente identificaron firmas geoquímicas de rocas de arcos volcánicos, de piso oceánico y rocas intra-placa. En la actualidad, la discriminación química se ha expandido hasta incluir rocas graníticas y sedimentos. Los ambientes tectónicos reconocidos usando los criterios geoquímicos son los siguientes:

1. Dorsal oceánica

Dorsal oceánica normal (caracterizada por MORB tipo N).

Dorsal oceánica anómala (caracterizada por MORB tipo E).

Dorsal de cuenca tras-arco.

Dorsal de cuenca delante del arco.

2. Arco volcánico

Arco oceánico – con presencia de basaltos toleíticos.

Arco oceánico – con presencia de basaltos calcoalcalinos.

Margen continental activo

3. Ambiente colisional

Colisión continente – continente.

Colisión continente – arco.

4. Ambiente intraplaca

Intracontinental – corteza normal.

Intracontinental – corteza atenuada.

5. Margen continental pasivo

5.6.3 Uso de los Diagramas de Discriminación

Los diagramas de discriminación pueden ser usados para sugerir una afiliación de muestras a un ambiente tectónico, nunca como una prueba para confirmar un ambiente tectónico. Por ejemplo, usar un diagrama de discriminación construido para rocas volcánicas de edad reciente para postular un ambiente tectónico arcaico, nos producirá resultados erróneos. Además los diagramas de discriminación no deben ser usados para una sola muestra, sino para un grupo de muestras de roca, ya que esto dará mayor precisión de los resultados.

Los factores que se deben considerar para la evaluación de los diagramas de discriminación son:

1. El número de muestras usadas en la construcción del diagrama y la definición de sus límites.
2. El grado de traslape entre los campos propuestos.
3. Los efectos de movilidad de elementos en el uso del diagrama.
4. El rango de ambientes tectónicos representados.

Para sacar provecho de los diagramas de discriminación, debemos entender el principio de ellos, de acuerdo a la composición de las muestras roca que se desean graficar en dichos diagramas. Para el caso de las muestras del presente trabajo, estas se graficarán en diagramas de discriminación para rocas de composición granítica, que es el caso de estas rocas.

5.6.4 Diagramas de Discriminación para Rocas de Composición Granítica

El primer estudio sistemático de la geoquímica de granitos de ambientes tectónicos conocidos fue realizado por PEARCE y colaboradores (1984), quienes definieron el término “granito” para cualquier roca plutónica con contenido de cuarzo modal mayor al cinco por ciento. Ellos clasificaron granitos de dorsal

oceánica, arco volcánico, intraplaca y colisionales. Un estudio preliminar de concentraciones de elementos traza graficados contra concentraciones de sílice de un grupo de 600 granitos, revelaron que los elementos Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr y Hf son muy efectivos en la discriminación entre granitos de diferentes ambientes tectónicos.

- Diagramas de discriminación para granitos basados en variaciones Rb-Y-Nb y Rb-Yb-Ta (PEARCE y colaboradores, 1984)

Estos elementos mencionados fueron seleccionados por ser efectivos discriminantes entre la mayoría de tipos de granitos de dorsal oceánica (ORG, de las siglas del inglés Oceanic Ridge Granites), granitos intraplaca (WPG, de las siglas del inglés Within Plate Granites), granitos de arco volcánico (VAG, de las siglas del inglés Volcanic Arc Granites) y granitos sin-colisionales (syn-COLG, de las siglas del inglés Syn-Collisional Granites). Los granitos post-orogénicos y un grupo de granitos de dorsal oceánica dieron resultados ambiguos. Los granitos post-orogénicos no pudieron distinguirse de los granitos de arco volcánico y de los sin-colisionales en este tipo de diagramas, pero si se pueden identificar en los diagramas Hf-Rb-Ta discutidos más adelante.

- Diagramas de discriminación para granitos basados en variaciones Nb-Y y Ta-Yb (PEARCE y colaboradores, 1984)

Un diagrama bivariado de Nb e Y puede subdividirse en campos de granitos oceánicos (ORG), granitos intraplaca (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos sin-colisionales (syn-COLG). Se ha propuesto un diagrama similar para Ta e Yb.

- Diagramas de discriminación para granitos basados en variaciones de Hf-Rb-Ta.

Diagramas triangulares de Hf-Rb/10-Ta x 3 discriminan entre granitos de piso oceánico, granitos de arco volcánico y granitos de intraplaca, a la vez que los granitos colisionales se sitúan a lo largo del límite de arco volcánico/intraplaca (HARRIS *et al*, 1986). Una modificación de este diagrama para expandir el campo de granitos colisionales usando Hf-Rb/30 y Ta x 3, permite distinguir este grupo en particular a la vez de subdividirlo en granitos sin-colisionales y post-colisionales. Estos dos grupos se pueden reconocer en un diagrama bivariado de Rb/Zr contra SiO₂.

- Diagramas de discriminación para granitos basados en variaciones Rb-(Y+Nb) y Rb-(Yb+Ta; PEARCE y colaboradores, 1984)

Los diagramas bivariados de Rb-(Y+Nb) separan eficientemente los granitos sin-colisionales de granitos de arco volcánico y también existe una división muy clara entre granitos intraplaca y granitos oceánicos. También el diagrama usando (Yb+Ta) a lo largo del eje x del diagrama bivariado, produce campos similares. En esta investigación se utilizaron los elementos discriminantes: Rb-(Y-Nb), discriminándose las muestras en el campo de granitos de arco volcánico (Figura 33).

Las muestra de roca del plutón Mercado se discriminaron usando este tipo de diagrama, ya que los elementos traza discriminantes si fueron determinados analíticamente (Figura 34).

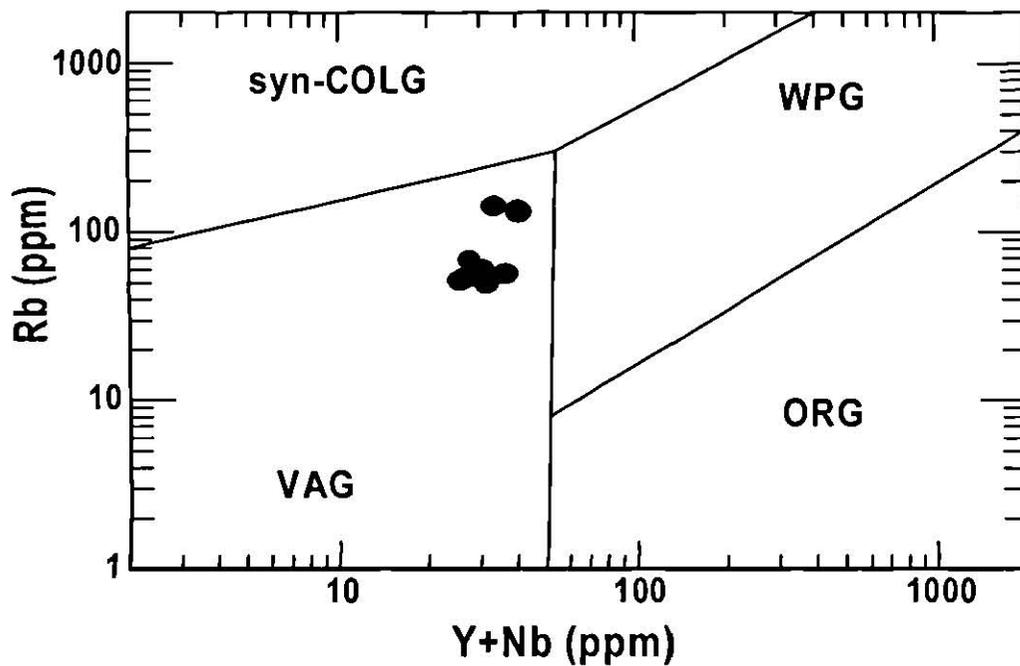


Figura 34. Diagrama de discriminación para granitos basado en variaciones Rb-Y+Nb (ppm). Como se observa en esta gráfica, las rocas del Cerro Mercado caen dentro del campo de granitos de arco volcánico (VAG), lo que sugiere que el ambiente en el que se formaron dichas rocas pertenece a este ambiente tectónico (PEARCE y colaboradores, 1984). VAG= granitos de arco volcánico, ORG= granitos de dorsal oceánica, syn-COLG= granitos sin-colisionales, WPG= granitos de intraplaca.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN

Ampliamente se ha citado en la literatura que existen diferencias importantes entre las concentraciones de Nb, Ta, elementos litófilos de ión grande (LILE: Cs, Rb, K, Ba, Th, La y Ce), Y y tierras raras (La-Lu) comparando rocas máficas de arco contra las de intraplaca (PEARCE Y NORRY, 1979; WOOD et al. 1979; PEARCE, 1983). Frecuentemente se cita que empobrecimiento de Nb, Ta, Ti, Hf, Zr contra enriquecimiento de Cs, Rb, K, Ba, Th, La y Ce, están asociadas a ambientes de subducción. Mientras que altas concentraciones de Nb, Ta, Zr, Ti, Nb/Zr y bajas concentraciones de tierras raras pesadas (Dy-Lu) e Y, son considerados como típicos de ambientes de intraplaca o de basaltos de islas oceánicas (OIB; PEARCE, 1983; ROLLINSON, 1993; WILSON, 1989; CONDIE, 1989).

Sin duda, dependiendo del área en estudio, existen interpretaciones bien aceptadas o ampliamente controversiales ya que los comportamientos de estos elementos dependen ampliamente de una combinación de procesos complejos, que pueden interaccionar en diferente grado de importancia para generar las rocas de una región como: a) La interacción de una placa subducida enriquecida en LILE, Ba y K que aparentarían la existencia de una anomalía negativa relativa de Nb y Ta (PEARCE, 1983; DAVIDSON Y WOLFF, 1989), b) La presencia de granate en la región fuente que pudo causar la retención de tierras raras pesadas, especialmente en ambientes de intraplaca, c) Que las anomalías negativas de Ti, Ta y Nb sean producto de la cristalización de fases que retienen a estos elementos en la región fuente del magma de arco (SAUNDERS et al., 1980), d) Por la interacción de magmas de arco con materiales de la corteza baja empobrecidos en los elementos del magma ascendiendo (ROLLINSON, 1993) y, e) Finalmente, que características químicas de las rocas sean producto de la interacción de magmas de arco con material de la corteza, especialmente en ambientes continentales o en arcos muy alejados de la trinchera producto de subducción de ángulo bajo.

El origen de las rocas de la PAOM ha sido interpretado de diferentes formas por varios autores, de acuerdo a cada localidad en particular, como se abordó en el Capítulo II, siendo el volcanismo intracontinental y el de subducción los ambientes reconocidos en esta provincia. La discusión de la PAOM se ha centrado en la separación de estos ambientes en tiempo y espacio para cada localidad de la misma para tratar de explicar, conectando cada una de las localidades, a escala regional la evolución de la provincia.

En lo referente al CCM, el cual se encuentra dentro de la franja de complejos magmáticos que comprenden a la PAOM, localidad en donde se ubica el intrusivo de interés en este trabajo, las interpretaciones y conclusiones que se han obtenido en trabajos previos con respecto a su origen, aunado a la comparación de resultados de este trabajo, nos ayudarán a comprender más claramente el origen de nuestro intrusivo y a la vez, de una forma más conclusiva, el origen del CCM. En el Capítulo II se citaron diversos autores que obtuvieron resultados para cada localidad de la PAOM. Un trabajo de especial interés es el de JAMES y HENRY (1991), quienes trabajaron en la localidad de Trans-Pecos Texas, la cual es una de las localidades más cercanas al CCM y mejor estudiadas. Estos autores encontraron que el magmatismo de dicha localidad ocurrió de forma continua entre 48 y 17 Ma, pero con variaciones considerables en cuanto a composición, volumen y ambiente tectónico.

Observaron que el magmatismo ocurrió bajo dos ambientes tectónicos y en tiempos diferentes, definieron un intervalo de edades para rocas de 48–17 Ma, en donde las rocas más antiguas presentaron afinidad de arco volcánico (48-30 Ma), mostrando un patrón de anomalías negativas de Nb, Ta y en menor grado de Ti en el diagrama multielementos (Figura 35); mientras que las rocas jóvenes (29-17 Ma) se generaron bajo un régimen de extensión regional, conocido como el evento “Basin and Range”; observándose anomalías totalmente opuestas a las descritas para las rocas de subducción (Figura 35). Para las rocas más jóvenes el magmatismo es de tipo alcalino típico de ambiente de intra placa.

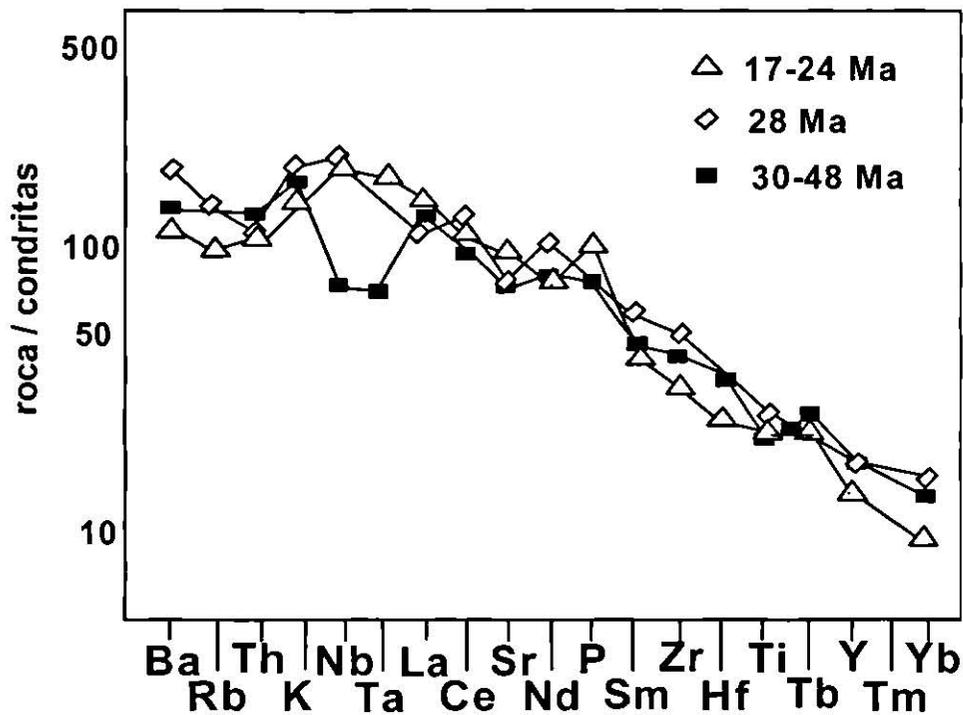


Figura 35. Arachnograma composicional de las fases de las rocas ígneas máficas de Trans-Pecos, Texas: fase principal (48-30 Ma), extensional temprano (28-27 Ma) y "Basin and Range" (24-17 Ma). Para la fase principal se observan las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti en menor proporción. Tomado de JAMES y HENRY (1991).

Otra de las localidades cercanas al CCM corresponde a la Sierra de Picachos, donde MORTON y ALTHERR (1991) desarrollaron un trabajo en el que concluían que el magmatismo alcalino presente, era de afinidad intracontinental (Figura 36). Mientras que MORTON (1995), interpreta que el complejo CCM tuvo un desarrollo ligado al proceso de subducción, observando patrones elementales muy parecidos a los encontrados por JAMES y HENRY (1991) en Trans-Pecos, con anomalías negativas de Nb y Ti, y altas concentraciones de Rb, Ba y K, Cs, La, Ce, característico de las rocas de arco (Figura 37).

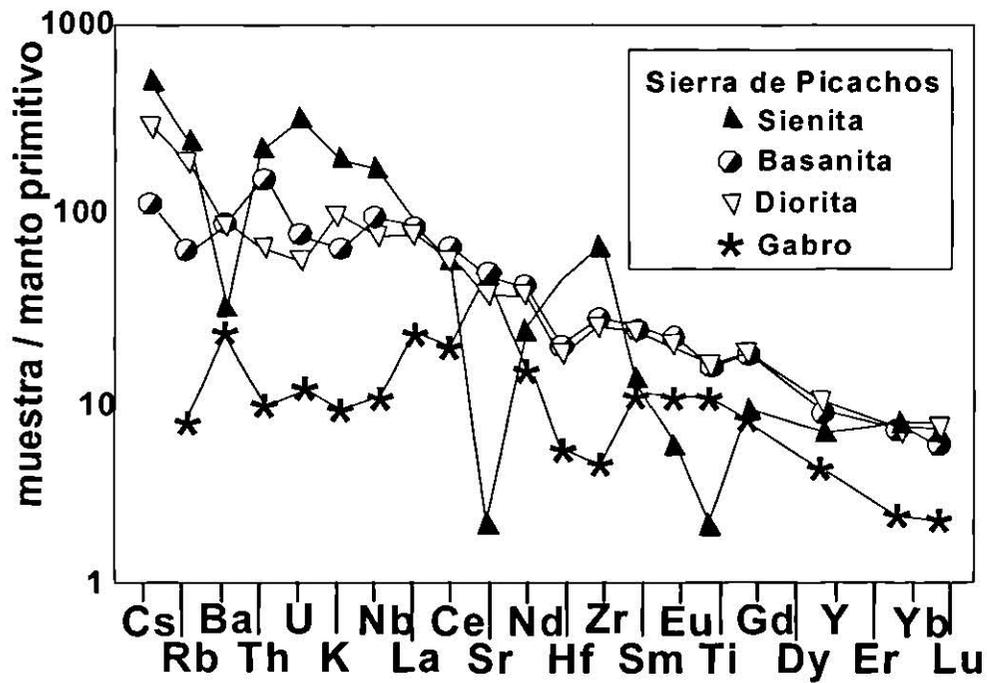


Figura 36. Aracnograma composicional de diferentes rocas de la Sierra de Picachos. Tomado de MORTON y ALTHERR (1991).

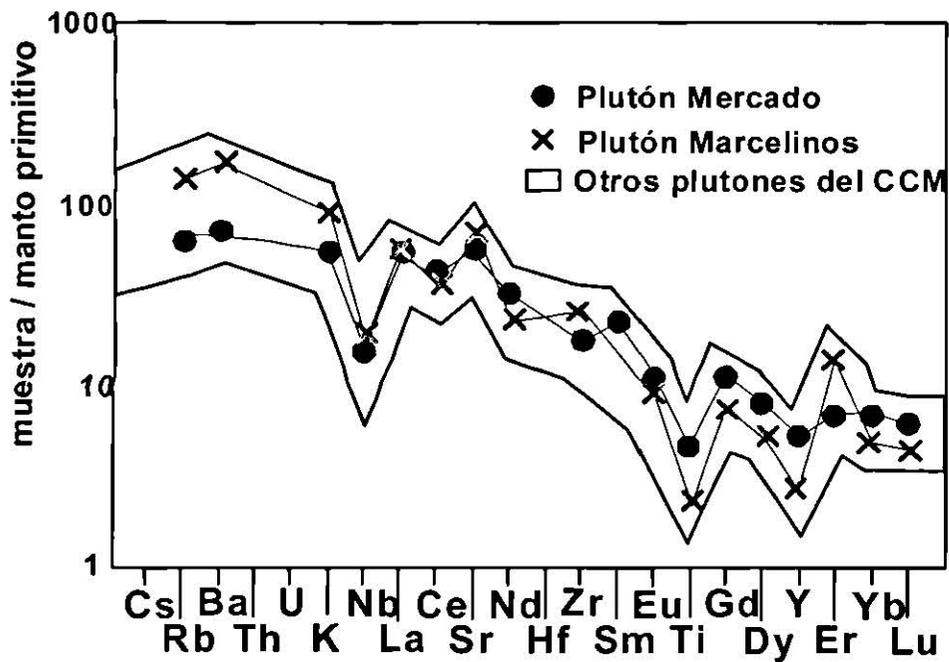


Figura 37. Aracnograma composicional de los plutones Mercado, Marcelinos y otros del CCM. Se observan patrones similares, particularmente en las anomalías negativas en Nb y Ti, además de las altas concentraciones en Rb, Ba, K, y La. Adaptado de MORTON (1995).

En el mismo trabajo de MORTON (1995), sobre el magmatismo en el CCM, se elaboró un diagrama de variación Nb/Y contra Zr/Y, en el cual grafica datos del mismo CCM, de la Sierra de Picachos y de dos grupos de rocas de la Sierra de San Carlos (datos de NICK, 1988), donde se aprecia que las rocas del CCM presentan un patrón lineal con altas concentraciones de Zr con respecto a Nb e Y, interpretándolo como característico de rocas relacionadas a un ambiente de subducción (Figura 38).

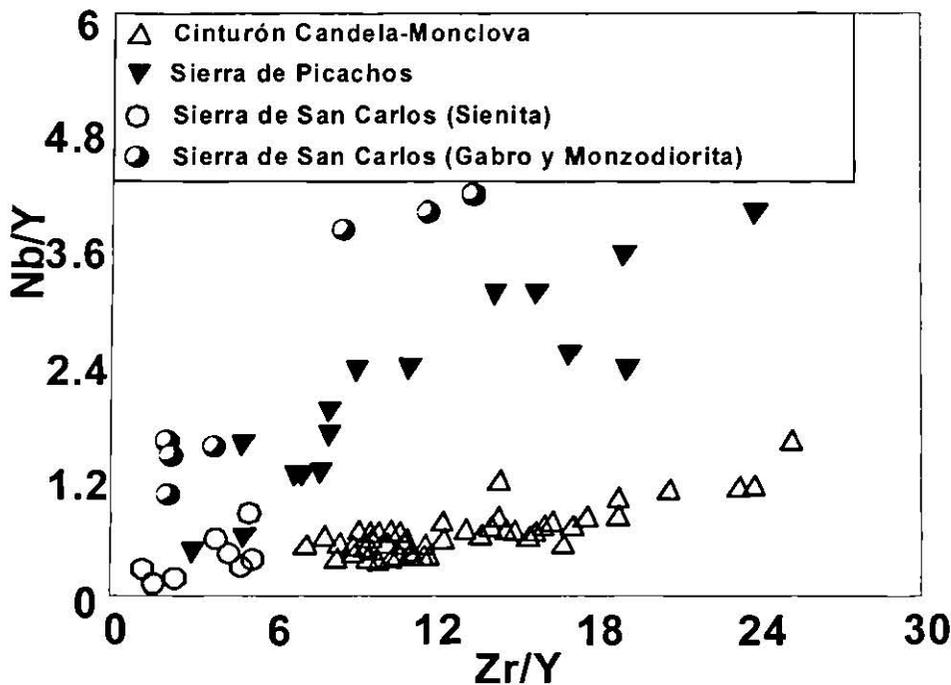


Figura 38. diagrama de variación Nb/Y contra Zr/Y, donde se presenta un patrón lineal para las rocas del CCM con altas concentraciones en Zr y bajas en Nb. Tomado de Morton (1995).

Ahora bien, para el caso particular del Cerro Mercado, en el diagrama multielemento realizado para este trabajo y presentado en el Capítulo V (Figura 33), se observan las características de anomalías negativas en Nb y Ti, tal y como se aprecia en las rocas del trabajo de JAMES y HENRY (1991) y MORTON (1995) para Trans-Pecos y CCM, respectivamente, sugiriendo que el plutón Cerro Mercado presenta un patrón de multielementos muy semejante al de arcos volcánicos, además de anomalías

negativas de Nb y Ti, fuerte enriquecimiento de las tierras raras ligeras (La-Sm) con respecto a las tierras raras pesadas que presentaban un patrón aún con inclinación negativa. Además del enriquecimiento de los elementos litófilos de ión grande (LILE: Cs, Rb, K, Ba, Th, La y Ce). Aunado a esto, en el diagrama de discriminación tectonomagmática para rocas graníticas (Rb vs. Nb+Y), propuesto por PEARCE y colaboradores (1984), las rocas del intrusivo Cerro Mercado se discriminan en el campo de granitos de arco volcánico (VAG; Figura 34, capítulo 5). Utilizando los resultados de elementos mayores en este trabajo y utilizando los parámetros de FROST y colaboradores (2001) se obtuvo que las rocas del Cerro Mercado son granitos magnesianos, en su mayoría calco-alcalinos, y metaluminosos (Figuras 29 y 30); comparando estos resultados con lo expuesto por FROST y colaboradores (2001) acerca de los batolitos Cordilleranos del Oeste de E.U.A., lo cual nos lleva en la dirección de lo encontrado en el diagrama de discriminación tectonomagmática.

Graficando los valores de Nb, Zr e Y de las muestras del Cerro Mercado en el diagrama de variación Nb/Y vs. Zr/Y y a la vez comparando dicho diagrama con el presentado por MORTON (1995), se obtiene la misma característica lineal con altas concentraciones de Zr relativo a bajas concentraciones de Nb e Y (Figura 39), lo que indica nuevamente que estas rocas presentan características afines con las de un ambiente de subducción.

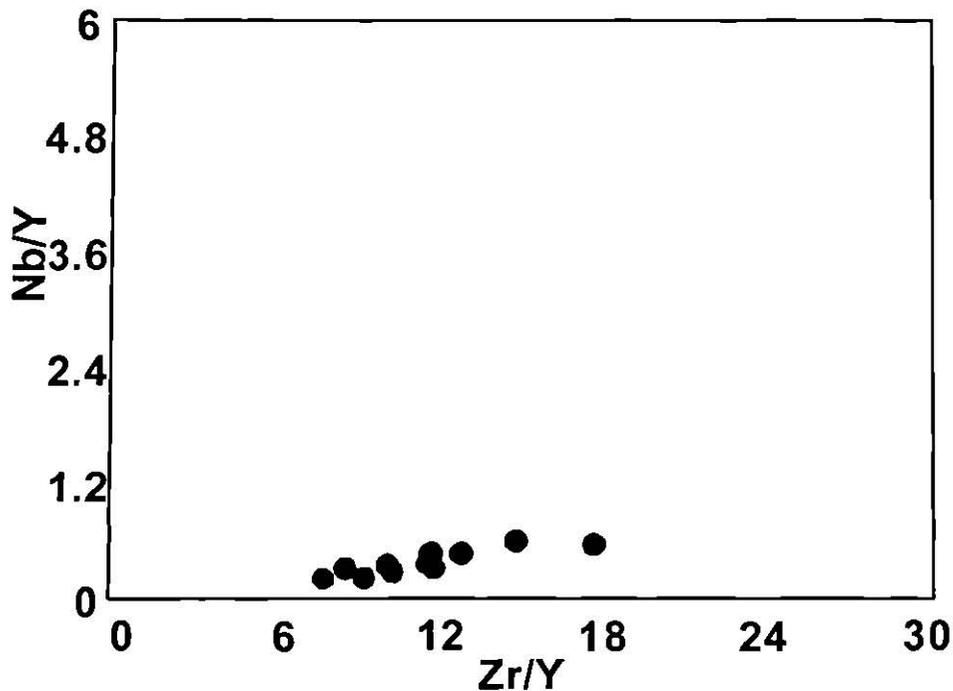


Figura 39. Diagrama de variación Nb/Y contra Zr/Y para las rocas del Mercado. Se observa el comportamiento lineal similar al patrón de las rocas del CCM (Figura 37).

SEWELL (1968) realizó fechamientos utilizando el método de K-Ar en algunos intrusivos del CCM, obteniendo resultados de edades entre 45-30 Ma, área en la que al menos por lo observado por MORTON (1995) y en este trabajo, indicaría que las características geoquímicas de las rocas existentes presentan mayor afinidad a las de un ambiente de subducción. Para el área de Trans-Pecos, JAMES y HENRY (1991) relacionaron el magmatismo más antiguo de 48-30 Ma, a un ambiente de arco volcánico alejado de la trinchera (~ 800 km), debido a la inclinación baja del plano de Benioff de la placa Farallón en el Terciario medio. Comparando las edades del CCM y de Trans-Pecos, se observa que existe una correlación clara en edades y ambiente, por lo cual se fortalece la hipótesis sobre un origen asociado a subducción del CCM y del mismo intrusivo del Cerro Mercado. De esta forma se confirmaría que el magmatismo producto de subducción, se extendió hasta la parte interna de México por casi 1,000 km. de distancia desde la trinchera en el Eoceno-Oligoceno (CLARK *et al.* 1982; JAMES Y HENRY, 1991; MORTON, 1995).

En cuanto a los procesos de diferenciación magmática que pudieron estar involucrados en la evolución de las rocas del intrusivo del Cerro Mercado, a partir del líquido inicial producto de la fusión parcial, se concluye que cristalización fraccionada debe ser el proceso más importante. Lo anterior se fundamenta en los patrones lineales de los elementos mayores en los diagramas tipo Harker, con disminuciones de CaO, MgO, FeO^(T) y TiO₂ con respecto a SiO₂ e incrementos de K₂O, Al₂O₃, Na₂O, petrográficamente en los amplios zoneamientos minerales presentes en las plagioclasas y reemplazamientos de hornblenda por biotita. Las rocas presentan una variación de SiO₂ (52.34 – 66.75 % en peso), no obstante es perceptible en el patrón de tierras raras un claro escalonamiento paralelo de los patrones elementales en las rocas, característico de diferenciación magmática por cristalización fraccionada.

En los diagramas de multielementos normalizados a manto primitivo se observa una amplia anomalía negativa de Ti característica de la cristalización inicial y fraccionación de los óxidos de Ti de alta temperatura. No se aprecian anomalías negativas de Eu en el diagrama de tierras raras, indicándonos que las plagioclasas aún no eran fraccionadas.

La inclinación negativa en el patrón de las tierras raras intermedias, nos indica que hornblenda había sido ya casi en su totalidad removida del líquido cristalizando, lo cual petrográficamente también fue confirmado ya que ésta esta presente en un porcentaje modal bastante bajo (< 5%).

De acuerdo a lo discutido anteriormente y considerando las concentraciones obtenidas para elementos traza y tierras raras en el área de estudio, se interpreta que las rocas presentan mucho mayor afinidad con un ambiente de subducción. Esto se fundamenta con las anomalías negativas de Nb, Ti, Zr, altas concentraciones de Cs, Rb, K, Ba, Th, La y Ce (Figuras 32 y 33). Además de la clara discriminación tectónomagmática hacia el campo de granitos de arco volcánico (Figura 33). Ciertamente las rocas no corresponden a la contraparte composicional de rocas basálticas, sin embargo se presentan valores tan bajos de SiO₂ (52.34%) que se acercarían a la composición de las rocas básicas (SiO₂: 46-52%). Además, rocas con valores entre 47 y 52% de SiO₂, que presentan características químicas muy semejantes, han sido identificadas por CANO-

GONZÁLEZ (2002, en proceso) en el intrusivo La Soledad, el cual forma parte del CCM y se encuentra a ~30 kms al Oeste, y que ha sido también interpretado como un cuerpo intrusivo con afinidad a un ambiente de subducción.

Es indiscutible que existen limitantes para evaluar contundentemente las interpretaciones realizadas en este trabajo, por mencionar están las determinaciones de relaciones isotópicas de Sm-Nd, Rb-Sr y Pb-Pb que contribuirían ampliamente a fundamentar un modelo petrogenético de la región, en el cual incluso debe de evaluarse la contaminación cortical potencial debido a la amplia distancia que existió (~1,000 km) entre la zona de emplazamiento de estas rocas con respecto a la trinchera en el Eoceno-Oligoceno. Sin embargo, algo importante a mencionar es que la geoquímica es una herramienta más en las Ciencias de la Tierra y que debe ser utilizada como tal para complementar evidencias de campo que nos indiquen un cierto ambiente tectonomagmático.

La interpretación final de esta investigación, fundamentada en la geoquímica, señala que el intrusivo del Cerro Mercado debió ser producto de magmatismo asociado a la interacción de una placa oceánica bajo Norteamérica, como anteriormente había sido señalado por MORTON (1995). Sin embargo, evidencias de campo que indicarían que efectivamente una placa oceánica subduciendo a un ángulo bajo e influyendo en el magmatismo y la deformación en la parte Noreste de México, al parecer han sido identificadas por CHÁVEZ (2002, en proceso), señalando que existen evidencias de deformación de piel gruesa (que incluye al basamento) representada por levantamientos diferenciales de bloques del basamento (fallamiento vertical) a lo largo de la Falla de San Marcos, que generan cabalgaduras y transporte tectónico en dirección SSW y WNW (perpendiculares) durante la orogenia Laramide (Terciario medio).

Lo anterior ha sido sugerido ampliamente para la provincia Laramide en el Medio-Oeste de los Estados Unidos de Norteamérica (CONEY, 1976, 1978; CONEY Y REYNOLDS, 1977; DICKINSON y SNYDER, 1978), y para la parte central de los Andes

(JORDAN *et al.* 1983; JORDAN Y ALLMENDINGER, 1986), donde en ambas localidades la actividad magmática ocurrió y ocurre, respectivamente, a una distancia considerable de la trinchera producto de la subducción de cortezas oceánicas altamente flotantes compuestas de montes oceánicos submarinos (ATWATER, 1970, 1989; BIRD, 1998; DICKINSON *et al.* 1988), que se emplazan entre la parte baja de corteza continental y la astenósfera, ocasionando reactivación de fallas de basamento, levantamiento de bloques e inversión de cuencas sedimentarias, semejante a lo que se presenta dentro del Cinturón Plegado de Coahuila que incluye al CCM en el Noreste de México (CHÁVEZ, 2002; en proceso).

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las rocas del intrusivo Cerro Mercado presentan una variación petrográfica de monzodioritas a granodioritas, clasificándose químicamente como rocas subalcalinas, presentando alto contenido en K y sobresaturadas con respecto a SiO_2 (nefelina normativa ausente), como es característico de la mayoría de los intrusivos del CCM.

De acuerdo a la variación elemental en los diagramas tipo Harker, escalonamiento en los patrones de tierras raras, reemplazamientos (Hornblenda por biotita) y zonamiento mineral (plagioclasas), se observa que las rocas del intrusivo Cerro Mercado debieron experimentar una diferenciación magmática principalmente controlada por cristalización fraccionada.

Considerando las concentraciones obtenidas para elementos traza y tierras raras en el área de estudio, se interpreta que las rocas presentan mucho mayor afinidad con un ambiente de subducción. Esto se fundamenta con las anomalías negativas de Nb, Ti, Zr, altas concentraciones de Cs, Rb, K, Ba, Th, La y Ce, su clasificación de granitos magnesianos, calco-alcalinos metaluminosos, acuerdo a los parámetros de FROST y colaboradores (2001) para la clasificación geoquímica de granitos, además de la clara discriminación hacia el campo de granitos de arco volcánico en los diagramas de discriminación tectónomagmática de PEARCE.

La conclusión anterior es apoyada en evidencias de campo que, al parecer indicarían, que efectivamente una placa oceánica subduciendo a un ángulo bajo debió haber influido en el magmatismo y la deformación en la parte Noreste de México. Lo anterior se fundamenta en deformación de piel gruesa (que incluye al basamento), representada por levantamientos diferenciales de bloques del basamento (fallamiento vertical) a lo largo de la Falla de San Marcos, que generan

cabalgaduras y transporte tectónico en dirección Sur-Suroeste y Oeste-Noroeste (direcciones perpendiculares), durante la orogenia Laramide (Terciario medio), muy semejante a lo observado en la provincia Laramide en el Medio-Oeste de los Estados Unidos de Norteamérica, y para la parte central de los Andes, donde actividad magmática ocurrió y ocurre, respectivamente, a una distancia considerable de la trinchera producto de la subducción de cortezas oceánicas altamente flotantes compuestas de montes oceánicos submarinos, que se emplazan entre la parte baja de corteza continental y la astenósfera del manto, ocasionando reactivación de fallas de basamento, levantamiento de bloques e inversión de cuencas sedimentarias, semejante a lo que se presenta dentro del Cinturón Plegado de Coahuila que incluye al CCM en el Noreste de México.

Como recomendaciones se sugiere: realizar determinaciones de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, para conocer en detalle los procesos y/o fuentes que estuvieron involucradas en la generación de los magmas que componen al intrusivo del Cerro del Mercado y así formular un modelo petrogenético. Lo anterior es clave para evaluar la contaminación cortical potencial debido a la amplia distancia que existió (~1,000 Km) entre la zona de emplazamiento de estas rocas con respecto a la trinchera en el Eoceno-Oligoceno, así como la interpretación tectónica sugerida por MORTON y confirmada en este trabajo. Además, fechar las rocas del mismo, con la finalidad de comparar las edades obtenidas por SEWELL y conocer con certeza la edad de emplazamiento y enfriamiento del intrusivo.

BIBLIOGRAFÍA

- ALFONSO-ZWANSIGER, J. A. (1978): "Geología regional del sistema sedimentario Cupido". Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 30, n. 1 y 2.
- ANDERSON T. H. y SILVER, L. (1974): " Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico and its relationship to circum pacific magmatism". Geol. Soc. Amer. Abstracts, p. 3-4.
- ATWATER, T. (1970): "Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America". Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 3513-3536.
- ATWATER, T. (1989): "Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, In: WINTERER, E. L., HUSSONG, D. M. Y DECKER, R. W., eds. "The eastern Pacific ocean and Hawaii: Boulder Colorado, Geological Society of America". The Geology of North America, v. N.
- BARBARIN, B. (1999): "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments". Elsevier Science, Lithos vol. 46, p. 605-626.
- BARKER, D. S. (1979): "Cenozoic magmatism in the Trans-Pecos province: Relation to Rio Grande rift". American Geophysical Union, p. 382-392.
- BARKER, D. S. (1977): "Northern Trans-Pecos magmatic province: Introduction and comparison with the Kenya rift". GSA. V. 88, p. 1421-1427.
- BIRD, P. (1998): "Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°- 49°N, western United States". Tectonics, v 17, no. 5, p. 780-801.
- BOOMFIELD, K. & CEPEDA, D.L. (1973): "Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico". Geological Magazine, vol. 110, p. 551-555.
- CAMACHO-ANGULO, F. (1993): "Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México, Área I". Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de estudios Zona Golfo, G43: 169 p.
- CANO-GÓNZALEZ, A. (2002): "Geología y Geoquímica del Intrusivo Cerro La Soledad, Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana". Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura (en proceso).
- CANTAGREL, J.M. & ROBIN, C. (1978): "Géochimie isotopique du strontium dans quelques séries types du volcanisme de l'Est mexicain". Bull. Soc. géol. France 20: 935-936.
- CANTAGREL, J.M. & ROBIN, C. (1979): "K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks, relations between the andesitic and the alkaline provinces". Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 5, p. 99-114.
- CEBULL, S. E. Y SHUBERT, D. H. (1987): "Mexican Volcanic Belt: an intraplate transform". Geofis. Int. 26, 1-13.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): "Two contrasting granite types." Pacific Geology, 8, 173- 174.
- CHÁVEZ, C. G. (2001): "Deformación y magmatismo Cenozoico en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México". Investigación Doctoral. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México (en proceso).

- CLARK, K. F., DAMON, P. E., SCHUTTER, S. R. y SCHAFIQUILLAH, M. (1979b): "Magmatismo en el Norte de México en relación a los yacimientos metalíferos". Asociación Ingenieros Mineros Metalurgistas y Geólogos México. Mem. Tec. XIII, p. 8-57.
- CLARK, K.F., FOSTER, C.T. & DAMON, P.E. (1982): "Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico". Geol. Soc. Amer. Bull. 93: 533-544.
- CONEY, P. J. y REYNOLDS, S. J. (1977): "Cordilleran Benioff zones". Nature, 270, 403-406.
- COREMI (1999): "Informe de la carta geológico-minera y geoquímica, Hoja Valladares G14A55, escala 1:50,000, Estados de Coahuila y Nuevo León". Facultad de Ciencias de la Tierra, Consejo de Recursos Minerales (COREMI) Oficina Regional Saltillo.
- CONEY, P. J. (1976): "Plate tectonics and the Laramide orogeny". New Mexico Society Special Publication, 6, p. 5-10.
- CONEY, P. J. y REYNOLDS, S. J. (1977): "Cordilleran Benioff zones". Nature, v, 270, p. 403-406.
- CONEY, P. J. (1978): "Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics, In: SCHMIDT, R. B. Y EATON, G. P., eds., "Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera". GSA Memoir, 152, p. 33-50.
- COX, K. G., BELL, J. D. y PANKHURST, R. J. (1979): "The interpretation of igneous rocks". George, Allen and Unwin, London.
- DAMON, P. E., SHAFIQUILLAH, M. y CLARK, K. F. (1981): " Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera". Ariz. Geol. Soc. Dig.,14, 137-154.
- DAMON, P. E., SHAFIQUILLAH, M. y CLARK, K. F. (1983): "Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico". Canadian Journal of earth Sciences, vol. 20, p. 1052-1071.
- DAUGHERTY, F. (1963): "La Cueva Intrusive Complex and Dome, Northern Coahuila, Mexico". GSA. Bull., v. 74, p. 1429-1438.
- DAVIDSON, J. P. y WOLFF, J. A. (1989): "On the origin of the Nb-Ta "anomaly" in arc magmas". ES. Trans. AGU, 70, 1387.
- DEC SERNA, Z. (1960): "Orogenesis in time and space in Mexico". Sond. Geol. Rundschau, 59, p. 595-605.
- DEC SERNA, Z. (1965): "Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero". Instituto de Geología, Boletín, núm. 62, 76 p.
- DEC SERNA, Z. (1981): "Geología Regional y sismicidad, in MAYCOTTE, J. I. Ed., Geología y geotecnia del proyecto hidroeléctrico El Caracol, Guerrero". Comisión Federal de Electricidad, p. 23-41.
- DEC SERNA, Z. (1982): "Hoja Tejupilco 14Q-g(9), geología de los estados de Guerrero, México y Michoacán: México D. F. Universidad Nacional Autónoma de México". Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, 1 mapa, texto, 28 p.

- DEC SERNA, Z. y FRIES, C. Jr. (1981): "Hoja Taxco 14Q-h(7), Geología de los estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México". Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, 1 mapa, texto, 47 p.
- DELGADO GRANADOS, H. (1994): "Comparative studies on the Tectonics and Volcanism of Circum-Pacific Arcs (Foreword). *Geofis. Int.* 33, 5-19.
- DEMANT, A. & ROBIN, C. (1975): "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico".- *Revista Inst. Geol. Universidad Nacional Autónoma de México* 1: 70-83.
- DEPAOLO, D. J. (1981a): "Trace element and isotopic effects of convined wallrock assimilation and fractional crystallization". *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202 p.
- DICKIN, A. P. (1995): "Radiogenic Isotope Geology". Cambridge University Press, 490 p.
- DICKINSON, W. R. (1975): "Potash-depth (K-h) relations in continental-margin and intraoceanic magmatic arcs". *Geology*, vol. 3, p. 53-56.
- DICKINSON, W. R. Y SNYDER, W. R. (1978): "Plate tectonics of the Laramide orogeny, In: MATTHEWS, V. III ed., "Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States". *GSA Memoir*, 151, p. 355-366.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S. (1991): "interpretación geológica y geofísica de la curvatura de Monterrey, en el Noreste de México. *Revista Ingeniería Petrolera*, vol. 31: 25-39p.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J. y O'NIONS, R. K. (1978): "Rare earth abundances in chondritic meteorites". *Geochim. Cosmochim., Acta* 42, 1199-1212.
- FERRARI, L., PASQUARÉ, G. y 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., GARDUÑO, V. H., PASQUARÉ, G. y TIBALDI, A. (1994): " Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present". *Geofísica Internacional*, vol. 33, p. 91-105.
- FERRARI, L. y 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.
- FERRI, F., HÖY, T. & FRIEDMAN, R. (1998): "Description, U-Pb age and tectonic setting of the Quesnel Lake Gneiss, East-Central British Columbia". *Geological Fieldwork 1998*, paper 1999-1.
- FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA, I. (1976): "Estudios geológicos-paleontológicos en la región Mixteca, Parte 1: geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México". Instituto de Geología, Boletín, núm. 97, 160 p.

- FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA, I. (1992): "Contribución al conocimiento del Cenozoico en el Sureste de México y de su relevancia en el entendimiento de la evolución regional". Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, vol. 4, 40-44 p.
- FRIES, C. Jr. (1960): "Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México". Instituto de Geología, Boletín, núm. 60, 263p.
- FRIES, C. Jr. (1966): "Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: México D. F., Universidad Nacional Autónoma de México". Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, 1 mapa, texto al reverso.
- FROST, B., BARNES, C., COLLINS, W., ARCULUS, R., ELLIS, D. y FROST, C. (2001): "A geochemical classification for granitic rocks". Journal of Petrology, vol. 42, num. 11, p. 2033-2048.
- GASTIL, G., ALLISON, E. C. y PHILLIPS R. P. (1971): " Reconocimiento geológico del Edo. De Baja California. Mapa 1/250,000".
- GEYNE A. R. y FRIES C. (1963): " Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca, Real del Monte, Edo. De Hidalgo, México". C. R. N. N. R., pub. 5E, 220 p.
- GONZÁLEZ-GARCÍA, R. (1976): "Bosquejo geológico de la Zona Noreste". Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 28, n. 1 y 2, p. 2-49.
- GOVINDARAJU, K., POTT, P. J., WEBB, P. C. y WATSON, J. S. (1994): "Report on Whin Sill dolerite WS-E from England and Pitscurrie microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories". Geostand. Newslett. 18, 211-300.
- GUNN B. M. & MOOSER F. (1970): "Geochemistry of the volcanics of Central Mexico". Bull. Volc., 34, p. 577-616.
- HARRIS, N. B. W, PEARCE, J. A. y TINDLE, A. G. (1986): "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD M. P. y REIS A.C. (eds.), "Collisions tectonics". Spec. Pub. Geo. Soc., 19, 67-81.
- HAWKINS, J. W. (1970b): " Petrology and tectonic significance of late cenozoic volcanic rocks, Southern California and adjacent Baja California". Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 3323-3338.
- HENRY, C. D., PRICE, J. G. y JAMES, E. W. (1991): "Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from Continental Arc to Intraplate Extension". Journal of Geophysical Research, v. 96. p. 13545-13560.
- HERRMANN, U. R., NELSON, B. K. y RATSCHBACHER, L. (1994): "The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico)". Tectonics, vol. 13, p. 455-474.
- HUMPHREY, W. E., y DÍAZ, T. (1956): "Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico". GCAGS, Trans., 6, 32-34.
- IMLAY, R.W. (1936): " Geology of the Western Part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico". Geol. Soc. Am. Bull., vol. 47: 1091-1152p.

- INEGI (1976): "Cartas topográficas y geológica "Monclova", Hoja G14-4, escala 1:250,000". Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, D. F.
- INEGI (1976): "Carta topográfica "Monclova", Hoja G14-A55, escala 1:50,000". Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, D. F.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 8, pp. 523-548.
- JAMES, E.W. & HENRY, Ch.D . (1991): "Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment".- J. Geophys. Res. 96: 13561-13575.
- JENKINS, R., GOULD, R. W. y GEDCKE, D. (1982): "Qualitative X-Ray Spectrometry". Marcel-Dekker, New York, NY, 586 p.
- JOESTEN, R. (1977): "Mineralogical and Chemical Evolution of Contaminated Igneous Rocks at a Gabbro-Limestone Contact, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas". GSA Bull., v.82, p. 1515-1529.
- JORDAN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A. y ANDO, C. J. (1983): "Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate". GSA Bulletin, v. 94, p. 341-361.
- JORDAN, T. E. y ALLMENDINGER, R. W. (1986): "The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue to Rocky Mountain foreland deformation". American Journal of Science, v. 286, p. 737-764.
- KEITH, S. B. (1978): "Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America". Geology, 6, 516-521.
- LONSDALE, J. (1940): "Igneous Rocks of the Therlinga-Solitario Region, Texas". GSA. Bull., v. 51, p. 1539-1626.
- LOZANO-SANTA CRUZ, R., VERMA, S. P., GIRÓN, P., VELASCO, F., MORÁN-ZENTENO, D., VIERA, D. F. y CHÁVEZ, G. (1995): "Calibración preliminar de Fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas". Actas Inageq, vol. 1, p. 203-208.
- MAMMERICKX, J. y KLITGORD, K. D. (1982): "Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present". Journal of Geophysical Research, vol. 87, n. B8, p. 6751-6759.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. (1989): "Tectonic discrimination of granitoids." Geological Society of America Bulletin, 101, 635-643.
- MÁRQUEZ, A., OYARZUN, R., DOBLAS, M. y 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.
- MCKNIGHT, J. (1963): "Igneous rocks of Sombreretillo area, northern Sierra de Picachos, Nuevo Leon, Mexico". Tesis de maestría. University of Texas, Austin, 83 p. (no publicada).
- MINA, F. (1957): "Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California". Bol. As. Mex. Geol.petro., 9, No. 3-4, p. 139-270.
- MOOSER, F. (1972): "The Mexican Volcanic Belt - Structure and tectonics". Geofis. Int. 12, 55-70.

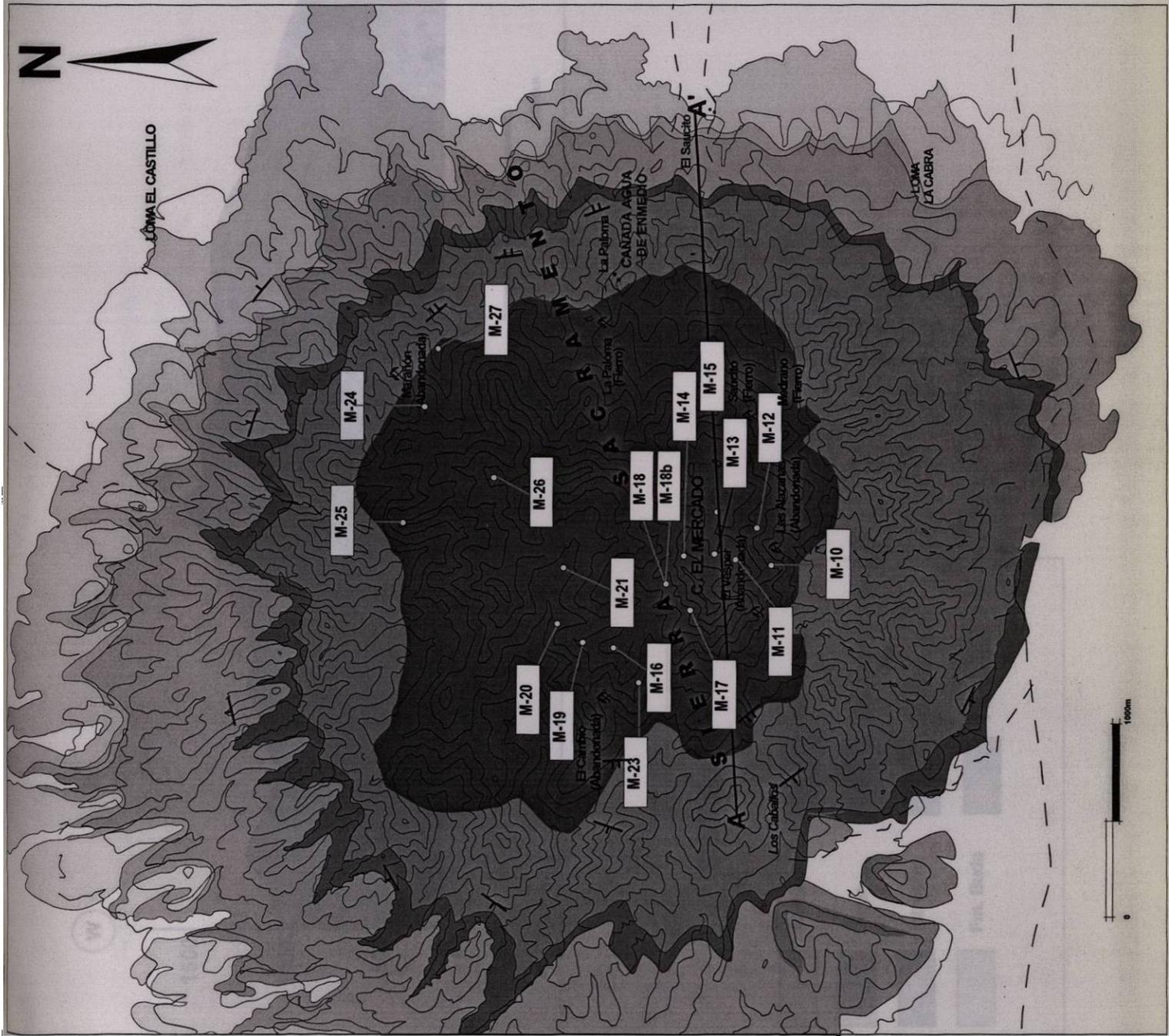
- MORÁN-ZENTENO, D. J., CABALLERO-MIRANDA, C. I., SILVA-ROMO, G., ORTEGA-GUERRERO, B. y GONZÁLEZ-TORRES, E. (1993): "Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca Terrane, southern Mexico". *Geofísica Internacional*, vol. 32, p. 453-473.
- MORÁN-ZENTENO, D. J. (1994): "Geología de la República Mexicana". AAPG, *Studies in Geology* n.39, 160 p.
- MORÁN-ZENTENO, D. J., CORONA-CHÁVEZ, P. y TOLSON, G. (1996): "Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: Pluton geobarometry constraints". *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 141, p. 51-65.
- MORÁN-ZENTENO, D. J. MARTINY, B., TOLSON, G., SOLÍS-PICHARDO, G., ALBA-ALDAVE, L., HERNÁNDEZ-BERNAL, M., MACÍAS-ROMO, C., MARTÍNEZ-SERRANO, R. G., SCHAFF, P. y SILVA-ROMO, G. (2000): "Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LIII, No. 1 pp. 27-58.
- MORTON, B. O. (1990): "Zur Petrologie des Alkali-Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo León, Mexiko). Diplomarbeit. Universität Kalsruhe.
- MORTON, B. O. y ALTHERR, R. (1991): "Petrología de las rocas Rocas Alcalinas del Complejo Intrusivo de la Sierra de Picacho (Nuevo León, México)". *Actos Fac. de Ciencias de la Tierra, Linares*, v. 6, p.
- MORTON, B. O. (1995): "Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplexes von Monclova-Candela (Mexiko). Doktorgrade der Universität Hamburg. 100p.
- MORTON, B. O., HERNÁNDEZ, A. E., LOUNEJEVA, E. y ARMIENTA, M. A. (1997): "Desarrollo y aplicación de un método analítico para la determinación de lantánidos en materiales geológicos por ICP-MS". *Actas Inageq*, 3, p. 259-264.
- NEGENDANK, J. F. W. (1972): "Volcanics of the Valley of Mexico". *N. Jb. Miner. Abh.*, 116, p. 308-320.
- NELSON, D. O., NELSON, K. .L., REVES, K. D., y MATTISON, G. D. (1987): "Geochemistry of Tertiary alkaline rocks of the eastern Trans-Pecos magmatic province, Texas". *Contrib., Mineral. Petrol.*, 97: 72-92.
- NICK, K. (1988): "Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko). Diss. Fak. Bio u Geowiss. Univ. Karlsruhe, 167p.
- NELSON, S.T. & DAVIDSON. J.P. (1997): "The petrogenesis of the Colorado Plateau Laccoliths and their relationship to regional magmatism". *U.S Geological Survey Bulletin* 2158, pp. 86-98.
- NEWBERRY, R.J. & HAUG, S.A. (1997): "CIPW norm, trace elements, and Sr isotopic data for igneous rocks of the Tanana B-I quadrangle and Vicinity". Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Surveys, State of Alaska. Report. Public Data File 97-293.
- O'HARA, M. J. y MATTHEWS, R. E. (1981): "Geochemical evolution in advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractinated magma chamber". *Jour. Geol. Soc. London*, 138, 237-277.

- OROZCO, E. M. (1995): "Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, Mexiko. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus". Tesis Doctoral, Universidead de Karlsruhe, Alemania, 167 p.
- PADILLA y SÁNCHEZ, R. J. (1982): "Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México". (Ph. D. Thesis): Austin, University of Texas, 217 p.
- PAL, S. y URRUTIA FUCUGAUCHI, J. (1977): "Paleomagnetic, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from México and their tectonics implications". Proc. IV Int. Gondwana Symp., Calcuta, II, 814-831.
- PANTOJA-ALOR, J. (1983): "Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra madre del Sur". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 44, p. 1-20.
- PANTOJA-ALOR, J. (1992): "El evento magmático "Balsas" (Paleógeno) de la Sierra Madre del Sur". Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, vol. 4, p. 221-225. (resumen).
- PEACOCK, M. A. (1931): "Classification of igneous rocks series." Journal of Geology, 39, 54-67.
- PEARCE, J. A. y CANN, J. R. (1971): "Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y". Earth Planet. Sci. Lett., 19, 339-349.
- PEARCE, J. A. y CANN, J. R. (1973): "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses". Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE, J. A. (1983): "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: HAWKESWORTH C. J. y NORRY, M. J. (eds.), "Continental basalts and mantle xenoliths". Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- PEARCE, T.H., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". Journal of Petrology, Volume 25, pp. 956-983.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S. R. (1976): "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey." Contrib.. mineral. Petrol. 58, 63-81.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J. (1996): "Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE Mexiko. Tesis Doctoral, Facultad de Geociencias, Univ. De Freiburg, 137 p.
- ROBIN, C. (1974): "Premieres donnès sur les sèries magmatiques alcalines de la Sierra de Tamaulipas (Est Mexicain)". C. R. Acad. Sci., 279, p. 1741-1744.
- ROBIN, C. (1975): " Las erupciones fisurales de la Sierra Madre Oriental (basaltos e ignimbritas). Descripción y caracteres químicos". Revista Inst. Geol. UNAM
- ROBIN, C. (1976b): " El vulcanismo de las planicies de la Huasteca (Este de México). Datos petrográficos y geoquímicos". Bol. Inst. Geol. UNAM, 96: 54-96.

- ROLLINSON H.R. (1996): "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, discriminating between tectonic environments using geochemical data". Longman Scientific and Technical, Essex, 352p.
- ROSS, M. L. (1986): "K, Rb, Ba, REE and Sr isotope geochemistry of alkalic rocks from the Trans-Pecos magmatic province, Texas: evidence for multiple source regions". GSA. Abstracts: 734 p.
- SCHAAF, P. (1990): "Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco". München , Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität. Tesis de Doctorado, 202 p.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J., y WEAVER, S. D. (1980): "Transverse variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas". Earth Planet Sci. Lett., 46, 344-360.
- SCHAAF, P., MORÁN-ZENTENO, D., HERNÁNDEZ-BERNAL, M. S., SOLÍS PICHARDO, G., TOLSON, G. y KÖHLER, H. (1995): " Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence". Tectonics, vol. 14, p. 1339-1350.
- SCHLAEPFER, C. J. (1968): "Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos". UNAM, serie mapas al 1/100,000.
- SEIBERTZ, E. (1990): "El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. II Génesis y datación de un dique de basalto y su efecto al ambiente deposicional Medio-Cretácico de las Sierra de Tamaulipas (Cenomaniano-Turoniano, NE-México)". Actas Fac. de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, 4: 99-123.
- SEWELL, C.R. (1968): "The Candela and Monclova belts of igneous intrusions- a petrographic province in Nuevo León and Coahuila México (abstr.).- Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 273p.
- SILVER, L. T., STEHLI, E. G. y ALLEN C. R. (1963): "Lower Cretaceous pre-batholithic rocks of northern Baja California, Mexico". Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 47, p. 2054-2059.
- STREICKEISEN, A.L. (1976): "To each plutonic rock its proper name": earth and Science Reviews, Volume 12, pp. 1-33.
- TARDY, M. y RUIZ B. R. (1974): " Sobre la observación directa del "Decollement" de la cobertura mesozoica del Sector Transversal de Parras, sobre el flanco oriental del Anticlinal San Julián, Sierra Madre Oriental, Estado de Zacatecas, México". Serie Divulgación del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, vol. 2: 29-37p.
- THOMPSON, R. N. (1982): "British Tertiary volcanic province". Scott. Sour. Geol., 18, 49-107.
- THOMPSON, T. (1972): "Sierra Blanca igneous complex, New Mexico". GSA Bull., vol. 83, p. 2341-2356.
- THORPE, R. S. (1977): "Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico". Tectonophysics 40: T19-T26.
- TURNER, J. S., y CAMPBELL, I. H. (1986): "Convection and mixing in magma chambers". Earth Sci. Rev. 23, 255-352 p.

- VALDÉZ-MORENO, G. (2001): "Geoquímica y petrología de las rocas ígneas de los Campos Volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México". Tesis de Maestría, Instituto de Geología de la UNAM, 128 p.
- VERMA, S. P., BESCH, T., GUEVARA, M. y SCHULZ-DOBRICH B. (1992): "Determination of twelve trace elements in twenty-six and ten major elements in twenty-three international geochemical reference samples by X-ray fluorescence spectrometry". *Geostand. Newslett.* 16, 301-309.
- VIERA, D. F. (1998): "Delimitación, petrografía y geoquímica de los cuerpos intrusivos del Rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas". Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L. 96p.
- VEGA-VERA, F.J., MITRE-SALAZAR, L. M. y MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, E. (1989): "Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Grupo Difunta (Cretácico Superior – Terciario) en el Noreste de México". UNAM, Instituto de Geología, revista, vol. 8, núm. 2, pp- 179-187.
- WATSON E. H. (1937): "Igneous rocks of the San Carlos mountains; in *Geology and Biology of the San Carlos mountains, Tamaulipas, Mexico*". Univ. Michigan Press., Sci Series, XII, p. 101-156.
- WILCOX, R. E. (1954): "Petrology of Paricutin, México". U. S. Geol. Survey. Bull, 965 c., p. 281-353.
- WILLIAMS H. (1950): "Paricutin region, México". U. S. Geol. Survey. Bull., 965 B., p. 165-279.
- WILSON, F.H. (1985): "The Meshik Arc – an Eocen to earliest Miocene magmatic arc on the Alaska Peninsula". Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Surveys, State of Alaska. Professional Report 88.
- WILSON, B. M. (1989): "Igneous petrogenesis". London: Chapman & Hall, 466 p.
- WOOD, D. A., JORON, J. L., TREUIL, M., NORRY, M. y TARNEY, J. (1979a): "Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339.

ANEXOS



26°52'43"

26°46'75"

101°32'58"

101°26'00"

Simbología

- Aluvión
- Dique
- Intrusivo
- Fm. Buda
- Fm. Del Río
- Fm. George Town
- Fm. Kiamichi
- Fm. Aurora
- Rumbo y buzamiento de 30° a 60°
- Rumbo y buzamiento de 60° a 80°
- A—A' Sección geológica
- Localización de muestras
- Cotas de 50m
- Mina abandonada
- Poblado
- Camino de terracería

Universidad Autónoma de Nuevo León
Facultad de Ciencias de la Tierra

ANEXO I

Carta geológica del área de estudio
"Cerro Mercado".

Presenta:

Guillermo Daniel Terrazas Calderón

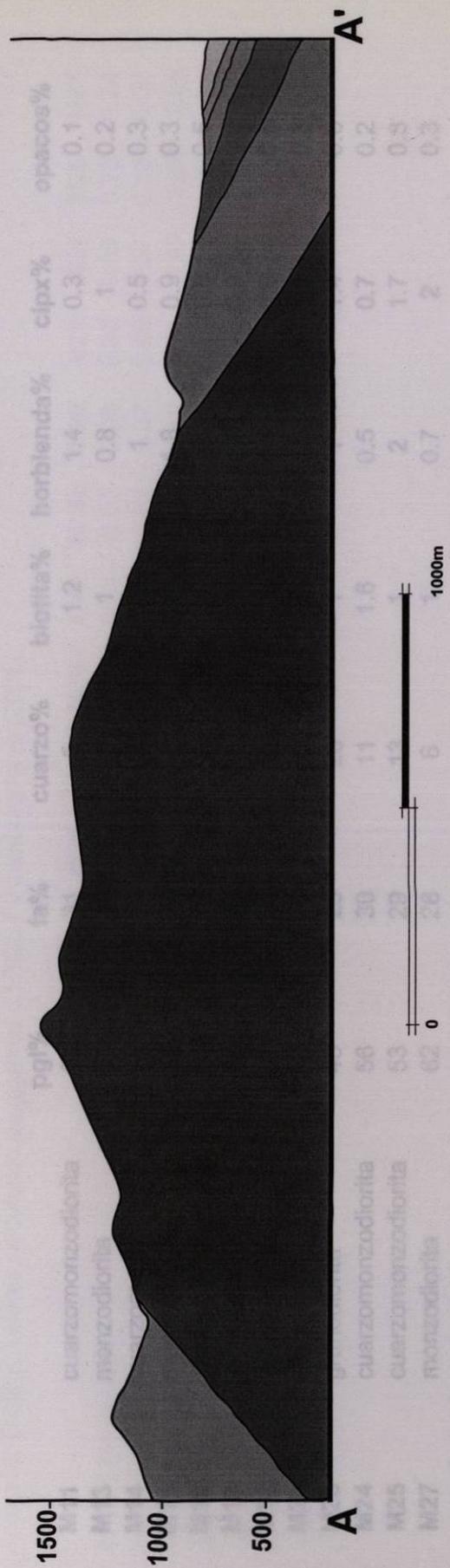
Linares N.L.

Abril 2002

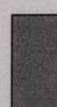
W

E

Anexo III. Tabla 1. Composiciones modales de las rocas del Cerro Mercado.



Simbología

	Aluvión		Fm. Del Río
	Dique		Fm. GeorgeTown
	Intrusivo		Fm. Kiamichi
	Fm. Buda		Fm. Aurora

Universidad Autónoma de Nuevo León Facultad de Ciencias de la Tierra
ANEXO II Sección geológica A - A' "Cerro Mercado".
Presenta: Guillermo Daniel Terrazas Calderón
Linares N.L.
Abril 2002

Anexo III. Tabla 1. Composiciones modales de las rocas del Cerro Mercado.

		pgl%	fa%	cuarzo%	biotita%	horblenda%	clpx%	opacos%
M11	cuarzomonzodiorita	61	31	5	1.2	1.4	0.3	0.1
M13	monzodiorita	61	35	1	1	0.8	1	0.2
M14	cuarzomonzonita	55	35	7	1.2	1	0.5	0.3
M15	monzodiorita	65	30	1	1	1.8	0.9	0.3
M16	cuarzomonzodiorita	57	30	8	2	2	0.5	0.5
M17	monzodiorita	64	29	1	3	1.8	0.9	0.3
M18b	sienogranito	21	46	29	1.5	1.1	0.9	0.5
M20	monzonita	36	58	1	1.5	2	1.2	0.3
M23	granodiorita	45	25	26	1	1	1.4	0.6
M24	cuarzomonzodiorita	56	30	11	1.6	0.5	0.7	0.2
M25	cuarzomonzodiorita	53	29	13	1	2	1.7	0.3
M27	monzodiorita	62	28	6	1	0.7	2	0.3

pgl= plagioclasa, fa= feldespatos alcalinos, clpx= clinopiroxeno.

Anexo III. Tabla 2. Valores calculados de acuerdo a FROST y colaboradores (2001).

	M11	M13	M14	M15	M16	M17	M18b	M20	M23	M24	M25	M27
A/CNK (molecular)	0.82	0.69	0.76	0.73	0.85	0.73	0.97	0.95	0.92	0.89	0.75	0.74
F/FM (%)	0.57	0.53	0.50	0.50	0.57	0.55	0.62	0.67	0.59	0.57	0.53	0.52
Na₂O+K₂O-CaO	-1.54	-2.88	-2.26	-3.80	-0.90	-3.75	5.67	6.19	0.07	-0.87	-3.08	-3.05
ASI = Al/Ca-1.67P+Na+K (moleculares)	0.84	0.71	0.77	0.75	0.87	0.75	0.98	0.96	0.94	0.90	0.77	0.76
Na+K (molecular)	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.12	0.14	0.09	0.09	0.08	0.08
Al (molecular)	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.17	0.20	0.18	0.19	0.18	0.17

A/CNK (molecular)= Aluminio molecular/Ca+Na+K moleculares, F/FM= FeO/(FeO+MgO), ASI= índice de saturación de aluminio (aluminum saturation index).

