

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO PROVIDENCIA,
MARGEN ESTE DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA,
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

PRESENTA:

MAYRA ALEJANDRA VALDEZ REYES

LINARES, NUEVO LEÓN

OCTUBRE DE 2002

MARYRA ALDORA WALKER
DEZREYES

(MINERALOGIA)

21

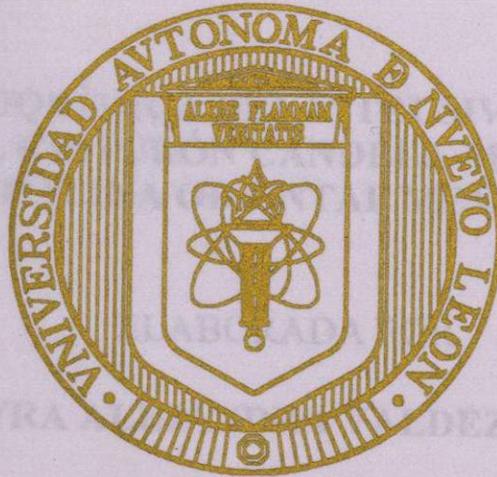
TL
QE203
.C6
V3
2002
c.1



1080124524

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO PROVIDENCIA,
MARGEN ESTE DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA,
PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

PRESENTA:
MAYRA ALEJANDRA VALDEZ REYES

LINARES, NUEVO LEÓN

OCTUBRE DE 2002

TL
QE203
-C6
V3
2003





UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO PROVIDENCIA,
MARGEN ESTE DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, PROVINCIA
ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

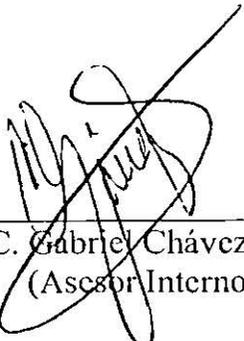
ELABORADA POR

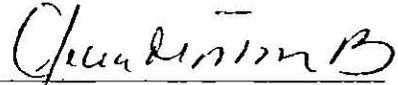
MAYRA ALEJANDRA VALDEZ REYES

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

Vo.Bo. ASESORES DE TESIS


M.C. Gabriel Chávez Cabello
(Asesor Interno)


Dra. Ofelia Morton Bermea
(Asesor Externo)

LINARES, N. L.

JUNIO DE 2002



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO PROVIDENCIA,
MARGEN ESTE DEL CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, PROVINCIA
ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

ELABORADA POR

MAYRA ALEJANDRA VALDEZ REYES

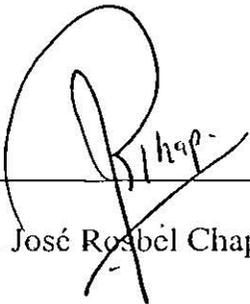
COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

Vo.Bo. COMITE DE REVISIÓN DE TESIS



M.C. Gabriel Chávez Cabello



Dr. José Rosbél Chapa Guerrero



M.C. Tomas Cossío Torres

LINARES, N. L.

JUNIO DE 2002

DEDICATORIA

*Antes que nada, deseo dedicar mi esfuerzo a Dios Nuestro Señor,
por haberme dado la vida y por haber permitido las circunstancias que me han
llevado a estar hoy aquí.*

*De igual manera, a mi Santísima Madre La Virgen María
por nunca soltar mi mano y por interceder por mi familia y por mí siempre.*

*A mi madre María de la Luz por sus lágrimas, desvelos, oraciones, amor, y sobre
todo por su comprensión y paciencia. Por tener tanta fuerza interior es mi ejemplo a
seguir de mujer y madre. Doy gracias al Señor por haberme permitido ser tu hija!*

*A mi padre Antonio por no perder la confianza en mí y sobretodo por sus sacrificios,
sin los cuales esto no hubiera sido posible.*

A mi hermano Roberto Carlos sencillamente por haber nacido y por que te quiero.

*A mis Abuelos Nena, Alejo (†), Nachita y José por su cariño, consejos y la confianza
que han depositado en mí.*

*A mi esposo Daniel, por su cariño, apoyo y sobretodo por su comprensión durante la
realización de la tesis.*

*Y por último deseo dedicar el presente trabajo a la persona que me impulsó a
terminar la carrera, quien ha devuelto la fe y la alegría a mi vida:
mi hija Itzel Paulina
Te Amo*

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma de Nuevo León por el apoyo económico a través del proyecto aprobado por PAICYT clave CT357-00 para las salidas a campo y especialmente a la Universidad Nacional Autónoma de México por la beca de intercambio académico.

Al director de la FCT, Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, por su ayuda y participación en el comité de revisión de mi tesis, al igual que al M.C. Tomás Cossío Torres y M.C. Gabriel Chávez Cabello.

A mi asesor y amigo Gabriel Chávez por su paciencia, comprensión, apoyo y sobre todo por ejercer tanta presión para llegar a la meta. De la misma manera a Vicky por su amistad y apoyo.

Al personal docente de la Facultad de Ciencias de la Tierra: Maestro Ángel García, Dr. Fernando Velasco, Dr. José Guadalupe López, Dr. Sóstenes Méndez, Dr. Héctor de León, Dr. Francisco Medina, Maestra Manuelita González, M. C. Emma García, Maestra Verónica Dülmer, Maestro Roberto Soto y M.C. Daniel Garza, quienes han contribuido a mi formación profesional. Especialmente al Dr. Juan Alonso Ramírez por sus consejos, por recibirnos siempre de buen humor y por estar siempre dispuesto a ayudar.

Al Dr. Javier Castro Larragoitia y a la Dra. Teresa Orozco Esquivel muy afectuosamente, por sus consejos y palabras de ánimo durante la carrera.

A los Técnicos del Laboratorio de Preparación de la FCT; Victor, Gustavo y Andrés, especialmente a Pedro por su apoyo en el Laboratorio de Microscopía y a Adalberto por todas las facilidades prestadas en el área de cómputo.

A Federico Viera y Any por su valiosa ayuda y disposición en el laboratorio de Geoquímica.

A la Dra. Ofelia Morton Bermea y a Liz por su apoyo en el Instituto de Geofísica de la UNAM y su amabilidad durante las estancias en el D.F.

Al personal del Depto. de Diseño de Explotación de PEMEX-Activo Poza Rica; Ing. Francisco Murguía, Ing. Fidel García, Ing. Oscar Lezama, por el apoyo que me brindaron durante la realización de mis prácticas profesionales, pero sobre todo por su amistad.

A todos mis tíos, tías, primos, primas, sobrinos, sobrinas etc., esperando que éste esfuerzo compartido los impulse a seguir adelante y que nunca olviden que con la ayuda de Dios todo es posible.

A Gina, Karina, Clara, Areli, Lorena, Jessica y Andrea mis amigas de siempre, por seguir nuestra amistad a pesar del tiempo.

A Alma Téllez por ser una verdadera amiga a pesar de la distancia y por su hospitalidad. A mis nuevas amigas que dejé en Poza Rica: Lupita, Male, Gaby y Ale. También a Meche, Aldo, Sergio, Sandy, Jaime, Luis, Felipe, Abelardo y los que me falten, gracias por todo.

A mis compañeros de generación Andrés, Chuy, Memo y Porras por su valiosa ayuda durante el muestreo y por todo el apoyo durante la carrera. También a Juany, Any, Iris, Elba, Alicia, Federico, Ángela, Iair, Checo, Elizama, Beto, Chuy, Vasco, Andrés, Cuate y Adriana Picciotto, por todos los buenos momentos que pasamos. A John por su valiosa ayuda.

Al Sr. Daniel González, la Sra. Maria de Jesús Becerra, Paula y Dante por su apoyo.

A Karla Pato, Rosy y Rolando por tantos momentos inolvidables y por su apoyo en los momentos difíciles.

A las familias Reyes Zaragoza y Muñoz Oviedo por su apoyo y comprensión durante mi estancia en Linares.

A la Familia Velasco Segura por haber sido tan amables y serviciales durante nuestras estancias en Monclova.

A la Sra. Araceli Issasi por su amabilidad y facilidades prestadas en la realización de trámites académicos y administrativos.

A Julio, Don Juan, Doña Toña, Doña Coco, Socorro y a todo el personal de la FCT por su amabilidad.

INDICE

	<i>Página</i>
LISTA DE FIGURAS.....	<i>i</i>
LISTA DE TABLAS.....	<i>v</i>
NOMENCLATURAS Y ABREVIATURAS	<i>vi</i>
RESUMEN.....	<i>viii</i>
ABSTRACT.....	<i>ix</i>

CAPÍTULO I GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 LOCALIZACIÓN.....	1
1.3 TRABAJOS PREVIOS.....	2
1.4 OBJETIVOS.....	4
1.5 JUSTIFICACIÓN.....	4
1.6 METODOLOGÍA.....	5

CAPÍTULO II GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 TECTÓNICA DEL NORESTE DE MÉXICO.....	7
2.1.1 Historia Tectónica.....	7
2.1.2 Paleogeografía.....	12
2.1.2.1 Triásico.....	12

2.1.2.2 Jurásico.....	13
2.1.2.3 Cretácico.....	17
2.1.2.4 Terciario.....	21
2.1.3 Migración del Arco Magmático.....	21
2.2 PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA.....	25
2.3 CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA.....	28

CAPÍTULO III GEOLOGÍA LOCAL

3.1 INTRODUCCIÓN.....	32
3.2 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	33
3.2.1 Formación Aurora.....	33
3.2.2 Formación Kiamichi.....	35
3.2.3 Grupo Washita.....	37
3.2.4 Formación Eagle Ford.....	41
3.2.5 Formación Austin.....	43
3.2.6 Rocas Ígneas.....	44

CAPÍTULO IV PETROGRAFÍA

4.1 INTRODUCCIÓN.....	45
4.2 DESCRIPCIÓN DE SECCIONES DELGADAS.....	47

**CAPÍTULO V
GEOQUÍMICA**

5.1 INTRODUCCIÓN.....58

5.2 ANÁLISIS QUÍMICOS.....59

5.2.1 Trituración De Muestras.....59

5.2.2 Fluorescencia de Rayos-X.....60

 5.2.2.1 Preparación De Muestras Para FRX.....60

5.2.3 ICP-MS.....63

 5.2.3.1 Preparación De Muestras Para ICP-MS.....66

5.3 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS.....67

5.3.1 Elementos Mayores.....67

 5.3.1.1 Norma CIPW.....67

 5.3.1.2 Diagramas De Variación.....68

5.3.2 Elementos Traza.....72

 5.3.2.1 Las Tierras Raras.....74

 5.3.2.2 Diagramas Multielementos.....77

5.4 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN.....79

5.5 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA PARA ROCAS GRANÍTICAS.....80

5.6 DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA.....85

5.6.1 Diagramas De Discriminación Para Rocas De Composición Granítica.....87

 5.6.1.1 Diagramas Rb-Y-Nb y Rb-Yb-Ta.....87

CAPITULO VI

DISCUSIÓN.....89

CAPÍTULO VII
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....93

BIBLIOGRAFÍA.....95

ANEXOS

ANEXO I
MAPA GEOLÓGICO

ANEXO II
SECCIONES GEOLÓGICAS

LISTA DE FIGURAS

	<i>Página</i>
Figura 1. Mapa de Localización del intrusivo Cerro Providencia.....	2
Figura 2. Modelo tectónico de la evolución de la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) y la Provincia del Golfo de México (PGM). Esta sección esquemática atraviesa el norte de México de oeste a este (JOHNSON, 1989).....	11
Figura 3. Paleogeografía del norte y noreste de México durante el Jurásico tardío (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....	14
Figura 4. Paleogeografía del noreste de México durante el Oxfordiano (Tomado de ALFONSO-ZWANZIGER, 1978).....	15
Figura 5. Paleogeografía del noreste de México durante el Kimmeridgiano-Tithoniano (Tomado de ALFONSO-ZWANZIGER, 1978).....	16
Figura 6. Paleogeografía del norte y noreste de México para el Neocomiano y Aptiano inferior (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....	18
Figura 7. Paleogeografía del norte y noreste de México durante el Albiano-Cenomaniano (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....	19
Figura 8. Paleogeografía del Cretácico Tardío para el norte y noreste de México (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).....	20
Figura 9. Distribución espacial del magmatismo en el norte de México (CLARK <i>et al.</i> , 1979b).....	23
Figura 10. Localidades de la PAOM. SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos, LC: La Cueva, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SC: San Carlos, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Pachuca-Tántima, SO: Sierra de Otontepec, PS: Palma Sola, SAT: San Andrés Tuxtla. Según DEMANT y ROBIN (1975), CLARK <i>et al.</i> , (1982), NELSON y GONZÁLEZ-CAVER (1992) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996).....	27
Figura 11. Modelo de altimetría el que se distinguen los 14 cuerpos intrusivos que conforman el CCM en la parte centro sur del Cinturón Plegado de Coahuila. Nótese el intrusivo Cerro Providencia el la parte este.....	29

Figura 12. Columna Estratigráfica del área de estudio (Modificada de COREMI, 1998; Carta Valladares G14-A55).....	34
Figura 13. Fotografía que muestra calizas masivas color gris claro de la Formación Aurora.....	35
Figura 14. Fotografía que muestra la estratificación laminada de la Formación Kiamichi en estado recristalizado.....	37
Figura 15. Fotografía que muestra las calizas de estratificación mediana de la Formación Georgetown en el área de estudio.....	40
Figura 16. Afloramiento de la Formación Del Rio, que presenta lutitas de estratificación delgada a laminar que se intemperizan fácilmente.....	40
Figura 17. Fotografía que muestra las calizas de la Formación Buda, la cual presenta fracturas en escalón rellenas de calcita.....	41
Figura 18. Afloramiento de la Formación Eagle Ford en la que se observa un fuerte fracturamiento y la coloración violácea al intemperizarse, característico de esta Formación.....	42
Figura 19. Afloramiento de la Formación Austin, que presenta calizas arcillosas de un color pardo amarillento en roca intemperizada y se fractura fácilmente.....	44
Figura 20. Diagrama de STRECKEISEN (1976) para clasificación de rocas ígneas intrusivas. Las muestras del intrusivo Providencia ocupan el campo de las cuarzomonzonitas y cuarzomonzodioritas.....	46
Figura 21. Micrografía de la sección PP-1, en la que se puede observar la textura escamosa de la biotita, feldespato con textura micropertítica, esfena con relieve muy alto y en los cristales de plagioclasa con alteraciones y un marcado zoneamiento. Aumento 10x. Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.....	48
Figura 22. Micrografía de la sección PP-2 en la que se presentan cristales de hornblenda, esfena, biotita, plagioclasa, cuarzo y feldespato. Aumento 10 X. Nícoles paralelos. Base de foto = 4.5 mm.....	50

Figura 23. Micrografía de la sección PP-2 en la que se presentan cristales de hornblenda, esfena, biotita, plagioclasa, cuarzo y feldespato. Aumento 10 X, Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.....	50
Figura 24. Micrografía de la sección PP-4 en la que se pueden apreciar cristales de plagioclasa con macla polisintética y de parilla, cuarzo, feldespato con textura micropertítica y un cristal de augita. Aumento 10 X. Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.....	52
Figura 25. Micrografía de la sección PP-6, en la que se observa un fenocristal de biotita con cristales de clorita producto de su alteración. La matriz de esta roca esta formada por feldespato, plagioclasa y algo de cuarzo. Aumento 10 X. Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.....	54
Figura 26. Micrografía de la sección PP-8, en la que se presentan cristales de piroxeno con intercrecimiento de minerales opacos, esfena, plagioclasas zoneadas, cuarzo y feldespato con textura micropertítica. Aumento 10 X, N cruzados. Base de foto = 4.5 mm.....	56
Figura 27. Diagramas de variación para las muestras del intrusivo Cerro Providencia utilizando SiO ₂ en el eje x y algunos de los elementos mayores en el eje y.....	71
Figura 28. Diagrama de REE normalizada contra condritas con valores tomados de EVENSEN y colaboradores, (1978).....	76
Figura 29. Concentraciones de elementos traza en la rocas del intrusivo Cerro Providencia normalizadas contra manto primordial (MCDONOUGH <i>et al.</i> , 1992).....	78
Figura 30. Diagrama de (IRVINE Y BARAGAR, (1971). en el que se muestra el carácter subalcalino de las muestras del intrusivo Cerro Providencia.....	79
Figura 31. Diagrama de PECCERILLO y TAYLOR, (1976) de SiO ₂ -K ₂ O para diferenciar los granitos enriquecidos en K.....	80
Figura 32. Diagrama FeO/(FeO+MgO) contra SiO ₂ . Las líneas diagonales definen el campo de los granitoides Cordilleranos; el área sombreada define el campo de los plutones Caledonianos postcolisionales (FROST <i>et al.</i> , 2001).....	84

- Figura 33. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ contra SiO_2 . El área de líneas diagonales define el campo de los granitoides Cordilleranos; la línea continua define el campo de los leucogranitos peraluminosos; la línea punteada define el campo de los granitoides tipo A; el área sombreada define el campo de los plutones Caledonianos postcolisionales; (FROST *et al.*, 2001)..... 85
- Figura 34. Diagrama de discriminación Rb-(Y+Nb) para granitos (PEARCE *et al.*, 1984) en el que se grafican las muestras del intrusivo Cerro Providencia. VAG: granitos de arco volcánico, syn-COLG: granitos sin-colisionales, WPG: granitos de intaplaca, ORG: granitos de dorsal oceánica..... 88

LISTA DE TABLAS

	<i>Página</i>
Tabla 1. Composición modal de las muestras del intrusivo Cerro Providencia expresadas en %.....	47
Tabla 2. Condiciones de medición utilizadas para determinaciones de elementos mayores en roca total por FRX (LOZANO-SANTACRUZ, 1995).....	62
Tabla 3. Condiciones de medición utilizadas para determinaciones de elementos traza en roca total por FRX (GIRÓN-GARCÍA, 1996).....	62
Tabla 4. Condiciones de medición del ICP-MS utilizadas para las determinaciones de elementos de las REE (MORTON <i>et al.</i> , 1997).....	67
Tabla 5. Elementos mayores y norma CIPW del intrusivo Cerro Providencia. Parámetros utilizados para la clasificación de FROST y colaboradores (2001).....	69
Tabla 6. Resultados de Elementos traza para las muestras del intrusivo Cerro Providencia por ICP-MS.....	73
Tabla 7. Ambientes tectónicos reconocibles utilizando criterios geoquímicos.....	86
Tabla 8. Subdivisión de los granitos de acuerdo a su ambiente tectónico.....	87

NOMENCLATURA Y ABREVIATURAS

Ab	albita
An	anortita
Ap	apatito
ASI	Aluminum Saturation Index
Bi	biotita
CCM	Cinturón Candela Monclova
Cl	clorita
cm	centímetro
COREMI	Consejo de Recursos Minerales
Cpx	clinopiroxeno
CVM	Cinturón Volcánico Mexicano
DDT	Diagramas de Discriminación Tectonomagmática
Di	diópsido
E	este
Es	esfena
EUA	Estados Unidos de América
FCT	Facultad de Ciencias de la Tierra
Feld	Feldespatos
FRX	Fluorescencia de Rayos-X
g	gramo
GMN	Geosinclinal Mexicano del Norte
HFSE	High Field Strength Elements
Hy	hyperstena
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry
Il	ilmenita
kg	kilogramo
km	kilómetro
l	litro
LC	La Cueva
LILE	Large Ion Lithophile Element
LUGIS	Laboratorio de Geoquímica Isotópica
m	metro
Ma	Millones de años
MALI	Modified Alkali Lime Index)
ml	mililitros
mm	milímetro
MORB	Mid Ocean Ridge Basalts
N	norte
NE	noreste
NW	noroeste
Opx	ortopiroxeno

Or	ortoclasa
ORG	ocean-ridges granites
PAOM	Provincia Alcalina Oriental Mexicana
Plg	plagioclasa
ppb	partes por billón
ppm	partes por millón
PPOM	Provincia Pacífica del Oeste de México
PS	Palma Sola
PT	Pachuca-Tántima
Px	piroxeno
Qz	cuarzo
REE	Rare Earth Elements
S	sur
SAT	San Andrés Tuxtla
SB	Sierra Blanca
SC	San Carlos
SE	sureste
seg	segundos
SO	Sierra de Otontepec
SP	Sierra de Picacho
ST	Sierra de Tamaulipas
SW	suroeste
syn-COLG	syn-collisional granites
Ti	titanita
ton	toneladas
T-P	Trans-Pecos
UANL	Universidad Autónoma de Nuevo León
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
VAG	volcanic-arc granites
W	oeste
Wo	wollastonita
WPG	within-plate granites
#Fe	Número de Fierro
°C	grado centígrado

RESUMEN

El intrusivo Cerro Providencia es uno de los catorce cuerpos que conforman el Cinturón Candela-Monclova, otro de los complejos magmáticos de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). El cuerpo ígneo se encuentra emplazado en la Formación Aurora (Cretácico Temprano-tardío) y está conformado por rocas subalcalinas de alto K. Petrográficamente varían de cuarzomonzonitas a cuarzomonzodioritas, presentan una escasa variación en el contenido de SiO_2 (56-63%) y presentan cuarzo normativo. Con base en su contenido mineral, textural y el comportamiento homogéneo de los elementos traza presentes, se puede inferir un emplazamiento de un solo evento y un enfriamiento lento, es decir que la cámara magmática que lo formó no experimentó re-inyecciones posteriores de magmas. De acuerdo a la clasificación geoquímica de granitos fundamentada en el contenido de elementos mayores, las rocas analizadas corresponden a granitos de tipo Cordilleranos, calcoalcalinos y meta luminosos. Este tipo de granitos son típicos de la Cordillera de Norteamérica, producto de subducción de placa oceánica bajo continental. Debido a la baja variación en SiO_2 no se observan tendencias claras en los diagramas de Harker. Sin embargo, estos diagramas muestran un comportamiento escalonado, que junto con la interpretación química, la amplia zonación mineral y los emplazamientos observados, permiten concluir que el principal proceso de diferenciación magmática fue la cristalización fraccionada. Graficando los datos de elementos traza normalizados contra manto primitivo en un diagrama multielementos se observa una anomalía negativa de Nb y Ti y un enriquecimiento en Sr, K, Rb, Ba y Th característico de ambientes de subducción. Para confirmar las interpretaciones anteriores, se utilizó el diagrama de discriminación tectonomagmática que utiliza $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$, en el que se observa que las muestras del Cerro Providencia se ubican dentro del campo VAG (granitos de arco volcánico). Anteriormente se ha propuesto que las rocas producto del magmatismo más antiguo (>30 Ma) al norte de la PAOM son la manifestación de magmatismo de arco más alejado de la trinchera, producto de la subducción de la placa Farallón bajo la de Norteamérica. Sin embargo, es necesario realizar análisis de relaciones isotópicas para comprobar con precisión los procesos de diferenciación a los que fue sometido el magma durante su ascenso y emplazamiento o establecer nuevos modelos petrogenéticos. Aunado a lo anterior, se recomienda realizar fechamientos en las rocas del intrusivo Cerro Providencia y otros cuerpos del CCM para poder establecer las relaciones absolutas de emplazamiento entre los diferentes cuerpos intrusivos, especialmente en la parte este del CCM.

ABSTRACT

The intrusive complex Cerro Providencia is one of the fourteen bodies that conform the Candela-Monclova Belt (CMB) other magmatic complex of the Gulf of Mexico Alkaline Province (GMAP). The Cerro Providencia complex, is conformed by sub-alkaline rocks with high content of K and it is emplaced in the Aurora Formation (Lower-late Cretaceous). Petrographically the rocks vary from quartz-monzonites to quartz-monzodiorites with scarce variation in silica content (56-63%) and bearing of normative quartz. Based on mineralogy, texture and the homogeneous trace elements behavior, an isolated magma batch with a slow cooling formation history of the Cerro Providencia intrusive can be inferred. That means the magmatic chamber did not have a posterior magmatic re-injections. According to the chemical classification of granites, which is based on the mayor elements, the rocks analyzed can be classified as Cordilleran Granitoids, calc-alkali, metaluminous. That kind of granitoids are produced by the subduction of an oceanic plate into a continental plate, typical in the North America Cordillera. The Harker's diagrams did not shows clear trends due to the low SiO₂ contents, nevertheless, their behavior staggered, joined to the chemical interpretation, mineral zonation and the replacements, infer the main process of differentiation as fractional crystallization. In the multielement diagram for the trace elements normalized with primitive mantle can be observed an enrichment of Sr, K, Rb, Ba and Th, also negative anomalies in Nb and Ti, which is characteristic for an active margin (magmatic arch). To confirm the previous interpretations, a discrimination tectonomagmatic diagram [Rb-(Y+Nb)] was used, in which the samples from the Cerro Providencia were depicted in the VAG field (volcanic arc granites). Previous or recent works have proposed that the older rocks (>30 My), from the northern CMB represent the farthest arch magmatic manifestation from the trench magmatic manifestation produced by the subduction of the Farallon plate below the North America plate. Although is necessary to analyze isotopic ratios to verify with precision the magma differentiation process during the rise and emplacement or to establish a new petrogenetic model. In addition, is recommendable to date the rocks of Cerro Providencia and other bodies from the CMB to establish the absolute relation of emplacement between the different intrusives, specially in the eastern CMB.

CAPÍTULO I GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El intrusivo Cerro Providencia pertenece a un grupo de cuerpos intrusivos alineados E-W, que se localizan entre el municipio de Lampazos, Nuevo León, hasta las Ciudades de Monclova y Castaños en el estado de Coahuila. Este arreglo de cuerpos intrusivos se conoce como Cinturón Candela-Monclova (CCM) y pertenece a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM).

El CCM es una localidad atípica de la PAOM. Uno de los aspectos controversiales de esta provincia magmática, es el origen de los magmas y su extensión tanto espacial como temporal. Sin duda, la PAOM es, junto con el Cinturón Volcánico Mexicano, la provincia magmática Terciaria-Cuaternaria más compleja de México. A pesar de que se han realizado estudios geoquímicos dentro de la PAOM, no se ha podido establecer un modelo claro que explique el origen de los diferentes eventos magmáticos que la componen así como tampoco la separación en edad de las diferentes fuentes que han sido propuestas. Actualmente hacen falta determinaciones de relaciones isotópicas y fechamientos de rocas que permitan fundamentar los modelos geodinámicos hasta hoy en día citados. El presente trabajo busca definir el tipo de rocas, la composición química y el ambiente tectónico del intrusivo Cerro Providencia.

1.2 LOCALIZACIÓN

El CCM se localiza entre las coordenadas 26°40'00"-26°00'00" de latitud norte y 100°10'00" a 100°30'00" de longitud oeste. El cerro Providencia se encuentra en la parte este del CCM, en el estado de Coahuila, cerca de su límite con el estado de Nuevo León. Partiendo de la Ciudad de Monterrey, se toma la carretera estatal No. 1 que conduce a Lampazos de Naranjo. Al llegar al entronque con la estación de ferrocarril Candela, se continua hacia el oeste llegando al municipio de Candela, Coahuila. De ahí se continúa por la carretera estatal Candela-

Monclova y en el km 7 en dirección a Monclova, se toma un camino de terracería al lado izquierdo para ingresar al área de estudio después de avanzar 2 km (Figura 1).

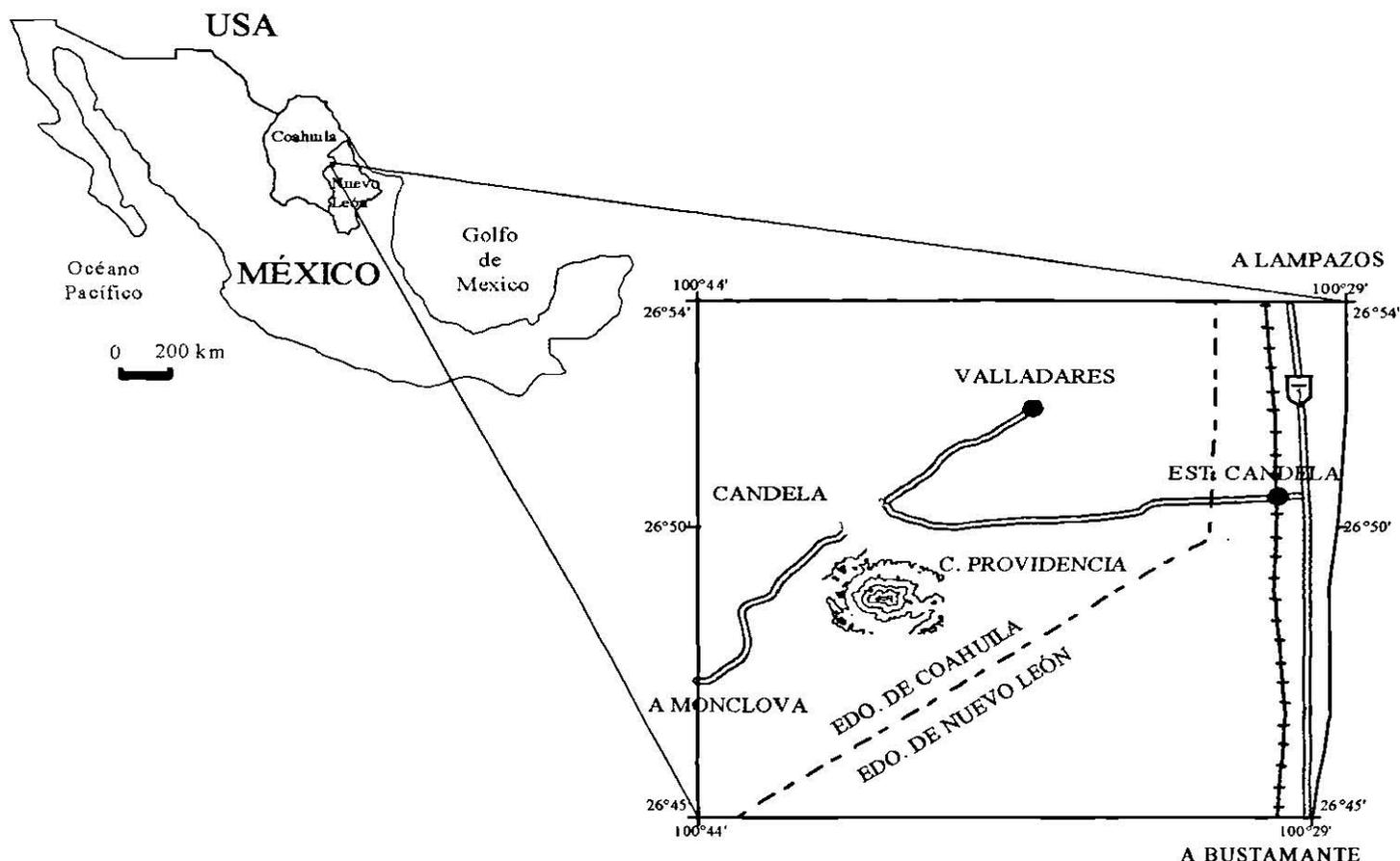


Figura 1. Mapa de Localización del intrusivo Cerro Providencia.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

Dentro de la PAOM se han realizado varios estudios, entre los que destacan los siguientes: DEMANT y ROBIN (1975) proponen un modelo que sugiere que la actividad magmática de la PAOM, es producto del desarrollo de una cuenca marginal dentro de la placa Norteamericana. ROBIN (1982) presenta un modelo de rift para explicar el magmatismo de la PAOM. NICK (1988) quien realizó estudios geoquímicos en la Sierra de San Carlos encontró magmas asociados a intra placa y a subducción. MORTON y ALTHERR (1991) interpretan el

magmatismo alcalino de la Sierra de Picachos como intracontinental típico. RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) relaciona la formación de la Sierra de Tamaulipas a un ambiente de intraplaca, encontrándose también una pequeña área con firma de subducción (VIERA-DÉCIDA 1999).

ROBIN (1976), CANTAGREL y ROBIN (1979) y OROZCO (1995) interpretan el área de Palma Sola como producto de un magmatismo de subducción relacionado con la Placa de Cocos, presentando sobreposición con magmatismo de intra placa. MORTON (1995) realizó análisis químicos en cinco intrusivos del CCM, asociándolos a subducción.

Algunos trabajos que incluyen fechamientos isotópicos, en diferentes complejos magmáticos de la PAOM, son los de THOMPSON (1972) en Sierra Blanca, Nuevo México, Estados Unidos de América (EUA); BARKER (1977, 1978 y 1979) y NELSON y colaboradores (1987) en Trans-Pecos Texas, EUA; DAUGHERTY (1963) en La Cueva, al norte de Coahuila; MCKNIGHTH (1963) en la Sierra de Picachos en Nuevo León; BLOOMFIELD y CEPEDA-DÁVILA (1973) en la Sierra de San Carlos; CANTAGREL y ROBIN (1979) en la Sierra de Tamaulipas, la Planicie de Tampico y Palma sola en Veracruz; y SEIBERTZ (1990) quien trabajó en la Sierra de Tamaulipas.

Para el CCM sólo existen dos trabajos, uno realizado por SEWELL en 1968 para determinar fechamientos y otro de geoquímica desarrollado por MORTON en 1995. Para el intrusivo Cerro Providencia, en el cual se desarrolla el presente estudio, se cuenta con una cartografía realizada por el Consejo de Recursos Minerales (COREMI, 1998), otra realizada por alumnos de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL en 1999, y otras dos elaboradas en la falda norte del intrusivo por tesis de la Universidad Técnica de Aachen, Alemania (DENNEBERG, 1998 y JAHN, 1998).

1.4 OBJETIVOS

El presente trabajo contempla como objetivos principales los siguientes:

- a) Elaborar un mapa geológico escala 1:10,000 del área de estudio, con el apoyo de fotografías aéreas y con base en la recopilación de datos de las cartografías realizadas anteriormente.
- b) Llevar a cabo un muestreo petrográfico para clasificar las rocas existentes en el cuerpo intrusivo y determinar que muestras son las más adecuadas para analizarlas químicamente.
- c) Analizar geoquímicamente las muestras colectadas más importantes, determinando elementos mayores y traza, para la posterior utilización de diagramas de discriminación, multielementos y de tierras raras con los cuales se determinará la afinidad geoquímica de los magmas.
- d) Establecer las afinidades composicionales entre este y otros cuerpos intrusivos existentes dentro del CCM, estudiados paralelamente al intrusivo Providencia y compararlos con los resultados obtenidos por MORTON-BERMEA (1995).

1.5 JUSTIFICACIÓN

El presente trabajo se desarrolla en un área que ha sido poco estudiada, la cual es importante para tratar de entender el origen de los magmas del CCM y a su vez de la PAOM. Para comprender la geología de la PAOM, es necesario estudiar puntualmente las diversas localidades que la conforman, para esto se pretende estudiar algunos de los cuerpos intrusivos del CCM. En el presente trabajo, se busca aportar datos geoquímicos que puedan contribuir a la determinación de la fuente magmática del CCM. Al mismo tiempo del desarrollo del presente trabajo, se están estudiando otros tres cuerpos intrusivos del CCM, para en un futuro corto, presentar un modelo más completo de la composición y naturaleza del CCM.

Además, como la relación discordante en vista en planta del intrusivo del Cerro

Providencia, sugiere que su emplazamiento es posterior al evento de deformación regional, es importante definir que ambiente tectónico aún operaba durante ó posterior al evento de deformación regional.

Es importante mencionar que el presente trabajo forma parte de un proyecto de investigación regional, que contempla definir las condiciones regionales de esfuerzo durante la actividad magmática del Terciario en el NE de México. Es decir, si ocurrió un cambio en el estado mecánico de la corteza asociada a las fuentes magmáticas en la parte norte de la PAOM, similarmente a lo que ocurrió en la región de Trans-Pecos, Texas, EUA (JAMES y HENRY, 1992; HENRY *et al.*, 1991)

1.6 METODOLOGÍA

Documentación

Se integró la información existente sobre la geología y geoquímica tanto a nivel regional como local. Se elaboraron los mapas base tanto topográfico como fotogeológico, con el uso de cartas topográficas escala 1:50 000 y fotografías aéreas escala 1:25 000.

Trabajo de Campo

Se llevó a cabo un muestreo petrográfico y geoquímico de manera sistemática, seleccionando los puntos de muestreo con base en las variaciones composicionales y texturales observadas en las rocas frescas *in situ*. Cabe destacar que las variaciones texturales y composicionales fueron casi nulas, por lo que se optó por distribuir espacialmente las muestras con el fin de cubrir las áreas de afloramientos más frescos en el cuerpo intrusivo.

Trabajo de Laboratorio

Se elaboraron secciones delgadas para clasificar las rocas petrográficamente. Se seleccionaron las muestras para análisis químicos de elementos mayores, traza y tierras raras, con el fin de utilizarlos para establecer la afinidad geoquímica de los magmas. Los análisis de elementos mayores y algunas traza fueron realizados en el Laboratorio Universitario de

Geoquímica Isotópica de la UNAM (LUGIS), utilizando la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX). Los elementos de las tierras raras se determinaron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS; de sus siglas en inglés) del instituto de Geofísica de la UNAM.

Trabajo de Gabinete

Durante esta fase se interpretaron los datos petrográficos y químicos obtenidos durante el trabajo de laboratorio, utilizando diagramas de clasificación, discriminación, variación elemental y multielementos. Además, se elaboró un mapa que contiene toda la información geológica obtenida en campo.

CAPÍTULO II GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 TECTÓNICA DEL NORESTE DE MÉXICO

2.1.1 Historia Tectónica

La estratigrafía y tectónica del noreste de México ha sido controlada, por un lado por la apertura del Golfo de México y por otro, por la actividad tectónica y magmática del Pacífico (GOLDHAMMER, 1999). El noreste de México es la unión de dos provincias tectonoestratigráficas, en donde se presentan características estratigráficas del desarrollo de una margen pasiva (Golfo de México), y por otro lado rasgos tectónicos relacionados a una margen activa (Provincia Pacífica del Oeste de México; PPOM). Ambas provincias tectonoestratigráficas han tenido evoluciones independientes y por tanto han desarrollado basamentos, paquetes estratigráficos, cinturones estructurales y estilos estructurales distintos, por lo que es importante estudiar y entender ambos ambientes (DE CSERNA, 1989; SEDLOCK *et al.*, 1993; MORÁN-ZENTENO, 1994 y GOLDHAMMER, 1999).

La Provincia del Golfo de México está conformada por las cuencas Sabinas, La Popa, Parras, Burgos y Tampico-Misantla, El canal de Monterrey, el sur de Texas y la cuenca Salada del este de Texas (GOLDHAMMER, 1999). La evolución estratigráfica para esta región ha sido controlada principalmente por cambios eustáticos (TODD y MITCHUM, 1977; VAIL *et al.*, 1984; HAQ *et al.*, 1987; SCOTT *et al.*, 1988; GOLDHAMMER *et al.*, 1991; SCOTT, 1993; YUREWICZ *et al.*, 1993).

La PPOM incluye la cuenca Mesozoica de Chihuahua, el Geosinclinal Mexicano del Norte (GMN; IMLAY, 1936; LÓPEZ RAMOS, 1985), la Península de Aldama (GOLDHAMMER, 1999), y porciones de la Mesa Central al oeste del Bloque Coahuila, siendo para esta provincia el tectonismo del Pacífico Mesozoico y el aporte de sedimentos lo que controla su evolución estratigráfica, contrario a la eustacia del Golfo de México (CORDOVA, 1969, 1980; DE CSERNA, 1970, 1979, 1989; RANGIN y CORDOVA, 1976; GONZÁLEZ-

GARCÍA, 1976; TARDY, 1977; RANGIN, 1978, 1979; GASTIL, 1983; GASTIL *et al.*, 1986; DICKINSON, 1981; TOVAR RODRÍGUEZ, 1981; ROLDAN-QUINTANA, 1982; SERVAIS *et al.*, 1982, 1986; CAMPA-URANGA y CONEY, 1983; CUÉVAS-PÉREZ, 1983; CANTÚ-CHAPA *et al.*, 1985; CAMPA-URANGA, 1985; DICKINSON *et al.*, 1986; BROWN y DYER, 1987; PINDELL y BARRETT, 1990; SEDLOCK *et al.*, 1993; MORAN-ZENTENO, 1994 y GRAJALES-NISHIMURA *et al.*, 1992).

La evolución estratigráfica del Jurásico tardío a Cretácico temprano, como margen pasivo, fue interpretada como resultado de la sobreposición de cuatro ciclos del nivel del mar de segundo orden, relacionados a un extenso período de ascenso del nivel del mar de primer orden, asociado a un largo periodo de cambio en la temperatura. Este cambio en la temperatura está relacionado al volumen de material expulsado por la dorsal centro-oceánica que a su vez se asocia a la apertura del Golfo de México y el Océano Atlántico (GOLDHAMMER, 1999).

La evolución tectónica del noreste de México comienza con la orogenia Ouachita-Marathon en el Permo-Triásico formando Pangea. Mediante una colisión continente-continente, se produjo el cierre del océano Atlántico. La localización de la zona de sutura se encuentra entre el Cinturón Marathon y la zona de rocas intrusivas Permo-triásicas que subyacen al Bloque de Coahuila y a la parte sur de la cuenca de Sabinas (GOLDHAMMER, 1999).

El supercontinente Pangea se separa por medio de un proceso de rift, en el Triásico tardío al Jurásico medio, y es evidenciado por altos y bajos estructurales del basamento en el noreste de México (altos: Bloque Coahuila, archipiélago de Tamaulipas, archipiélago Burro-Salado; bajos: cuenca de Sabinas, cuenca de Magiscatzin, y cuenca de Monterrey). Estas estructuras controlaron la depositación de las diferentes facies sedimentarias. Durante el proceso de fallamiento intracontinental, también se presentó sedimentación relacionada con el fenómeno de rift (PINDELL y DEWEY, 1982; WILSON *et al.*, 1984; SALVADOR, 1987; SALVADOR, 1991c; WILSON, 1990 y GOLDHAMMER *et al.*, 1991). El Bloque de Yucatán inicia su rotación antihorario, transportándose hacia el sur a través de la falla transformante Tamaulipas-Chiapas (PINDELL, 1985). Otro evento importante que ocurrió fue el movimiento

lateral izquierdo a través de la Megacizalla Mohave-Sonora (ANDERSON y SCHMIDT, 1983) en la parte norte-centro de México, la cual se extiende a lo largo del límite sur del Bloque Coahuila. El movimiento a lo largo de la megacizalla, involucró desplazamientos de cientos de kilómetros. Este movimiento mantuvo un puente efectivo entre norte y sudamérica hasta el Calloviano, evitando cualquier influjo del agua del Pacífico en las cuencas de rift. PINDELL (1985) especuló que este movimiento sinistral en México fue controlado por la subducción oblicua de la placa Kula-Farallón debajo de las placas Yaqui y Sudamericana. Esta zona de subducción evidenciada por un arco magmático calco-alcalino localizado al noroeste y oeste del noreste de México, permaneció durante el Triásico tardío hasta el Jurásico tardío (PINDELL y DEWEY, 1982).

En el Jurásico tardío temprano inició la apertura del Golfo de México. Cuando el movimiento del Bloque Yucatán dejó de moverse, el archipiélago de Tamaulipas sufrió una subsidencia. Durante el Oxfordiano también cesó el movimiento de los bloques continentales Mexicanos. Durante la etapa de deriva, la dispersión favoreció la separación entre Texas, El Golfo de México y Yucatán, el cual cesó durante el Berriasiano (BUFFER y SAWYER, 1985; PINDELL, 1985), y cuyo punto de separación de norte y sudamérica se colocó en el Proto-Caribe, donde continuó la dispersión de suelo oceánico (PINDELL y BARRETT, 1990). En el Berriasiano se completaron los movimientos horizontales de las placas relacionadas con la apertura del Golfo de México. En este tiempo, el margen pasivo del noreste de México sufrió una continua desaceleración de la subsidencia tectónica y un enfriamiento cortical. El Bloque Coahuila permaneció como un alto estructural durante el Cretácico inferior tardío, pero no fue expuesto extensamente ni aportó sedimentos siliciclásticos, en cambio, controló la distribución y patrón progradacional de las facies de carbonatos (WILSON *et al.*, 1984).

En trabajos anteriores DE CSERNA (1979 y 1989), LIMON (1989), CORDOBA y colaboradores (1980), DICKINSON (1981), SERVAIS y colaboradores (1982 y 1986) y ARAUJO-MENDIETA y ARENAS-PARTIDA (1986), realizaron estudios sobre la Provincia del Golfo de México y la PPOM; en base a estos trabajos JOHNSON (1989) propone un modelo que relaciona la evolución de la Provincia Pacífica con el Golfo de México, dividiendo

en cuatro fases la evolución tectónica de ambas provincias. Estas se describen a continuación en orden de antigüedad de acuerdo a lo propuesto por GOLDHAMMER (1999).

Paleozoico tardío

Durante el Carbonífero-Pérmico por la colisión de Gondwana y Laurasia se formó la Pangea. Esta colisión se originó por una antigua zona de subducción, y una posterior colisión formando el cinturón Ouachita-Marathon (SEDLOCK *et al.*, 1993). La PPOM sufrió dos ciclos principales de extensión tras-arco y compresión tras-arco (Figura 2a).

Triásico-Jurásico

Se presenta el primer período de extensión tras-arco, lo que da lugar a la formación del Canal de Chihuahua y el Geosinclinal Mexicano del Norte (GMN), ambos localizados al oeste del Bloque Coahuila. Al este del Bloque Coahuila, Yucatán comienza su desplazamiento girando en sentido antihorario, saliendo del Golfo de México, durante las primeras etapas del rift (Figura 2b).

Jurásico tardío

Ocurre un acercamiento parcial e inversión de las cuencas tras-arco preexistentes, (provocando cabalgamiento en algunos lugares). Este evento pudo inducir un levantamiento y reactivar el Bloque Coahuila (JOHNSON, 1989; ARAUJO-MENDIETA Y ARENAS-PARTIDA, 1986). Por otro lado, la reactivación del Bloque Coahuila en el Cretácico Temprano (Formación San Marcos; MCKEE *et al.*, 1984 y 1990) y la depositación de cuarzo clástico próximo al Bloque de Coahuila, causaría que la provincia del Golfo de México conservara rasgos de este evento, debido a que es dominado por patrones eustáticos específicos (Figura 2c).

Cretácico temprano

Se presenta la siguiente fase de extensión tras-arco al este del arco y al oeste del Bloque Coahuila, lo que reactiva la cuenca de Chihuahua y el GMN. El GMN recibió gran aporte de material volcánico (DICKINSON, 1981). Al este del Bloque Coahuila, el margen pasivo

del Golfo de México sufrió una subsidencia desacelerada (Figura 2d).

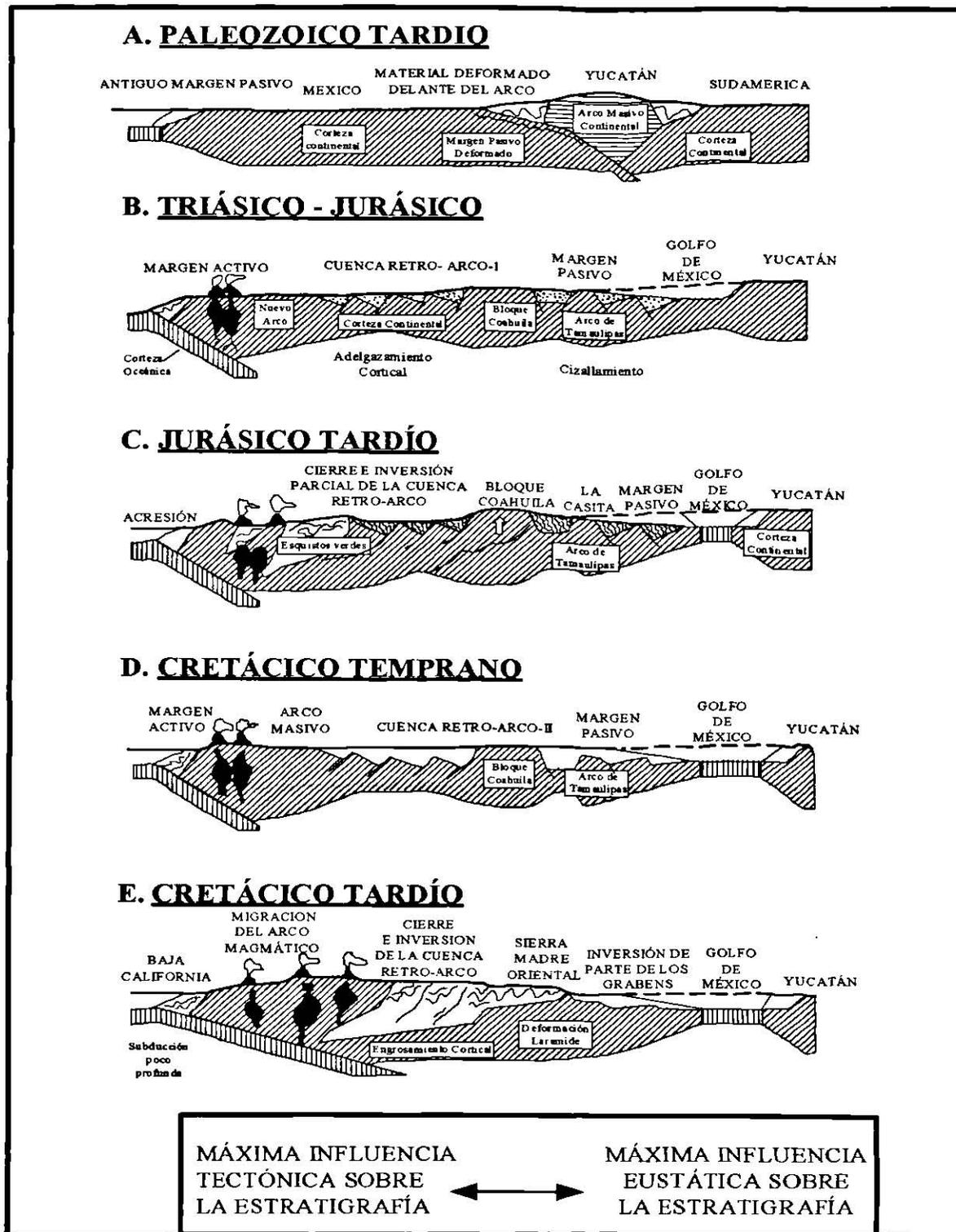


Figura 2. Modelo tectónico de la evolución de la provincia Pacífica del oeste de México (PPOM) y la Provincia del Golfo de México (PGM). Esta sección esquemática atraviesa el norte de México de oeste a este (JOHNSON, 1989).

Cretácico tardío

La PPOM experimentó la fase Laramide de acercamiento e inversión del GMN y de la cuenca de Chihuahua, que ha sido lugar de depositación de sedimentos tipo flysch del Cretácico temprano a medio. Ocurre un levantamiento sustancial del arco Alisitos que coincide con el levantamiento regional en dirección este y la deformación contraccional que da lugar a la formación de la Sierra Madre Oriental (DE CSERNA, 1989; SEDLOCK *et al.*, 1993; MORAN-ZENTENO, 1994; GOLDHAMMER, 1999; Figura 2e).

2.1.2 Paleogeografía

2.1.2.1 Triásico

Con base en estudios recientes, se han podido establecer los eventos que han dado origen al noreste de México. El basamento ha sido interpretado como una extensión del cinturón Ouachita-Marathon, formado durante el Carbonífero-Pérmico por la colisión de Gondwana y Laurasia, formando el supercontinente Pangea (PINDELL y DEWEY, 1982). Resultados obtenidos mediante fechamientos de U-Pb en circones y estudios isotópicos de clastos paleozoicos, apoyan la evidencia de que México se encuentra subyacente por bloques aislados del orógeno Greenvilliano (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995).

Sin embargo, el mayor interés en este trabajo se concentra sobre la evolución del noreste de México y el mismo Golfo de México. Durante el Triásico tardío-Jurásico temprano tardío, en la parte central del Golfo de México comienza un adelgazamiento cortical, exactamente al norte del Bloque de Yucatán, que fue seguido de una etapa de rift, que dio origen a altos estructurales del basamento (Bloque de Coahuila, isla de la Mula, Bloque del Burro-Peyotes-Salado, Arco o Archipiélago de Tamaulipas) y depresiones (Cuenca de Sabinas, Cuenca de Maverick, Cuenca Mexicana, Cuenca de Magiscatzin, Canal de Monterrey, Canal de Chihuahua), que controlaron la depositación Mesozoica (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986; WILSON, 1990; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; GOLDHAMMER y WILSON, 1999; y

GOLDHAMMER, 1999). Para este mismo tiempo comienza al parecer la depositación de sedimentos continentales (lechos rojos) de la formación Huizachal (IMLAY, 1948; PADILLA-Y SÁNCHEZ, 1982). Para el Jurásico tardío temprano ocurre la transgresión marina que empieza con la depositación de secuencias evaporíticas de potentes espesores.

2.1.2.2 Jurásico

GOLDHAMMER (1999) propone que la estratigrafía del Golfo de México puede ser dividida en cuatro supersecuencias deposicionales de segundo orden, de aproximadamente 15 Ma de duración. La evolución estratigráfica del Jurásico tardío a Cretácico temprano como margen pasivo, fue interpretada como resultado de la sobreposición de cuatro ciclos del nivel del mar de segundo orden, relacionados a un largo período de ascenso del nivel del mar de primer orden. Este cambio en el nivel del mar refleja un cambio eustático global, controlado por grandes cambios térmicos relacionados con la dispersión del piso oceánico en la dorsal del Atlántico e inicialmente del mismo Golfo de México (VAIL *et al.*, 1977).

En el Jurásico tardío temprano, inició la apertura del Mar de Tethys lo que originó la formación del Golfo de Sabinas, la Isla de Coahuila, la Península y el Archipiélago de Tamaulipas (Figura 3). Con este evento comenzó una transgresión que dio lugar a la depositación de sedimentos terrígenos (Formación La Gloria), sedimentos evaporíticos (Minas Viejas y Olvido) y calizas someras (Formación Zuloaga y Novillo; Figura 4). Con la etapa distensiva, el basamento sufrió una rápida subsidencia, lo que dio lugar a la depositación de sedimentos de mar abierto: Formaciones La Casita (sedimentos terrígenos), La Caja (calizas de agua somera y lutitas) y Pimienta (lutitas de agua profunda y carbonatos; Figura 5; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982).

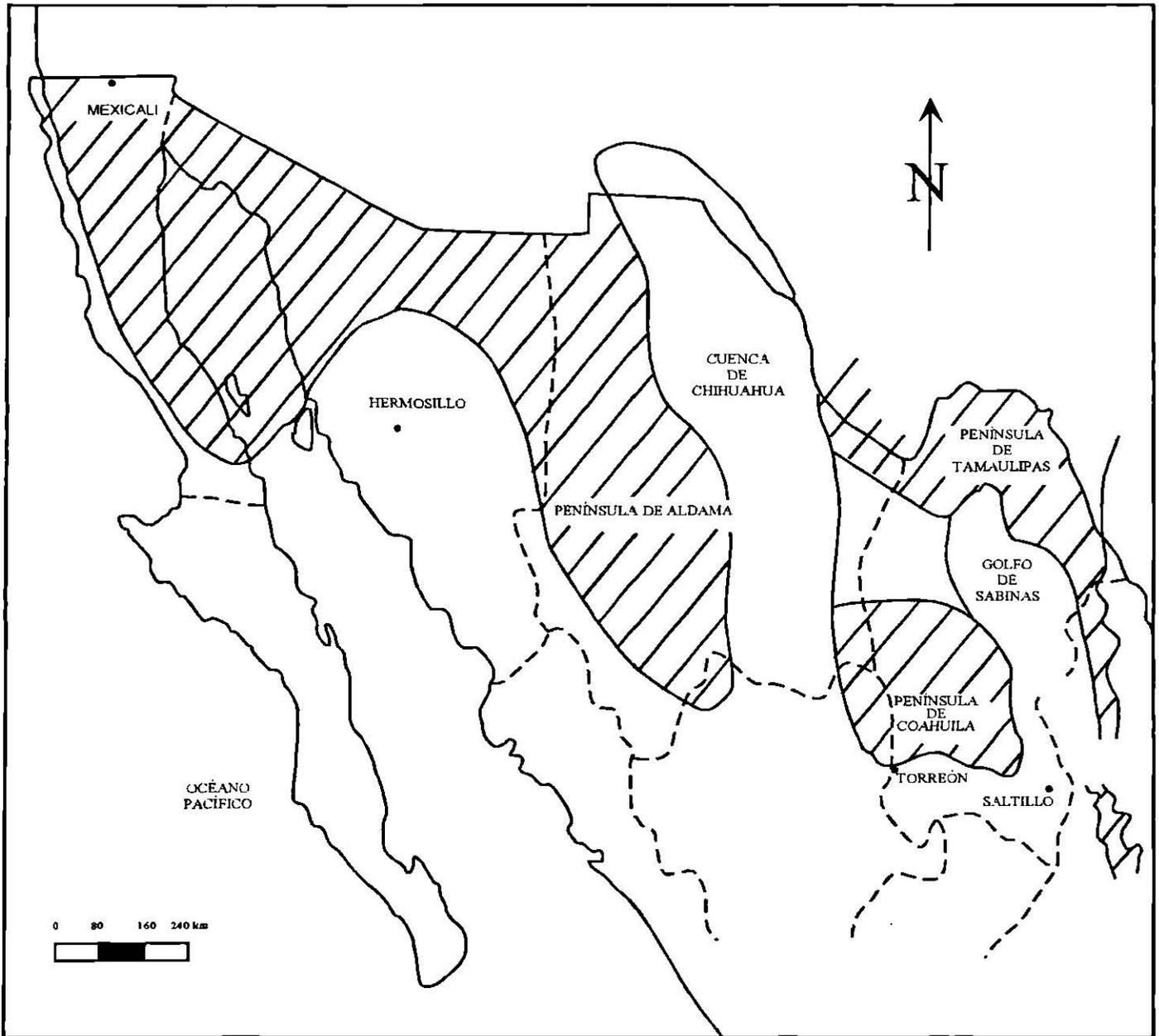


Figura 3. Paleogeografía del norte y noreste de México durante el Jurásico Tardío (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

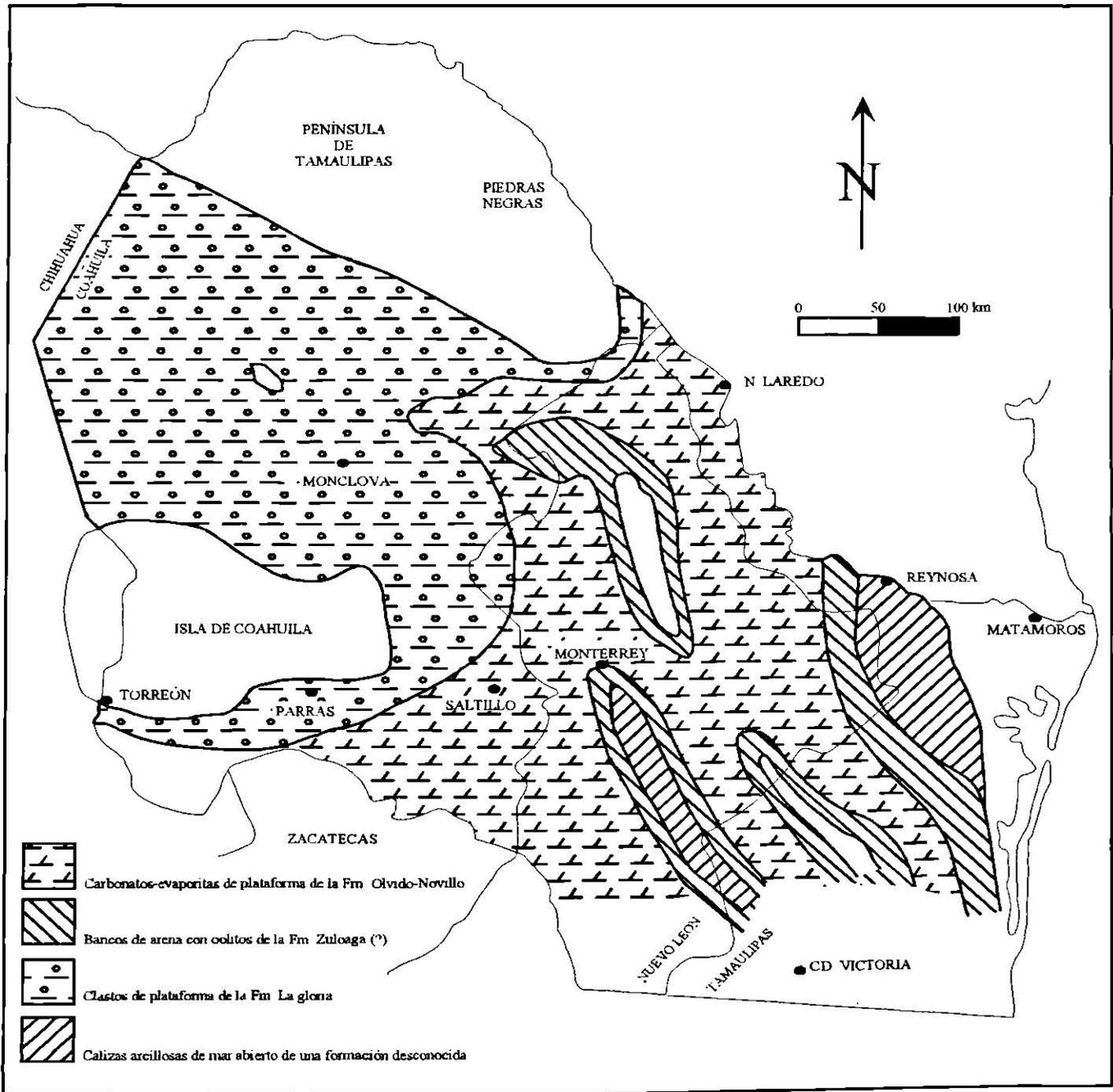


Figura 4. Paleogeografía del noreste de México durante el Oxfordiano (Tomado de ALFONSO-ZWANZIGER, 1978).

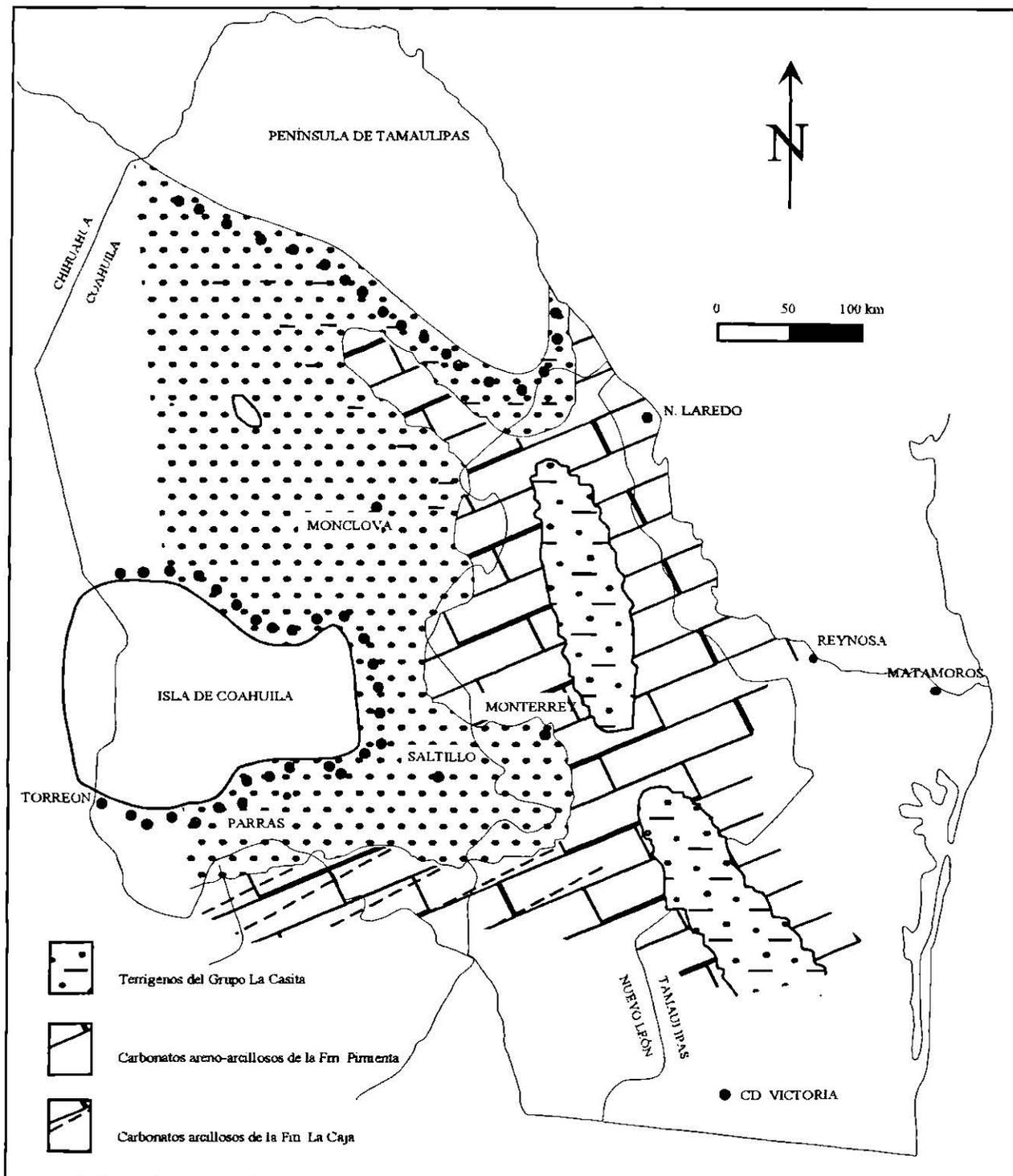


Figura 5. Paleogeografía del noreste de México durante el Kimmeridgiano - Tithoniano (Tomado de ALFONSO-ZWANZIGER, 1978).

2.1.2.3 Cretácico

La transgresión continuó y durante el Cretácico temprano, se depositaron las Formaciones San Marcos (constituida por sedimentos clásticos), la Formación Menchaca (calizas con intercalaciones de margas y lutitas), que constituye la base de la secuencia de plataforma del Neocomiano, y las Formaciones de plataforma Barril Viejo (lutitas y areniscas), Taraises (calizas), La Mula (calcáreo-arcilloso), Padilla (calizas y lutitas) y La Virgen (calizas, dolomitas y evaporitas). La configuración de la Formación San Marcos presenta intercalaciones con formaciones depositadas contemporáneamente en ambientes de plataforma marina. Desde el Hauteriviano hasta el Aptiano, se depositaron en todo el noreste sedimentos calcáreos representando diferentes facies. En el Golfo de Sabinas estos sedimentos conforman la Formación Cupido que, en la zona de Monclova, presenta facie de plataforma (Figura 6). La formación la Peña consta de terrígenos finos, depositados en cuenca, la cual pudo ser originada por levantamientos de las paleo islas o por cambios eustáticos durante el Aptiano-Albiano, (SMITH, 1970; CHARLESTON, 1973). Posteriormente, durante el Albiano-Cenomaniano ocurre la depositación de secuencias de sedimentos someros y evaporíticos, sobre la Península de Tamaulipas y la Isla de Coahuila, debido a una transgresión que cubre estos últimos elementos positivos, depositándose así las Formaciones Aurora (calizas), Acatita (evaporitas), Tamaulipas Superior (calizas de agua profunda) y Grupo Washita (PADILLA Y SÁNCHEZ, 1982; Figura 7).

En el Turoniano, el área entera del noreste de México fue cubierta por aguas marinas depositando gruesas secuencias lutíticas con menor cantidad de carbonatos (Formación Eagle Ford). Al sur se depositó una delgada secuencia de carbonatos (Formación Indidura) y al este la Formación Agua Nueva. En el Coniaciano-Santoniano, la mayoría parte del área fue cubierta por carbonatos de agua somera (Formación Austin), mientras que más sur se depositaba la Formación Caracol (areniscas y lutitas), y entre Torreón y Monterrey la Formación Parras (sedimentos lutíticos).

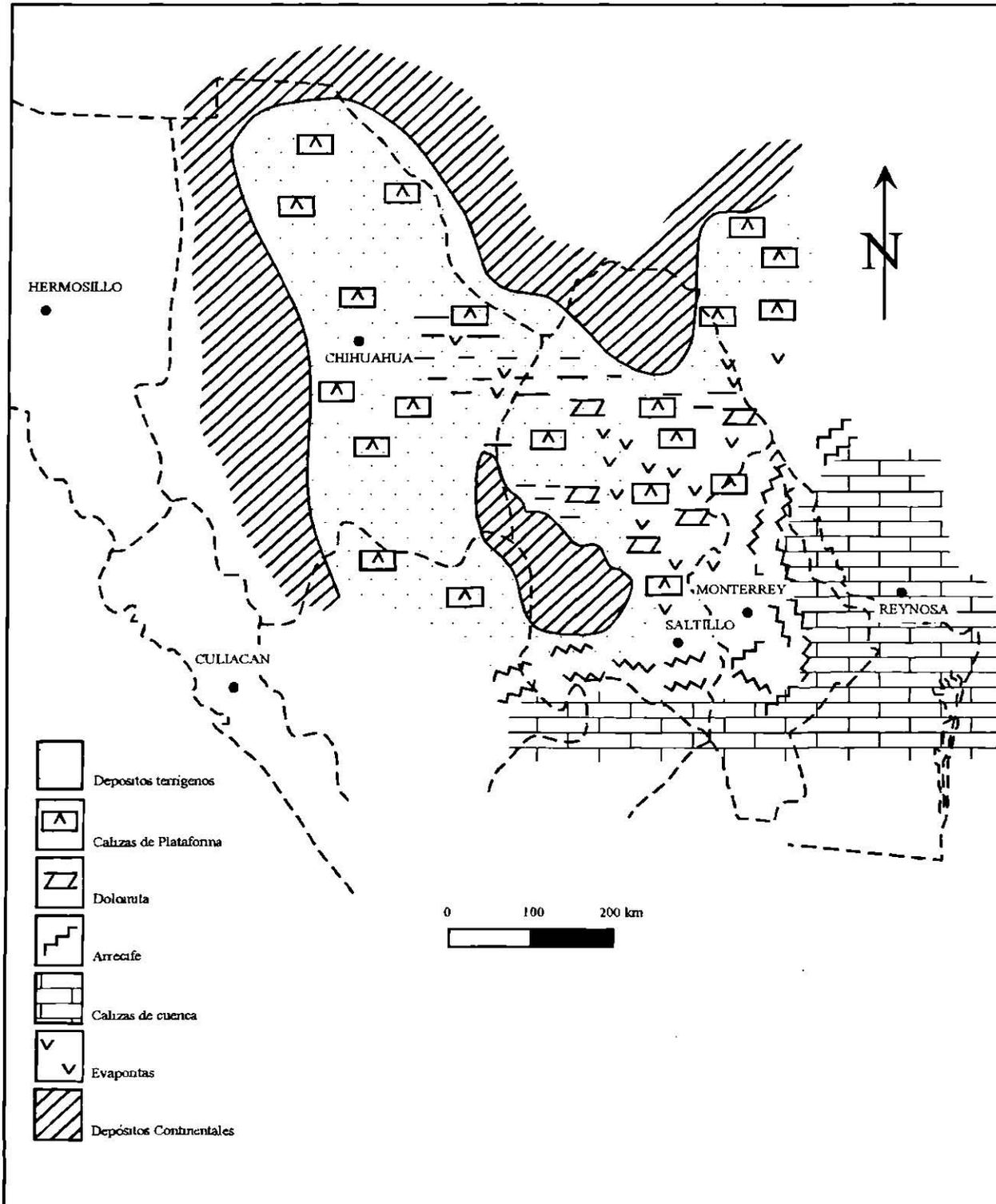


Figura 6. Paleogeografía del norte y noreste de México para el Neocomiano y Aptiano inferior (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

Durante el Cretácico tardío, toda la región noreste de México fue cubierta por sedimentos terrígenos provenientes del oeste, los cuales se originaron por un evento orogénico que provocó un levantamiento y a la vez una regresión del mar que se encontraba sobre el noreste de México. Al tiempo que el mar regresaba, iban quedando a su paso deltas y líneas de costa, con una consecuente depositación de detritos clásticos (Formación Upson, San Miguel, Olmos, Escondido y Grupo Difunta; Figura 8).

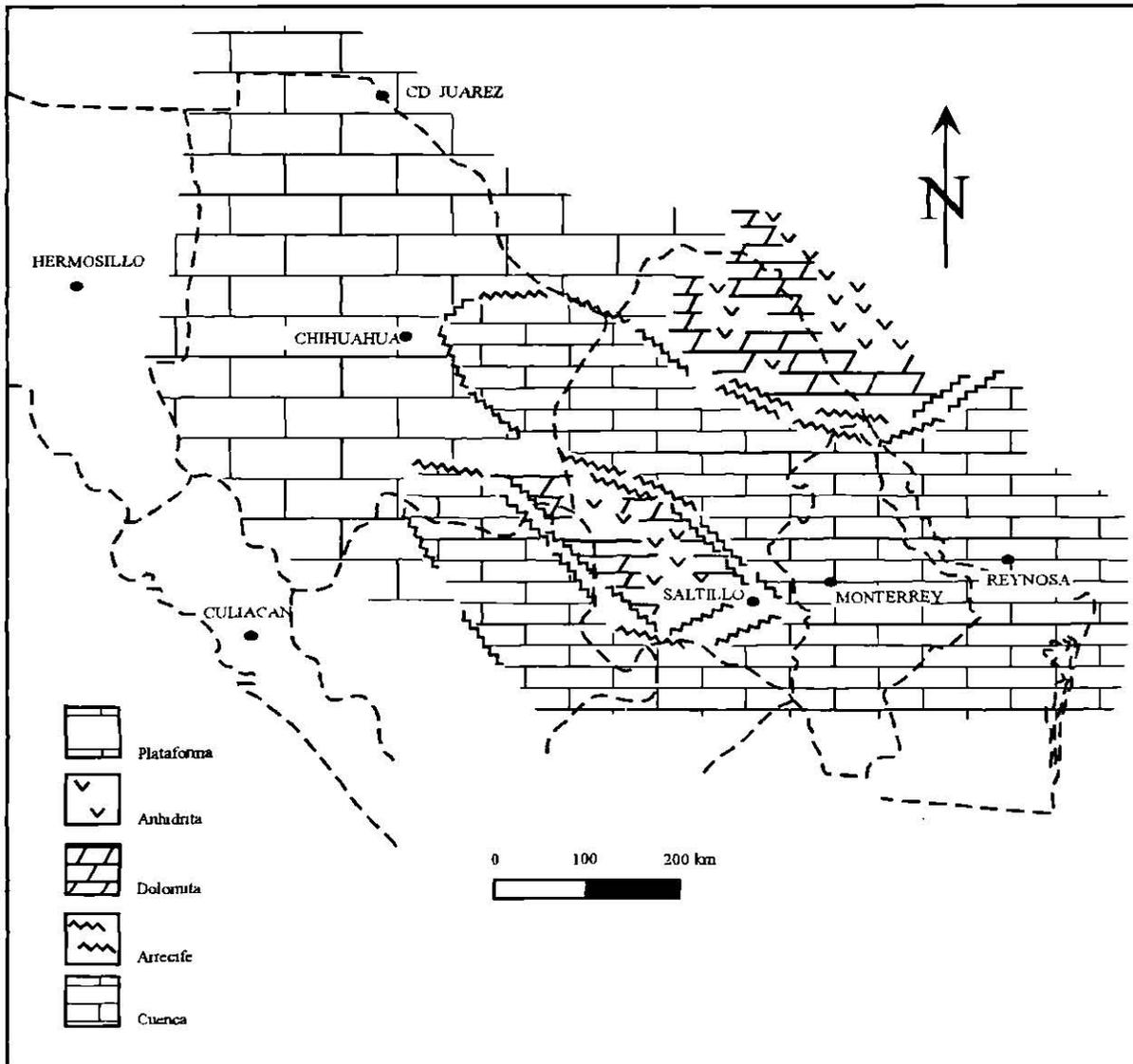


Figura 7. Paleogeografía del norte y noreste de México durante el Albiano-Cenomaniano (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

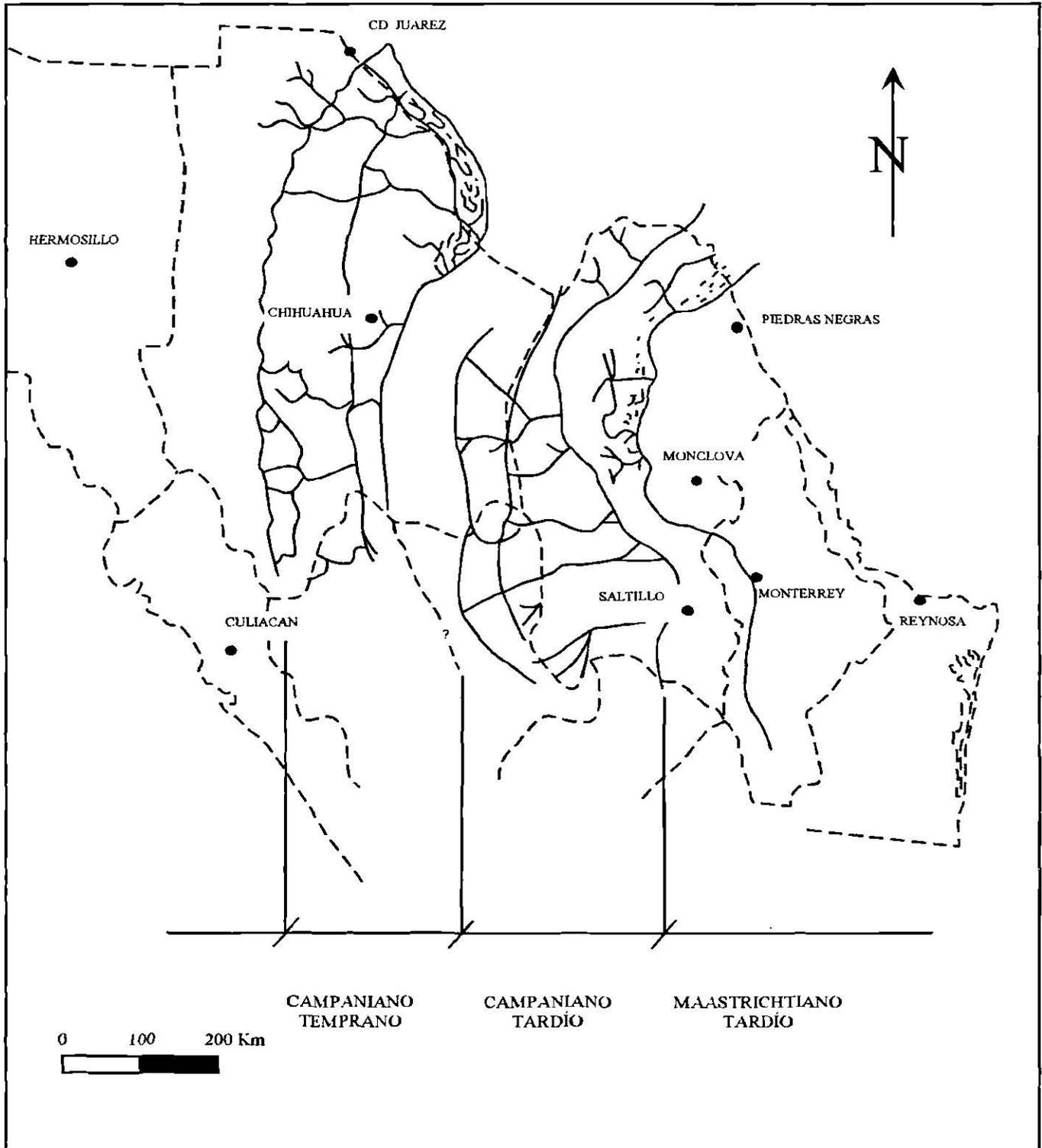


Figura 8. Paleogeografía del Cretácico Tardío para el norte y noreste de México (Tomado de GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976).

2.1.2.4 Terciario

La orogenia Laramide deforma el paquete sedimentario del noreste de México, siendo más intensa en el área de Parras, donde se presentan pliegues recumbentes y cabalgaduras importantes. En el Golfo de Sabinas, estos pliegues son aislados y cabalgan sólo hacia los elementos positivos en los límites noreste y suroeste del Golfo (PADILLA Y SANCHEZ, 1982) o cinturón plegado de Coahuila.

A partir de esta deformación, la evolución de esta región tuvo un importante aporte de sedimentos continentales inducidos por fallamiento normal alrededor de hace 30 Ma. Durante el Cenozoico, principalmente en el Oligoceno, se presentaron manifestaciones magmáticas aisladas de sienita nefelínica (BLOOMFIELD y CEPEDA, 1973). Estas manifestaciones son una extensión del cinturón ígneo alcalino, el cual se extiende desde Nuevo México en los Estados Unidos de Norteamérica hasta Veracruz, México. Este magmatismo alcalino es la manifestación más lejana de la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana (CLARK *et al.*, 1982). También se pueden encontrar cuerpos intrusivos aislados del Oligoceno, así como emisiones basálticas del Plioceno y el Cuaternario.

2.1.3 Migración del Arco Magmático

Según varios autores, entre ellos CLARK y colaboradores (1982), el arco magmático originado por la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica ha sufrido una migración hacia el este y posteriormente una regresión.

El margen pacífico de México está bordeado por dos arcos magmáticos principales (GUNN y MOOSER 1970): La Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). La provincia de la Sierra Madre Occidental representa una zona distinta en la corteza paralela a la línea de costa. Esta provincia tiene una longitud de aproximadamente 1,200 km de longitud y está conformada por un paquete inferior compuesto principalmente por andesitas del

edad Cretácico tardío. Encima de esta, se encuentra un paquete superior compuesto por rocas volcánicas de composición riodacítica del Oligoceno. A partir del Mioceno tardío se presentaron extrusiones basálticas de espesores delgados. Las fases plutónicas más comunes en Baja California y gran parte del noroeste de México componen a los cuerpos batolíticos.

El CVM es un arco volcánico dominado por productos volcánicos de composición andesítica y dacítica del Mioceno tardío al Holoceno (GUNN y MOOSER, 1970 y FERRARI, 1994). Este cinturón tiene aproximadamente 1,000 km de longitud, y se caracteriza por estar conformado por estratovolcanes de hasta 5 400 m.s.n.m.

DEMANT y ROBIN (1975) han propuesto una serie de diferentes eventos magmáticos post-Cretácicos de composición química variada, que comienza en la Provincia de Baja California y alcanzaron hasta el este de México. Finalmente, del Mioceno al presente, por arreglo en la dinámica de las placas en el Pacífico, la actividad magmática principal se centra en el CVM. Esta serie de magmas corresponden a arco de margen continental activo en el noroeste de México (Sierra Madre Occidental), con rocas de carácter calco-alcalino (plutónicas y volcánicas) en la Sierra Madre Occidental, magmatismo alcalino en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), en el este de México y vulcanismo calco-alcalino y alcalino en el CVM.

El patrón evolutivo distintivo de migración y regresión del magmatismo en el suroeste de los Estados Unidos fue identificado por CONEY y REYNOLDS (1977). DAMON (1978) y CLARK y colaboradores (1978) reconocieron un patrón similar en el noroeste de México, en el que el magmatismo migró del margen Pacífico hacia el este hasta ~800 km (HENRY Y ARANDA, 2001). La subsecuente regresión del arco hacia el oeste, al margen continental Pacífico en Baja California, controló una extensión cortical que exageró la amplitud entre la paleotrinchera y las manifestaciones magmáticas más al este hasta por ~1 000 km.

En general, se han reconocido tres regímenes magmáticos desde hace 180 Ma. El primer evento es un magmatismo Jurásico-Cretácico. El segundo está definido por magmatismo

entre 140 a 16 Ma que progresó hacia el este hasta el oeste de Texas desde el antiguo margen Pacífico, permaneciendo estacionario durante un periodo corto (entre 42 y 28 Ma), y regresando rápidamente al margen continental en el Mioceno tardío. Lo anterior ha sido basado en numerosos trabajos que han reportado actividad magmática en diversos puntos de México y Estados Unidos de Norteamérica (SILVER *et al.*, 1963; GASTIL *et al.*, 1975; BONNEAU, 1970; MCDOWELL y CLABAUGH, 1979; CAMERON *et al.*, 1980; GEYNE, 1956; BLOOMFIELD y CEPEDA-DAVILA, 1973; BARKER *et al.*, 1977 y CANTAGREL y ROBIN, 1979).

Estos períodos de magmatismo han permitido construir una gráfica en la que se relacionan espacio y tiempo, lo que permitió observar un hiatus magmático que se cierra en alrededor de 350 km de la trinchera en el área de la Sierra Madre Occidental (CLARK *et al.*, 1979b; Figura 9).

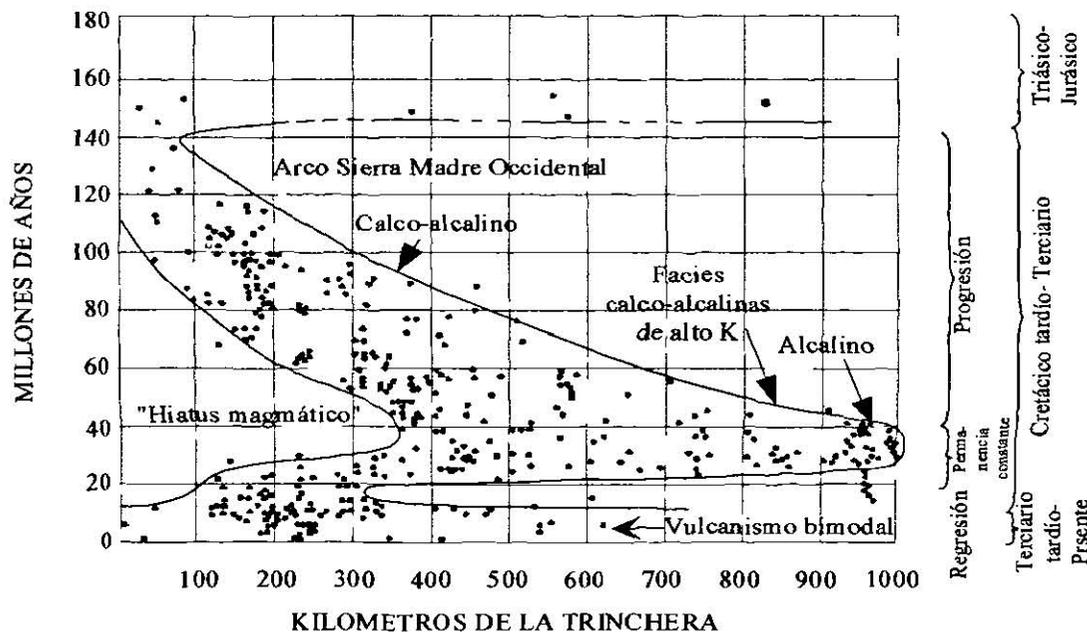


Figura 9. Distribución espacial del magmatismo en el norte de México (CLARK *et al.*, 1979b).

Lo anterior ha sido apoyado en estudios realizados acerca de las relaciones entre la inclinación del plano de Benioff y la velocidad de subducción.

El incremento en la alcalinidad de las rocas de arco hacia la parte este de México entre 45 y 35 Ma, puede estar relacionado con un cambio de régimen del ángulo de subducción variable a un régimen de ángulo de subducción constante. La actividad ígnea alcalina indica que la fusión comenzó sobre las partes más profundas de la zona de subducción. Esto puede representar fundidos derivados del manto que han sido invadidos por volátiles, de las porciones deshidratadas más profundas de la placa subducida (CLARK *et al.*, 1982).

CANTAGREL y ROBIN (1979) documentaron una migración de la actividad magmática dentro de la PAOM en dirección sur, que se extiende desde el área de Trans-Pecos al campo Volcánico Los Tuxtlas. Los fechamientos realizados por K-Ar en la Sierra de Tamaulipas hasta Los Tuxtlas, muestran edades del Oligoceno al reciente. Sin embargo, esto dificulta el establecimiento de cualquier relación con las interacciones de las placas a lo largo del margen oeste.

El magmatismo alcalino en el cual se incluye la antigua actividad de Trans-Pecos, Texas, el CCM y la Sierra de San Carlos, han sido relacionados a un ángulo bajo de subducción (HENRY *et al.*, 1991; MORTON-BERMEA, 1995 y NICK, 1988), esto para las actividades magmáticas más antiguas dentro de la PAOM, mientras que un magmatismo de tipo intraplaca ha sido documentado como más joven en el área de Trans-Pecos (JAMES Y HENRY, 1991 y HENRY, 1991), Sierra de Picachos (MORTON Y ALTHERR, 1991) y San Carlos (NICK, 1988) en la parte norte de la PAOM. Sin embargo, la separación en edad y los modelos petrogenéticos del magmatismo propuestos aún son controversiales.

2.2 PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA

La PAOM es una provincia geológica mexicana que se extiende desde Sierra Blanca, Estados Unidos de Norteamérica, hasta Palma Sola, en el estado de Veracruz, México (Figura 10). Esta provincia está conformada por una serie de complejos magmáticos que presentan una alineación NNW-SSE. Con base en trabajos previos, se ha observado una burda variación en edades de norte a sur, que van de 54 a 17 Ma en los cuerpos plutónicos principales (CANTAGREL y ROBIN, 1978). Sin embargo, se presentan cuerpos predominantemente andesíticos y basálticos con frecuentes xenolitos del manto (TREVINO-CÁZARES, 2001), dispersados aleatoriamente a lo largo de la PAOM, estos últimos fechados como pliocénicos y cuaternarios (VALDÉS-MORENO, 2001). A lo largo de la PAOM, los complejos magmáticos presentan rocas tanto volcánicas como intrusivas.

El origen de la PAOM ha sido interpretado como un modelo de rift con dirección N-S, donde la apertura del Golfo de México favoreció la generación de rocas alcalinas y peralcalinas (ROBIN, 1982). Trabajos más recientes han demostrado que muchas de las rocas de algunas localidades de la PAOM, tienen un origen asociado a la fusión de una placa oceánica bajo la placa de Norteamérica (NICK, 1988; MORTON, 1995; JAMES Y HENRY, 1991; OROZCO-ESQUIVEL, 1995 y CLARK *et al.*, 1982).

La localidad de la PAOM que se encuentra más al norte es el complejo Sierra Blanca, en Nuevo México, cuyas rocas alcalinas han sido asociadas a subducción por THOMPSON (1972). El magmatismo presente en el área de Trans-Pecos es alcalino, aunque su grado de alcalinidad varía. De la misma manera, se observan diferencias significativas en cuanto a composición, volumen y ambiente tectónico, aunque ocurrió continuamente entre 48 y 17 Ma. A partir de estas diferencias, JAMES y HENRY (1991) han identificado dos ambientes tectónicos distintos, el más antiguo lo han interpretado como un arco volcánico y el segundo como un ambiente de extensión regional (Basin and Range).

En la localidad de La Cueva, Coah., DAUGHERTY (1963) identificaron tres pulsos

magmáticos que producen una variación composicional, dominando rocas máficas. Las rocas alcalinas de la Sierra de Picachos ha sido interpretada por MORTON y ALTERR (1991) como producto de un ambiente intracontinental típico. El Cinturón Candela-Monclova ha sido asociada a un ambiente de arco volcánico (MORTON, 1995), pero por ser la localidad en la que se encuentra el área de estudio, será descrito con mayor detalle en la sección 2.3.

NICK (1988) interpreta a la Sierra de San Carlos como producto de ambas fuentes, de igual manera, en la Sierra de Tamaulipas predominan ampliamente rocas con afinidad de intraplaca (RAMÍREZ-FERNANDEZ, 1996). Sin embargo, en una pequeña localidad conocida como Rancho El Salvador, VIERA-DÉCIDA (1998) documentó la existencia de rocas con afinidad de fuente relacionada a subducción, basándose en anomalías negativas de Niobio (Nb).

Sin duda, en la PAOM se presenta dos tipos de fuentes magmáticas, la más antigua relacionada a subducción y la más joven a volcanismo de tipo intraplaca. Sin embargo se considera una sola provincia debido al carácter alcalino de las lavas y el contexto tectónico donde se localiza este volcanismo, de decir principalmente sobre la Planicie Costera del Golfo de México. En el este y noreste de México, también es posible observar derrames que cubren parte de los sedimentos marinos plegados del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental. Estos derrames corresponden a manifestaciones fisurales ácidas y básicas.

El macizo volcánico alcalino más importante de la PAOM es la Sierra de Tamaulipas. Esta región está formada por riolitas, traquitas, sienitas y fonolitas (WATSON, 1937 y ROBIN, 1974). También se pueden observar intrusiones en rocas cretácicas y cenozoicas de riolitas y traquisienitas en forma de diques y mantos. Hacia el Sur de Tampico, se encuentran magmas diferenciados (nefelinitas-basaltos, basaltos alcalinos-hawaiitas-mugearitas) de edad miocénica y pliocénica (ROBIN y DEMANT 1974; ROBIN 1975 y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996).

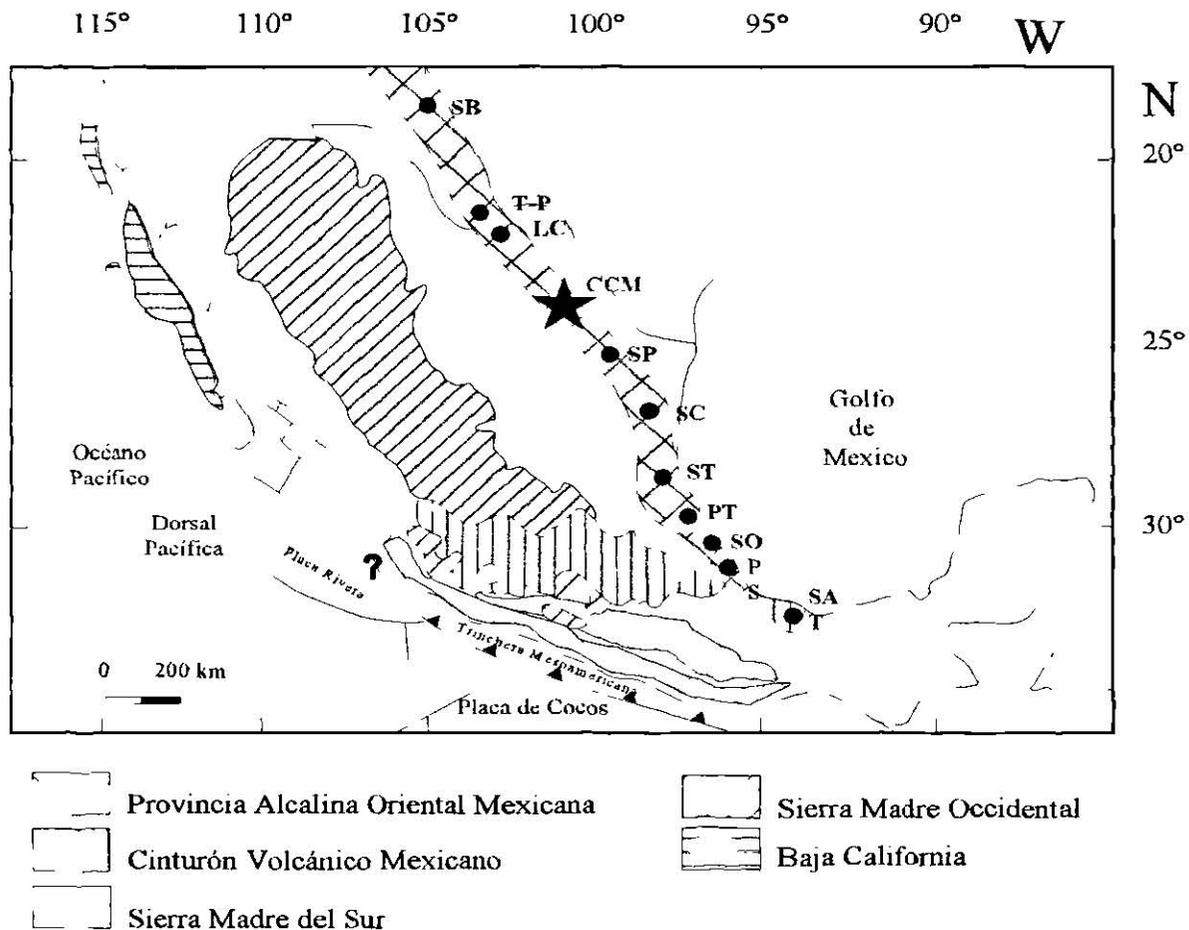


Figura 10. Localidades de la PAOM. SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos, LC: La Cueva, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picacho, SC: San Carlos, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Pachuca-Tántima, SO: Sierra de Otontepec, PS: Palma Sola, SAT: San Andrés Tuxtla. Según DEMANT y ROBIN (1975), CLARK y colaboradores (1982), NELSON y GONZÁLEZ-CAVER (1992) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996).

Ya en el área de Palma Sola, se presentan dos líneas magmáticas, una serie calcoalcalina donde predominan andesitas básicas de olivino, además de andesitas, dacitas e intrusiones microdioríticas. Esta fase se relaciona con la actividad miocénica del Cinturón Volcánico Mexicano (THORPE, 1977), y está cubierta por derrames basálticos, que en el área noroeste del estado de Veracruz alcanzan espesores de hasta 1,500 m, intercalándose en ocasiones con rocas sedimentarias. En el área de Misantla se presentan andesitas básicas, en la base de una secuencia de derrames, que después cambian a una serie alcalina diferenciada (traquibasaltos). Más hacia el sur, abundan las lavas de carácter intermedio con sílice o hiperstena normativas. Ya en el área de Hidalgo se pueden encontrar alternancias de basaltos miocénicos y pliocénicos.

Además, estudios a detalle (ROBIN y DEMANT, 1974 y ROBIN y BOBIER, 1974) demuestran que en el seno de una línea básica, entre Tulancingo y Huejutla, se pueden diferenciar tendencias toleíticas intermedias y alcalinas. Cabe destacar que precisamente en el área de Tulancingo se observa una interferencia con el magmatismo del Cinturón Volcánico Mexicano (DEMANT y ROBIN 1975).

2.3 CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA

El CCM está conformado por catorce cuerpos intrusivos alineados casi este-oeste, emplazados en una secuencia sedimentaria depositada en la Cuenca de Sabinas (Figura 11). Los cuerpos que conforman el CCM, están compuestos por cuarzomonzonitas a granodioritas, y han sido fechadas con edades que varían desde 43 a 35 Ma (SEWELL, 1968). Cinco de estos cuerpos intrusivos (Cerro Providencia, Imán, Marcelinos, Cerro Colorado y Mercado) han sido interpretados como producto de magmatismo asociado a subducción por MORTON-BERMEA (1995). El intrusivo La Soledad también ha sido definido por CANO-GONZÁLEZ (2002), como un intrusivo con afinidad a un ambiente relacionado a la fusión de una placa oceánica bajo Norteamérica. Lo mismo ha sido concluido para el intrusivo del Cerro Mercado por TERRAZAS-CALDERÓN (2002) y para el intrusivo Cerro Marcelinos por TOVAR-CORTÉS (2002).

La Cuenca de Sabinas, que contiene un espesor de ~ 6,000 m de estratos jurásicos y cretácicos, se desarrolló inicialmente como una cuenca relacionada con la apertura de un rift entre dos altos del basamento. Está limitada por el Bloque de Coahuila al suroeste y el archipiélago Burro-Salado al noreste (GONZÁLEZ-GARCÍA, 1973, 1976, 1979, 1984; CHARLESTON, 1981; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1978, 1986; ALFONZO-ZWAZINGER, 1978; EGUILUZ DE ANTUÑANO y ARANDA-GARCÍA, 1983, 1984; ECHÁNOVE, 1986; MCKEE *et al.*, 1990).

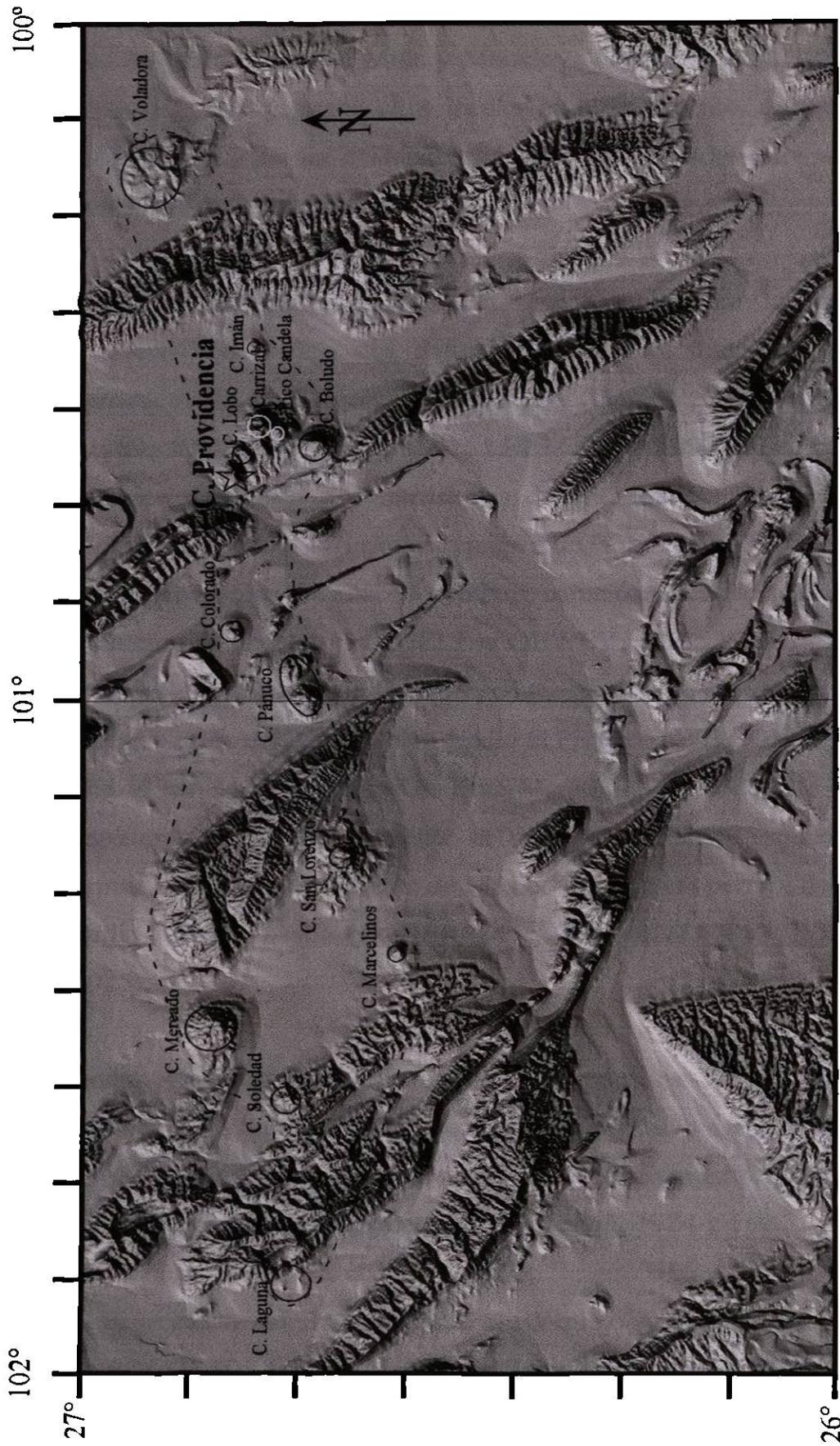


Figura 11. Modelo de altimetría en el que se distinguen los 14 cuerpos intrusivos que conforman el CCM en la parte centro-sur del Cinturón Plegado de Coahuila. Nótese el intrusivo Cerro Providencia en la parte este.

Dentro de la Cuenca de Sabinas, existen algunas áreas de intrusivos graníticos Permo-Triásicos como las plataformas La Mula y Monclova (JONES *et al.*, 1984; WILSON, 1990), que probablemente fungieron como altos locales en el basamento. Al igual que los intrusivos del CCM, estos altos reflejan las evidencias de rocas relacionadas a los arcos magmáticos del Permo-Triásico y Terciario, respectivamente.

El Bloque o Plataforma de Coahuila se caracteriza por un extenso anticlinal con inmersión al sureste, que refleja una deformación de baja intensidad principalmente sobre carbonatos, producto de la deformación Laramide (IMLAY, 1936; CHARLESTON, 1981; JOHNSON, 1989; JOHNSON *et al.*, 1991; LEHMANN, 1999). Este bloque rígido somero, está principalmente dominado por intrusiones de granitos a granodioritas Permo-Triásicas (WILSON *et al.*, 1984). Estas intrusiones representan la raíz de un arco de islas que fue creado al sur del cinturón orogénico Ouachita-Marathon, acrecionado a Norteamérica y desmembrado por un subsecuente rift Triásico (PINDELL y DEWEY, 1982; PINDELL, 1985 y WILSON, 1990). Hacia el oeste, el Bloque de Coahuila contiene un espesor de ~ 4,000 m de sucesiones de *flysch* y volcánoclastos del Pensilvánico medio al Pérmico (WILSON, 1990), que representan la continuación al sur de la orogenia Ouachita-Marathon. Parte de este ensamble de arco de islas, fue desplazado al sureste mediante la megacizalla lateral izquierda Mohave-Sonora, relacionada con la extensión del Noreste de México durante la apertura del Golfo de México en el Triásico tardío-Jurásico medio (ANDERSON y SCHMIDT, 1983; WILSON *et al.*, 1984 y PINDELL, 1985).

El Bloque Coahuila está limitado al norte por una falla lateral izquierda de edad Paleozoico llamada Falla San Marcos, la cual al parecer estuvo activa durante la extensión y el rift del Golfo de México en el Triásico tardío al Jurásico medio, y en el mismo Cretácico Temprano con desplazamientos normales (MCKEE *et al.*, 1984 y 1990).

Como ya se mencionó anteriormente, el Bloque o Arco Burro Peyotes-Salado, limita al noreste al Golfo de Sabinas. Este Bloque contiene un basamento metasedimentario, de edad Paleozoico tardío relacionado con sedimentos de pre-arco asociados a la colisión de Gondwana

y Laurasia. Estos sedimentos pertenecen probablemente a rocas del cinturón Ouachita-Marathon del Permo-Triásico. PINDELL (1982) y PINDELL y DEWEY (1985) concluyeron que la falla principal que limita a este bloque al este, fue una falla transformante lateral derecha entre la Placa de Yucatán y la punta suroeste de la placa Norteamericana, que permitió la migración de Yucatán, alejándose del margen Texas-Louisiana durante la formación del Golfo de México. Esta interpretación es apoyada por la alineación que guarda la dirección de la falla y el hecho de que el archipiélago de Tamaulipas fue un alto del basamento del Triásico tardío al Jurásico tardío.

CAPÍTULO III GEOLOGÍA LOCAL

3.1 INTRODUCCIÓN

El intrusivo Cerro Providencia es parte de un complejo local de intrusivos entre los que se encuentran, hacia el este-sureste: Los intrusivos Cerro Lobo, Cerro El Carrizal, Pico Candela, El Cerro Boludo y El Cerro Colorado; más hacia el noreste de estos en la localidad de Lampazos, Nuevo León se encuentra el intrusivo que lleva el mismo nombre, todos estos en la parte este del CCM (Figura 11). Este complejo de intrusivos cortan a rocas desde el Cretácico Temprano al Tardío, que componen a la estructura anticlinal conocida como Anticlinal de Pájaros Azules al noreste y el anticlinal de la Sierra Morena al sureste (Figura 11).

Las rocas sedimentarias que encajonan a los intrusivos fueron depositadas dentro de la subcuenca de San Patricio que forma parte de la gran Cuenca de Sabinas. El intrusivo del Cerro Providencia se encuentra rodeado por una secuencia normal que va desde la Formación Aurora hasta la Formación Austin (ANEXO I).

El cuerpo ígneo principal se emplazó dentro de las calizas de la Formación Aurora. Los afloramientos de esta formación se encuentran completamente recristalizados y metasomatizados en el contacto ígneo. Gran parte de la Formación Aurora fue rebajada magmáticamente durante el emplazamiento y metasomatizada para formar gran parte de la zona de skarn que rodea al intrusivo. Lo anterior se acentúa en la parte norte, donde la zona de skarn alcanza hasta las formaciones del Grupo Washita (Formación Del Río). En el sur, no obstante, se extiende hasta la formación Kiamichi.

Hacia la parte noroeste del intrusivo se observa una zona de mayor deformación producto de emplazamiento, ocasionando plegamiento fuerte en las formaciones del Grupo Washita. A continuación se describe en detalle la estratigrafía local del área de estudio.

3.2 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

CRETÁCICO TEMPRANO-TARDÍO

3.2.1 Formación Aurora

Esta formación 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 ésta Formación a todas las facies calcáreas del Noreste de México, comprendidas entre la Formación La Peña y sus equivalentes subyacentes y la Formación Cuesta del Cura con sus equivalentes Kiamichi y el Grupo Washita sobreyacentes.

La Formación Aurora está constituida por calizas de color gris claro de estratificación mediana a masiva, con textura *mudstone*, se pueden apreciar estilolitas paralelas a su estratificación, contiene fósiles y nódulos de pedernal. El espesor máximo en la región está reportado en la zona de Barril Viejo con hasta 625 m y un espesor mínimo de 300 m en la Sierra de San Marcos.

Por su posición estratigráfica y su contenido faunístico se le asigna a esta formación una edad del Albiano Temprano al Albiano Medio (DE CSERNA, 1956; Figura 12). Hacia el poniente, esta formación se correlaciona con la Formación Acatita, hacia el norte con la Formación Glen Rose y Telephone Canyon, y al sur con la Formación El Abra. Su contacto inferior es concordante con la Formación La Peña y su contacto superior ocurre de igual forma con la Formación Kiamichi. De acuerdo a su litología y contenido faunístico se sugiere que el ambiente de depósito es nerítico de aguas tranquilas someras. En general, esta Formación se encuentra ampliamente distribuida en todo el noreste de México. En la Región de Monclova la Formación Aurora aflora ampliamente en las sierras de Pájaros Azules, de En medio, Agua Chiquita, San Marcos y Pinos, La Gavia, Azul, Gomas y La Purísima.

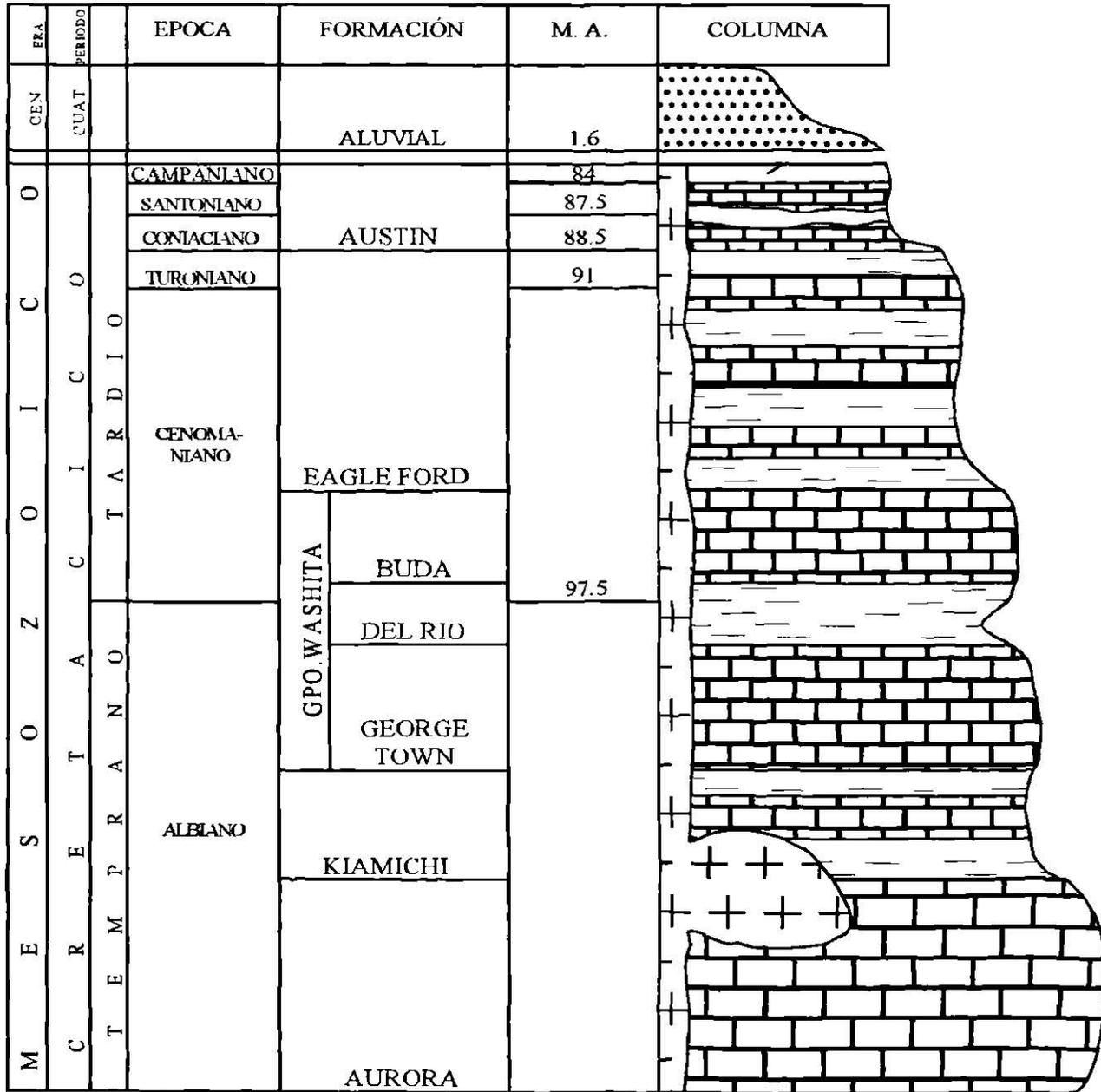


Figura 12. Columna estratigráfica del área de estudio (Modificada de COREMI, 1998; Carta Valladares G14-A55).

En el área de estudio la Formación Aurora aflora aisladamente, debido a que fue casi en su totalidad rebajada magmáticamente por el cuerpo intrusivo principal (ANEXO I). La gran mayoría de los afloramientos están recristalizados y deformados, por calor y empujes horizontales, producto del emplazamiento ígneo.

Los estratos no recristalizados son de color gris claro y presentan espesores gruesos a masivos (Figura 13). Se presenta pedernal en forma de nódulos y estilolitas sedimentarias que permiten seguir a la estratificación en las zonas fuertemente deformadas. El espesor de la Formación no fue posible determinarlo debido a que el contacto superior con la Formación la Peña, fue totalmente rebajado durante el emplazamiento ígneo. Se estima que su espesor, de acuerdo a lo que aflora, debe ser mayor de 150 m. El contacto inferior con la Formación Kiamichi es concordante y frecuentemente la Formación Kiamichi también se observa recristalizada, esto fue observado principalmente al oeste y sur del área de estudio (ANEXO II, *Sec. Geol. A-A*).



Figura 13. Fotografía que muestra calizas masivas color gris claro de la Formación Aurora.

3.2.2 Formación Kiamichi

Originalmente HILL (1981) denominó a una secuencia de margas y calizas arcillosas como Arcillas Kiamita, cuya localidad tipo se encuentra en las planicies del Río Kiamichi cercano a Fort Towson, Oklahoma. En la parte norte de los estados de Coahuila y Nuevo León, y hacia la parte este del estado de Chihuahua, aflora una unidad constituida por

sedimentos arcillo-calcáreos con estratificación delgada y que contiene la amonita *Oxythopideceras*. IMLAY (1944) considera que esta unidad ocupa la misma posición estratigráfica que la Lutita Kiamichi de Texas.

Litológicamente se ha definido como una secuencia de lutitas arcillosas con un miembro calcáreo en su parte media, el cual presenta una textura mudstone a wackestone con espesores variables. Los espesores reportados van de 20 m en la Sierra Azul a 88 m en la Sierra de Lampazos.

De acuerdo a su posición estratigráfica y su fauna, se le ha asignado edad de fines del Albiano Medio a principios del Albiano tardío (Figura 12). Esta Formación es correlacionada con la Formación Cuesta del Cura y Tamaulipas Superior de la Sierra Madre Oriental y la parte medio-superior de la Formación Acatita. La Formación Kiamichi se encuentra sobre la Formación Aurora y es sobreyacida por el Grupo Washita, siendo ambos contactos concordantes. El ambiente de depositación, se considera como de plataforma en constante subsidencia con sedimentación pelágica de agua somera, debido al contenido arcilloso.

En el área de Monclova, esta formación se ha encontrado en las sierras de Sacramento, La Purísima, La Gavia, San Marcos y Pinos, Gomas, Agua Chiquita, La Gloria, Pájaros Azules, De Enmedio, Tía Chena, La Naríz, Lampazos, Azul y Milpillás.

En el área de estudio esta formación aflora muy escasamente, ya que ha sido casi totalmente rebajada magmáticamente durante el emplazamiento del intrusivo. Sólo se puede observar en la parte oeste del área de estudio y se encuentra casi completamente recristalizada (ANEXO I) y fuertemente deformada. Los estratos tienen espesores de delgados a medianos y presentan laminación, mientras que su miembro calcáreo presenta un color gris oscuro (Figura 14).

La Formación Kiamichi se encuentra en posición normal con respecto a Formación Aurora y al Grupo Washita y su espesor aproximado es de 45 m (ANEXO II; *Sec. Geol. A-A'*).



Figura 14. Fotografía que muestra la estratificación laminada de la Formación Kiamichi en estado recrystalizado.

3.2.3 Grupo Washita

El Grupo Washita integra a las Formaciones Georgetown, Del Rio y Buda. La localidad tipo del Grupo se encuentra en Fort Washita al noreste de Marshall, Oklahoma, en los Estados Unidos de Norte America. El Grupo Washita fue definido por HUMPHREY (1956) como una secuencia de sedimentos finos y rocas carbonatadas del Albiano tardío que afloran en el noreste de México. La litología correspondiente a cada Formación del Grupo Washita es la siguiente:

Formación Georgetown: Esta compuesta de una intercalación de calizas y calizas arcillosas color gris oscuro en roca fresca, con textura mudstone a wackestone. Presenta estratificación delgada (0.15 m) a mediana (0.40 m). Se pueden observar nódulos de pedernal.

Formación del Río: Presenta una alternancia de estratos delgados de color gris claro, pardo y verdoso en roca fresca debido a la alternancia de lutitas y calizas delgadas nodulares.

Formación Buda: Está conformada por calizas nodulares de estratificación delgada (0.10 m) a mediana (0.30 m). Presenta un color gris claro al intemperismo. El espesor promedio de esta Formación es de 130 m.

El Grupo **Washita indiferenciado** es descrito como una intercalación de calizas de estratificación mediana, color gris oscuro y lutitas calcáreas color gris. Este paquete llega a alcanzar hasta 250 m. de espesor. Se ha reportado un espesor de 275 m en la Sierra de San Marcos y 135 m en la Sierra de Lampazos.

Con base al contenido faunístico y posición estratigráfica de este Grupo, se le ha asignado una edad entre Albiano tardío a Cenomaniano temprano (Figura 12). Se correlaciona con la Caliza Monclova, Formación Treviño y Cuesta del Cura, esta última de la Sierra Madre Oriental. El Grupo Washita sobreyace a la Formación Kiamichi de forma concordante y subyacen a la Formación Eagle Ford de la misma manera. Según HUMPHREY y DÍAZ (1956), el ambiente de depósito correspondiente a esta Formación, es de plataforma abierta con sedimentación predominantemente pelágica manteniendo una lenta pero continua subsidencia.

La forma topográfica típica del grupo Washita es en pequeños montículos en los flancos de las sierras. Se encuentra aflorando en las siguientes Sierras: La Gavia, La Nariz, Agua Chiquita, San Marcos y Pinos, La Gloria, De Enmedio, Gomas, Lampazos, Pájaros Azules, La Purísima, Sacramento, Milpillás, Tía Chena y Gomas. En la Sierra de la Gloria se considera un cambio de fase hacia la Caliza Monclova, mientras que en la Sierra de La Paila y Alamitos, se correlaciona con la Formación Treviño. El Grupo Washita en su forma indiferenciada aflora en la mesa San Esteban, en el sur de la Sierra La Gloria, al norte de la Sierra de San Marcos y en los flancos de la Sierra de Lampazos. En el área de estudio el Grupo Washita se presenta en sus tres unidades:

La **Formación Georgetown** aflora en la porción suroeste del área de estudio, ya que en el resto del área ha sido rebajada magmáticamente junto con la Formación Aurora y Kiamichi (ANEXO I). Presenta un color gris oscuro y estratos de medianos a gruesos (0.10 a 0.40 m),

además se pueden observar nódulos de pedernal (Figura 15). La Formación Georgetown se encuentra en contacto concordante con las formaciones vecinas (Kiamichi y Del Río; Figura 12). El espesor real de esta Formación no fue posible calcularlo, debido a que el grupo Washita se encuentra fuertemente deformado como consecuencia del esfuerzo producido por la intrusión del cuerpo intrusivo (ANEXO II, *Sec. Geol. A-A'*).

La **Formación del Río** se presenta al igual que la Formación Georgetown sólo al suroeste del intrusivo Providencia debido al rebaje magmático sufrido durante el emplazamiento y se encuentra plegada (ANEXO I). Presenta una coloración de gris claro a gris verdoso y se fractura fácilmente en bloques rectangulares pequeños (Figura 16). Se distingue muy fácilmente de las formaciones vecinas (Georgetown y Buda), con las cuales se encuentra en contacto concordantemente (Figura 12), ya que por su contenido arcilloso se erosiona fácilmente y forma puertos muy característicos (ANEXO II; *Sec. Geol. A-A'*).

La **Formación Buda** corresponde a la Formación más ampliamente expuesta, ya que aflora casi completamente alrededor del cuerpo intrusivo (ANEXO I). En la parte norte, este y sur se encuentra en contacto con el skarn y subyace a la Formación Eagle Ford concordantemente (ANEXO II; *secciones geológicas*). Se presenta como una intercalación de calizas y margas de espesores delgados y medianos de color gris oscuro en muestra fresca (Figura 17). El espesor real de esta Formación es de aproximadamente 120 m.



Figura 15. Fotografía que muestra las calizas de estratificación mediana de la Formación Georgetown en el área de estudio.



Figura 16. Afloramiento de la Formación Del Río que presenta lutitas de estratificación delgada a laminar que se intemperizan fácilmente.



Figura 17. Fotografía que muestra las calizas de la Formación Buda, la cual presenta fracturas en escalón rellenas de calcita.

3.2.4 Formación Eagle Ford

Originalmente la Formación Eagle Ford fue citada por ROEMER (1852) y posteriormente HILL (1887) la situó en la base de las Series del Golfo. La localidad tipo está en Eagle Ford, Dallas. Se ha descrito como un paquete compuesto por calizas arcillosas de color gris claro en muestra fresca y color pardo amarillento en roca intemperizada, las cuales se encuentran intercaladas con lutitas calcáreas que presentan un color gris oscuro en muestra fresca y un color ocre al intemperizarse. Su espesor medio es entre 100 y 320 m.

Se le ha asignado una edad de Cenomaniano tardío a Turoniano, debido a su posición estratigráfica a y la presencia del fósil índice *Inoceramus Labiatus*. La Formación Eagle Ford sobreyace concordantemente al Grupo Washita y a la Caliza Monclova y subyace, de igual manera, a la Formación Austin (Figura 12). Se correlaciona con las Formaciones Agua Nueva e Indidura de la parte norte de la Sierra Madre Oriental.

Con base a sus características litológicas y su contenido faunístico se considera que la Formación Eagle Ford corresponde a un ambiente marino de aguas someras, con circulación de aguas restringida que, probablemente, recibió influencia de plataforma externa

La Formación Eagle Ford aflora ampliamente en el noreste de México. En el Cinturón Plegado de Coahuila aflora en los flancos de los anticlinales y sinclinales, con excepción de las sierras de San Marcos y Pinos. La Formación Indidura es la facie de la Formación Eagle Ford que aflora en la parte suroeste y oeste de la Sierra El Granizo y al noreste de la Sierra La Paila.

Esta Formación aflora en la porción norte del área de estudio, presenta una coloración gris claro a amarillento y presenta una laminación en la que se observa una coloración violácea (Figura 18). Debido a su contenido de material arcilloso se erosiona fácilmente por lo que forma puertos de erosión muy marcados entre las Formaciones Buda y Austin. Su posición es normal y concordante con las formaciones Buda y Austin (Figura 12).



Figura 18. Afloramiento de la Formación Eagle Ford en la que se observa un fuerte fracturamiento y la coloración violácea al intemperisarse, color característico de ésta Formación.

Como ya se mencionó, en la parte sur del área de estudio los sedimentos aluviales, no consolidados del Cuaternario, cubren casi completamente los afloramientos de las Formaciones del Cretácico tardío (Buda, Eagle Ford y Austin; ANEXO I). Por lo anterior, el contacto entre las Formación Eagle Ford y Buda en el área sur del Cerro Providencia, no pudo ser delimitado.

3.2.5 Formación Austin

La localidad tipo de la Formación Austin se encuentra en la Ciudad de Austin Texas, en EUA y fue nombrada por SHUMARD (1860). Esta Formación está compuesta por calizas arcillosas de color gris que presentan un color pardo a ocre, intercaladas con lutitas color gris claro en roca fresca y de color pardo amarillento en roca intemperizada, se fractura muy fácilmente. El espesor promedio en la región varía de 100 a 350 m.

A la Formación Austin se le ha asignado una edad correspondiente al Coniaciano-Santoniano debido a que entre su contenido fósil se encuentra *Inoceramus undulatoaplicatus*, *Roemer* y la *Baculites sp* que son fósiles guía de esta tiempo (HUMPHREY, 1956; Figura 12). Se correlaciona con las formaciones San Felipe, Ojinaga y Parras. La Formación Austin se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Formación Eagle Ford y subyaciendo a la Formación Upson de igual manera. Se considera que ésta Formación se ha depositado en un ambiente nerítico de aguas someras con aporte de sedimentos terrígenos.

La Formación Austin aflora en los flancos de los anticlinales y sinclinales de la región de Monclova. Hacia el oeste, aproximadamente desde las Sierras La Purísima y La Gavia, aflora en su facie conocida como Formación Parras.

En el área de estudio, la Formación Austin puede ser observada sólo en la parte norte, al igual que la Formación Eagle Ford (ANEXO I). Se presenta como una intercalación de calizas arcillosas con lutitas calcáreas y presentan una coloración pardo amarillenta en roca intemperizada (Figura 18). Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Eagle Ford de manera concordante, y según la literatura debe subyacer a la Formación Upson, pero no aflora en el

área de estudio (Figura 19). Su espesor no pudo ser precisado debido a que se encuentra parcialmente cubierto por sedimentos del Cuaternario, pero se calcula que supera los 300 m.



Figura 19. Afloramiento de la Formación Austin que presenta calizas arcillosas de un color pardo amarillento en roca intemperizada y se fractura fácilmente.

3.2.6 Rocas Ígneas

Las rocas ígneas que conforman el cuerpo intrusivo varían de cuarzomonzonitas a monzonitas de acuerdo a MORTON-BERMEA (1995) y a la petrografía desarrollada en este trabajo. No se han realizado fechamientos en estas rocas, pero de acuerdo a trabajos realizados en cuerpos pertenecientes también al CCM, se calcula que debe tener entre 43 y 35 Ma (SEWELL, 1968). El cuerpo intrusivo se encuentra emplazado en la Formación Aurora, sin embargo existen diques cortando toda la secuencia (ANEXO I y II). Se abordará una discusión más amplia del intrusivo Providencia en los capítulos siguientes, debido a que corresponde a la parte central del estudio de ésta tesis.

CAPÍTULO IV PETROGRAFÍA

4.1 INTRODUCCIÓN

Debido a la homogeneidad del cuerpo intrusivo, solamente se colectaron 10 muestras para clasificación petrográfica. Para coleccionar cada muestra, primero se eliminó la cobertura intemperizada para poner al descubierto sólo muestra fresca. Al obtener muestra fresca se obtuvo un mínimo de 15 kg de roca por muestra en bolsas plásticas debidamente marcadas. Estas muestras correspondieron finalmente a las muestras utilizadas para análisis químicos.

Para la elaboración de secciones delgadas se seleccionaron trozos de roca que no estuvieran intemperizados, para evitar que los minerales presentaran alteraciones por esta causa. Posteriormente, se cortaron cubos de aproximadamente 3 x 3 x 6 cm. Después, estos fueron pegados a un porta objetos de vidrio con resina epoxi. Posteriormente se cortó el exceso de roca dejando aproximadamente 5 mm de espesor. La roca pegada en el porta objetos fue pulida sobre discos giratorios con polvos abrasivos (carburo de silicio), hasta obtener un espesor de 30 micras, finalmente fueron cubiertas con un cubre objetos para su análisis bajo el microscopio. Las secciones fueron hechas por duplicado. Este procedimiento se llevó a cabo en el Laboratorio de Preparación de muestras de la Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL).

Utilizando un microscopio de luz transmitida se determinó la composición modal de las muestras problema. Se utilizó el diagrama de STRECKEISEN (1976) para la clasificación de rocas plutónicas ya que las muestras problema correspondían a este tipo de rocas. Las rocas principales presentes en el cuerpo intrusivo del Cerro Providencia, corresponden a cuarzomonzonitas y cuarzomonzodioritas (Figura 20). Lo anterior corrobora ampliamente lo observado en campo con respecto a la escasa variación composicional e incluso textural de las rocas del intrusivo Cerro Providencia.

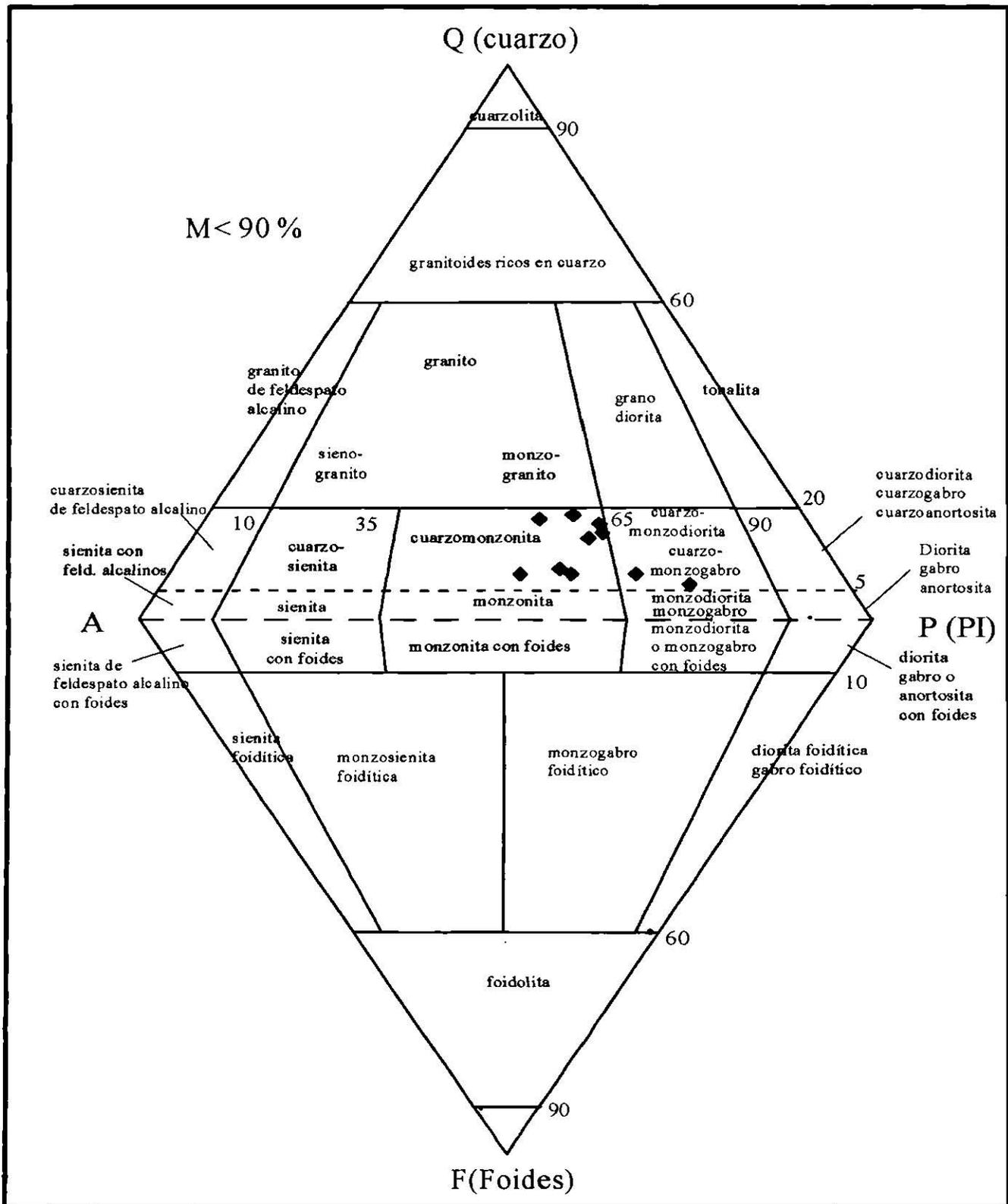


Figura 20. Diagrama de STRECKEISEN (1976) para clasificación de rocas ígneas intrusivas. Las muestras del intrusivo Providencia ocupan el campo de las cuarzomonzonitas y cuarzomonzodioritas.

Los minerales principales presentes en las muestras del Cerro Providencia son: plagioclasa (andesina y oligoclasa), clino y ortopiroxeno (augita, diópsido, hiperstena), anfíboles (hornblenda), mica (biotita), feldespato potásico (microclina, ortoclasa), cuarzo y minerales accesorios como: opacos, esfena, y apatito (Tabla 1).

Las secciones delgadas muestran que las rocas del intrusivo Cerro Providencia poseen una textura granuda hipidiomórfica, la cual se aplica para rocas que contienen minerales identificables a simple vista sin estar soportados por una matriz de microcristales o cristales más finos.

Tabla 1. Composición modal de las muestras del intrusivo Cerro Providencia expresadas en %.

Mineral (%)	PP1	PP2	PP3	PP4	PP5	PP6	PP7	PP8	PP9	PP10
Plagioclasa	39	40	35	31	40	43	43	33	30	32
Feldespato K	19	20	20	23	22	19	14	24	30	24
Cuarzo	12	11	13	13	11	5	4	5	5	6
Clinopiroxeno	11	9	7	3	7	5	17	11	17	12
Ortopiroxeno	5	2	3	2	3	3	5	3	1	4
Esfena	5	6	5	5	4	0	8	5	8	2
Biotita	2	3	2	3	4	13	0	11	2	12
Hornblenda	2	2	6	6	3	6	2	2	2	2
Clorita	0	0	4	9	1	2	0	0	0	0
Apatito	0	2	0	0	0	1	2	0	0	1
Min. Opacos	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Clave de muestras: PP1, PP2, etc.

4.2 DESCRIPCIÓN DE SECCIONES DELGADAS

Muestra PP-1

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomórficos.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda hipidiomórfica.

Minerales presentes: plagioclasa, feldespato, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, hornblenda, biotita, esfena y minerales opacos.

Observaciones: Los cristales en general presentan bordes muy irregulares. El feldespato K se presenta como una masa en la que no se distinguen cristales, es decir, se encuentra rellenando intersticios entre los cristales formados en una etapa temprana. Además, en ciertas zonas se puede observar la textura micropertítica característica de los feldespatos K. Las plagioclasas se presentan zoneadas. Algunos cristales presentan sustituciones o alteraciones en el centro. La alteración visible puede corresponder a una cloritización (Figura 21).

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.

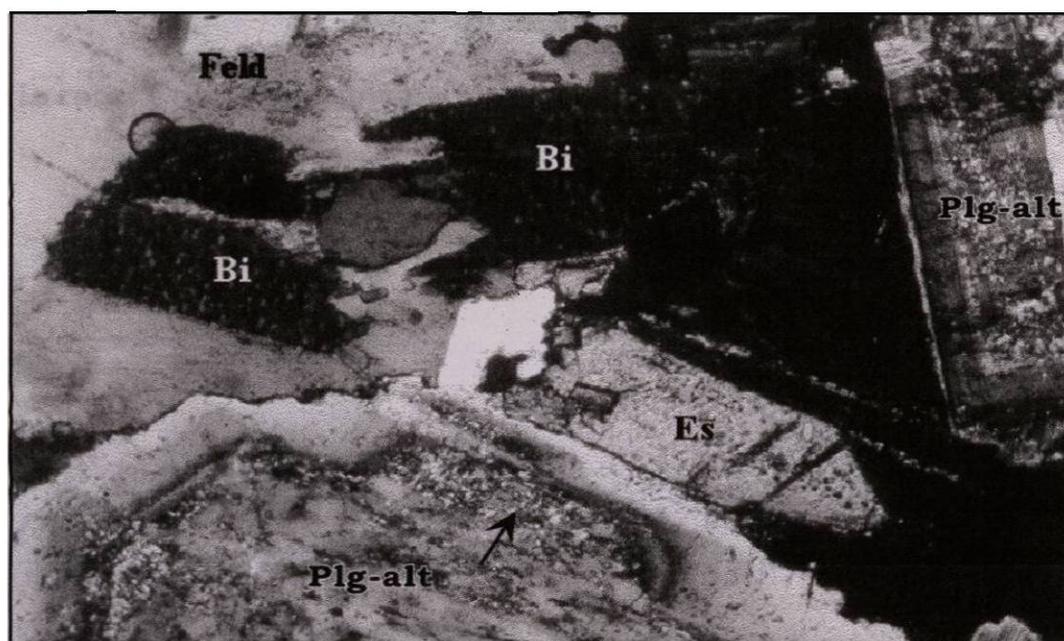


Figura 21. Micrografía de la sección PP-1, en la que se puede observar la textura escamosa de la biotita, feldespato con textura micropertítica, esfena con relieve muy alto y en los cristales de plagioclasa con alteraciones y un marcado zoneamiento. Aumento 10x. Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.

Muestra PP-2

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomórficos.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda hipidiomórfica.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, anfíbol, esfena, apatito y minerales opacos.

Observaciones: En general, los cristales presentan caras ligeramente irregulares, en algunos casos se observa al centro de las plagioclasas anillos de color amarillento, además de zonación (Figura 22 y 23). El feldespato K presenta una apariencia “sucia”, lo cual se puede tratar de micropertita (ortoclasa). Algunos cristales de hornblenda presentan sustitución por biotita.

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.

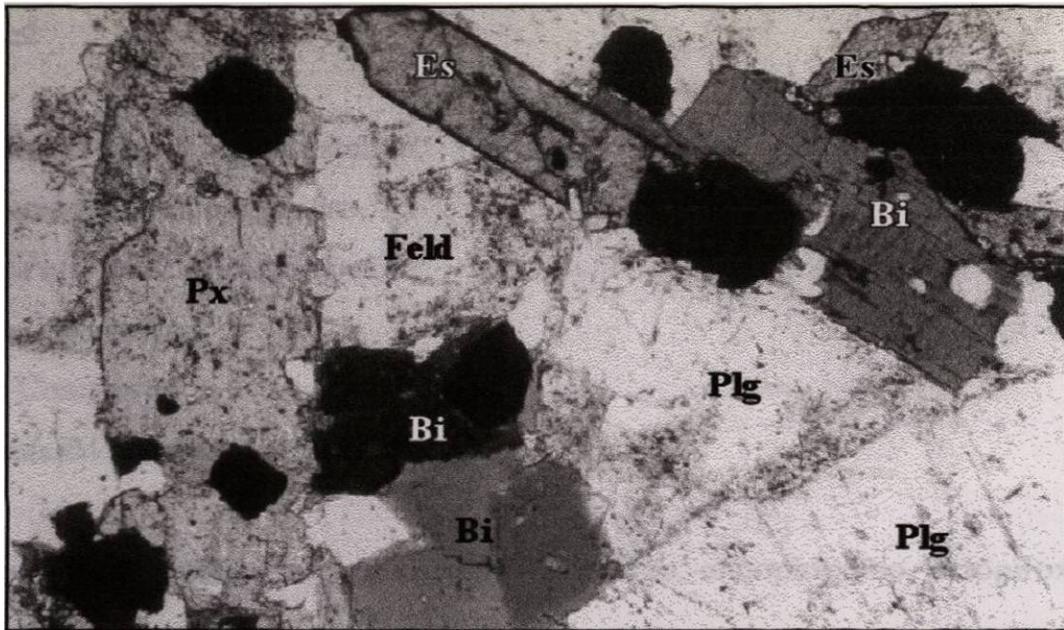


Figura 22. Micrografía de la sección PP-2 en la que se presentan cristales de hornblenda, esfena, biotita, plagioclasa, cuarzo y feldespato. Aumento 10 X. Nícoles paralelos. Base de foto = 4.5 mm.

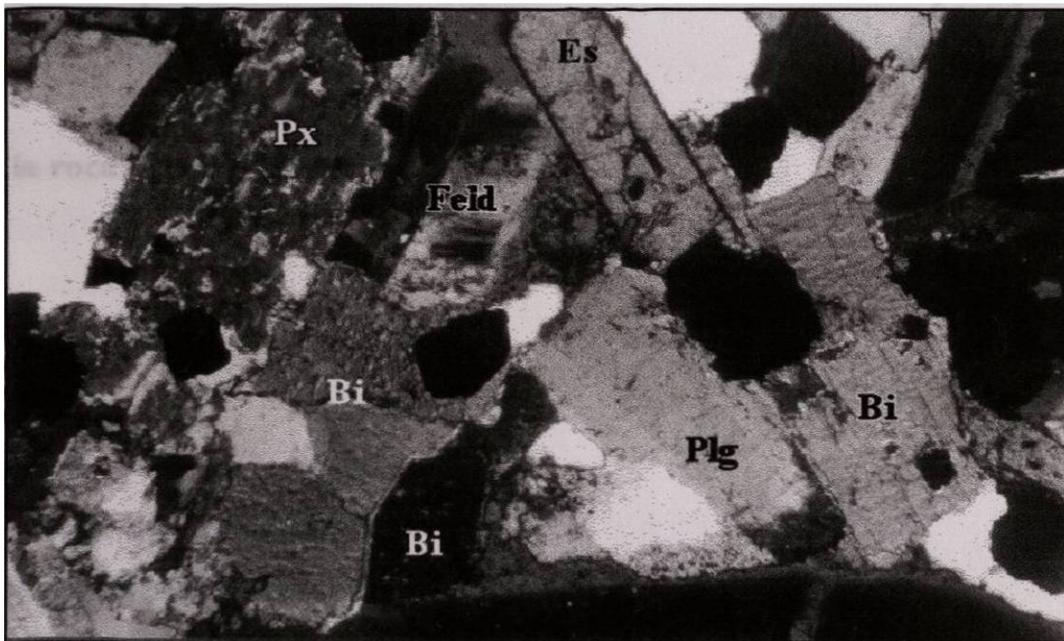


Figura 23. Micrografía de la sección PP-2 en la que se presentan cristales de hornblenda, esfena, biotita, plagioclasa, cuarzo y feldespato. Aumento 10 X. Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.

Muestra PP-3

Grado de cristalinidad: Holocristalino.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda hipidiomórfica.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, esfena, clorita y minerales opacos.

Observaciones: Presenta minerales opacos diseminados por toda la lámina, además de que todos los cristales parecen estar “corroídos. Las plagioclasas se presentan zoneadas. En esta sección, también se puede observar una apariencia “sucia“ en el feldespato y la hornblenda presenta macla simple.

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.

Muestra PP-4

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda hipidiomorfa.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita,

hornblenda, esfena, clorita y minerales opacos.

Observaciones: Algunos cristales de clinopiroxeno presentan macla simple. La augita presenta una ligera exfoliación y “corroído”. La plagioclasa se presenta alterada y el feldespato muestra una textura pertítica. Las plagioclases presentan zonación y maclado polisintético (Figura 24).

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.



Figura 24. Micrografía de la muestra PP-4 en la que se pueden apreciar cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas y de parilla, cuarzo, feldespato con textura micropertítica y un cristal de augita. Aumento 10 X. Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.

Muestra PP-5

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda hipidiomorfa.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, esfena, clorita y minerales opacos.

Observaciones: Se presenta intercrecimiento de clinopiroxeno entre algunos de los cristales de plagioclasa. En general, todos los cristales incluyendo al feldespato K y la plagioclasa, presentan un aspecto “sucio”, semejante a la textura pertítica en los feldespatos. Las plagioclasas presentan zonación y maclas polisintéticas muy bien definidas.

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.

Muestra PP-6

Grado de cristalinidad: Holocristalina

Tamaño de grano: Pequeño a medio.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda panidiomorfa inequigranular (dolerítica).

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, clorita, apatito y minerales opacos.

Observaciones: El feldespato presenta textura pertítica, se pueden distinguir minerales opacos por toda la sección delgada. La augita presenta sus bordes irregulares y algunos cristales presentan colores de interferencia de tercer orden (Figura 25).

Nombre de la roca: Cuarzomonzodiorita.

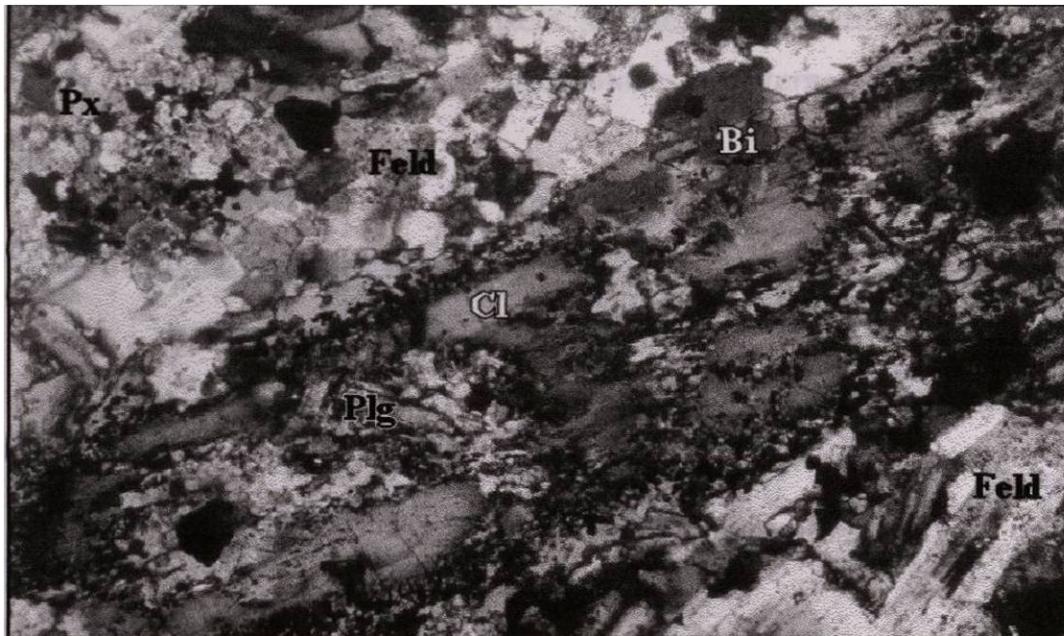


Figura 25. Micrografía de la muestra PP-6, en la que se observa un fenocristal de biotita con cristales de clorita producto de su alteración. La matriz de esta roca está formada por feldespato, plagioclasa y algo de cuarzo. Aumento 10 X. Nícoles cruzados. Base de foto = 4.5 mm.

Muestra PP-7

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Porfirítica.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, esfena y minerales opacos.

Observaciones: La matriz de esta roca está compuesta por plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa están zoneados y presentan macla simple. En general, todos los cristales se encuentran muy alterados y presentan diferentes colores de alteración que rodean al mineral y cambian hacia el centro.

Nombre de la roca: Cuarzomonzodiorita.

Muestra: PP-8

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Hipidiomorfa.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, esfena, y minerales opacos.

Observaciones: En esta sección delgada, los cristales de clinopiroxeno presentan altos colores de interferencia. Se pueden observar cristales de minerales opacos. Además, los cristales de plagioclasa presentan un zoneamiento el cual es característico de estas rocas (Figura 26).

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.

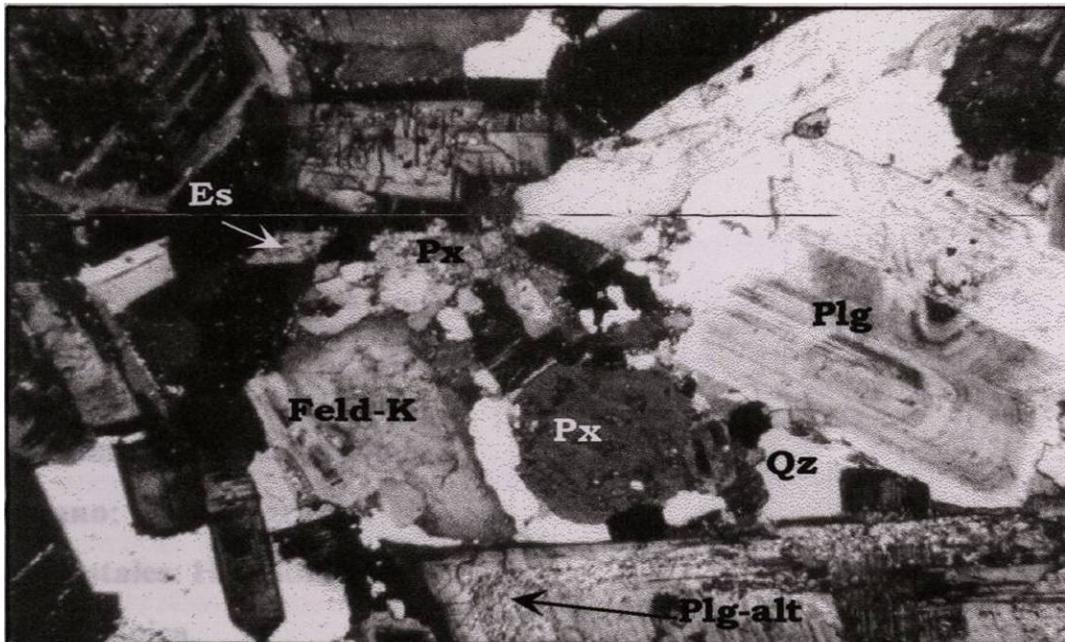


Figura 26. Micrografía de la sección PP-8, en la que se presentan cristales de piroxeno con intercrecimiento de minerales opacos, esfena, plagioclasas zoneadas, cuarzo y feldespato con textura micropertítica. Aumento 10 X. N cruzados. Base de foto = 4.5 mm.

Muestra PP-9

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda hipidiomorfa.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, esfena y minerales opacos.

Observaciones: Los cristales de biotita presentan bordes muy irregulares al asociarse con minerales opacos, observándose aún la textura de arce moteado. El feldespato K se presenta

con estructura micropertítica y los cristales de plagioclasa muestran el zoneamiento característico.

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.

Muestra PP-10

Grado de cristalinidad: Holocristalina.

Tamaño de grano: Medio a grueso.

Forma de los cristales: Hipidiomorfo.

Orientación: Isotrópica.

Estructura: Compacta.

Textura: Granuda hipidiomorfa.

Minerales presentes: Plagioclasa, feldespato K, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, esfena y minerales opacos.

Observaciones: En general, los cristales se siguen observando con bordes irregulares e inclusive aparentan estar corroídos, incluyendo a los feldespato y las plagioclasas. Además, se pueden ver cristales de minerales opacos intercrecidos dentro de los cristales máficos en general. Las plagioclasas presentan zonación.

Nombre de la roca: Cuarzomonzonita.

CAPÍTULO V GEOQUÍMICA

5.1 INTRODUCCIÓN

La composición de los magmas depende fundamentalmente de la fuente, pero durante su ascenso éste experimenta diferentes procesos que alteran su composición original. La mejor forma de caracterizar la fuente magmática es con el uso de los isótopos radiogénicos, pues estos son indicadores claves de el tipo de fuente involucrada y de los mismos procesos que experimenta el magma durante su ascenso a la superficie o emplazamiento dentro de la corteza continental u oceánica. Los elementos mayores y los traza, en menor medida, son también utilizados para determinar algunos de los procesos que modifican la composición química de los magmas. Además de esto, los elementos traza son utilizados como discriminantes de procesos y ambientes tectonomagmáticos de formación (ROLLINSON, 1993; WILSON, 1989).

Los principales procesos que pueden modificar la composición química de los magmas primarios son: el grado de fusión parcial en la fuente, la cristalización fraccionada de líquido, el grado de asimilación de material cortical durante su ascenso, la mezcla potencial con otros magmas durante su ascenso y/o la interacción entre alguno de estos procesos (ROLLINSON, 1993).

Sin duda algo clave en el estudio de rocas ígneas, después de la cartografía geológica y la clasificación petrográfica de las rocas, es el análisis químico de muestras que han sido seleccionadas por sus características particulares que ayudaran a construir un modelo petrogenético adecuado. A continuación se describen las metodologías y técnicas analíticas empleadas en el análisis químico de las rocas ígneas de este trabajo.

5.2 ANÁLISIS QUÍMICOS

Para determinar la afinidad geoquímica del cuerpo intrusivo del Cerro Providencia se realizaron análisis químicos a 10 muestras. Utilizando la técnica de Fluorescencia de Rayos-X (FRX) con la cual se determinaron los elementos mayores y algunos traza. Además, también se determinaron los elementos de las tierras raras por medio de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS, de sus siglas en inglés). El equipo de FRX utilizado fue el del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, mientras que el equipo de ICP-MS utilizado es del Laboratorio del Instituto de Geofísica de la misma institución.

5.2.1 Preparación de Muestras

Se colectaron aproximadamente 15 kg por muestra, libre de costra de intemperismo, la cual su posteriormente homogeneizadas en fragmentos de 5 cm de diámetro aproximadamente. Los fragmentos se redujeron a partículas entre 1 y 2 cm³ utilizando una quebradora mecánica de quijadas y posteriormente fueron reducidas a partículas de 1mm³ mediante un molino de rodillos. Se utilizó un cuarteador de rejillas para realizar el cuarteo correspondiente y obtener separados de 200 g de muestra. Para reducir la muestra a 60 micras de diámetro, se utilizó un pulverizador de discos de acero. El contenedor fue limpiado con aire comprimido y acetona grado ultrapuro y posteriormente contaminado con 50 g de muestra a pulverizar, esto fue realizado para cada muestra.

Después, se pulverizaron 50 g que fueron utilizados para la determinación de elementos mayores y algunos traza por FRX, la siguiente porción pulverizada de 50 g fue utilizada para determinar los elementos de las tierras raras por ICP-MS y, finalmente la última porción de 50 g fue almacenada para considerarse en potenciales determinaciones de relaciones isotópicas en un futuro corto. A continuación se describen las técnicas analíticas empleadas en la determinación de la composición química de las rocas.

5.2.2 Fluorescencia de Rayos-X

La técnica de FRX, es la más utilizada en la determinación de elementos mayores y traza en muestras de roca (ROLLINSON, 1993). El espectrómetro de FRX usado fue de tipo secuencial dispersivo de longitud de onda de la marca *SIEMENS* SRS 3000 (tubo de Rh y ventana de Be 125 μm).

Principio del método

Esta técnica se basa en la excitación de la muestra por rayos-X. Un haz primario de rayos-X excita los átomos para generar rayos X secundarios, los cuales presentan una longitud de onda característica de los elementos presentes en la muestra. La intensidad de los rayos X secundarios es usada para determinar la concentración de los elementos presentes mediante una referencia de estándares de calibración.

Los rayos X característicos son emitidos como líneas de longitud de onda discreta controlados por la energía de cada transición interna, así que cada elemento tiene su propio espectro característico de líneas. La línea más intensa es la longitud de onda corta de las series K (menor que 0.1nm para Kr y elementos más pesados), asociado con transiciones de alta energía en la capa electrónica más cercano al núcleo. Las series constan de algunas líneas de intensidad decreciente llamadas $K\alpha_1$, $K\alpha_2$ y $K\beta_1$, etc. De acuerdo al origen y basado en el estado de energía de los electrones involucrados. Para las transiciones de la segunda capa (series L), ocurre una segunda serie de intensidad menor, pero con líneas más numerosas y así sucesivamente (HENDERSON, 1984).

5.2.2.1 Preparación de muestras para FRX

El análisis típico por FRX puede ser realizado preparando la muestra de roca en dos formas diferentes:

- a) Pastillas prensadas. Un disco de polvo prensado para análisis de elementos traza (LEAKE *et al.*, 1990) y,
- b) Discos fundidos. Un disco de vidrio se elabora con un fundido conformado por muestra en polvo mezclada con un fundente que es LiBO_2 o $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, para el análisis de elementos mayores (NORRIS Y HUTTON, 1969; CLAISSE, 1989).

Ambas metodologías fueron utilizadas para las determinaciones de elementos mayores y algunos traza por la técnica de FRX. Se fundieron 7.2 g de una sustancia granular compuesta por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 en relación 1:1 grado ultrapuro, que actúa como fundente y 0.8 g de muestra. Además, se añadieron a esta mezcla dos gotas de una solución acuosa de LiBr con una concentración de 250 g/l que actúa como antiadherente, evitando así dejar residuos en los crisoles (JENKINS, *et al.*, 1982; ROSALES-HOZ *et al.*, 1995; LOZANO-SANTACRUZ *et al.*, 1995). El proceso de fundición se realizó en crisoles de Pt/Au con un relación 95:5, aplicando un procedimiento programado, en el que la velocidad de calentamiento y enfriamiento es controlada. En este caso, el proceso de fundición se programó por un período de aproximadamente 10 minutos, para obtener al final perlas de vidrio.

Para las determinaciones de elementos traza, se mezclaron 4 g de polvo de la muestra con 4 g de aglutinante WAX-C micro polvo de Hoesch. La mezcla anterior fue prensada durante 30 seg a 30 ton/cm² en una prensa automática GRASEBY/SPECAC, con un dado de 4 cm de diámetro. Con lo anterior se elimina el gas presente para evitar que existan irregularidades en la superficie.

Las condiciones de medición utilizadas para las determinaciones de elementos mayores se muestran en la Tabla 2. Estas condiciones han sido establecidas con base en la intensidad de las líneas $K\alpha_1$ y $K\alpha_2$ para cada elemento. Para las determinaciones de elementos traza se fijaron: el cristal analizador, las posiciones angulares para pico y fondos, el colimador y las condiciones de excitación para el tubo de rayos-X, adecuados para obtener la mayor intensidad posible de las líneas analíticas para cada elemento. Estas condiciones se enlistan en la Tabla 3.

Tabla 2. Condiciones de medición utilizadas para determinaciones de elementos mayores en roca total por FRX (LOZANO-SANTACRUZ, 1995).

Elemento	Tiempo de conteo (seg)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2q)	Fondos (2q)	KV/mA	Detector	Lim. de Det. analisis de rutina (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

Tabla 3. Condiciones de medición utilizadas para determinaciones de elementos traza en roca total por FRX (GIRÓN-GARCIA, 1996).

Elemento	Tiempo de conteo (seg)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2q)	Fondos (2q)	KV/mA	Detector	Lim. de Det. analisis de rutina (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

5.2.3 Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS)

La técnica de ICP-MS es la más utilizada para la determinación de los elementos de las tierras raras, ya que presenta dos características importantes: a) Capacidad de realizar determinaciones isotópicas individuales con precisión y, b) Los límites de detección son muy bajos debido a los bajos rangos de fondo en los espectros. El espectrómetro de masa usado fue un PQ3 de la marca VGEElemental.

El espectrómetro de masas consta de cuatro componentes principales:

- Un instrumento para ionizar la fuente.
- Un analizador de masas para dispersar los iones de acuerdo a sus masas para relaciones de carga.
- Un detector de iones y un sistema lector.
- Un sistema capaz de mantener el ion flotando en un tubo de vacío a presiones menores de 10^{-7} Torr.

En esta técnica, la muestra es puesta en una solución atomizada y ionizada en un plasma de argón. Los iones se extraen a través de un orificio a una cámara de bombeo con un vacío promedio de 1 Torr. De ahí se pasan a un espectrómetro de masas de cuatro polos que utiliza cuatro varillas, en donde cada par de varillas opuesto es conectado eléctricamente, y se aplica un voltaje positivo de corriente directa a un par y uno negativo a el otro. Sobre impuesta a estos voltajes, está una señal de radiofrecuencia de corriente alterna arreglada de manera que la fase de señal aplicada a un par de varillas, sea 180° diferente a la aplicada al otro par. Bajo circunstancias iguales las varillas deberían ser hiperbólicas, creando en apariencia líneas de potencial igual. Los iones se aceleran a través de un gradiente de potencial relativamente bajo y causan un impulso a lo largo del eje de los cuatro polos. Para ciertas condiciones de operación, existe una única relación carga-masa que satisface los requerimientos de resonancia para que el ion sea conducido hacia la ranura de salida (POTTS *et al.*, 1992).

El detector de iones utilizado en esta técnica puede ser uno de los siguientes tres, dependiendo de la aplicación:

- **Cubo de Faraday:** Aquí cada ion que choca contra este cubo, deposita una carga sobre el electrodo. Cada carga contada es proporcional a la dosis de voltaje del resistor que es medido con un voltímetro.
- **Multiplicador de electrones:** Cada multiplicador contiene entre 10 y 20 dínodos y da una señal interna de ganancia de $2n$ ($n = \text{No. de dínodos}$). Los e^- son colectados en un cubo de Faraday.
- **Detector de Daly:** Consta de un electrodo con un alto potencial negativo. Los iones son acelerados por un campo potencial y generan ocho electrones secundarios por ion.

Esta técnica utiliza las características del plasma para ionizar la muestra eficientemente, esencialmente libre de los efectos de matriz.

Principio del método

Cuando un ion de masa m y carga e es activado por un diferencia de potencial de V volts, este adquiere una energía E igual a:

$$E = e v = \frac{1}{2} m v^2 \quad (1)$$

donde v es su velocidad. Todos los iones con la misma carga, emergen de la rendija de salida de la fuente con la misma energía cinética debido a que son acelerados por la misma diferencia de potencial V . Sin embargo, los iones de diferentes masas tienen diferentes velocidades

Esta técnica utiliza las características del plasma para ionizar la muestra eficientemente, y permite lecturas libres de los efectos de matriz.

$$v = \sqrt{\frac{2eV}{m}} \quad (2)$$

Cuando los iones entran al campo magnético son desviados en trayectorias circulares que dependen de la siguiente condición:

$$B e v = m \frac{v^2}{r} \quad (3)$$

Donde B es la fuerza del campo electromagnético y r es el radio de la trayectoria.

Eliminando v de las ecuaciones 1 y 3 se obtiene:

$$\frac{2 e V}{m} = \frac{B^2 e^2 r^2}{m^2}$$

$$\frac{m}{e} = \frac{B^2 r^2}{2V} \quad (4)$$

Si B es medido en gauss, r en centímetros, m en unidades de masa atómica, V en volts y e en unidades de carga electrónica, la ecuación queda:

$$\frac{m}{e} = 4.825 \times 10^5 \frac{B^2 r^2}{V} \quad (5)$$

La ecuación 5 puede ser resuelta tanto para r como para B , según convenga:

$$r = \frac{143.95}{B} \sqrt{\frac{mV}{e}} \quad (6)$$

$$B = \frac{143.95}{r} \sqrt{\frac{mV}{e}} \quad (7)$$

Se puede usar la ecuación 7 para calcular la fuerza del campo magnético requerido para enfocar los iones de la fuente. La ecuación 6 indica que tanto el voltaje de aceleración como el campo magnético puede ser ajustado para forzar cualquier ion de masa m y carga e a una trayectoria de radio r . La ecuación también muestra que si B y V son constantes, el radio de la trayectoria de los iones teniendo en cuenta la unidad de carga, es proporcional a la raíz cuadrada de la masa, que es:

$$r \propto \sqrt{m} \quad (8)$$

Consecuentemente los iones de masa más grande son desviados en trayectorias que tienen radio mas grande que la de los iones pequeños. Una característica importante del espectrómetro de masas de tipo Nier es la forma de cuña del campo electromagnético, que es alcanzado por el diseño de piezas de polo del electromagneto. Para enfocar el ion entre el colector, la rendija de salida, el sector de piezas de polo y la rendija del colector, deben estar alineados (FAURE, 1986).

5.2.3.1 Preparación de Muestras para ICP-MS

Para la preparación de las muestras para ICP-MS, las muestras necesitaron ser sometidas a una digestión. La digestión se llevó a cabo de la siguiente manera: se realizó una mezcla que contenía 0.1g de muestra, 4 ml de HClO₄ y 10 ml de HF, posteriormente se calentó esta mezcla en una bomba de teflón sobre una parrilla para diluir la muestra, en los casos en que la dilución no era alcanzada, se agregaron nuevamente 5 ml de HF y 2 ml de HClO₄. Cuando los ácidos se evaporaron por completo, la muestra fue aforada a 100 ml de HNO₃ al 2% (MORTON *et al.*, 1997). Posteriormente se determinaron las concentración de los elementos de las tierras raras para cada muestra problema.

En la Tabla 4 se describen las condiciones óptimas de operación del equipo de ICP-MS utilizado en las determinaciones. Para la determinación analítica se construyó una curva de calibración que contenía 4 puntos: un blanco, una solución de 0.1, una solución de 1.0 y otra solución de 10 ppb, estas últimas contenían todos los lantánidos. Para compensar las fluctuaciones instrumentales se utilizó ¹¹⁵In como estándar interno (MORTON *et al.*, (1997).

El material de referencia internacional JA2 fue usado para verificar la calidad de las muestras en base a la precisión, exactitud y límite de detección. La precisión y exactitud obtenida para todos los lantánidos fue de 2%, y el límite de detección para todos los elementos analizados fue < 0.07 ppb (MORTON *et al.*, 1997).

Tabla 4. Condiciones de medición del ICP-MS utilizadas para las determinaciones de elementos de las REE (MORTON *et al.*, 1997).

ICP-MS	
Fuente de Poder	1350 volts
Gas enfriador	
Gas auxiliar	
Nebulizador	
Interfase	
Material de los conos	Níquel
Tiempo de análisis	
Toma de muestra	100 segundos
Adquisición	45 segundos
Lavado	120 segundos

5.3 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ROCAS

5.3.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) son utilizados en geoquímica principalmente en tres formas: a) en la clasificación de rocas, b) en la construcción de diagramas de variación y, c) como medio de comparación con rocas de composiciones que han sido determinadas experimentalmente y cuyas condiciones de formación son conocidas. Los elementos mayores son utilizados frecuentemente, en combinación con algunos elementos traza, para determinar ambientes tectónicos de rocas ígneas y sedimentarias. La clasificación de las rocas puede ser realizada basándose en diagramas bivariados o trivariados (ROLLINSON, 1993). Los resultados de elementos mayores obtenidos por FRX para las muestras del Intrusivo Cerro Providencia se presentan en la Tabla 5.

5.3.1.1 Norma CIPW

La norma CIPW (por las iniciales de sus creadores CROSS, IDDINGS, PIRRSÓN y WASHINGTON) permite una pseudo clasificación mineralógica. Esta norma puede presentar

una composición mineralógica modal muy diferente a la mineralogía observada, ya que el magma se supone anhidro y no da cabida a minerales como la biotita y la hornblenda. Para simplificar el cálculo, no se toman en cuenta la solución sólida de elementos menores como Ti y Al en minerales ferromagnesianos y, la relación Fe/Mg de todos los minerales ferromagnesianos se asume que es la misma. La norma se calcula según las reglas de CROSS y colaboradores (1903) aunque generalmente se calcula usando programas. Los resultados de la Norma CIPW para las muestras del Intrusivo Providencia se enlistan en la Tabla 5. La norma CIPW indica normatividad en anortita y cuarzo, además muestra la presencia de wollastonita en dos muestras; PP7 y PP9. Destacándose que ninguna de las muestras es normativa en nefelina.

5.3.1.2 Diagramas de Variación.

Los diagramas de variación son diagramas bivariados que fueron popularizados por Alfred Harker en 1909. El tipo más popular es el que coloca el SiO₂ en el eje x, y se conoce como *Diagrama Harker*. La coherencia geoquímica de los diagramas de variación entre los elementos mayores han sido utilizados para sugerir procesos que explicarán las relaciones entre los elementos mayores. A continuación se explican brevemente algunos procesos que los magmas pueden experimentar

Los principales activadores de la *movilidad de los elementos* son: el hidrotetalismo y el metamorfismo. La movilidad de los elementos es controlada por los cambios mineralógicos que ocurren durante la alteración y por la naturaleza de la fase fluida. Se consideran móviles los elementos de campo de fuerza bajo (Cs, Sr, K, Rb y Ba). También los metales de transición (Mn, Zn y Cu) tienden a ser móviles especialmente en condiciones de alta temperatura. Mientras que los de campo de fuerza alto (Tierras Raras, Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta; PEARCE, 1983), Co, Ni, V y Cr son inmóviles. HUMPHRIES (1984) demostró que no existe relación simple entre el grado de movilidad de las Tierras Raras y el tipo de roca o el grado metamórfico.

Tabla 5. Elementos mayores y norma CIPW del Intrusivo Cerro Providencia. También se incluyen los parámetros utilizados para la clasificación de FROST y Colaboradores (2001).

Elementos mayores	PP1	PP2	PP3	PP4	PP5	PP6	PP7	PP8	PP9	PP10
SiO ₂ (%)	58.606	58.386	62.274	61.469	59.076	56.847	61.872	56.544	59.912	58.161
TiO ₂ (%)	0.702	0.704	0.576	0.562	0.624	0.798	0.608	0.845	0.637	0.81
Al ₂ O ₃ (%)	18.387	18.855	17.927	17.918	19.188	18.554	18.344	18.392	18.352	18.657
FeO(%)	2.09	1.81	1.4	1.36	1.58	3.28	0.98	2.03	1.24	2.2
Fe ₂ O ₃ (%)	3.836	4.288	3.589	3.733	4.034	3.656	1.333	4.48	3.593	3.93
MnO(%)	0.167	0.136	0.187	0.148	0.137	0.165	0.108	0.185	0.134	0.175
MgO(%)	1.653	1.426	1.167	1.165	1.207	2.035	1.075	1.739	1.078	1.722
CaO(%)	6.936	6.81	5.383	5.565	6.473	7.018	6.237	7.071	5.01	6.832
Na ₂ O(%)	4.232	4.504	4.353	4.432	4.634	4.216	4.273	4.697	4.93	4.495
K ₂ O(%)	2.631	2.377	2.926	2.866	2.583	2.361	4.448	3.371	4.593	2.394
P ₂ O ₅ (%)	0.357	0.298	0.257	0.242	0.258	0.373	0.215	0.38	0.2	0.369
PXC(%)	0.25	0.17	0.52	0.13	0.1	0.35	0.21	0.07	0.23	0.16
Minerales normativos (CIPW)										
Qz	10.112	9.474	14.867	13.698	9.233	8.573	8.417	2.738	4.066	8.946
Or	16.599	15.025	18.193	17.948	16.208	15.106	27.049	21.37	28.619	15.113
Ab	38.23	40.763	38.753	39.741	41.635	38.623	37.207	42.634	43.984	40.63
An	24.988	25.897	21.816	21.76	25.408	26.775	18.253	20.539	15.164	25.276
Di	5.72	4.753	2.472	3.396	4.02	4.65	5.942	9.381	6.105	4.729
Hy	1.743	1.595	1.912	1.5	1.328	3.331	0	0.296	0	2.388
Wo	0	0	0	0	0	0	1.155	0	0.015	0
Il	0.3814	0.3112	0.4208	0.3355	0.3112	0.3821	0.2377	0.4245	0.3022	0.3999
Ti	1.3463	1.4457	0.9433	1.028	1.2238	1.6263	1.2281	1.6758	1.2576	1.6066
Ap	0.883	0.7385	0.6264	0.5942	0.6347	0.9356	0.5126	0.9444	0.4886	0.9132
Parámetros Utilizados clasificación de FROST y colaboradores, (2001)										
A/CNK (molec)	0.15	0.14	0.07	0.08	0.12	0.21	0.11	0.56	0.22	0.17
F/FM (%)	0.92	0.94	0.94	0.95	0.95	0.92	0.95	0.93	0.96	0.92
Na+K-Ca (%)	9.862	9.304	14.347	13.568	9.133	8.223	8.207	2.668	3.836	8.786
ASI = Al/Ca-1.67P+Na+K (molec)	0.836	0.857	0.905	0.886	0.877	0.851	0.8	0.774	0.836	0.85
Na+K (molec)	0.096	0.098	0.101	0.102	0.102	0.093	0.116	0.112	0.128	0.098
Al (molec)	0.18	0.185	0.176	0.176	0.188	0.182	0.18	0.18	0.18	0.183

La *cristalización fraccionada* es un proceso principal en la evolución de muchas rocas ígneas y, frecuentemente, produce tendencias en los diagramas de variación de rocas ígneas. Al determinar la composición de los fenocristales de una roca mediante microsonda electrónica y graficando los resultados en el mismo diagrama que el análisis de roca total, se puede saber si la química de la roca ha sido controlada por cristalización fraccionada. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la cristalización fraccionada pudo haber ocurrido a profundidad y entonces las fases de fraccionamiento no están representadas en el ensamble de fenocristales (ROLLINSON, 1993).

Cuando la composición de los fenocristales no muestra tendencias en una serie de rocas y un modelo de cristalización no funciona, se debe considerar la posibilidad de que haya ocurrido una *asimilación de rocas en el ascenso combinado con cristalización fraccionada* al mismo tiempo, para explicar la composición resultante. Este proceso fue propuesto por BOWEN (1928), quien argumentó que el calor latente de cristalización que permanece durante la cristalización fraccionada es capaz de proveer suficiente energía termal para consumir la parte de la pared de la roca encajonante. O'HARA (1980) argumentó que la contaminación puede ser resultado de un separación de los elementos mayores, traza e isótopos y que no siempre puede ser demostrado por los elementos mayores.

La *fusión parcial* progresiva muestra una tendencia en un diagrama de variación, el cual es controlada por la química de la fase sólida que está siendo agregada al fundido. Sin embargo puede resultar difícil distinguir una tendencia de fusión parcial de una de cristalización fraccionada en un diagrama de variación, ya que ambos representan un equilibrio cristal-líquido que involucra tanto líquidos idénticos como cristales idénticos. Estos procesos pueden ser diferenciados en caso de que hayan ocurrido bajo diferentes condiciones físicas.

Los diagramas tipo Harker pueden definir algunos de los eventos que ha sufrido el magma desde su origen. Las rocas del intrusivo Cerro Providencia no muestran una marcada tendencia contra el incremento en SiO_2 , lo anterior por la escasa variación composición de las rocas ($\text{SiO}_2 = 56 - 62 \%$). Sin embargo, se puede apreciar una tendencia negativa de Al_2O_3 ,

MgO, P₂O₅ y CaO conforme aumenta la concentración de SiO₂. Lo anterior puede ser asociado en primer instancia a cristalización fraccionada. Además, se puede apreciar una clara disminución de FeO con el aumento de SiO₂, que se puede deber a la cristalización de magnetita (Figura 27).

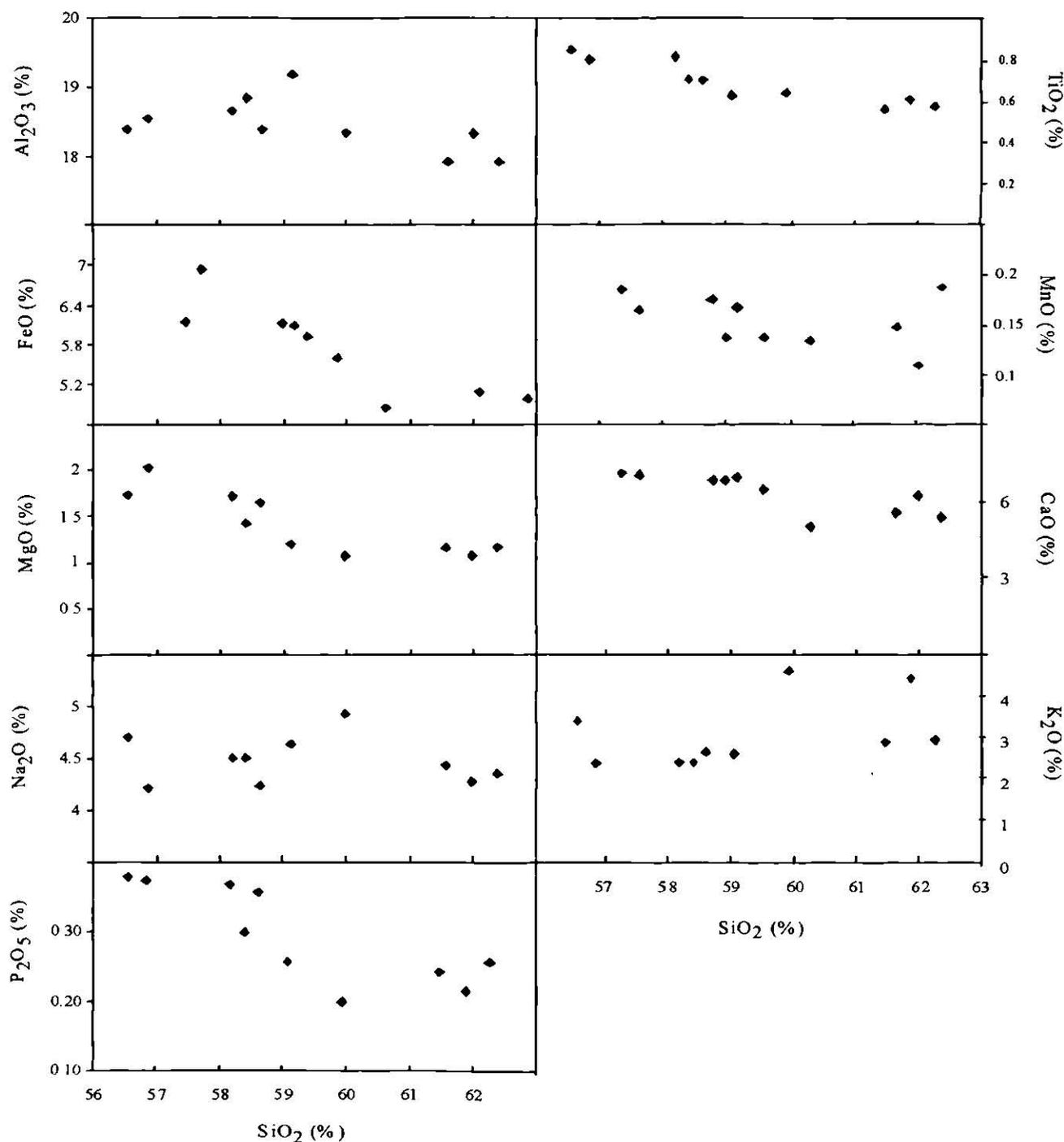


Figura 27. Diagramas de variación para las muestras del intrusivo Cerro Providencia utilizando SiO₂ en el eje x y algunos de los elementos mayores en el eje y.

5.3.2 Elementos Traza

Se consideran como elementos traza a los elementos que se presentan en las rocas en concentraciones menores a 0.1% o 1000 ppm. Casi siempre se presentan sustituyendo en la estructura mineral a los elementos mayores presentes en minerales formadores de roca, lo anterior por semejanzas entre sus radios iónicos y carga. Se considera a los elementos traza como principales indicadores de procesos petrológicos, ya que estos son mejores indicadores que los elementos mayores, así como importantes discriminantes de ambientes tectónicos de rocas (ROLLINSON, 1993).

Los elementos traza pueden ser divididos según su posición en la tabla periódica o con base en su comportamiento en sistemas magmáticos. En la primera clasificación se consideran tres subdivisiones: el primer grupo es el de los lantánidos o tierras raras: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb y Lu, el segundo grupo lo conforman los elementos del grupo del Platino: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt y Au y el tercer grupo está formado por los metales de transición: Sc, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu y Zn. En la Tabla 6 se presentan los resultados de las determinación de la concentración de elementos traza por FRX y de las tierras raras obtenidas por ICP-MS, obtenidos para las muestras del intrusivo Cerro Providencia.

Tabla 6. Resultados de Elementos traza para las muestras del intrusivo Cerro Providencia por ICP-MS.

Elem.Traza	PP1	PP2	PP3	PP4	PP5	PP6	PP8	PP9	PP10
Rb	81	72	109	106	88	67	103	146	112
Sr	1282	1362	1314	1370	1761	1005	1532	1723	1449
Ba	1020	1214	1212	1232	1665	949	1055	1579	1037
Y	27	28	29	30	29	28	34	32	33
Zr	256	261	271	275	301	230	273	297	274
Nb	14	17	18	17	17	10	18	22	20
V	97	89	81	83	84	113	133	89	124
Cr	149	162	145	164	179	134	149	158	152
Co	5	5	7	5	6	8	6	<3	9
Ni	101	100	102	106	122	73	128	129	125
Cu	6	11	8	8	12	6	9	19	11
Zn	63	39	71	37	45	55	83	100	77
Th	<3	10	16	21	<3	7	<3	7	5
Pb	9	6	10	6	7	<5	7	17	9
La	22.37	30	27.61	27.83	23.74	18.37	25.89	24.93	21.2
Ce	45.87	61.61	54.54	55.44	56.54	39.67	54.34	53.05	44.5
Pr	6.03	8.24	7.14	7.27	7.00	5.41	7.56	7.55	6.1
Nd	24.93	33.82	28.7	28.93	28.96	23.08	31.94	32.41	25.6
Sm	5.08	6.81	5.67	5.72	5.86	4.91	5.05	7.27	5.32
Eu	1.5	1.97	1.61	1.63	1.74	1.42	1.64	2.37	1.51
Gd	4.54	6.03	5.02	5	5.15	4.45	5.03	7.25	4.7
Tb	0.58	0.78	0.65	0.67	0.67	0.58	0.73	1.06	0.61
Dy	3.62	4.84	3.91	3.98	4.02	3.59	4.53	6.59	3.64
Ho	0.65	0.9	0.73	0.73	0.75	0.56	0.88	1.2	0.67
Er	1.93	2.67	2.18	2.16	1.87	1.87	2.51	3.63	1.95
Tm	0.23	0.34	0.27	0.28	0.22	0.22	0.31	0.47	0.24
Lu	0.22	0.33	0.27	0.26	0.19	0.19	0.3	0.46	0.23

Al ocurrir fusión en el manto los elementos muestran preferencias por permanecer ya sea en la fase sólida o en la fase fundida. A los elementos que toman parte en la fase líquida se les conoce como elementos *incompatibles*, mientras que a los que permanecen en la fase sólida se les llama elementos *compatibles*. Aunque la compatibilidad de un elemento puede variar dependiendo de la composición del fundido. También la relación carga / radio iónico puede

ayudar a subdividir los elementos incompatibles. Los cationes pequeños, pero fuertemente cargados se conocen como cationes de alta fuerza de campo (potencial iónico > 2 como: Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, y Ta; HFSE: High Field Strength Elements), mientras que los cationes grandes con fuerzas pequeñas se conocen como cationes de baja fuerza de campo (potencial iónico < 2 ; Cs, Rb, K y Ba). A los de bajo fuerza de campo también se les llama elementos litófilos de ion grande (LILE; Large Ion Lithophile Elements). Por otro lado, los iones de radio pequeño y con cargas pequeñas tienden a ser incompatibles.

La distribución de los elementos traza entre las fases puede ser descrita por el coeficiente de partición (MCINTIRE, 1963). El coeficiente de partición es calculado como la concentración del elemento traza en el mineral entre la concentración del elemento traza en el fundido. Ambos pueden ser en ppm o % en peso. Se debe tener en cuenta que el coeficiente de partición puede variar de acuerdo a la temperatura, presión, composición y actividad del oxígeno (ROLLINSON, 1993).

5.3.2.1 Las Tierras Raras

Las tierras raras (REE, del inglés Rare Earth Elements) presentan una ligera diferencia decreciente en tamaño de radio conforme aumenta el número atómico. Lo anterior puede ser aprovechado para reconocer procesos que provocan que los REE lleguen a ser fraccionados uno con respecto a otro.

Para poder interpretar el comportamiento de los REE, generalmente se recomienda normalizarlos con estándares de referencia. Normalmente se utilizan valores de condritas, ya que son muestras del sistema solar que no han sido fraccionadas desde la nucleosíntesis original. Las muestras del intrusivo Cerro Providencia han sido normalizadas con valores de condritas propuestos por EVENSEN y colaboradores (1978). Esta normalización tiene como funciones principales: primero, eliminar las variaciones de abundancias entre elementos de número atómico pares e impares y segundo, reconocer cualquier fraccionación del grupo de los REE con relación a las condritas (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993).

Los REE generalmente se presentan en diagramas de variación en el que se presenta la concentración del elemento normalizado a concentraciones del mismo elemento en condritas expresada como logaritmo base 10 en el eje y, contra el número atómico. Cuando un REE muestra una desviación del resto de los REE > 1.0 se conoce como anomalía y puede ser positiva o negativa. Las anomalías se calculan dividiendo la concentración medida entre la concentración esperada, la cual se obtiene interpolando los elementos vecinos (ROLLINSON, 1993).

Los patrones de REE son controlados por la evolución química de los REE de la fuente y del equilibrio cristal-líquido. La anomalías de Eu son controladas por el feldespatos particularmente para magmas félsicos, el Eu en estado divalente es compatible en plagioclasa y feldespatos potásico, en contraste a los REE trivalentes, que son incompatibles. Por lo anterior, si el feldespatos de un magma félsico es removido por cristalización fraccionada o la fusión parcial de una roca en la que el feldespatos es retenido en la fuente, presentará una anomalía negativa de Eu. La hornblenda controla el enriquecimiento de REE medios en relación con los REE ligeros y pesados. Los REE medios son compatibles en hornblenda en líquidos félsicos e intermedios y los más altos coeficientes de partición están entre Dy y Er. Los grandes coeficientes de partición significan que incluso una cantidad moderada de hornblenda (20-30%) puede dominar el coeficiente de partición en volumen para este rango de elementos, e influencia el patrón de los REE. El clinopiroxeno y la esfena pueden también afectar el patrón de los REE aunque ésta última se presenta en bajas concentraciones, por lo que puede ser enmascarada por otras fases (ROLLINSON, 1993).

La fraccionación de los REE ligeros con respecto a los pesados puede ser causada por la presencia de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, en los cuales son altamente incompatibles, presentándose relaciones de hasta un orden de magnitud mayor entre La y Lu en estos minerales.

En la Figura 28 se muestra el diagrama de REE para las muestras del intrusivo Cerro Providencia, en el que se puede observar un comportamiento general muy homogéneo como lo reflejan las composiciones de las rocas. Se aprecia un fuerte enriquecimiento de los REE ligeros en comparación con los REE pesados, lo anterior se sugiere que es característicamente controlado por la presencia de granate en la fuente, el cual retiene fuertemente a las tierras raras pesadas. Se observa un paralelismo importante entre los patrones de las muestras, característico de rocas que pudieron haber experimentado cristalización fraccionada. No se aprecia anomalías de Eu para ninguna de las muestras así como tampoco una geometría cóncava o convexa en las REE medias que podría indicar que hornblenda esté jugando un papel importante en la evolución del magma.

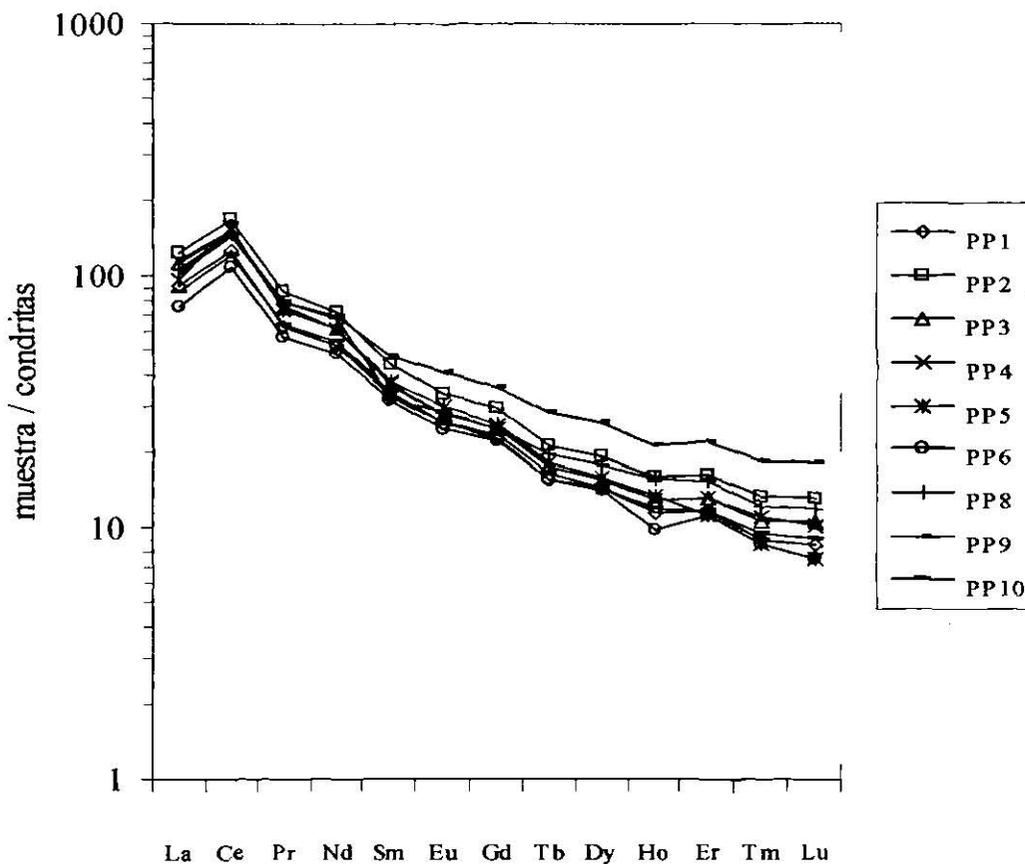


Figura 28. Diagrama de REE normalizado contra condritas con valores tomados de EVENSEN y colaboradores (1978).

5.3.2.2 Diagramas Multielementos

Los diagramas multielementos se basan en un grupo de elementos incompatibles con respecto a la mineralogía típica del manto. Estos diagramas son extensiones de los diagramas REE normalizados contra condritas, al que se añaden otros elementos pero se normalizan en tres diferentes formas. Generalmente son usados para representar la química de los basaltos, aunque su uso se ha extendido a todas las rocas ígneas y algunas sedimentarias.

Hay tres formas de normalizar los elementos traza para representaciones de diagramas multielementos. La primera es contra manto primordial, que es una composición teórica del manto antes de la formación de la corteza terrestre. Se grafican diferentes elementos dispuestos en orden creciente de compatibilidad con respecto a un pequeño porcentaje fundido del manto. Utilizando las concentraciones se grafican utilizando una escala logarítmica base 10 en el eje *y*. En la segunda, THOMPSON (1982) propone normalizar contra condritas, ya que estas no son estimadas sino medidas directamente, no como en el caso de los valores de manto primordial. En el tercer caso, se presenta la normalización contra MORB primordial, que es apropiado para basaltos evolucionados, andesitas y rocas de la corteza, es decir, rocas que pueden provenir de MORB más que de rocas primitivas.

Los diagramas multielementos muestra un gran número de picos y depresiones que reflejan la diferencia en el comportamiento de los diferentes grupos de los REE. Por ejemplo, el comportamiento contrastante de los elementos móviles (LILE; Cs, Rb, K, Ba, Sr y Eu) con los menos móviles (HFSE; Y, Hf, Zr, Ti, Nb y Ta). Por un lado, las concentraciones de LILE pueden estar es función del comportamiento de una fase fluida, mientras que las concentraciones de HFSE son controladas por la química de la fuente y los procesos cristal/fundido que ocurren durante la evolución de la roca. El control mineralógico de los REE menos móviles, ha sido discutida. Otros elementos son controlados fuertemente por minerales individuales, como el Zr controlado por circón, P por apatito, Sr por plagioclasa, Ti, Nb y Ta por ilmenita, rutilo o esfena. Las anomalías negativas de Nb también son características de la corteza continental y puede ser un indicador de procesos en el magma que involucren a la

corteza. Los LILE más móviles pueden ser controlados por fluidos acuosos, pero se concentran en la corteza continental, por lo que pueden ser indicadores de contaminación cortical.

Los valores utilizados de manto primordial para normalizar las muestras de intrusivo Cerro Providencia fueron tomadas de MCDONOUGH y colaboradores (1992). En éste diagrama se puede observar una alta concentración de elementos de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba y Th) y bajas concentraciones de elementos de alto potencial iónico (Nb, P, Ti e Y). Se observan picos positivos de K, Sr, Th y una marcada anomalía negativa de Nb, lo cual ha sido ampliamente sugerido para magmas relacionados a subducción, atestiguando la presencia de fluidos en la zona de subducción que están enriquecidos en Sr, K, Rb, Ba y Th (Figura 29).

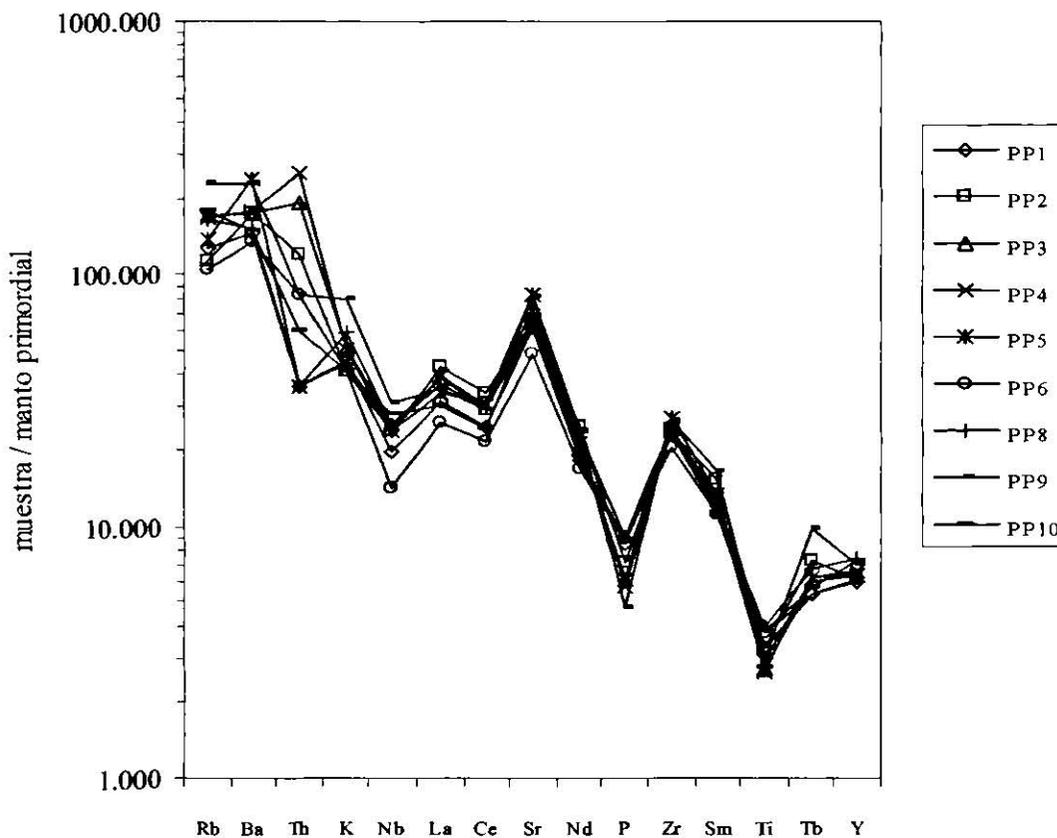


Figura 29. Concentraciones de elementos traza en las rocas del intrusivo Cerro Providencia normalizadas contra manto primordial (MCDONOUGH *et al.*, 1991).

5.4 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN.

En la Figura 30 se presentan las muestras analizadas en el diagrama $\text{SiO}_2 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de IRVINE y BARAGAR (1971). Las muestras analizadas poseen claramente un carácter subalcalino.

Utilizando el diagrama $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ PECCERILLO y TAYLOR (1976), que separa las rocas en campos de alto y medio K, se puede observar un claro enriquecimiento de este elemento en las muestras del intrusivo Cerro Providencia. Las altas concentraciones de K_2O en la roca formando una amplia dispersión, puede ser asociada a diferentes proporciones de contaminación cortical (WILSON, 1989; Figura 31).

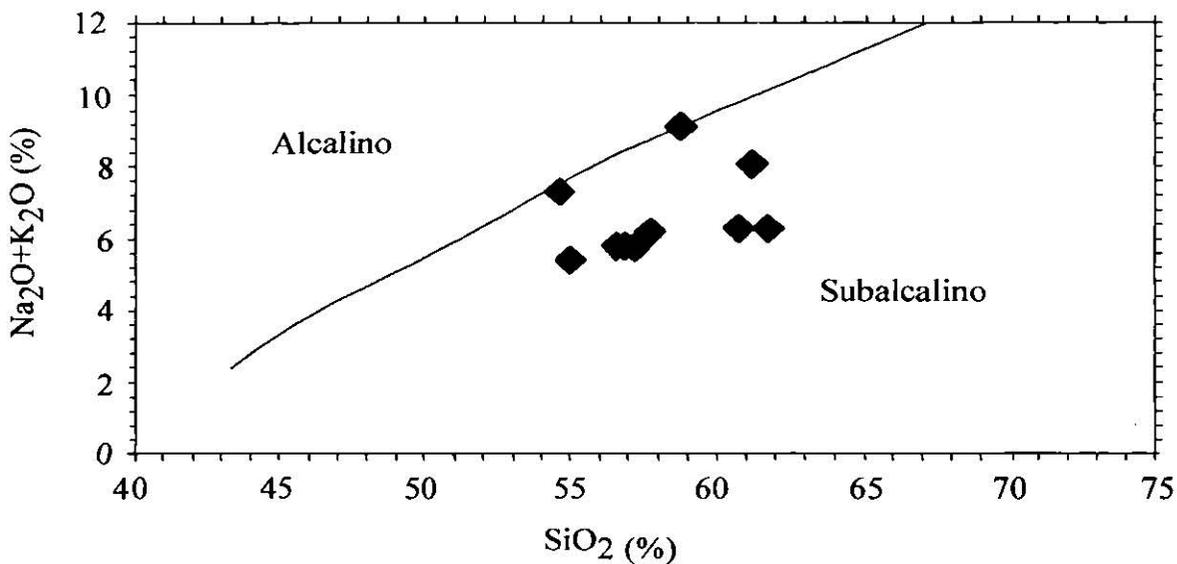


Figura 30. Diagrama de IRVINE y BARAGAR (1971) en el que se muestra el carácter subalcalino de las muestras del intrusivo Cerro Providencia.

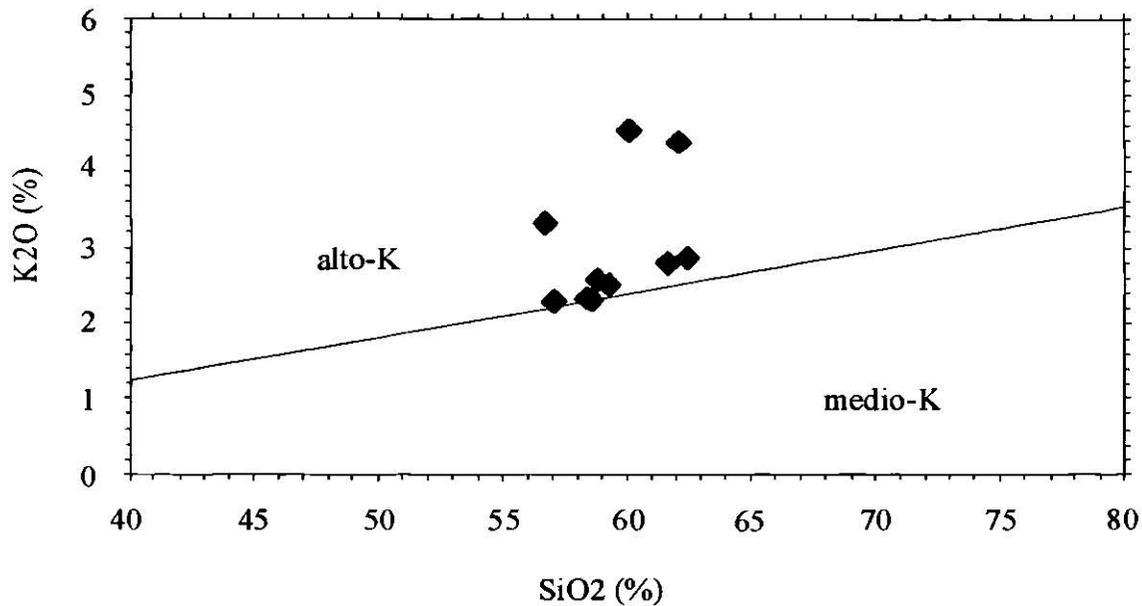


Figura 31. Diagrama de PECCERILLO y TAYLOR (1976) de SiO₂ vs K₂O para diferenciar los granitos enriquecidos en K.

5.5 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA PARA ROCAS GRANÍTICAS.

Hasta hoy en día, no se cuenta con un esquema de clasificación ampliamente aceptado para las rocas graníticas, aunque estas son las más abundantes en la corteza terrestre. El problema principal es que por diversos procesos se puede obtener el mismo ensamble mineral, además de cuarzo y feldespato con una variedad de minerales ferromagnesianos (FROST *et al.*, 2001).

Las rocas graníticas pueden originarse de cualquier fundido con hiperstena normativa y la fusión parcial de muchos tipos de rocas. Además, los fundidos graníticos pueden ser derivados no solamente de componentes corticales, se pueden originar en fundidos evolucionados derivados del manto o pueden ser una mezcla de fundidos derivados del manto y la corteza.

Para la clasificación de las rocas graníticas del área de estudio, se utilizaron los diagramas más recientes para su clasificación geoquímica propuestos por FROST y colaboradores (2001). Estos se basan en tres variables que son:

- a) El número de Fe. $\#Fe = (FeO/(FeO + MgO))$ o $Fe^* = FeO^{ot}/(FeO^{ot} + MgO)$.
- b) El índice modificado calco-alcálico MALI (por su nombre en inglés de: Modified Alkali Lime Index). $MALI = Na_2O + K_2O - CaO$ y,
- c) El valor ASI. Este corresponde al índice de saturación de Aluminio ASI (por su nombre en inglés: Aluminum Saturation Index). $ASI = [Al/(Ca - 1.67P + Na + K)]$. Los valores Al, Ca, P, Na y K son los valores moleculares calculados a partir de la concentración en % en peso expresada como óxido.

Muchos autores han utilizado el enriquecimiento de hierro para distinguir entre granitoides de diferentes ambientes tectónicos. Los ensambles con características tipo A son más ricos en hierro que los de tipo Cordillerano (PETRO *et al.*, 1979; ANDERSON 1983; MINAR y PICCOLI 1989; FROST y FROST 1997). Debido a que el $\#Fe$ no está relacionado con la alcalinidad de la roca, los términos calco-alcálico y toleítico son poco adecuados y se deben aplicar términos más apropiados. En el esquema de FROST y colaboradores (2001), se propone utilizar los términos de ferroso y magnesiano para describir los dos grupos, debido a que estos términos se refieren directamente a las variables utilizadas en el diagrama.

Es importante destacar que el número de Fe es el más fuertemente afectado por los procesos de diferenciación que ha sufrido el magma. Ha sido ampliamente postulado que la cristalización de silicatos anhidros conduce a un fundido con altas relaciones de $Fe/(Fe + Mg)$, mientras que la cristalización de magnetita inhibe el enriquecimiento de hierro durante la diferenciación (OSBORN 1959). Los granitoides magnesianos están probablemente relacionados a arcos de islas los cuales siguen tendencias de diferenciación oxidante.

En las rocas con #Fe menor que 0.5, el Mg es molecularmente más abundante que el Fe. También puede utilizarse el número de Fe^* para análisis en los que no se ha diferenciado entre hierro férrico y ferroso, aunque es más preciso el #Fe. En la Figura 32 se presenta el diagrama del $\#Fe = FeO/(FeO + MgO)$ versus SiO_2 , en el que se han graficado las muestras del intrusivo Cerro Providencia. Las muestras se discriminan dentro del campo de los granitos magnesianos tipo Cordilleranos.

El MALI se considera como la sub clasificación o segundo nombre después del termino ferroso o magnésiano, definido por el #Fe o Fe^* . Las variables $Na_2O + K_2O - CaO$ se utilizan en esta clasificación contra la concentración en % de SiO_2 . Como ya se mencionó, a la variable MALI se le llamó índice calco-alcálico modificado. Para cualquier serie, el MALI aumenta conforma se incrementa el SiO_2 (%). Las muestras del intrusivo Cerro Providencia caen dentro del rango de las rocas calco-alcálicas y sólo una cae en las álcali-cálcicas y otra en las alcalinas (Figura 33). En general se observa una línea de evolución positiva asociada al incremento de SiO_2 .

Las variaciones en el MALI pueden ser ocasionadas por la fuente o por diferenciación anterior del magma. El MALI de los batolitos Cordilleranos parece estar relacionado a la región fuente del magma donde se originó el fundido, volviéndose los magmas progresivamente más potásicos (y alcalinos) hacia la parte interna del continente que los originados cerca de la trinchera.

El tercer nivel o nombre, es el índice de saturación de aluminio ASI (SHAND, 1943). El ASI se define como la relación molecular de $Al/(Ca-1.67P + Na + K)$. El ASI se expresa tomando en cuenta la presencia de apatito, de tal manera que si las rocas tienen un ASI mayor que 1.0 son normativas en corindón y son llamadas metaluminosas (ZEN, 1988). Es decir, tienen mayor contenido de aluminio del que puede ser acomodado en los feldespatos y éste debe colocarse en otra fase presente. Para las rocas débilmente peraluminosas, esta fase puede ser biotita aluminosa, pero para granitos fuertemente peraluminosos esta fase puede ser muscovita, cordierita, granate o un Al_2SiO_5 polimorfo.

En el caso de que el ASI sea menor a 1.0, pero la suma de Na y K sea menor al Al molecular, las rocas serán metaluminosas. En este tipo de rocas, probablemente hay exceso de Ca después del Al que ha sido colocado en los feldespatos. Como resultado, las rocas metaluminosas contienen fases cálcicas como hornblenda y augita pero carecen ya sea de muscovita o de fases sódico-ferromagnesianas, como es el caso de las muestras del intrusivo Cerro Providencia (Tabla 5). Las muestras del intrusivo Cerro Providencia se encuentran dentro de esta clasificación, que se comprueba con lo observado petrográficamente, es decir son metaluminosas con hornblenda y augita modal (Tabla 1).

Si el ASI es menor que 1.0 y la suma de Na y K es mayor que el Al, la roca es peralcalina. En estas rocas, hay más álcalis de los necesarios para producir feldespato, lo cual significa que algún álcali, especialmente el Na ha sido acomodado en los silicatos ferromagnesianos. En las rocas débilmente peralcalinas, los elementos alcalinos pueden estar en hornblenda, mientras que en las fuertemente peralcalinas, están en los anfíboles sódicos y piroxenos (FROST *et al.*, 2001).

El ASI es determinado principalmente por la composición de la región fuente y la naturaleza de los procesos de fusión. El término calco-magnésiano es más correcto para describir granitos Cordilleranos, ya que el término calco-alcalino (frecuentemente utilizado para describir granitoides Cordilleranos), puede referirse generalmente a otros tipos de rocas que poseen esta misma característica. Al aplicar el término calco-magnésiano indica que los granitoides en los batolitos de la Cordillera pueden ser calco-alcalinos pero con un marcado empobrecimiento de fierro, como es el caso del área de estudio.

Las series magnésianas, que en este caso se aplica para las muestras del intrusivo Cerro providencia, reflejan una cercana afinidad para magmas relativamente hidratados, que se oxidaron en las regiones fuente (FROST y LINDSLEY, 1991), la cual concuerda con orígenes ampliamente relacionados a subducción.

En base a los parámetros anteriores, con los cuales FROST y colaboradores (2001) dividen a los granitos en 16 grupos, En donde los granitos ferrosos y magnesianos fueron divididos en cuatro grupos basándose en su MALI y a su vez, cada uno de estos fue dividido en dos grupos más en base a su ASI. Se destaca que los granitos magnesianos son más comúnmente cálcicos y calci-alcalinos, esto fue corroborado en las muestras del intrusivo Cerro Providencia, las cuales resultaron ser granitos tipo Cordillerano, magnesianos calci-alcalinas y metaluminosas. Los parámetros utilizados en este esquema de clasificación se presentan junto con los resultados de elementos mayores y la norma CIPW en la Tabla 5.

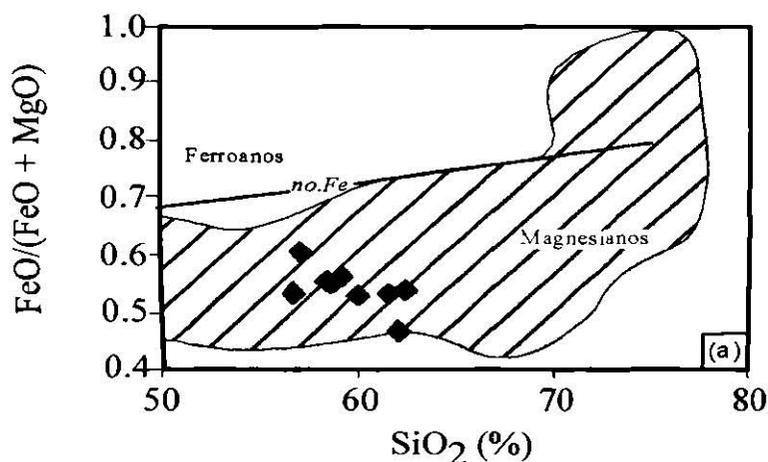


Figura 32. Diagrama $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ contra SiO_2 . Las líneas diagonales definen el campo de los granitoides Cordilleranos; el área sombreada define el campo de los plutones Caledonianos postcolisionales (FROST *et al.*, 2001).

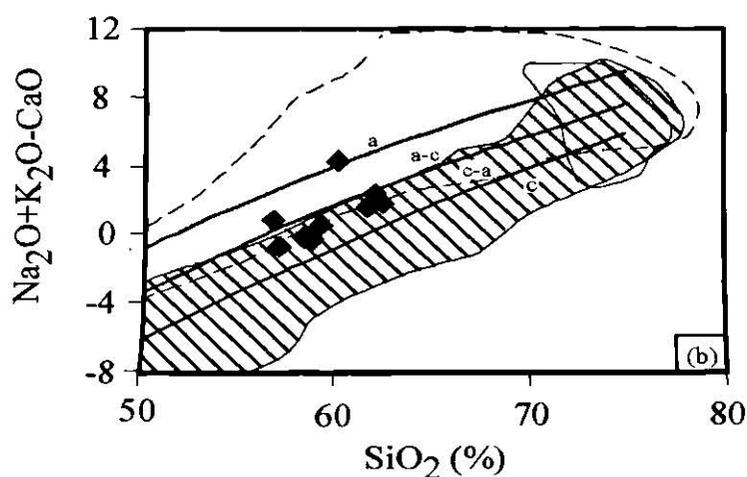


Figura 33. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ contra SiO_2 . El área de líneas diagonales define el campo de los granitoides Cordilleranos; la línea continua define el campo de los leucogranitos peraluminosos; la línea punteada define el campo de los granitoides tipo A; el área sombreada define el campo de los plutones Caledonianos postcolisionales; (FROST *et al.*, 2001).

5.6 DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA

PEARCE y CANN (1971, 1973) propusieron utilizar la geoquímica para discriminar basaltos producidos en los diferentes ambientes tectónicos conocidos. Diseñaron diagramas de variación geoquímica en los que se pueden distinguir los magmas producidos en diferentes ambientes tectónicos basándose en su química. Estos se conocen como diagramas de discriminación tectonomagmática (DDT). PEARCE y CANN (1971 y 1973) consideran que los elementos Ti, Zr, Y, Nb y Sr son los discriminantes tectonomagmáticos más efectivos.

Los elementos traza son importantes en la discriminación tectonomagmática, ya que muchos de ellos son inmóviles en ciertas condiciones de actividad hidrotermal y metamorfismo. Estos elementos no son utilizados en todos los DDT, ni en todos se utilizan elementos traza inmóviles. Sin embargo, los DDT más usados están basados en elementos traza inmóviles para poder utilizarlos en rocas alteradas o metamorfoseadas, aunque existe controversia sobre los elementos inmóviles en este tipo de discriminaciones, sobre todo en DDT que utilizan Sr y Rb (ROLLINSON, 1993).

La cantidad de ambientes tectónicos conocidos hoy en día es mucho mayor a la que se tenía en los años 70's. En la tabla 7 se enlistan los principales ambientes tectónicos. Los márgenes continentales pasivos sólo pueden ser reconocidos mediante la química de las rocas sedimentarias, debido a la ausencia de actividad ígnea. Por otro lado, los ambientes de intraplaca son reconocidos tanto por basaltos como por granitos y los arcos volcánicos pueden ser reconocidos utilizando los tres tipos de análisis discriminantes. Mientras que los ambientes de colisión continental pueden ser discriminados según la química de los granitos.

Los DDT deben ser utilizados como herramientas para definir afinidades de ambientes tectónicos, y no como ratificaciones inequívocas. Se deben considerar los siguientes factores cuando se evalúa un DDT: 1) el número de muestras utilizadas para la construcción del diagrama y/o delimitación de los campos. 2) el grado de sobreposición entre los campos propuestos, 3) los efectos de movilidad de los elementos en la utilidad del diagrama y, 4) el rango de ambientes tectónicos representados.

Tabla 7. Ambientes tectónicos reconocibles utilizando criterios geoquímicos.

Dorsal Oceánica

- Dorsal oceánica normal (caracterizada por MORB tipo N)
- Dorsal oceánica anormal (caracterizada por MORB tipo E)
- Centro de dispersión incipiente
- Dorsal de cuenca trasarco
- Dorsal de cuenca fuera del arco (localizada sobre una zona de subducción)

Arco volcánico

- Arco oceánico dominado por basaltos toleíticos
- Arco oceánico dominado por basaltos calco-alcalinos
- Margen continental activo

Ambiente de colisión

- Colisión continente-continente
- Colisión continente-arco

Ambiente de intrapalaca

- Intracontinental corteza normal
- Intracontinental corteza atenuada
- Isla oceánica

Margen continental pasivo

5.6.1 Diagramas De Discriminación Para Rocas De Composición Granítica

El término granito es definido como cualquier roca plutónica que contenga mas de 5 % de cuarzo modal (PEARCE *et al.*, 1984). Los granitos pueden presentarse en dorsales oceánicas, arcos volcánico, ambientes de intraplaca y en zonas de colisión continental (Tabla 8). Los elementos más comunes utilizados en la discriminación tectónica de granitos son: Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr y Hf, ya que estos han probado ser muy efectivos en la discriminación de este tipo de roca.

Tabla 8. Subdivisión de los granitos de acuerdo a su ambiente tectónico.

Granitos de dorsales oceánicas (ORG)

- Granitos asociados con dorsales oceánicas normales
- Granitos asociados con dorsales oceánicas anómalas
- Granitos asociados con dorsales tras arco
- Granitos asociados con dorsales fuera del arco

Granitos de arco volcánico (VAG)

- Granitos en arcos oceánicos dominados por basaltos toleíticos
- Granitos en arcos oceánicos dominados por basaltos calco-alcalinos
- Granitos en márgenes continentales activos

Granitos de intaplaca (WPG)

- Granitos en complejos anulares intracontinentales
- Granitos en corteza continental atenuada
- Granitos en islas oceánicas

Granitos colisionales (COLG)

- Granitos sin-tectónicos asociados con colisión continente-continente
- Granitos post-tectónicos asociados con colisión continente-continente
- Granitos sin-tectónicos asociados con colisión continente-arco

5.6.1.1 Diagramas Rb-Y-Nb y Rb-Yb-Ta

Los diagramas Rb-Y-Nb y Rb-Yb-Ta son utilizados para discriminar entre los diferentes tipos de granitos: ORG, WPG, VAG y sin-COLG, ya que son los discriminantes mas eficientes. El Y el Yb son análogos y el Nb y Ta también. En estos diagramas, los granitos post-

orogénicos no pueden ser distinguidos de los granitos de arco volcánico y los sin-colisionales. Para lo anterior, se utiliza el diagrama Hf-Rb-Ta, que discrimina los granitos en granitos de piso oceánico, granitos de arco volcánico y de intraplaca (HARRIS *et al.*, 1986). Sin embargo, los granitos colisionales se dispersan atravesando el límite entre los campos de arco volcánico e intraplaca (PEARCE, *et al.*, 1984).

El diagrama Rb-(Y+Nb) separa en cuatro campos los granitos; syn-COLG, VAG, WPG y ORG, presentando una clara división entre syn-COLG y VAG. Al graficar los datos del intrusivo Cerro Providencia se encontró que las muestras caen en el campo VAG, aunque tres de ellas se colocan en el límite con el campo WPG (Figura 34; PEARCE *et al.*, 1984).

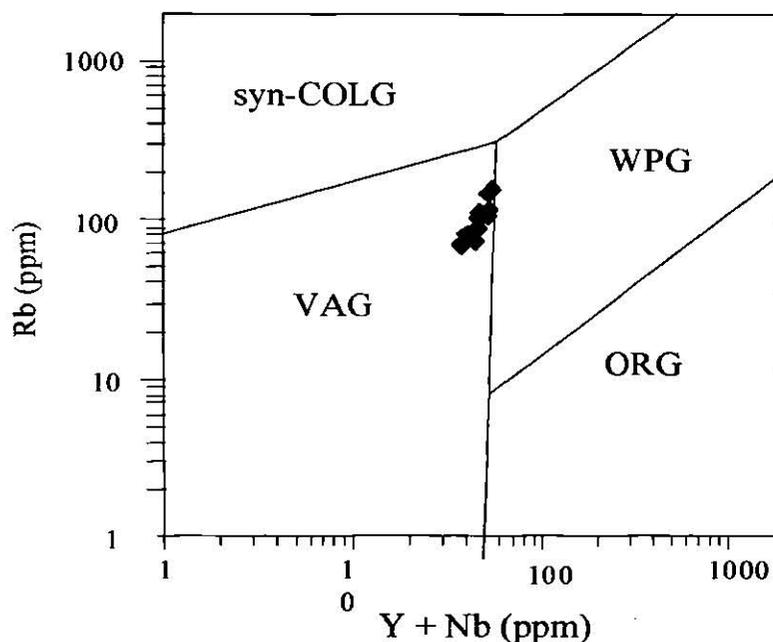


Figura 34. Diagrama de discriminación Rb-(Y+Nb) para granitos (PEARCE *et al.*, 1984) en el que se grafican las muestras del intrusivo Cerro Providencia. VAG: granitos de arco volcánico, syn-COLG: granitos sin-colisionales, WPG: granitos de intraplaca, ORG: granitos de dorsal oceánica.

CAPÍTULO VI DISCUSIÓN

El presente trabajo ha utilizado como herramienta principal la interpretación de datos geoquímicos para proponer el origen de las rocas analizadas. Los resultados obtenidos en el presente trabajo, muestran ciertos rasgos que son característicos de los magmas de arco volcánico.

Generalmente se acepta que la litósfera continental es más gruesa que la litósfera oceánica y, en los márgenes tipo Andino es probable que, mucho sino es que toda, la cuña del manto que sobreyace la placa subducida tiene características litosféricas. Esta cuña del manto subcontinental puede tener diferentes características de elementos traza e isotópicas que la astenósfera empobrecida subyacente. Durante la fusión, la adición de fluidos derivados de la placa al interactuar con el manto empobrecido, inducirán la fusión parcial si se excede la temperatura, teniendo como resultado un patrón de elementos traza distintivo (ROLLINSON, 1993).

Los sistemas individuales de subducción difieren significativamente y, por lo tanto, no se puede esperar un modelo simple general para explicar todas las características de un arco continental. No obstante, existen ciertas características comunes en todos los casos de magmatismo relacionado a subducción como: la transferencia de Sr, K, Rb, Ba, Th \pm Ce, P y Sm a la cuña del manto, producto de la fusión parcial o por procesos de transferencia de fluidos asociados con la deshidratación de la placa subducida (ANDERSON, *et al.*, 1980, HAWKESWORTH y POWELL, 1980, WILSON y DAVIDSON 1984; PEARCE, 1982). Una vez que el magma es generado por fusión parcial de la cuña del manto, modificado por subducción, debe subir a través de una gruesa capa de rocas de la corteza continental. La contaminación cortical parece ser inevitable y la evolución geoquímica subsecuente de los magmas debe ser dominado por los procesos de asimilación-cristalización fraccionada (DEPAOLO, 1981).

Los magmas basálticos primitivos son generados en la cuña del manto elevado, debido a que son menos densos, a profundidades a las cuales hay una diferencia de cero entre el magma y la pared de roca. En los arcos de islas, esto puede ocurrir a unos cuantos kilómetros de la superficie, mientras que en los márgenes continentales activos esto ocurre a una profundidad cercanamente al Moho. La corteza continental, por su densidad más baja que la corteza oceánica, actúa como un filtro causando que los magmas de subducción estancados sean contaminados y fraccionados a niveles mucho más profundos.

La rareza comparativa de lavas basálticas en arcos de márgenes continentales refleja su inhabilidad para elevarse a través de la corteza continental, más que una escasa generación de magmas basálticos primarios.

Los magmas relacionados a subducción están caracterizados por una distribución de elementos traza típica, con altas concentraciones de LILE/REE (Cs, Rb, K y Ba) y HFSE (Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta). Estas características son distintas de las distribuciones de los otros tipos de magmas (p. ej. Dorsales oceánicas e Islas oceánicas), sugiriendo que hay una conexión entre la concentración de los elementos traza y los procesos de subducción (PEARCE, 1982).

En general, el enriquecimiento de elementos más móviles (LILE) puede ser controlado por fluidos acuosos, además de que estos elementos están concentrados en la corteza continental, por lo que pueden ser utilizados como indicadores de contaminación de magmas con corteza continental (WILSON, 1998).

En comparación con los magmas de arco de islas, las series de bajo K se presentan muy poco, siendo las más comunes las de alto K y las shoshoníticas. El hecho de que la serie presente alto K, refleja el grado de incremento de contaminación cortical en los márgenes activos (WILSON, 1989).

En un diagrama multielementos para magmas de arco volcánico, se presentan comúnmente los picos distintivos de K, Sr y Th y una marcada anomalía de Nb, comparados con los basaltos de islas oceánicas.

La característica distintiva de las rocas volcánicas de las series de margen convergente es un marcado empobrecimiento de iones de alto campo de fuerza HFSE como: Nb, Ta y Ti en relación a LILE y REE ligeros, comparándolos con los MORB (Basaltos de dorsales oceánicas) y los basaltos de islas oceánicas (PEARCE 1982). Los magmas de intraplaca presentan enriquecimiento de Nb, Ta, Zr, Ti, Nb, Zr y empobrecimiento de REE pesadas (Dy-Lu) e Y (WILSON, 1989).

Para el caso de las muestras del intrusivo Cerro Providencia, geoquímicamente muestran una fuerte afinidad con rocas de arco volcánico (Figuras 28, 29 y 34). En las cuales los LILE predominan sobre los REE ligeros y sobre los HFSE, ya descritos.

Como se pudo apreciar en el Capítulo V, la composición química de las rocas en el presente estudio muestran muy poca variación en el contenido de SiO_2 (56-63%), enriquecimiento en REE ligeros en comparación con las pesadas y una anomalía negativa de Nb muy marcada, característico de rocas ígneas relacionadas a subducción.

En los diagramas tipo Harker no se aprecian tendencias muy claras en la variación de elementos mayores contra SiO_2 , controlado por la escasa variación composicional de las rocas, se alcanzan a apreciar tendencias negativas de CaO, MgO, $\text{FeO}_{(t)}$, TiO_2 y P_2O_5 , conforme aumenta el SiO_2 . Además, la ocurrencia de reemplazamientos de hornblenda por biotita y un fuerte zoneamiento en las plagioclasas, en conjunto con un escalonamiento claro de los patrones de REE, sugiere que cristalización fraccionada debió ser uno de los procesos importantes en la diferenciación del pulso magmático que compone al intrusivo Cerro Providencia. La concentración elevada de K_2O puede estar indicando una ligera contaminación cortical, ésta no se descarta debido a que no es común tener granitos magnesianos calco-alcalinos de alto K, como es el caso de las muestras analizadas. La anomalía negativa de Nb,

ampliamente aceptada como característica de rocas generadas por fusión en el manto producto de la interacción de una placa oceánica, también está presente.

De acuerdo a la clasificación de FROST y colaboradores (2001), quienes caracterizaron los diferentes tipos de granitos en tipo Cordilleranos, Caledonianos, Leucogranitos y Granitos tipo A, se estableció que las muestras del presente estudio pertenecen a los Granitos tipo Cordilleranos. Este tipo de granitos corresponden a granitos de arco volcánicos de la Cordillera del Pacífico, los cuales son semejantes a granitos de arco de islas y a granitoides de arco continental (MINAR y PICCOLI, 1989) o granitos calco-alcálicos con anfíboles (BARBARIN, 1999). En este tipo de rocas, frecuentemente, hay exceso de Ca después del Al que ha sido acumulado en los feldespatos. Como resultado, las rocas metaluminosas contienen fases cálcicas como hornblenda y augita pero carecen ya sea de muscovita o de fases sódico-ferromagnesianas, como es el caso de las muestras del intrusivo Cerro Providencia. El Ca y Al es mayor con respecto a los álcalis. El nombre que se le asigna a las rocas graníticas del área de estudio, de acuerdo a la clasificación de FROST y colaboradores (2001), es *Granitos magnesianos calco-alcálicos metaluminosos*, los cuales son granitos típicos asociados a zonas de subducción.

Con base en la información discutida de la literatura y sobre todo en las características geoquímicas de las rocas analizadas en este estudio, se concluye que el intrusivo Cerro Providencia fue producto de la fusión de la placa Farallón dentro de la cuña del manto bajo Norteamérica durante el Paleógeno y, representaría una de las manifestaciones magmáticas más alejadas de la trinchera durante la somerización del ángulo de subducción de la placa Farallón que controló la deformación Laramide en el oeste y suroeste de Norteamérica y Norte de México. Esto confirma lo propuesto recientemente por MORTON-BERMEA (1995) para los intrusivos Mercado, Marcelinos, Cerro Colorado, Imán y el propio Cerro Providencia. Sin duda, es necesario realizar determinaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, para fundamentar con mayor certidumbre lo propuesto en este trabajo y construir un modelo petrogenético cuantitativo.

CAPÍTULO VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las rocas que conforman el intrusivo Cerro Providencia varían petrográficamente de cuarzomonzonitas a cuarzomonzodioritas. Presentan una mineralogía muy semejante entre sí y una variación en la concentración de SiO_2 muy estrecha (56-63 % en peso). Estas rocas presentan un carácter subalcalino, alto K y cuarzo normativo, a diferencia de que en algunas localidades del CCM y en muchas otras de la PAOM es común encontrar nefelina normativa.

Los reemplazamientos minerales de hornblenda por biotita, el fuerte zoneamiento mineral en las plagioclasas, texturas hipidiomórficas granulares, la escasa variación de SiO_2 , además del escalonamiento marcado en los patrones REE sugieren que el intrusivo del Cerro Providencia, debió haberse diferenciado a través del proceso conocido como cristalización fraccionada, además de una potencial contaminación cortical por el alto contenido de K y el resto de los LILE. Se destaca además, que se descarta la existencia de reinyecciones posteriores de magma dentro de la cámara magmática que formó el intrusivo Cerro Providencia.

Debido al escaso intervalo de variación de SiO_2 (56-63 %), fue difícil observar incrementos o disminuciones claras de los elementos mayores en los diagramas tipo Harker, aunque se pueden observar ciertas tendencias negativas de Al_2O_3 , MgO, CaO y P_2O_5 conforme aumenta la concentración de SiO_2 , lo cual en conjunto con las texturas hipidiomórficas granulares presentes, se interpreta que se debe a que el intrusivo Cerro providencia fue producto del emplazamiento de un solo pulso magmático homogéneo que se enfrió lentamente.

En el diagrama multielementos normalizado a manto primitivo se observa una anomalía de Nb negativa y un enriquecimiento en Ba, K y Sr. Mientras que en el diagrama de REE se observan patrones fuertemente enriquecidos en REE ligeros con respecto a REE pesadas, éstas últimas al parecer controladas por la presencia de granate en la fuente. En el diagrama de discriminación tectonomagmática: Rb-(Y+Nb), propuesto por PEARCE y colaboradores (1984), la mayoría de las muestras se discriminan en el campo de granitos de arco volcánico

(VAG), quedando solamente tres cerca de la frontera con los granitos de tipo intraplaca (WPG).

De acuerdo a la clasificación geoquímica de granitos, fundamentada en la concentración de ciertos elementos mayores, propuesta por FROST, el nombre que se le asigna a las rocas graníticas del área de estudio es: Granitos magnesianos calco-alcalinos metaluminosos, los cuales son granitos típicos de la Cordillera de Norteamérica relacionados a subducción.

Con base en las características geoquímicas observadas en las rocas analizadas en este estudio, se concluye que el intrusivo Cerro Providencia debió ser producto de la fusión de la placa Farallón dentro de la cuña del manto bajo Norteamérica durante el Paleógeno. Debido a lo anterior, representaría una de las manifestaciones magmáticas más alejadas de la trinchera durante la somerización del ángulo de subducción de la placa Farallón, que controló la deformación Laramide en el oeste y suroeste de Norteamérica y Norte de México.

Se recomienda realizar determinaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, para fundamentar con mayor certidumbre lo propuesto en este trabajo, así como para construir un modelo petrogenético cuantitativo que pueda definir la fuente y el grado de contaminación cortical potencial en las rocas del intrusivo Cerro Providencia. Además, se recomienda fechar el intrusivo para conocer las edades del magmatismo en el CCM y la misma PAOM, con el objetivo de definir la separación en edad, sobreposición y/o diacronismo de las actividades magmáticas relacionadas a subducción y de tipo intraplaca reconocidas dentro de la PAOM.

BIBLIOGRAFÍA

- ALFONZO-ZWAZIGER J. A., 1978; Geología Regional Del Sistema Sedimentario Cupido. Boletín Asoc. Mex. Geol. Petroleros. v. 30 No. 1 y 2.
- ANDERSON J. L., 1983; Proterozoic Anorogenic Plutonism Of North America. In Menderis L. G., Byers C. W., Mickelson D. M. and Shanks W. C. (eds.) *Proterozoic Geology; Selected Papers From An International Proterozoic Symposium*. GSA Memoir 161: 133-154.
- ANDERSON R. N., DELONG S. E. y SCHWARTZ W. M., 1980; Dehydration, Asthenospheric Convection And Seismicity In Subduction Zones. *F. Geol.* 88: 445-451.
- ANDERSON T. H. y SCHMIDT V. A., 1983; The Evolution Of Middle America And The Gulf Of Mexico-Caribbean Sea Region During Mesozoic Time: Geological Society of America Bulletin 94: 941-966.
- ARAUJO-MENDIETA J. y ARENAS-PARTIDA R., 1986; Estudio Tectónico-Sedimentario En El Mar Mexicano, Estudios de Chihuahua y Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 47: 43-88.
- BARBARIN B., 1999; A Review Of The Relationships Between Granitoid Types, Their Origins And Their Geodynamic Environments. *Lithos* 46: 605-626.
- BARKER D. S., 1977; Northern Trans-Pecos Magmatic Province: Introduction And Comparison With The Kenya Rift. GSA 88: 1421-1427.
- BARKER D. S., 1978; Magmatic Trends On Alkali-Iron-Magnesium Diagrams. *Amer. Mineral* 63: 531-534.
- BARKER D. S., 1979; Cenozoic Magmatism In Trans-Pecos Province: Relation To Rio Grande Rift. American Geophysical Union. p. 382-392.
- BARKER D. S., LONG L. E., HOOPS G. K., y HODGES F. N., 1977; Petrology And Rb-Sr Isotope Geochemistry Of Intrusions In The Diablo Plateau, Northern Trans-Pecos Magmatic Province, Texas And New Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88: 1437-1446.
- BLOOMFIELD K. y CEPEDA D. L., 1973; Oligocene Alkaline Igneous Activity In N.E. Mexico: Geological Magazine 110: 551-555.
- BONNEAU M., 1970; Una Nueva Era Cretácica Fosilífera En El Estado De Sinaloa: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 32: 159-167.
- BOWEN N. L., 1928; The Evolution Of The Igneous Rocks. Princeton Univ. Press.

- BROWN M. L. y DYER R., 1987; Mesozoic Geology Of Northwestern Chihuahua, Mexico. In Dickinson W. R. (ed.), *Mesozoic Rocks Of Southern Arizona And Adjacent Areas*: Arizona Geological Society Digest 18; 381-393.
- BROWN M. L. y HANDSCHY J. W., 1983; Tectonic Framework Of Chihuahua, Mexico. In Kettenbrink E. C. (ed.), *Geology And Petroleum Potential Of Chihuahua, Mexico*: West Texas Geological Society Publication 84-80. p. 161-173.
- BUFFER R. T. y SAWYER D. S., 1985; Distribution of Crustal and early history, Gulf of Mexico Basin: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v.35, p.333-344.
- CAMERON K. L., CAMERON M., BAGBY W. C., MOLL E. J., 1980; Petrologic Characteristics Of Mid-Tertiary Volcanic Suites, Chihuahua, Mexico: *Geology* 8: 87-91.
- CAMPA-URANGA M. F. y CONEY P., 1983; Tectonostratigraphic Terranes And Mineral Resource Distributions In Mexico. *Canadian Journal of Earth Science Series* 20: 1040-1051.
- CAMPA-URANGA M. F., 1985; The Mexican Thrust Belt. In Howell D. G., (ed.), *Tectono-Stratigraphic Terranes Of The Circum-Pacific Region*: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences, no. 1: 199-213.
- CANO-GONZÁLEZ A., 2002; Geología Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro La Soledad, Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Facultad De Ciencias de la Tierra, UANL, Linares. Tesis de Licenciatura.
- CANTAGREL J. y ROBIN C., 1979; K-Ar Dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks- Relations Between the Andesitic and Alkaline Provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5: 99-114.
- CANTAGREL J. Y ROBIN C., 1978; Géochemie Isotopique Du Strontium Dans Quelques Series Du Vulcanisme De l'Est Mexicain. *Bull. Soc. Géol. France* 20: 935-936.
- CANTÚ-CHAPA C. M., SANDOVAL-SILVA R. y ARENAS-PARTIDA R., 1985; Evolución Sediamentaria Del Cretácico Inferior En El Norte De México. *Revista del Inst. Mex. Petr.* 17: 14-37.
- CHARLESTON 1981; A Summary Of The Structural Geology And Tectonics Of The State Of Coahuila, Mexico. In Smith C. I. (ed.) *Lower Cretaceous Stratigraphy And Structure, Northern Mexico*: West Texas Geological Society, Publication, 81-74, p. 28-36.
- CHARLESTON S., 1973; Stratigraphy, Tectonics And Hydrocarbon Potential Of The Lower Cretaceous, Coahuila Series, Coahuila, Mexico. Doctoral Dissertation, University of Michigan, Ann Arbor, 268p.

- CLAISSE F., 1989; Automated Sample Preparation For Analysis Of Geological Materials. In Ahmedali S. T. (ed.), *X-ray Fluorescence Analysis In The Geological Sciences: Advantages In Methodology*. Geol. Assn. Canada: Short course 7: 39-54.
- CLARK K., DAMON P., SHAFIGULLAH M. y SCHUTTER S. R., 1978; Continuity Of Magmatism In Northern Mexico, 130 M. Y. B. P. To Present: GSA Abstracts with programs 2: 381p.
- CLARK K., DAMON P., SHUTTER S. y SHAFIQUILLAH M., 1979b; Magmatismo En El Norte De México En Relación A Los Yacimientos Metalíferos. Asoc. Ing. Met. y Geol. Mex., Mem. Tec. XIII: 8-57.
- CLARK K., FOSTER C. y DAMON P., 1982; Cenozoic Mineral Deposits And Subduction-Related Magmatics-Arcs In Mexico. GSA Bull. 93: 533-544.
- CONEY P. J. y REYNOLDS S. J., 1977; Cordilleran Benioff Zones. Nature 270: 403-406.
- CORDOVA D. A., 1969; Mesozoic Stratigraphy Of Northeastern Chihuahua, México In The Border Region. New Mexico Geological Society. 20th Field Conference. Guidebook p. 91-96.
- CORDOVA D. A., RODRÍGUEZ-TORRES R. y GUERRERO-GARCÍA J., 1970; Mesozoic Stratigraphy Of The Northern Portion Of The Chihuahua Trough. In Seewald K. y Sundeen D. (eds.), *The Geologic Framework Of The Chihuahua Tectonic Belt*. Midland West Texas Geological Society p. 83-98.
- CORDOVA D. A., TARDY M., CARFANTAN J. C., CAMPA M. F. y RANGIN C., 1980; Le Mexique Mesogène Et Le Pasage Au Systeme Cordillerain De Type Californie. In Aubovin J. Debelmas J. y Latrille M. (eds.) *Geologie Des Chaines Alpines Issues De La Tethys*: Bureau De Recherches Geologiques Et Minières, Memoir 115: 18-29.
- COREMI 1998, Informe De La Carta Geológico-Minera Y Geoquímica, Hoja Valladares G14-A55, Escala 1: 50 000, Estados de Coahuila y Nuevo León. Facultad de Ciencias de la Tierra, Consejo de Recursos Minerales, Oficina Regional Saltillo.
- CROSS W., IDDINGS J. P., PIRSON L. V. y WASHINGTON H. S., 1903; Quantitative Classification Of Igneous Rocks. Univ. Chicago Press.
- CUEVAS-PÉREZ E. SERVAIS M. VORTISCH W. y MONAD O., 1985; Una Interpretación Tectónica De Sinaloa A San Luis Potosí, México. Bolletín de la Asoc. Mex. Geol. Petr. 37: 31-57.
- CUÉVAS-PÉREZ, E., 1983; Evolución Geológica Mesozoica Del Estado De Zacatecas, México. Zentralblatt Geologische Palaontologische Teil I. p. 190-201.

- DAMON P. E., 1978; Mineralization In Time And Space In Northwestern Mexico And South-Western United States: 1° Simp. Geol. Pot. Min. Edo. Sonora, (Res.), p. 41-44.
- DAUGHERTY F., 1963; La Cueva Intrusiv Complex And Dome, Northern Coahuila, México. GSA. Bull. 74: 1429-1439.
- DE CSERNA Z., 1956; Tectónica De La Sierra Madre Oriental De México Entre Torreón Y Monterrey. 20th Intern. Geol. Cong., México, Proceedings 87 p.
- DE CSERNA Z., 1970; Mesozoic Sedimentation, Magmatic Activity, And Deformation In Northern Mexico, In Seewald K., and Sundeen D. (eds.), *The Geology Framework Of The Chihuahua Tectonic Belt*. Midland, West Texas Geological Society p. 99-117.
- DE CSERNA Z., 1979; Cuadro Tectónico De La Sedimentación Y Magmatismo En Algunas Regiones De México Durante El Mesozoico: Programas y Resúmenes del V Simposio Sobre la Evolución Tectónica de México. Rev. Inst. Geol. UNAM p. 11-14.
- DE CSERNA Z., 1989; An Outline Of The Geology Of Mexico. In Bally A. W. y Palmer A. R. (eds.), *The Geology Of North America-An Overview*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America v. A, p. 233-264.
- DEMANT A., y ROBIN C., 1975; Las Fases Del Vulcanismo En México; Una Síntesis En Relación Con La Evolución Geodinámica Desde El Cretácico. Rev. Inst. Geol. UNAM, 1:70-83.
- DEPAOLO D. J., 1981; Trace Element And Isotopic Effects Of Combined Wallrock Assimilation And Fractional Crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53: 189-202.
- DICKINSON W. R., 1981; Plate Tectonic Evolution Of The Southern Cordillera. In Dickinson W. R. and Payne (eds.), *Relations Of Tectonics To Ore Deposits In The Southern Cordillera*. Arizona Geological Society Digests 14: 113-135.
- DICKINSON W. R., KLUTE M. A. y SWIFT P. N. 1986; The Bisbee Basin And Its Bearing On The Late Mesozoic Paleogeographic And Paleotectonic Relations Between The Cordilleran And Caribbean Regions. In Abbott P. L. (ed.), *Cretaceous Stratigraphy Of Western North America*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Book 46: 51-62.
- ECHANOVE O., 1986; Geología Petrolera De La Cuenca De Burgos. Coordinación General De Exploración, Zona Noreste: Petroleros Mexicanos, 38: 3-69.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO S. y ARANDA GARCIA M., 1983; Posibilidades Económico-Petroleras En Rocas Clásticas Del Neocomiano En La Margen Sur De La Paleoisla De Coahuila. XXI Congreso Nacional de la Asociación Ingenieros Petroleros Mexicanos p. 5-13.

- EGUILUZ DE ANTUÑANO S., 1984; Tectónica Cenozoica Del Norte De México. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. V. XXXVI 1: 43-62.
- EVENSEN N. M., HAMMILTON P.J. y O'NIONS R. K., 1978; Rare Earth Abundances. In *Chondritic Meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- FAURE G., 1986; Principles of Isotope Geology. 2nd, ed. New York: Wiley.
- FROST B. R. y LINDSEY D. H., 1991; The Occurrence Of The Fe-Ti Oxides In Igneous Rocks. In: Lindsey D. H. (ed.) *Oxide Minerals: Petrologic And Magnetic Significance*. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy 25: 433-486.
- FROST B. R., BARNES C. G., COLLINS W. J., ARCULUS R. J., ELLIS D. J. y FROST C. D., 2001; A Geochemical Classification For Granitic Rocks. *Journal Of Petrology*. v. 42, 11: 2033-2048.
- FROST R. B. y FROST D. D., 1997; High K, Iron-Enriched Rapakivi Type Granites; The Toleiite Connection. *Geology* 25: 647-650.
- GASTIL R. G., 1983; Mesozoic And Cenozoic Granitic Rocks Of Southern California And Western Mexico. In Roddick J. A., *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America Memoir 159: 265-275.
- GASTIL R. G., MILLER R. H. y CAMPA-URANGA M. F., 1986; The Cretaceous Paleogeography Of Peninsular California And Adjacent Mexico. In Abbott P. L. (ed.), *Cretaceous Stratigraphy Of Western North America*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists p. 41-50.
- GASTIL R. G., PHILLIPS R. P. y ALLISON E. C., 1975; Reconnaissance Geology Of The State Of Baja California: GSA Memoir 140, 170p.
- GEYNE A. R., 1956; Las Rocas Volcánicas Y Los Yacimientos Argentíferos Del Distrito Minero De Pachuca-Real Del Monte, Estado de Hidalgo: Congreso Geológico Internacional, 20th EXC. A-3 y C-1, p. 47-57.
- GIRÓN-GARCÍA P., VERMA S. P., LOZANO-SANTACRUZ R. y VELASCO F., 1996; Calibración Preliminar De Fluorescencia De Rayos-X Para Análisis Cuantitativo De Elementos Traza En Rocas Ígneas. *Actas INAGEQ* 2: 237-242.
- GOLDHAMMER R. K. & WILSON J. L., 1999; Tectonic Development Part 3. In *Stratigraphy And Structures Of The Jurassic And Cretaceous Platform And Basin Systems Of The Sierra Madre Oriental. A Field Book And Related Papers*. South Texas Geological Society. TX, p. 1-101.

- GOLDHAMMER R. K., 1999; Mesozoic sequence Stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. Geological Society of America Special Paper 340. 58p.
- GOLDHAMMER R. K., LEHEMANN P. J., TODD R. G., WILSON J. L., WARD W. C. y JOHNSON C. R., 1991; Sequence Stratigraphy And Cyclostratigraphy Of The Mesozoic Of The Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico, A Field Guidebook. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 85 p.
- GOLDHAMMERR. K., LHEMANN, P. J., TODD P. G. WILSON J. L. WARD W. C. Y JOHNSON C. R., 1993; Estratigrafía Secuencial Y Cicloestratigrafía Del Mesozoico De La Sierra Madre Oriental, Noreste De México. AAPG Annual Convention, Houston, TX. p. 1-101.
- GONZALEZ GARCIA R, 1979; Exploración Petrolera En El Golfo De Sabinas, Nuevo Provincia Productora De Gas. Ingeniería Petrolera p. 28-36.
- GONZALEZ GARCIA R., 1973; Modelo Sedimentario Del Albiano-Cenomaniano En La Porción Sureste De La Plataforma De Coahuila (Prospecto Parra, Edo. Coahuila). Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros v. 38, n. 2: 3-58.
- GONZALEZ GARCIA R., 1984; Petroleum Exploration In The Gulf Of Sabinas-A New Gas Province In Northern Mexico. In Wilson J. L., Ward W. C. and Finneran J. (eds.), *Upper Jurassic And Lower Cretaceous. Carbonate Platform And Basin Systems, Monterrey-Salttillo Area Northeast Mexico*. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Field Guide p. 64-76.
- GONZÁLEZ, M. L., 1989; Evaluación Geológico-Geoquímica De La Provincia De Chihuahua. Bolletín de la Asociación de Geólogos Petroleros v. 38, n. 2: 3-58.
- GONZÁLEZ-GARCÍA, 1976; Bosquejo Geológico De La Zona Noreste. Boletín Asoc. Mex. Geol. Petr. v. 28, n. 1 y 2, p. 2-49.
- GONZÁLEZ-RAMOS A., BARBOSA L. D., SANTIAGO C. B. e IZAGUIRRE R. M., 1997; Informe Final Complementario A La Cartografía Geológico, Minera Y Geoquímica Escala 1: 250 000. Carta Monclova G14-4, Estado De Coahuila. COREMI. Gerencia de Exploración Geológica Oficina Regional Saltillo.
- GRAJALES-NISHIMURA J. M., DERRELL D. J. y DAMON P. E., 1992; Evidencias De La Prolongación Del Arco Magmático Cordillerano Triásico-Tardío-Jurásico En Chihuahua, Durango Y Coahuila. Bolletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros v. 42: 1-18.
- GUNN B. M. y MOOSER F., 1970; Geochemical Of The Volcanics Of Central México; Bull. Volcanologique 34: 577-616.

- HAQ B. U., HARDENBOL J. y VAIL P. R., 1987; Chronology Of Fluctuating Sea Levels Since The Triassic. *Science* 235: 1156-1166.
- HARKER A., 1909; *The Natural History Of Igneous Rocks*. Methuen, London.
- HARRIS N. B. W., PEARCE J. A., y TINDLE A. G., 1986; Geochemical Characteristics Of Collision-Zone Magmatism. In *Collision Tectonics*. M. P. Coward y Ries A. C. (eds), *Geol. Soc. Sp. Publ.* 19: 67-81.
- HAWKESWORTH C. J. y POWELL M., 1980; Magma Gnesis In The Lesser Antilles Island Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 51: 297-308.
- HENDERSON P. (ed.), 1984; *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam 2: 488-493.
- 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* 96: 13545-13560.
- HILL., 1981; En González-Ramos A., Barbosa L. D., Santiago C. B. e Izaguirre R. M., 1997; Informe Final Complementario A La Cartografía Geológico, Minera Y Geoquímica Escala 1: 250 000. Carta Monclova G14-4, Estado De Coahuila. COREMI. Gerencia de Exploración Geológica Oficina Regional Saltillo.
- HILL., 1987; En González-Ramos A., Barbosa L. D., Santiago C. B. e Izaguirre R. M., 1997; Informe Final Complementario A La Cartografía Geológico, Minera Y Geoquímica Escala 1: 250 000. Carta Monclova G14-4, Estado De Coahuila. COREMI. Gerencia de Exploración Geológica Oficina Regional Saltillo.
- HUMPREY W. E. y DIAZ T., 1956; Correlation Of The Mesozoic Strata Of Northeast Mexico. *GCAGS, Trans.*, 6: 32-34.
- HUMPREY W. E., 1956; Tectonic Framework Of Northeast Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 6:25-35.
- HUMPRIES S. E., 1984; The Mobility Of The Rare Earth Elements In The Crust. In Henderson P. (ed.), *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam p. 315-341.
- IMLAY R. W., 1944; Cretaceous Formations In Central America And Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 28: 1077-1195.
- IMLAY, R. W., 1936; Geology Of The Western Part Of The Sierra De Parras, Coahuila, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 47: 1091-1152.

- IMLAY, R. W., 1948; En González-Ramos A., Barbosa L. D., Santiago C. B. e Izaguirre R. M., 1997; Informe Final Complementario A La Cartografía Geológico, Minera Y Geoquímica Escala 1: 250 000. Carta Monclova G14-4, Estado De Coahuila. COREMI. Gerencia de Exploración Geológica Oficina Regional Saltillo.
- IRVINE T. N. y BARAGAR W. R. A., 1971; A Guide To The Chemical Classification Of The Common Rocks. *Can. F. Earth Sci.* 8: 523-48.
- JAMES E. W. y HENRY C. D., 1991: Compositional Changes In Trans-Pecos Texas Magmatism In The Southern Cordillera, Texas And Mexico: Transition From Continental Arc To Intraplate Extension. *Journal of Geophysical Research* 96: 13545-13560 .
- JENKINS R., GOULD R. W. y GEDCKE D., 1982; *Quantitative X-ray Spectrometry*. MerceL Dekker, New York 586 p.
- JOHNSON C. A., 1989; Structural Analysis Of The Fold And Thrust Belt In The Vicinity Of Monterrey, Northeastern Mexico. Houston Texas, Exxon Production Research Company Report (Unpublished), 40 p.
- JONES N. W. MCKEE J. W., MARQUEZ D. B., TOVAR J., LONG L.E. y LAUDON T. S., 1984; The Mesozoic La Mula Island Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bull.* 95: 1226-1241.
- JONSON C. A., GRAY G. G. y GOLDHAMMER R. K., 1991; Structure And Tectonics Of The Sierra Madre Oriental Fold-Thrust Belt Near Monterrey, Northeastern Mexico [abs]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 75: 603 p.
- LIMON G. M., 1989; Evaluación Geológico-Geoquímica De La Provincia De Chihuahua *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.* 38: 3-58.
- LONGORIA J. F., 1985; Tectonic Transpression In The Sierra Madre Oriental, Northeastern Mexico And Its Mesozoic Transpressional Regime-Implications In Plate Tectonics And Paleogeographic Reconstruction. Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín* 13: 453-156.
- LÓPEZ RAMOS E., 1985; *Geología de México* (Third edition). México City, Librerías CONACYT 454 p.
- LOZANO-SANTACRUZ R., VERMA S. P., GIRÓN-OROZCO P., VELASCO. F., MORÁN-ZENTENO D., VIERA F. y CHÁVEZ G., 1995; Calibración Preliminar De Fluorescencia De Rayos-X Para Análisis Cuantitativo De Elementos Mayores En Rocas Ígneas. *Actas INAGEQ* 1: 203-208.
- MCDONOUGH W. F., SUN S., RINGWOOD A. E., JAGOUTZ E. y HOFMANN A. W., 1991; K, Rb And Cs In The Earth And Moon And The Evolution Of The Earth Mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Simposyum Volume.

- MCDOWELL F. W. y CLABAUGH S. B., 1979; Ignimbrites Of The Sierra Madre Occidental And Their Relation To The Tectonic History Of Western Mexico: GSA Special Paper 180: 113-124.
- MCINTIRE W. L., 1963; Trace Elements Partition Coefficient -A Review of Theory and Applications To Geology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 1209-1264.
- MCKEE J. W. *et al.*, 1984; History Of Recurrent Activity, Along A Major Fault In Northeastern Mexico, Antology, 12 figs., p. 103-107.
- MCKEE J. W. *et al.*, 1990; Stratigraphy And Provenance Of Strata Along The San Marcos Fault, Central Coahuila, México. GSA Bull., 22 figs., 5 tables, 102: 593-614.
- MCNIGHT J., 1963; Igneous Rocks Of Sombretillo Area, Northern Sierra De Picachos Nuevo Leon Mexico. University of Texas, Austin. 83 p. (No publicada)
- MINAR P. D. y PICCOLI P. M., 1989; Tectonic Discrimination Of Granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101: 635-643.
- MORAN-ZENTENO D., 1994: The Geology Of The Mexican Republic. The American Association of Petroleum Geologists. USA. No. 39, 160p.
- MORTON B. O. y ALTERR R., 1991; Petrología De Las Rocas Alcalinas Del Complejo Intrusivo De La Sierra De Picacho (Nuevo León, México). *Actas Fac. de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L.* v.6.
- MORTON BERMEA O., 1995; Petrologie, Mineralogie Und Geochemie Des Alkali-Intrusivkomplex Von Monclova-Candela (Mexiko). *Doktorgrade Der Universität, Hamburgo* 100 p.
- MORTON BERMEA O., HERNÁNDEZ A. E., LOUNEGEVA 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: 259-264.
- 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, Gechemische Und Petrographische Untersuchungen In Der Sierra De San Carlos (México). *Tesis Doctoral Univ. Karlsruhe, Alemania*, 167 p.
- NORRIS K. y HUTTON J. T., 1969; An Accurate X-ray Spectrographic Method For The Analysis Of A Wide Range Of Geological Samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 431-453.

- O'HARA M. J., 1980; Nonlinear Nature Of The Unavoidable Long-Lived Isotopic, Trace And Major Element Contamination Of A Developing Magma Chamber. *Phil. Trans. R. Soc.* 297: 215-227.
- OROZCO E. M., 1995; Zur Petrologie Des Vulkanogebietes Von Palma-Sola. Mexiko. Ein Beispiel Für Den Übergang Von Anorogenem Zu Orogenem Vulkanismus. Tesis Doctoral, Universidad de Karlsruhe, Alemania 167p.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ F., RUIZ J., CENTENO-GARCÍA E.; 1995. Oaxaquia, A Proterozoic Microcontinent Accreted To North America During The Late Paleozoic. *Geology* 23: 1127-1130.
- OSBORN E. F., 1959; Role Of Oxygen Pressure In The Crystallization And Differentiation Of Basaltic Magma. *American Journal of Science* 257: 609-647.
- PADILLA Y SÁNCHEZ R. J., 1978; Geología Y Estratigrafía (Cretácico Superior) Del Límite Suroeste Del Estado De Nuevo León. *Rev. Inst. Geol. UNAM.* v. 2, 1: 37-44.
- PADILLA Y SÁNCHEZ R. J., 1982; Geologic Evolution Of The Sierra Madre Oriental Between Linares, Concepción Del Oro, Saltillo Y Monterrey, México, The University of Texas at Austin 205p.
- PADILLA Y SÁNCHEZ R. J., 1985; Las Estructuras De La Curvatura De Monterrey, Estados De Coahuila, Nuevo León, Zacatecas Y San Luis Potosí. *UNAM, Inst. Geol., Revista* 6: 1-20.
- PADILLA Y SÁNCHEZ R. J., 1986; Post-Paleozoic Tectonics Of Northeast Mexico And Its Role In The Evolution Of The Gulf Of Mexico. *Geof. Int.* v. 25 1:157-206.
- PEARCE J. A. y CANN J. R., 1971; Ophiolite Origin Investigated By Discriminant Analysis Using Ti, Zr And Y. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12: 339-349.
- PEARCE J. A. y CANN J. R., 1973; Tectonic Setting Of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analysis. *Earth Planet Sci. Lett.* 19: 290-300.
- PEARCE J. A., 1982; Trace Element Characteristics Of Lavas From Destructive Plate Boundaries. In *Andesites: Orogenic Andesites And Related Rocks*, R. S. Thorpe (ed), Chichester: Wiley 525-548.
- PEARCE J. A., 1993; 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, 230-249.
- PEARCE J. A., HARRIS N. B. W. y TINDLE A. G., 1984; Trace Element Discrimination Diagrams For The Tectonics Interpretation Of Granitic Rocks. *F. Petrol.*, 25: 956-983.

- PECCERILLO A. y TAYLOR S. R. 1976; Geochemistry Of Eocene Calc-alkaline Volcanic Rocks From The Kastamonu Area, Northeastern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- PETRO W. L. VEGEL T. A. y WILBAND J. T., 1979; Major-Element Chemistry Of Plutonic Rock Suites From Compressional And Extensional Plate Boundaries. *Chemical Geology* 26: 217-235.
- PINDELL J. L. y DEWEY J. F., 1982; Permo-Triassic Reconstruction Of Western Pangea And The Evolution Of The Gulf Of México/Caribbean Region. *Tectonics*, v. 1, 2: 179-211.
- PINDELL J. L., 1985; Alleghenian Reconstruction And Subsequent Evolution Of The Gulf Of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics* 4: 1-39.
- PINDELL J. R. y BARRETT S. F.: 1990; Geological Evolution Of The Caribbean Region. A Plate Tectonic Perspective. In CASE J. E. and DENG G. (eds.), *Caribbean Region*. Boulder, Colorado, GSA. *Geology of North America* v.H; 405-432.
- POTTS P. J., TINDLE A. G. y WEBB P. C., 1992; Geochemical Reference Material Compositions. CRC Press, Boca Raton, Florida, 313 p.
- RAMÍREZ FERNÁNDEZ J., 1996; Zur Petrogenese Des Alkalikomplex Der Sierra De Tamaulipas, NE-Mexiko. Tesis Doctoral, Facultad de Geociencias, Univ. de Freiburg, 137p.
- RANGIN C. y CORDOVA D. A., 1976; Extensión De La Cuenca Cretácica Chihuahuense En Sonora Septentrional Y Sus Deformaciones. Memoria del Tercer Congreso Latinoamericano de Geología, México 14 p.
- RANGIN C., 1978; Consideraciones Sobre La Evolución Geológica De La Parte Septentrional Del Estado De Sonora. Libro Guía del Primer Simposio Sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora, Hermosillo Son. *Rev. Inst. Geol. UNAM* 6: 35-56.
- RANGIN C., 1979; Evidence For Superimposed Subduction And Collision Processes During Jurassic-Cretaceous Time Along Baja California Continental Borderland. In *Field Guides And Papers Of Baja California*. Boulder, Colorado Geological Society of America p. 37-52.
- ROBIN C. y BOBIER C., 1974; Las Fases Del Vulcanismo De Tlanchinol (Hidalgo), Según Datos Paleomagnéticos Y Geoquímicos. *Bol. Inst. Geol. UNAM* 95; 49-85.
- ROBIN C., 1974; Premières Données Sur Les Series Magmatiques Alcalines De La Sierra De Tamaulipas (Est Mexicain). *C. R. Acad. Sci.* 279: 1741-1744.

- ROBIN C., 1975: Las Erupciones Fisurales De La Sierra Madre Oriental (Basltos E Ignimbritas) Descripción Y Caracteres Químicos. Revista Inst. Geol. U.N.A.M, (a paraitre).
- ROBIN C., 1976; El Vulcanismo De Las Planicies De La Huasteca (Este De México). Datos Petrográficos Y Geoquímicos. Bol. Inst. Geol. UNAM 96: 54-96.
- ROBIN C., 1982; Relations Vulcanologie-Magmatologie-Geodynamique: Application Au Pasaje Entre Volcanismes Alcalin Et Andesitique Dans Le Sud Mexicain. (Axe Trans-Mexicain Et Province Alcaline Orientale). Ann.Sci. De l'Univ. Clermont-Ferrand II, 70: 503p.
- ROBIN, C y DEMANT, A., 1974: Les Trapps De l'Est Mexicain: Coexistence De Séries Alcalines Et Tholeitiques; Caracteres Differentiels Entre Le Vulcanisme Des Plaines Et Celui Des Plateaux. C.R. Acad. Sci., 278: 2413-2416.
- ROEMER., 1852; En González-Ramos A., Barbosa L. D., Santiago C. B. e Izaguirre R. M., 1997; Informe Final Complementario A La Cartografia Geológica, Minera Y Geoquímica Escala 1: 250 000. Carta Monclova G14-4, Estado De Coahuila. COREMI. Gerencia de Exploración Geológica Oficina Regional Saltillo.
- ROLDAN-QUINTANA J., 1982; Evolución Tectónica Del Estado De Sonora. Rev. Inst. Geol. UNAM 5: 178-185.
- ROLLINSON H. R., 1993; Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. EUA: Longman Scientific & Technical.
- ROSALES-HOZ L., SANTIAGO-PÉREZ S y LOZANO SANTACRUZ R., 1995; Modifications To A Glass Disk Fusion Method For X-ray Fluorescence Analysis of Geological Material. *Geostand. Newsl.* (sometido).
- SALVADOR A. (ed.), 1991a; The Gulf Of México Basin. Boulder Colorado, Geological Society of America, Geology of North America v. J, 568 p. .
- SALVADOR A., 1987; Late Triassic-Jurassic Paleogeography And Origin Of Gulf Of Mexico Basin. American Association of Petroleum Geologists Bull. 71: 419-451.
- SALVADOR A., 1991b; Triassic-Jurassic. In Salvador A. (ed.), *The Gulf Of México Basin* Boulder Colorado, Geological Society of America, Geology of North America v. J, p. 131-180.
- SALVADOR A., 1991c; Origin And Development Of The Gulf Of México Basin. In Salvador A. (ed.), *The Gulf Of México Basin*. Boulder Colorado, Geological Society of America, Geology of North America v. J, p. 389-444.

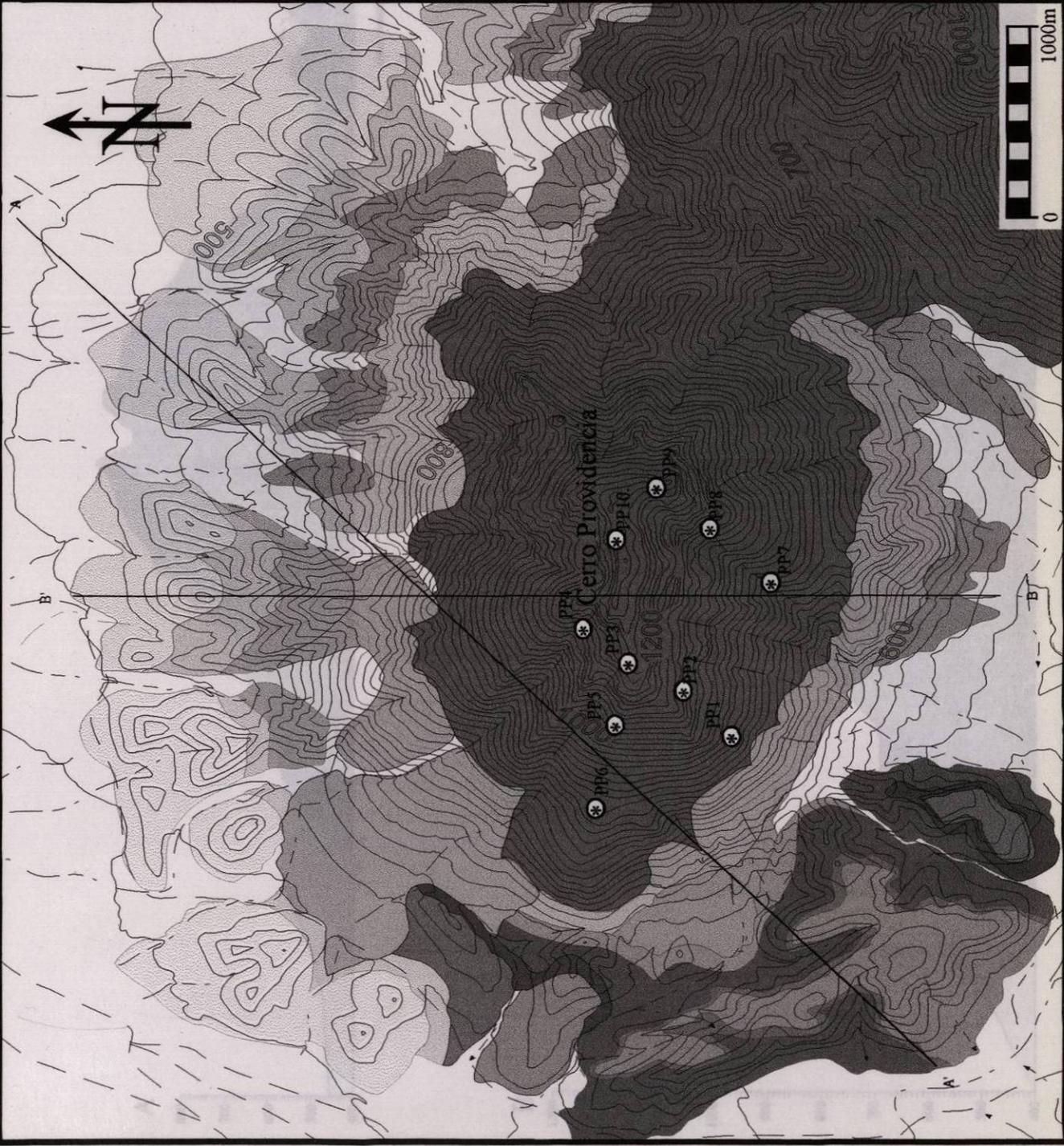
- SCOTT R. W., 1993; cretaceous carbonate platform U. S. gulf Coasts. In Simo J. A. T., SCOTT R. W. and MASSE J. P. (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56: 97-110.
- SCOTT W. R., FROST S. H. y SHAFFER B.L., 1988; Early Cretaceous Sea-Level Curves, Gulf Coasts And Southeastern Arabia. In Wilgus S., Hastings B., Posamentier H. W., Ross C. A. y Van Wagoner J. C. (eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42: 275-284.
- SEDLOCK R., ORTEGA-GUTIERREZ F. Y SPEED R. C: 1993; Tectonostratigraphic Terranes And Tectonic Evolution Of Mexico. Geological Society of America, Special Paper 278, 153p.
- SEIBERTZ E., 1990; El Desarrollo Cretácico Del Archipiélago De Tamaulipas. II Génesis Y Datación De Un Dique De Basalto Y Su Efecto Al Ambiente Depositional Medio-Cretácico De Las Sierra De Tamaulipas (Cenomaniano-Turoniano, NE-México. Actas Fac. Ciencias de la Tierra, UANL, Linares 4: 99-123.
- SERVÁIS M, CUEVAS-PÉREZ E. y MONOD O., 1986; Une Section De Sinaloa A San Luis Potosí: Nouvelle Approche De L'évolution Du Mexique Nord-Occidental. Bulletin de la Société Géologique de France 8: 1033-1047.
- SERVÁIS M., ROJO R. Y COLORADO-LIEVANO D., 1982; Estudio De Las Rocas Básicas Y Ultrabásicas De Sinaloa Y Guanajuato: Postulación De Un Paleo-Golfo De Baja California Y De Una Digitación Tethysian En México Central. México, Revista Geomimet 115: 53-71.
- SEWELL C. R., 1968; The Candela And Monclova Belts Of Igneous Intrusions – A Petrographic Province In Nuevo Leon And Coahuila, Mexico. (Abstract): A Mtg. Geol. Soc. Amer Abstr.: 273p.
- SHAND S. J., 1943; The Eruptive Rocks. 2nd dition. New York. Wiley 444 p.
- SILVER L. T., STEHLI F. G. y ALLEN C. R., 1963; Lower Cretaceous Pre-Batholithic Rocks Of Northern Baja California, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin 74: 517-534.
- SMITH C. I., 1970; Lower Cretaceous Stratigraphy, Northern Coahuila, Mexico: Bureau of Economic Geology, Universidad of Texas, Report of Investigation n.65, 101p.
- STRECKEISEN A. 1976; To Each Plutonic Rock Its Proper Name. Earth Sci. Rev. 12: 1-33.
- TARDY M., 1977; Essai Sur La Constitution De L'évolution Paleogeographique Et Structurale De La Parte Septentrionale Du Mexique Au Cours Du Mesozoique Et Du Cenozoique. Bulletin de la Société Géologique de France, 19: 1-11.

- TERRAZAS-CALDERÓN G. D., 2002; Cartografía, Petrografía Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila México. Facultad De Ciencias De La Tierra UANL, Linares. Tesis de Licenciatura.
- THOMPSON R. N. 1972; Melting Behaviour of Two Snake River Lavas At Pressures Up 35 kb. *Carnegie Ins. Wash. Geophys. Lab. Yearbook* 71: 406-10.
- THOMPSON R. N., 1982; Magmatism Of The British Tertiary Volcanic Province. *Scott. F. Geol.* 18: 49-107.
- THORPE R. S., 1977; Tectonic Significance Of Alkaline Volcanism In Eastern Mexico. *Tectonophysics* 40: T19-T26.
- TODD R. G. y MITCHUM R. M. Jr., 1977; Seismic Stratigraphy And Global Changes Of Sea Level. Part 8; Identification Of Upper Triassic, Jurassic And Lower Cretaceous Seismic Sequences In Gulf Of Mexico And Offshore West Africa, In Payton C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy-Applications To Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 145-163.
- TOVAR-CORTEZ J. A., 2002; Geología Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro Marcelinos, Porción Occidental Del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Facultad De Ciencias De La Tierra, UANL, Linares. Tesis de Licenciatura.
- TOVAR-RODRÍGUEZ J. C., 1981; Provincias Con Posibilidades Petroleras En El Distrito Chihuahua. *Boletín De La Asociación Mexicana De Geólogos Petroleros* 38: 25-52.
- TREVIÑO-CÁZARES A., 2001; Xenolitos Del Manto En La Planicie Costera Del Golfo De México. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares. Tesis de Licenciatura.
- VAIL P. R., HANDENBOL J. y TODD R. G., 1984; Jurassic Unconformities, Chrono-Stratigraphy, And Sea-Level Changes From Seismic Stratigraphy And Biostratigraphy. In Schee J. S. (ed.) *international unconformities and hydrocarbon accumulation*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 36: 129-144.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M. JR Y THOMPSON S., III, 1997; Seismic Stratigraphy And Global Changes Of Sea Level, In Payton C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploración*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26. P. 83-97.
- VALDÉS-MORENO G., 2001; Geoquímica Y Petrología De Las Rocas Ígneas De Los Campos Volcánicos De Las Esperanzas Y Ocampo, Coahuila México. Inst. Geol. UNAM. Tesis de Maestría.

- VELEZ-SCHOLVINK D., 1990; Modelo Transcurrente En La Evolución Tectónico-Sedimentaria De México. Bol. AMGP, v. XL, 2: 1-35.
- VIERA-DÉCIDA F., 1999; Delimitación, Petrografía Y Geoquímica De Los Cuerpos Intrusivos Del Rancho El Salvador, Sierra De Tamaulipas. Tesis de Licenciatura. UANL 96 p.
- WATSON E. H., 1937; Igneous Rocks Of The San Carlos Mountains; In *Geology And Biology Of The San Carlos Mountains, Tamaulipas, México*. Univ. Michigan Press., Sci. Series XII: 101-156.
- WILSON M. y DAVIDSON J. P., 1984; The Relative Roles Of Crust And Upper Mantle In The Generation Of Oceanic Island Arc Magmas. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A310: 661-674.
- WILSON M., 1989; Igneous Petrogenesis. Chapman & Hall. London 266 p.
- WILSON, J. L., 1990; Basement Structural Controls On Mesozoic Carbonate Facies In Northeastern Mexico - A Review. *Contribuciones Al Cretácico De México Y América Central. Actas Fac, de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares 4: 5-45.*
- YUREWICZ D. A., MARLER T. B., MEYERHOLTZ K. A. y SIROKY F. X., 1993; EARLY CRETACEOUS Carbonate Platforms, North Rim Of The Gulf Of Mexico, Mississippi And Louisiana. In Simo J. A. T., SCOTT R. W. and MASSE J. P. (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56: 35-50.
- ZEN E., 1988; Phase Relations Of Peraluminous Granitic Rocks And Their Petrogenetic Implication. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16: 21-52.

100°37'45"

100°41'30"



26°49'22"

26°46'45"

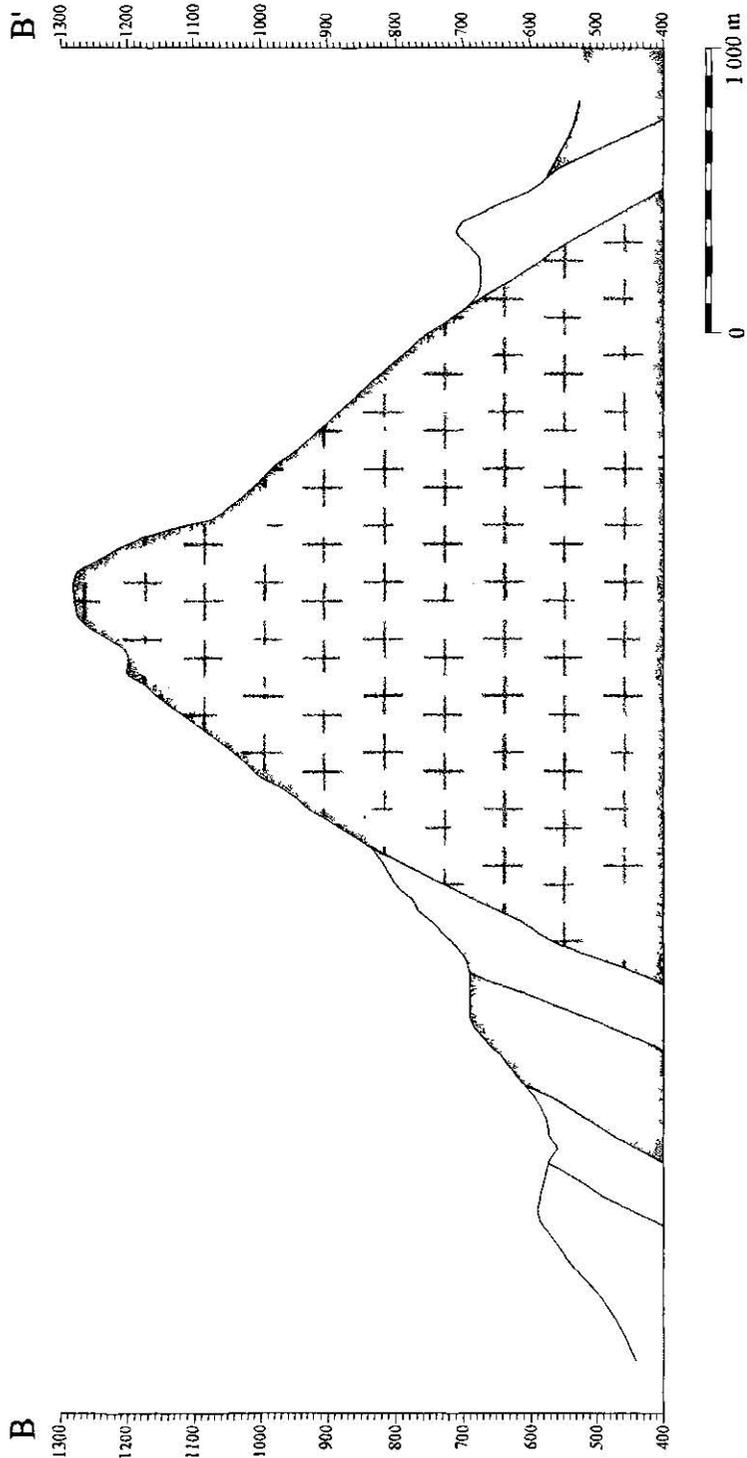
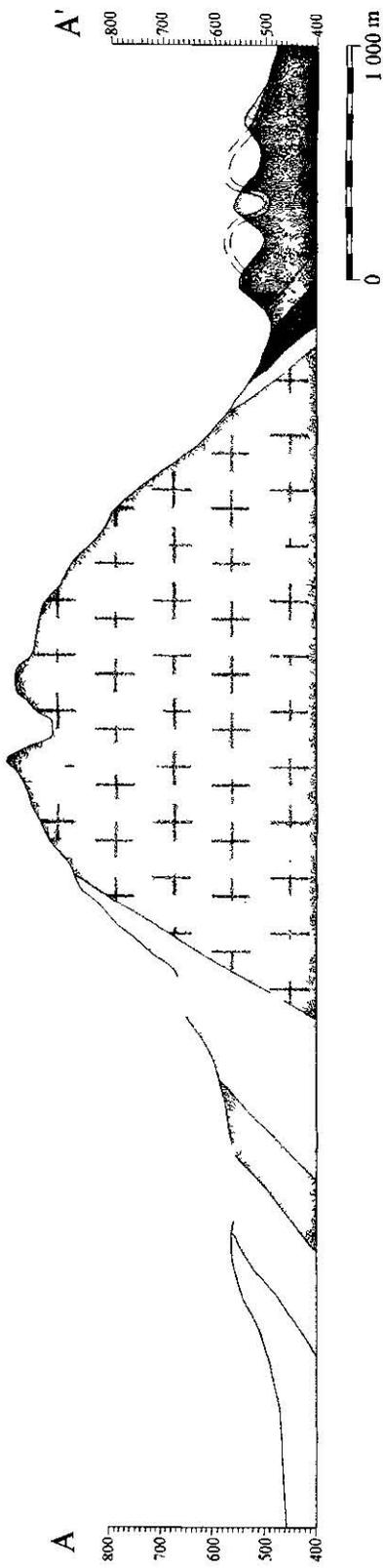
LEYENDA	
	Cuaternario
	Fm. Austin
	Fm. Eagle Ford
	Fm. Buda
	Fm. Del Rio
	Fm. George Town
	Fm. Kiamichi Rec.
	Fm. Aurora Rec.
	Zona de transición entre skarn y recristalización.
	Skarn
	Intrusivo
SIMBOLOGÍA	
	Escurrimientos
	Camino de terracería
	Cotas a 20 m
	Población
	Localización de muestras
	Secciones geológicas
Universidad Autónoma de Nuevo León Facultad de Ciencias de la Tierra	
Petrografía y Geoquímica del Intrusivo Cerro Providencia, Margen Este del Cinturón Candela Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana	
Anexo I	Mapa Geológico 1:10 000
Tesis de Licenciatura	
Mayra Alejandra Valdez Reyes	
Octubre de 2002	

100°37'45"

100°41'30"

26°46'45"

26°49'22"



Universidad Autónoma de Nuevo León Facultad de Ciencias de la Tierra	
Petrografía y Geoquímica del Intrusivo Cerro Providencia, Margen Este del Cinturón Candela Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana	
Anexo II	Secciones Geológicas
Tesis de Licenciatura Mayra Alejandra Valdez Reyes	
Octubre de 2002	

