

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

73



GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO LA SOLEDAD,
CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL
MEXICANA

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

PRESENTA:
ANDRÉS CANO GONZÁLEZ

LINARES, NUEVO LEÓN.

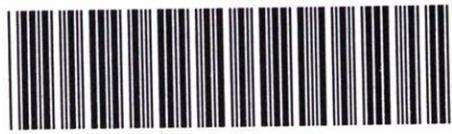
JUNIO DE 2002

ANDRÉS CAMO GONZÁLEZ

(MINERALOGIA)

2000

TL
QE203
.C6
C3
2002
c.1



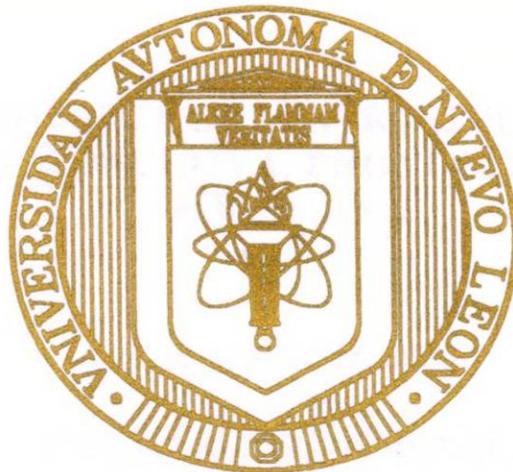
1080124527

T2
QE203
.C6
C3
2002



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO LA SOLEDAD,
CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL
MEXICANA

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

PRESENTA:
ANDRÉS CANO GONZÁLEZ

LINARES, NUEVO LEÓN.

JUNIO DE 2002



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO LA SOLEDAD,
CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL
MEXICANA**

ELABORADA POR

ANDRÉS CANO GONZÁLEZ

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

**GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL INTRUSIVO CERRO LA SOLEDAD,
CINTURÓN CANDELA-MONCLOVA, PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL
MEXICANA**

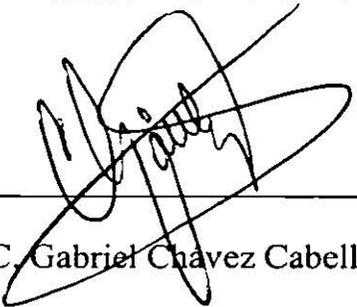
ELABORADA POR

ANDRÉS CANO GONZÁLEZ

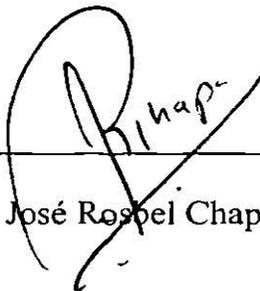
COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEÓLOGO MINERALOGISTA

Vo.Bo. COMITE DE REVISIÓN DE TESIS



M.C. Gabriel Chávez Cabello



Dr. José Rospel Chapa Guerrero



M.C. Tomas Cossío Torres

LINARES, N. L.

JUNIO DE 2002

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a Dios principalmente. Gracias Señor, por haberme dado la paciencia, fuerza de voluntad y entereza para terminar esta carrera. Gracias por escucharme siempre y por estar conmigo en todo momento. De igual manera a Nuestra Madre Santa Virgen María, gracias Madre por acompañarme en toda situación, por cubrirme con tu manto celestial para protegerme de todo mal, por interceder por mí y principalmente por tu amor infinito de Madre.

A mis padres, Ana María González Garza y Andrés Cano Rodríguez, por su amor, bendiciones, paciencia, consejos y por apoyarme en todas mis decisiones. Gracias Mamá y Papá, por creer siempre en mí, por estar conmigo, por todos sus desvelos, por sus oraciones y por sus cuidados. No acabaría de agradecerles nunca todo lo que hacen por mí. Doy gracias a Dios por haberme permitido compartir la vida con ustedes al ponerme en su camino. A ustedes dedico este trabajo con mucho afecto.

A mis hermanos, Anneida y Angel, por estar siempre conmigo y echarme porras en todo lo que fue mi estancia en Linares. ¡Gracias a Dios que me dio la oportunidad de crecer con ustedes, chavos! También dedico este trabajo a mi Tía, María del Carmen González Garza. Gracias Tía Chacha por todo tu cariño, por contagiarnos siempre tu sonrisa y por cuidarnos como un verdadero ángel guardián a mis hermanos y a mí.

A Angela Rebeca Rubio Laredo, gracias por tu amor, cariño, paciencia, comprensión y apoyo incondicional en estos últimos 3 años, los más importantes y felices de mi vida. Gracias por todo, Angela.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) por el apoyo brindado durante mi formación como profesionista. De manera especial agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por el apoyo económico que nos proporcionó la beca de intercambio académico, sin lo cual no hubiera sido posible culminar este trabajo.

Agradezco a mi asesor (agresor) M.C. Gabriel Chávez Cabello, por su amistad, apoyo, motivación, ideas, regaños y por los ratos de botana, alucine y carro total. Al M.C. Tomás Cossío Torres, por su amabilidad, disponibilidad y participación en el comité de revisión de tesis, gracias Maestro por transmitir siempre la confianza y conocimientos a sus alumnos que lo estimamos mucho. Agradezco muy sinceramente al Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, director de la F.C.T., por su ayuda, apoyo y participación en el comité de revisión de tesis, pero principalmente por apoyarme en días difíciles que tuve a mediados de mi carrera, gracias Doctor por escucharme. A la Dra. Ofelia Morton Bermea y su equipo en el Laboratorio Universitario de Geología Isotópica, así como por sus comentarios en la realización de esta tesis, gracias Doctora por sus ánimos y por ser constante y estar al pendiente de nosotros estando tan lejos.

Al personal docente de la Facultad de Ciencias de la Tierra: Dr. Juan Alonso Ramírez, Dr. Cosme Pola, Dr. Fernando Velasco, Dr. Francisco Medina, Dr. Héctor de León, Dr. José Guadalupe López, Dr. Sóstenes Méndez, Dr. Daniel Garza, Maestra Veronika Dülmer, Maestro Ángel García, Maestro Roberto Soto y a la Maestra Manuelita González, quienes han influido de una manera u otra en mi formación como profesionista. Gracias por sus consejos y apoyo para con los alumnos, pero principalmente gracias por dedicarse a la noble tarea de transmitir los conocimientos de las Geociencias.

En especial quiero agradecer al Dr. Juan Alonso Ramírez y Dr. Javier Castro, pues fue por sus clases y comentarios que me interesé en la carrera de Ing. Geólogo Mineralogista. ¡No se pierda el Episodio II (y menos el III), Dr. Ramírez! (¡Viva STAR WARS!). Asimismo, agradezco al Dr. Cosme Pola por la elaboración y agilización de la papelería para la realización de las prácticas profesionales en PEMEX Activo Reynosa. Al Ing. Javier Vázquez Pantoja, de la Superintendencia de Estudios Zona Golfo, por ayudarme a terminar mis prácticas profesionales. También agradezco al Maestro Roberto Soto y al Maestro Angel García por hacerme ver de una manera diferente, más interesante y profunda (¡sobre todo al alucinar con el infinito!) todo lo relacionado con las matemáticas, física y el cálculo, así como por sus comentarios de ánimo.

Gracias a Vicky, Alan y Andreíta por habernos soportado en su casa en Querétaro en los últimos días de la elaboración de esta tesis. A las secretarias Juany Montes Hernández y Araceli Isassi Reyes. Muchas gracias Juany, por haberme soportado en la biblioteca con el rollo del servicio social y por los agradables ratos de charla. Gracias Sra. Araceli, por estar al pendiente y agilizar los trámites correspondientes para la presentación de esta tesis y los efectuados durante el desarrollo de la carrera.

De manera muy especial quiero agradecer a mis amigos, casi hermanos, Chuy, Guillermo, Porras y Mayra por su amistad sincera, confianza, consejos, apoyo y por compartir tanta botanación extrema, alucine total y por tantas carcajadas. ¡Gracias Amigos y que viva la Comunidad del CCM!.

También a Jon, Iris, Elba, Gilberto Paz, Lacho, Federico Salas, Checo, Jarocho (donde quiera que esté), Karla Olvera, Rolando, Vasco, Andresillo, Tania y a Rosy, con quienes compartí buenos y malos momentos en la carrera. Gracias por su amistad.

A la Familia Velasco Segura, por su hospitalidad y amabilidad brindada durante nuestra estancia en Monclova. También a la Familia Barrios, por apoyarme y por patrocinarme varios muebles de mi casa en Linares. Al Profesor Cirilo Dueñas y a Don Lupe, y a sus respectivas familias, por estar al pendiente de un servidor.

A mi primo Arturo, por hacer los últimos años en la Facultad más agradables y a mis Tíos, Jesús González Garza y Esthela Ávila por estar al pendiente de nosotros. A todos mis familiares que de alguna manera u otra me expresaron su apoyo en todo momento, gracias a todos ellos.

Al personal técnico de los laboratorios de la Facultad, Federico Viera, Ana María Garza, Pedro Rodríguez, Adalberto Treviño, Andrés Ramos, Víctor Beraza y Tavito González, quienes facilitaron sus instrumentos, equipo y tiempo durante mi carrera profesional y durante la realización de esta tesis.

Agradezco al Instituto de Geofísica de la UNAM, así como a la Unidad de Investigaciones en Ciencias de la Tierra en Querétaro, por permitirme usar sus instalaciones. Gracias a la Dra. Teresa Orozco por sus ánimos, consejos y apoyo brindados durante nuestra estancia en Querétaro en las etapas finales de este trabajo

A Daniel, Chuy (Tigro), Iair, Chago, Oscar, Iván, Big Boy y a Jorge Velasco que nos acompañaron a mis amigos y a mí en campo. Asimismo agradezco a Janett García, Ernesto, Irving, Lupillo, Neftalí, Gilberto, Baudilio, Lupita, Reyna (Queen!), July, Karina, Claudia, Paty, Bere y Reiyulikapo por su amistad y las ocasionales pláticas de sobremesa.

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

A los trabajadores de la Facultad, Don Elías, Alfredo, Julio, Felipe, Don Juan, Don Miguel y Mateo, quienes siempre se esmeran en ser serviciales.

A la gente del rancho Real Viejo, por su amabilidad y por permitirnos quedar en su propiedad durante los últimos días de campo en el Cerro La Soledad.

A todas las personas que omito pero que sin duda contribuyeron de alguna manera a que este trabajo culminara. A todos ellos..... muchas gracias.

ÍNDICE

Lista de figuras	i
Lista de tablas	viii
Lista de abreviaciones	ix
Resumen	xii
Abstract	xiii

CAPÍTULO I

GENERALIDADES 1

1.1 Introducción	1
1.2 Justificación	4
1.3 Objetivos	4
1.4 Metodología	5
1.5 Trabajos Previos	6
1.6 Localización del Área de Estudio	7
1.6.1 Vías de acceso	7
1.6.2 Clima y vegetación	8

CAPÍTULO II

PROVINCIAS MAGMÁTICAS EN MÉXICO 10

2.1 Cinturón Volcánico Mexicano	10
2.2 Provincial Alcalina Oriental Mexicana	13
2.3 Sierra Madre Occidental	19
2.4 Provincia Extensional del Golfo de California	22
2.5 Sierra Madre del Sur	26

CAPÍTULO III

EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL MESOZOICO – CENOZOICO 29

3.1 Reconstrucción Tectónica	31
--	----

3.1.1 Triásico Tardío – Calloviano (Etapa de Rift)	31
3.1.2 Jurásico Tardío (Etapa de Deriva)	34
3.1.3 Cretácico (Etapa de Enfriamiento)	35
3.2 Reconstrucción Paleogeográfica	39
3.2.1 Mesozoico	40
3.2.1.1 Triásico Tardío – Jurásico Medio	40
3.2.1.2 Jurásico Tardío	42
3.2.1.3 Cretácico Temprano	44
3.2.2 Cenozoico	51
3.2.2.1 Terciario	51
 CAPÍTULO IV.- GEOLOGÍA LOCAL	 54
4.1 Estratigrafía	54
4.1.1 Rocas Sedimentarias	55
4.1.1.1 Formación Aurora	55
4.1.1.2 Formación Kiamichi	60
4.1.1.3 Grupo Washita	61
4.1.2 Rocas Ígneas	64
 CAPÍTULO V.- PETROGRAFÍA.	 70
5.1 Texturas de rocas ígneas	70
5.2 Descripción de minerales.	73
5.2.1 Plagioclasa	73
5.2.2 Feldespato Alcalino	73
5.2.3 Cuarzo	74
5.2.4 Anfíbol	74
5.2.5 Piroxeno.	75
5.2.6 Micas	76
5.2.7 Esfena	77
5.2.8 Apatito	78
5.2.9 Zircón	78

5.2.10	Minerales Opacos	78
5.3	Clasificación Modal	78
CAPÍTULO VI .- GEOQUÍMICA .			81
6.1	Preparación de Muestras y Análisis Químicos	81
6.2	Fluorescencia de Rayos X (FRX)	83
6.2.1	Principio del Método	84
6.2.2	Preparación de Muestras	86
6.2.3	Condiciones y Límites de Medición	87
6.3	Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS)	89
6.3.1	Principio del Método	89
6.3.2	Preparación de Muestras	90
6.3.3	Condiciones y Límites de Medición	91
6.4	Elementos Mayores	92
6.4.1	Norma CIPW	94
6.4.2	Clasificación Química	95
6.4.3	Clasificación Geoquímica para Rocas Graníticas: Nuevos Esquemas de Clasificación para Rocas Graníticas	97
6.4.3.1	Esquema de Clasificación Propuesto	98
6.4.4	Diagramas de Variación de Elementos Mayores.	104
6.4.4.1	Diagramas de Harker	104
6.5	Elementos Traza y Elementos de las Tierras Raras	108
6.5.1	Elementos Traza	108
6.5.2	Elementos de las Tierras Raras (REE)	110
6.5.3	Diagramas Multielementos	113
6.5.4	Diagramas de Discriminación Tectonomagmática	115
6.5.4.1	Análisis de Discriminación	116
6.5.4.2	Ambientes Tectónicos	117
6.5.4.3	Criterios para la Evaluación de los Diagramas de Discriminación	118
6.5.4.4	Diagramas de Discriminación para Rocas Graníticas	119

CAPÍTULO VII.- DISCUSIÓN	121
CAPÍTULO VIII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	128
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131

ANEXOS

- Anexo I: Carta geológica del área de estudio “Cerro La Soledad”
- Anexo II: Perfil geológico del área de estudio “Cerro La Soledad”

LISTA DE FIGURAS

Figuras		Página
1.1	Grupo de cuerpos ígneos de composición predominantemente alcalina que conforman la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) (denominada por DEMANT Y ROBIN, 1975). Localidades de la PAOM.- SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos; LC: Complejo Intrusivo La Cueva; CCM: Cinturón Candela – Monclova; SP: Sierra de Picachos; SC: Sierra de San Carlos; ST: Sierra de Tamaulipas; PT: Planicie de Tampico; SO: Sierra de Otontepec; PS: Masivo de Palma Sola. Modificado de DEMANT Y ROBIN (1975); CLARK y colaboradores (1982) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996).	2
1.2	Los intrusivos del Cinturón Candela – Monclova tienen una orientación E – W (adaptado de INEGI carta geológica Monclova 1:250,000).	3
1.3	El Intrusivo de La Soledad se encuentra en la porción más occidental del CCM, en el extremo Suroeste de la Ciudad de Castaños, Coahuila. El área de estudio se encuentra marcada por el recuadro.	8
2.1	Figura esquematizada del CVM (modificada de AGUILAR-Y-VARGAS Y VERMA, 1987). Los nombres de los estrato volcanes y calderas son los siguientes: a. Sanganguey, b. Ceboruco, c. Tequila, d. La Primavera, e. Colima, f. Paricutín, g. Nevado de Toluca, h. Iztaccíhuatl, i. Popocatepetl, j. La Malinche, k. Pico de Orizaba, l. Cofre de Perote y m. Los Humeros.	11
2.2	Distribución del volcanismo Cenozoico en México. Según ROBIN (1982), la falla Tamaulipas – Oaxaca es responsable de las diferencias entre el vulcanismo del CVM (series de basaltos-andesitas-dacitas) y el vulcanismo alcalino e hiperalcalino de la Provincia Costera del Golfo de México (modificada de ROBIN, 1982).	18
2.3	Mapa generalizado que muestra la distribución de rocas volcánicas asociadas a subducción del Oligoceno y Mioceno en el Noroeste de México. En la porción oriental de la cuenca del Golfo de California predominan las rocas volcánicas del Mioceno, sin embargo este contacto no ha sido cartografiado a lo largo de toda la SMOc. Figura modificada de MCDOWELL Y KEIZER (1977) y de ORTEGA-GUTIÉRREZ y colaboradores (1992). Ciudades: CH= Chihuahua, D= Durango, E= Ensenada, EP= El Paso, G= Guaymas, LP= La Paz, M= Mazatlán, SLP= San Luis Potosí.	20

2.4	La Provincia Extensional del Golfo de California (PEGC) se encuentra limitada al Este por el borde occidental de la SMOc y al Oeste por el escarpe del golfo en la península de Baja California. Se observan las diferentes localidades que han definido el inicio y la duración de la distensión en la PEGC (extraído de MARTÍN-BARAJAS, 2000).	23
2.5	Figura modificada de CAMPA Y CONEY (1983). Se observan los dos cinturones que definen a la SMS, uno está representado por una cadena de batolitos y plutones menores y el otro cinturón está formado por una serie de cuerpos hipoabisales. Estos cinturones se encuentran ocupando los terrenos Guerrero (G), Mixteca (M), Oaxaca (O) y Juárez (J). El significado de las otras abreviaciones es: X= Terreno Xolapa, MA= Terreno Maya, CVM= Cinturón Volcánico Mexicano.	27
3.1	Paleoreconstrucción a 200 Ma que muestra la distribución de los altos y bajos del basamento en el Este y Noreste de México (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	32
3.2	Paleoreconstrucción a 150 Ma que muestra el tiempo de traslado del bloque de Yucatán hacia el Sur (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	33
3.3	Paleoreconstrucción a 140 Ma. Las placas de África y Sudamérica continúan su separación; Yucatán alcanza su posición actual mientras que el bloque Honduras-Nicaragua sigue unido al Sur de México (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	35
3.4	Paleoreconstrucción a 120 Ma. Las placas de África y Sudamérica comienzan su deriva; para este tiempo extensas plataformas de carbonatos se depositaron sobre gran parte de México. El desarrollo de las Bahamas y las Antillas Mayores continúa durante este período (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	36
3.5	Paleoreconstrucción a 80 Ma. El bloque Honduras-Nicaragua comienza su movimiento hacia el oriente a lo largo de la falla Acapulco-Guatemala. Ocurre la depositación de terrígenos y clásticos marinos debido a un levantamiento regional en el occidente de México. Se observa un continuo desarrollo para las áreas de las Bahamas, Centro América y las Antillas Mayores (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	37
3.6	Paleoreconstrucción a 2 Ma. La configuración de las placas para este tiempo es muy parecida a la actual (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	38

3.7	Distribución de las principales áreas paleocontinentales y cuencas del Jurásico Tardío en el Noreste de México. Además, se señala la orientación de la Sierra Madre Oriental, estructura desarrollada durante la Orogenia Laramide a principios del Terciario (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	39
3.8	Paleogeografía del Noreste de México en el Triásico Superior – Jurásico Medio. Los lechos rojos son depósitos continentales producto de la alteración de los altos estructurales (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	41
3.9	Paleogeografía del Noreste de México durante el Oxfordiano Superior – Kimmeridgiano Inferior (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	42
3.10	Paleogeografía del Noreste de México durante el Kimmeridgiano Superior – Tithoniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	44
3.11	Paleogeografía del Noreste de México durante el Berriasiano – Valanginiano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	45
3.12	Paleogeografía del Noreste de México durante el Neocomiano Superior (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	46
3.13	Paleogeografía del Noreste de México durante el Albiano – Cenomaniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	48
3.14	Paleogeografía del Noreste de México durante el Turoniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	49
3.15	Paleogeografía del Noreste de México durante el Coniaciano – Santoniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	50
3.16	Paleogeografía del Noreste de México durante el Campaniano – Maastrichtiano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	51
3.17	Paleogeografía del Noreste de México durante el Terciario (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).	52
4.1	Columna estratigráfica del área de estudio. El plutón se encuentra emplazado en rocas calcáreas de la Formación Aurora del Albiano Inferior.	54

4.2	Vista hacia el sur del contacto intrusivo – roca encajonante en la porción Noroeste del plutón. La Formación Aurora se encuentra fuertemente recristalizada. En la sección inferior izquierda de la figura se aprecia una zona de alteración en una extensión del intrusivo (observar figura 4.4).	56
4.3	En esta figura se aprecia el contacto entre el intrusivo y la Formación Aurora recristalizada. Esta figura corresponde al límite occidental del plutón.	56
4.4	Porción Norte – Noroeste del plutón. Se observan tres divisiones: en la parte más a la izquierda se aprecia la Formación Aurora completamente recristalizada; en la parte central se observa rocas del intrusivo y a la derecha se observan fuertemente alteradas por oxidación.	57
4.5	Porción Norte – Noroeste del plutón. Se observa una mina abandonada en una región de skarn, cerca del borde del intrusivo.	58
4.6	Sill encajonado entre paquetes de roca de la Formación Aurora, en la porción oriental del intrusivo. Presenta un rumbo y buzamiento de 9/22 (azimutal).	59
4.7	Se observan los contactos entre las formaciones presentes en el área cartografiada. La Formación Kiamichi forma puertos de erosión en sus miembros arcillosos, por lo que es fácil distinguirla entre formaciones más competentes como la Formación Aurora y la Georgetown. La figura corresponde a la porción oriental del área de estudio.	61
4.8	La figura corresponde al límite Sur del intrusivo. Se distinguen los márgenes enfriados en los diques félsicos con respecto a la roca máfica (monzodiorita). Para las rocas de La Soledad es común observar estas estructuras de emplazamiento, lo cual es evidencia de las diferencias temporales de emplazamiento.	64
4.9	Evidencias de la diferencia temporal de emplazamiento, se observa en la figura diques félsicos emplazados en rocas máficas (cuarzo-monzodioritas). Este afloramiento corresponde al límite Norte del intrusivo.	65
4.10	Límite Suroeste del plutón. En los bordes del intrusivo es común observar el emplazamiento de los diques félsicos (cuarzo-monzonitas) como se ve en la figura.	65

4.11	Porción occidental del plutón. Dique máfico (monzodiorita) emplazado en roca de composición más félsica (cuarzo-monzonita). Se observan también algunos de estos diques en los bordes del intrusivo.	66
4.12	Brecha magmática cerca del contacto plutón-roca encajonante. En las áreas cercanas a los bordes del intrusivo se podían observar estructuras como ésta, las cuales nos indican que ocurrieron reinyecciones a la cámara magmática después de estados de quietud y enfriamiento de pulsos tempranos (bordes angulares de los fragmentos de rocas máficas).	67
4.13	En el plutón de La Soledad no se observan claras pruebas de deformación dúctil causadas por el emplazamiento del mismo. En su lugar se observan fallas y fracturamiento que serían más coherentes con mecanismos de ascenso y emplazamiento frágiles.	68
4.14	Otra de las fallas presentes en la parte occidental del intrusivo. Se observa una falla inversa cortando un dique aplítico. Esto es evidencia del acortamiento de las rocas en el borde intrusivo, por efectos de levantamiento y expansión tardía del plutón.	69
5.1	Textura porfirítica. Se observa una matriz compuesta de microcristales de plagioclasa y hornblenda en la cual flotan microfenocristales a fenocristales de anfíbol y piroxeno. Se observa la presencia de esfena como mineral accesorio (muestra S-02). Nícoles cruzados. Campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.	71
5.2	Textura granuda equigranular. Los cristales presentan tamaños de grano iguales entre sí. Se aprecian varios cristales de feldespatos alcalinos, plagioclasa y apatitos como parte de los minerales accesorios. En la parte central derecha se aprecia un cristal de plagioclasa con bordes de feldespato alcalino (muestra S-09). Nícoles cruzados, campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.	72
5.3	Textura granuda inequigranular. Los cristales no guardan dimensiones iguales entre sí. Al igual que en la figura 5.4, en esta lámina abundan los feldespatos alcalinos en comparación con las plagioclasas y cuarzo. Se distinguen cristales finos de zircón y augita maclada (muestra S-22). Nícoles cruzados, campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.	72

5.4	Se observan varios cristales de clinopiroxenos (augitas). En el cristal de augita en la parte central de la figura, muestra claramente la macla de reloj de arena que caracteriza a los clinopiroxenos, además de sus colores de birrefringencia anómalos. Otra característica presente en las augitas es la macla simple (muestra S-17). Nicoles cruzados, campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.	76
5.5	En esta sección se aprecia a la biotita de forma intersticial. Además, se aprecian cristales de plagioclasa y piroxenos. La matriz es principalmente plagioclasa. En la parte superior izquierda se encuentra un fenocristal de plagioclasa con inclusiones de minerales accesorios (muestra S-12). Nicoles cruzados, campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.	77
5.6	Diagrama de STRECKEISEN (1976) en el que se presentan los resultados de la clasificación petrográfica de las muestras estudiadas en el intrusivo La Soledad. La mayoría de las rocas son cuarzo-dioritas, sin embargo las rocas de la porción Sur – Suroeste del plutón muestran un comportamiento más alcalino (Capítulo IV,VI).	79
6.1	Carácter químico de las rocas del intrusivo de La Soledad, analizadas en el diagrama SiO ₂ contra Na ₂ O + K ₂ O de IRVINE Y BARAGAR (1971). Los recuadros simbolizan las muestras más alcalinas y los círculos las subalcalinas.	96
6.2	Carácter de las rocas analizadas en el diagrama SiO ₂ contra Na ₂ O+K ₂ O de IRVINE Y BARAGAR (1971) para las muestras reportadas por MORTON-BERMEA (1995) en el CCM.	96
6.3	Diagrama del contenido de potasio de acuerdo a PECCERILLO Y TAYLOR (1976). Los círculos simbolizan las muestras subalcalinas, los cuadros las muestras más alcalinas.	97
6.4 (a)	Diagrama FeO/(FeO + MgO) contra % SiO ₂ . Se encuentra dividido por el número de Fe (<i>no. Fe</i>) en granitoides ferrosos y magnesianos. El campo rayado diagonalmente señala el campo de los batolitos mesozoicos Cordilleranos de Norteamérica. El campo con tono gris indica el campo de los plutones post-colisionales Caledonianos de Inglaterra e Irlanda (adaptado de FROST <i>et al.</i> , 2001).	101

6.4 (b)	Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ contra % SiO_2 (MALI). Se encuentra dividido en granitoides alcalinos (a), alcali-cálcicos (a-c), cálcico-alcalinos (calcoalcalinos) (c-a) y cálcicos (c). El campo rayado diagonalmente señala el área de composición para leucogranitos peraluminosos. El campo con los bordes discontinuos muestra el área de composición para los batolitos mesozoicos Cordilleranos de Norteamérica. El campo con tono gris indica el área de composición de los plutones post-colisionales Caledonianos. El campo limitado por línea continua señala el área de composición batolitos tipo-A (adaptado de FROST <i>et al.</i> , 2001).	102
6.5	Diagramas de variación del contenido de elementos mayores en las rocas del intrusivo La Soledad.	105-106
6.6	Patrón de tierras raras para las rocas del intrusivo La Soledad, normalizadas a condritas (EVENSEN, <i>et al.</i> , 1978).	111
6.7 (a)	Diagrama de elementos de las tierras raras para las rocas del intrusivo La Soledad separadas en el campo alcalino.	112
6.7 (b)	Diagrama de elementos de las tierras raras para las rocas del intrusivo La Soledad separadas en el campo subalcalino.	112
6.8	Diagrama multielementos de las rocas del intrusivo La Soledad, normalizados contra valores del manto primordial propuestos por MCDONOUGH y colaboradores (1992) y SUN (1980).	114
6.9	Diagrama de discriminación de PEARCE y colaboradores (1984) de Rb contra (Y + Nb) para granitos. Gran parte de las muestras estudiadas caen en el campo de granitos de arco volcánico (VAG).	120
7.1	Diagrama multielementos normalizado a condritas (de acuerdo a THOMPSON <i>et al.</i> , 1984) de las composiciones promedio de las rocas máficas presentes en las diferentes fases de Trans-Pecos, Texas. Se observan las fases principal (48 – 31 Ma), extensional (28 – 27 Ma) y la de <i>Basin and Range</i> (24 – 17 Ma). Figura tomada de JAMES Y HENRY (1991).	123
7.2	Diagrama multielemento normalizado a manto primordial de las rocas de la Sierra de Picachos (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA Y ALTHERR, 1991).	124
7.3	Diagrama multielemento normalizado a manto primitivo de algunos de los plutones del CCM (MORTON-BERMEA, 1995). En la figura se distinguen los plutones del Mercado y Marcelinos, pues son los más cercanos al de La Soledad. Se observan anomalías de Nb y Ti, muy parecidas a las que se encontraron en las rocas de La Soledad.	125

LISTA DE TABLAS

Tablas		Página
2.1	Localidades de la Provincia Alcalina Oriental. Se muestra su situación geográfica, edad y referencia (compilado por NICK, 1988).	16
5.1	Tamaños de los cristales.	74
5.2 (a)	Claves y proporciones modales ajustadas de los minerales presentes en cada una de las rocas.	80
5.2 (b)	Clasificación correspondiente a cada muestra de acuerdo al diagrama de STRECKEISEN (1976) recalculando al 100% el contenido de minerales (plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo).	80
6.1	Elementos contaminantes en diferentes morteros (SPEX, no publicado; THOMPSON Y BANKSTONE, 1970).	82
6.2	Elementos determinables por la técnica de FRX e ICP-MS (ROLLINSON, 1993).	83
6.3 (a)	En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos mayores (LOZANO-SANTA CRUZ <i>et al.</i> , 1995).	88
6.3 (b)	En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos traza (LOZANO-SANTA CRUZ <i>et al.</i> , 1995).	88
6.4	Límites de detección y condiciones de medición para los elementos determinados por ICP-MS (MORTON <i>et al.</i> , 1997).	91
6.5	Resultados de los análisis de elementos mayores por FRX de las rocas del intrusivo La Soledad. Al final de la tabla se muestran algunos parámetros determinados para la clasificación geoquímica de las rocas de acuerdo a FROST y colaboradores (2001).	93
6.6	Valores obtenidos para los minerales normativos (Norma CIPW) de las muestras de La Soledad.	95
6.7	Concentraciones en partes por millón (ppm) de elementos traza y tierras raras analizadas para las 10 muestras del intrusivo La Soledad. Elementos traza determinados por FRX y Elementos de las Tierras Raras por ICP-MS.	109

LISTA DE ABREVIATURAS

%AN	Por ciento de Anortita
µm	Micras
A	Feldespató Alcalino
A/CNK	Óxido de Aluminio molecular/(Óxido de Calcio molecular + Óxido de Sodio molecular + Óxido de Potasio molecular)
ab	Albita
AFM	Diagramas trivariados de Aluminio – Hierro – Magnesio
an	Anortita
ap	Apatito
ASI	Aluminum Saturation Index (Índice de Saturación de Aluminio)
CCM	Cinturón Candela – Monclova
CH	Chihuahua
CIPW	Cross – Iddings – Pirsson – Washington
cm	Centímetro
COLG	Collisional Granites (Granitos Colisionales)
CVM	Cinturón Volcánico Mexicano
CyS	Cuencas y Sierras
D	Durango
di	Diópsida
E	Ensenada
E.U.A.	Estados Unidos de América/Estados Unidos de Norteamérica
EP	El Paso
eV	Electrón Volts
F/FM(%)	Porcentaje en peso de FeO/(FeO + MgO)
Fig	Figura
Fm	Formación
FRX	Fluorescencia de Rayos X
g	Gramos
G	Terreno Guerrero
g/l	Gramos/Litro
GM	Golfo de México
hem	Hematita
HFSE	High Field Strength Element (Elementos de Alto Potencial Iónico)
hy	Hiperstena
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inducido)
il	Ilmenita
INAA	Instrumental Neutron Activation Analysis (Análisis por Activación de Neutrones)
J	Terreno Juárez
Km	Kilómetro
kV	Kilovolts

LC	Complejo Intrusivo La Cueva
LILE	Large Ion Lithophile Elements (Elementos Litófilos de Radio Iónico Grande)
LP	La Paz
LUGIS	Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica
m	metro
M	Terreno Mixteca
Ma	Millones de Años
MA	Terreno Maya
MALI	Modified Alkali-Lime Index (Índice Modificado de Alkali-Calcio)
min	Minutos
ml	Mililitros
mm	Milímetros
MORB	Mid Ocean Ridge Basalt
mt	magnetita
N	Norte
ne	Nefelina
NE	Noreste
NNE	Nor-Noreste
NNW	Nor-Noroeste
NW	Noroeste
O	Terreno Oaxaca
°C	Grado Centígrado
OIB	Ocean Ridge Basalts (Basaltos de Islas Oceánicas)
ol	Olivino
or	Ortoclasa
ORG	Oceanic Ridge Granites (Granitos de Dorsal Oceánica)
P	Plagioclasa
PAOM	Provincia Alcalina Oriental Mexicana
PEGC	Provincia Extensional del Golfo de California
ppb	Partes por billon
ppm	Partes por millón
PS	Masivo de Palma Sola
PT	Planicie de Tampico
PXC	Pérdida por calcinación
Q	Cuarzo
REE	Rare Earth Elements (Elementos de las Tierras Raras)
S	Sur
SB	Sierra Blanca
SC	Sierra de San Carlos
SE	Sureste
sec (seg)	Segundos
SLP	San Luis Potosí
SMO	Sierra Madre Oriental
SMOc	Sierra Madre Occidental
SMS	Sierra Madre del Sur

SO	Sierra de Otontepec
SP	Sierra de Picachos
SSE	Sur-Sureste
SSW	Sur-Suroeste
ST	Sierra de Tamaulipas
SW	Suroeste
syn-COLG	Syn Collisional Granites (Granitos Sin-Colisionales)
T-P	Trans-Pecos
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
VAG	Volcanic Arc Granites (Granitos de arco volcánico)
W	Oeste
WPG	Within Plate Granites (Granitos de Intraplaca)
Wt %	Weight percent (Por ciento en peso)
X	Terreno Xolapa
Z	Número Atómico

RESUMEN

El intrusivo Cerro La Soledad está ubicado en la porción más occidental del Cinturón Candela – Monclova. Está compuesto de dos pulsos magmáticos encajonados en rocas sedimentarias de las formaciones Aurora a Georgetown, del Cretácico Inferior. El intrusivo La Soledad está compuesto por dos pulsos diferentes de magma (máfico y félsico), que entraron en la cámara magmática después de cierto tiempo, permitiendo la cristalización de la fase máfica antes de ser emplazada por la fase félsica; estos pulsos experimentaron enfriamientos rápidos, reflejados en las texturas porfiríticas (márgenes enfriados), escasa zonación y reemplazamientos minerales. Las rocas analizadas presentan concentraciones de SiO_2 que varían de 48.10 a 62.28 % en peso. Los estudios petrográficos muestran que las rocas consisten de cuarzo-dioritas hasta sienitas y cuarzo-monzonitas. Existen dos grupos de rocas, uno alcalino de alto potasio y otro sub-alcalino de medio potasio. Según la norma CIPW, la mayoría de las muestras analizadas presentan cuarzo normativo (sobresaturadas en SiO_2), sólo las rocas básicas ($\text{SiO}_2 < 52\%$) presentan nefelina normativa. En los diagramas de tierras raras se observa un enriquecimiento relativo de los elementos de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras medias y pesadas. El aplanamiento en las tierras raras pesadas está controlado por los minerales en el material fuente, en el que probablemente debió estar presente granate, el cual fracciona fuertemente a estos elementos. La anomalía negativa de Nb en los diagramas multielementos es indicadora de un ambiente de subducción; asimismo, se advierte una anomalía negativa en Ti, sugiriendo procesos de fraccionación mineral en el sistema. El intrusivo La Soledad muestra una clara afinidad a un ambiente de rocas de arco volcánico alejadas de la trinchera y procesos de cristalización fraccionada, de acuerdo a las evidencias expuestas en los diagramas de discriminación tectonomagmática, variación de elementos mayores y tierras raras. Se recomienda realizar determinaciones geocronológicas e isotópicas de Sr-Nd-Pb, para conocer el grado de contaminación cortical y edad de emplazamiento para poder elaborar la reconstrucción de un modelo petrogenético adecuado. Finalmente, se recomiendan también estudios estructurales para definir el mecanismo de ascenso y emplazamiento de los magmas.

ABSTRACT

The intrusive Cerro La Soledad is located on the western portion of the Candela Monclova Belt. It is composed of two magma pulses emplaced in Lower Cretaceous sedimentary rocks of the Aurora and Georgetown formations. The intrusive La Soledad is composed of two different magma pulses (mafic and felsic), which entered in the magmatic chamber after a certain time, allowing the crystallization of the mafic phase before being emplaced by the felsic phase; these pulses experimented fast chilling, reflected in the porphyritic textures (chilled margins), scarce zonation and mineral replacements. The analyzed rocks show variations of SiO₂ concentrations, from 48.10 to 62.28 % weight. The petrographic studies indicate that the rocks consist of quartz-diorite to syenites and quartz-monzonites. There are two main groups of rocks, one consists of alkaline rocks and has high potassium (high K) and the other group has a sub-alkaline composition and medium potassium (medium K). According to the CIPW norm, most of the analyzed samples present normative quartz (oversaturated in SiO₂); only the basic rocks (SiO₂ < 52%) have normative nepheline. The REE diagrams show a relatively high enrichment of light REE compared with medium and heavy REE. The flattening of the heavy REE is controlled by the minerals existing in the source material, in which probably garnet was present and it strongly fractionated those elements. The negative Nb anomaly on the multielement diagrams is an indicator of a subduction setting; likewise, a negative Ti anomaly is noticed, suggesting mineral fractionation in the system. The intrusive La Soledad shows an evident affinity to a volcanic arc setting far away from the trench and fractional crystallization processes, supported by the evidences exposed in the tectonomagmatic discrimination diagrams and the mayor element variation and REE diagrams. It is recommended to realize geochronological and Sr-Nd-Pb isotopic determinations to find the grade of crustal contamination and age of emplacement to elaborate the reconstruction of a suitable petrogenetic model. Finally, it is also recommended structural studies to define the upraising and emplacement mechanisms.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Dentro de la provincia fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo de México existe una serie de complejos magmáticos de composición predominantemente alcalina, con una orientación Noroeste – Sureste y se extiende desde Sierra Blanca en E.U., hasta Palma Sola, Veracruz en México. Este grupo de complejos magmáticos que se encuentran en la parte Noreste y Este de México han sido denominados como Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) por DEMANT Y ROBIN (1975; Fig. 1.1). Las edades de estas rocas varían con una no muy clara disminución de edad de Norte a Sur, presentándose las más antiguas en el Norte con edades de 46 – 16 Ma en Trans-Pecos, Texas (BARKER, 1977); en el área del Cinturón Candela Monclova (CCM) entre Coahuila y Nuevo León, presentan edades de 43 – 35 Ma (SEWELL, 1968); hasta los más recientes al Sur con edades del Mioceno Medio en las rocas del área de Palma Sola (CANTAGREL Y ROBIN, 1979).

Para la PAOM, en general, se han determinado dos tipos de magmatismo: uno más antiguo relacionado a la subducción de la placa de Farallón bajo la Placa de Norteamérica, y el más reciente, ligado a un posterior ambiente extensional (NICK, 1988; OROZCO, 1995; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996; MORTON-BERMEA, 1995).

El área de mayor interés en el presente trabajo corresponde al CCM, donde MORTON-BERMEA (1995) realizó estudios petrográficos y geoquímicos en cinco de 14 cuerpos intrusivos que lo componen (Fig. 1.2), el Cerro Marcelinos, Mercado, Imán, Colorado y el Providencia, interpretando que son producto de la subducción de la placa de Farallón bajo la Placa de Norteamérica durante el Paleógeno. El área de estudio se encuentra en la parte Oeste del CCM, específicamente corresponde al intrusivo de La Soledad, el cual forma parte de este grupo de plutones y hasta hoy en día no existen antecedentes de ningún estudio sobre éste. El intrusivo de La Soledad se encuentra encajonado por rocas sedimentarias de las formaciones

Aurora a Formación Georgetown, del Cretácico Inferior. Debido a la falta de estudios en la porción occidental del CCM, este plutón representa una parte clave para complementar la información reportada por MORTON-BERMEA (1995), además de que representa al intrusivo con mayor variación composicional y textural de los reconocidos dentro del CCM.

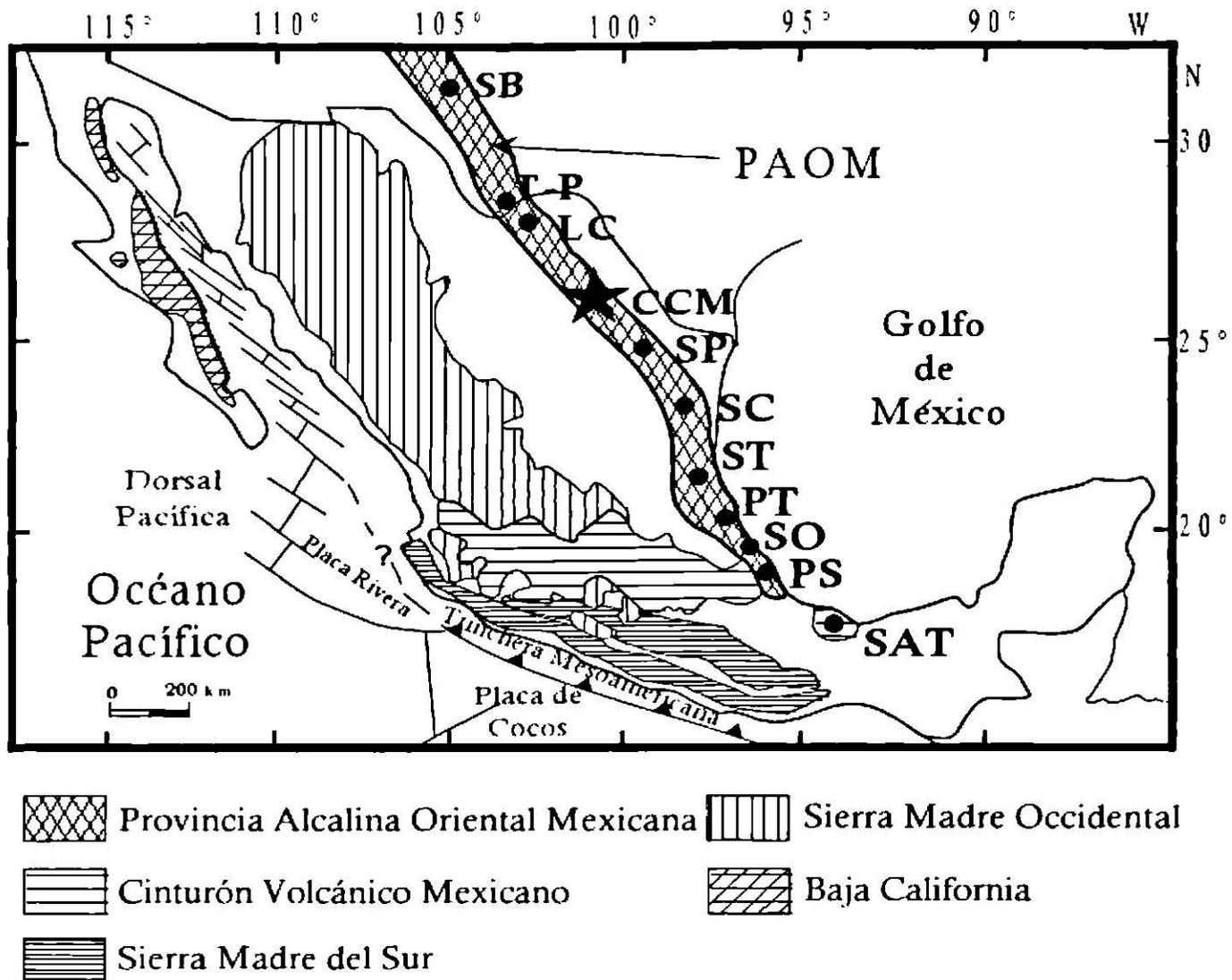


Figura 1.1. Grupo de cuerpos ígneos de composición predominantemente alcalina que conforman la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) (denominada por DEMANT Y ROBIN, 1975). Localidades de la PAOM.- SB: Sierra Blanca, T-P: Trans-Pecos; LC: Complejo Intrusivo La Cueva; CCM: Cinturón Candela - Monclova; SP: Sierra de Picachos; SC: Sierra de San Carlos; ST: Sierra de Tamaulipas; PT: Planicie de Tampico; SO: Sierra de Otontepec; PS: Masivo de Palma Sola. Modificado de DEMANT Y ROBIN (1975); CLARK y colaboradores (1982) y RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996).

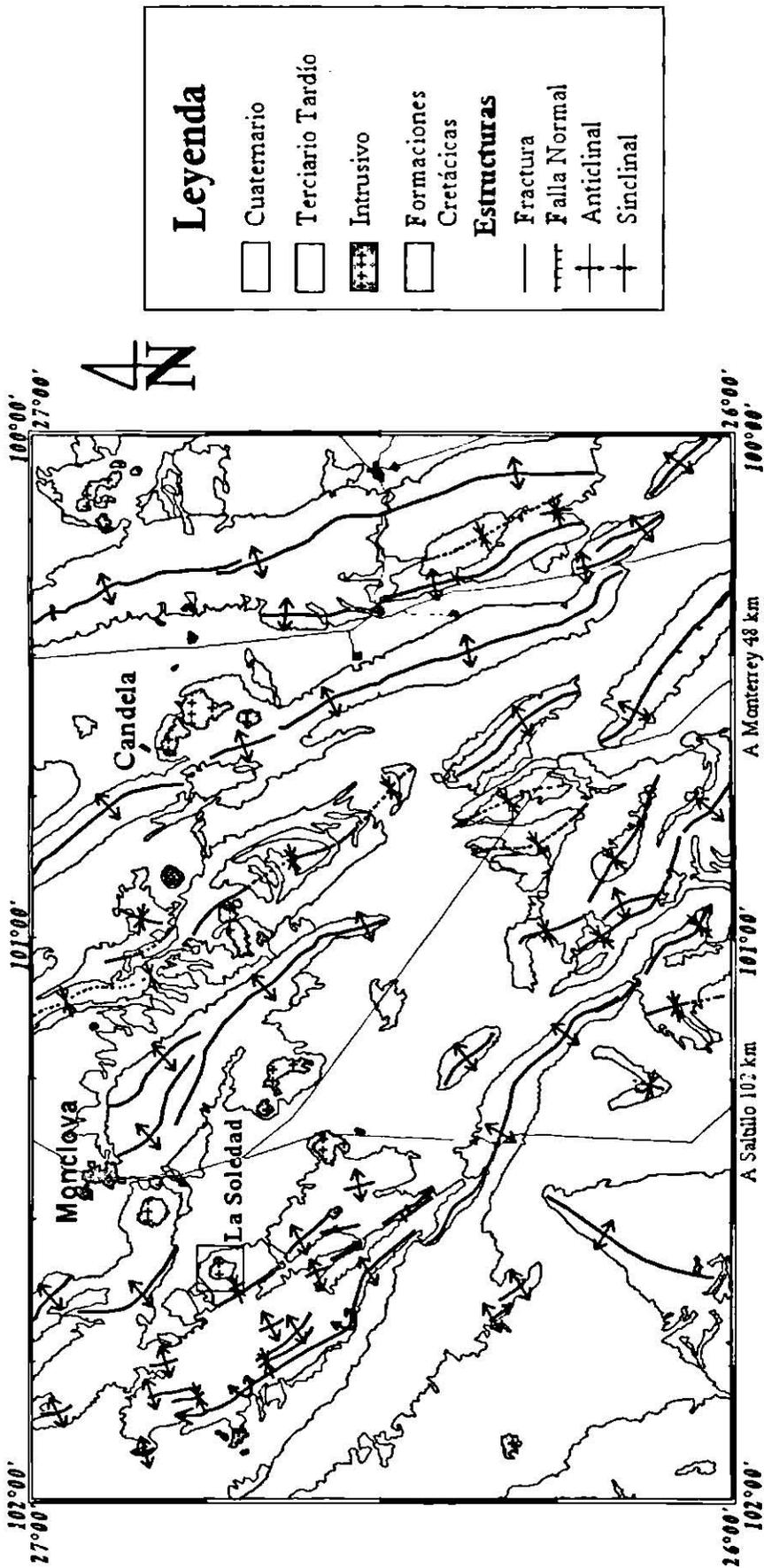


Fig. 1.2.- Los Intrusivos del Cinturón Candela - Monclova tienen una orientación E - W (adaptado de INEGI carta geológica Monclova 1: 250, 000).

Es importante mencionar que la presente tesis forma parte de un proyecto de investigación regional sobre la composición, la relación temporal de los eventos de magmatismo con respecto a la deformación regional y el tipo de mecanismos de ascenso y emplazamiento que experimentaron los magmas en el CCM.

1.2 JUSTIFICACIÓN

A continuación se mencionan algunas de las razones por las cuales se escogió el área del intrusivo de La Soledad para realizar la investigación de la presente tesis de licenciatura:

- El intrusivo de La Soledad presenta variaciones composicionales importantes, así como diferencias en la relación temporal de emplazamiento de las fases ígneas presentes.
- En esta localidad se observaron las rocas más primitivas, es decir, menos diferenciadas del CCM.
- Este intrusivo no ha sido estudiado en ningún aspecto, por lo que se ampliaría la información petrográfica y geoquímica reportada por MORTON-BERMEA (1995) sobre el CCM.
- Dentro del CCM, el intrusivo de La Soledad se encuentra en la parte más occidental, por lo cual es importante documentar sus características y hacer una posterior comparación con los otros cuerpos estudiados al Este (Cerro Imán, Cerro Colorado y Cerro Providencia).

1.3 OBJETIVOS

Los objetivos a cumplir en este estudio son los siguientes:

- Realizar una cartografía escala 1:10,000 (ANEXO I), estableciendo los contactos entre las fases ígneas presentes para definir la relación temporal de emplazamiento entre ellas.
- Muestrear las diferentes rocas presentes para su clasificación petrográfica.
- Realizar análisis químicos para conocer su composición y afinidad geoquímica.

1.4 METODOLOGÍA

El presente trabajo se efectuó en cinco etapas: documentación, cartografía, muestreo, estudio petrográfico y análisis geoquímico, e interpretación de datos y redacción de tesis.

I. Documentación del área de estudio

Se realizó una compilación de trabajos y artículos referentes a la PAOM, en especial sobre el CCM y sobre el origen y deformación del Cinturón Plegado de Coahuila. También se prepararon los mapas topográficos base escala 1:10,000 para la cartografía geológica a partir de las cartas topográficas Monclova G14A52 y La Gloria G14A62 1:50,000 del INEGI.

II. Cartografía geológica (escala 1:10,000)

Se efectuaron los caminamientos necesarios para definir los contactos litológicos existentes. Se cartografiaron las variaciones composicionales y texturales para poder determinar la relación temporal de emplazamiento; de igual manera se cartografiaron los contactos entre las formaciones encajonantes y el mismo cuerpo ígneo principal.

III. *Muestreo petrográfico y geoquímico*

El muestreo se efectuó tomando en cuenta las variaciones composicionales y texturales anteriormente cartografiadas. El muestreo en campo estuvo restringido a muestras no alteradas, ni fracturadas y que no estuvieran próximas al contacto intrusivo – roca encajonante.

IV. *Estudio petrográfico y análisis geoquímico*

El análisis petrográfico permitió clasificar la roca de acuerdo al diagrama de Streckeisen (1976), también ayudó a la selección de las mejores muestras para los estudios geoquímicos. Éstos últimos se efectuaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, determinándose elementos mayores y elementos traza por Fluorescencia de Rayos-X y elementos de las tierras raras por Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS).

V. *Interpretación de datos y redacción de tesis*

Una vez que se tuvieron los resultados de los análisis geoquímicos, se procedió a la interpretación de los mismos realizando diagramas tipo Harker, diagramas multielemento y de discriminación tectonomagmática, para finalmente comenzar con la digitalización de los mapas de campo (estructural y geológico), realización del perfil y finalmente la redacción de la tesis.

1.5 TRABAJOS PREVIOS

Existen varios trabajos dentro de PAOM, sin embargo pocos se han realizado en el CCM. A continuación se mencionarán algunos de los trabajos principales que se han desarrollado en la PAOM.

BLOOMFIELD Y CEPEDA-DÁVILA (1973) efectuaron estudios sobre la actividad magmática oligocénica en el Noreste de México; DEMANT Y ROBIN (1975) observaron las fases del vulcanismo en México desde el Cretácico; MORTON-BERMEA (1995) realizó

estudios petrológicos y geoquímicos de algunos de los intrusivos que componen el CCM; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ (1996) estudió el volcanismo de intraplaca en la Planicie Costera del Golfo de México (Sierra de Tamaulipas); SEWELL (1968) también enfocó su estudio a los intrusivos que componen el CCM, principalmente realizando fechamientos isotópicos. En los setentas, el Consejo de Recursos Minerales realizó estudios geológico-mineros en la reserva minera nacional de La Soledad y el Mercado, así como en las áreas Pánuco, Candela y Vallecillos en la exploración de yacimientos tipo skarn de (Cu-Mo), (Fe), (Ag, Pb, Zn).

NICK (1988) trabajó en la Sierra de San Carlos y definió dos fuentes de magmatismo, la más antigua como de subducción y la más joven de extensión. OROZCO (1995) trabajó en Palma Sola caracterizando geoquímicamente el macizo; MORTON-BERMEA y ALTHERR (1991) trabajaron en la Sierra de Picachos y definieron que las rocas magmáticas presentaban una afinidad magmática del tipo intra placa; finalmente, VIERA-DECIDA (1999) trabajo en una pequeña localidad de la Sierra de Tamaulipas conocida como Rancho El Salvador donde estableció que las rocas presentaban características de magmas relacionados a subducción; entre otros trabajos.

1.6 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El intrusivo de La Soledad se encuentra en la porción más occidental del CCM, en el extremo Suroeste de la ciudad de Castaños, Coahuila. Se localiza dentro de las coordenadas geográficas $101^{\circ} 37' 27''$ a $101^{\circ} 32' 38''$ de longitud oeste y $26^{\circ} 41' 33''$ a $26^{\circ} 45' 54''$ de latitud Norte en el estado de Coahuila (Fig. 1.3).

1.6.1 VÍAS DE ACCESO

La ciudad de Monclova, Coahuila cuenta con diversas vías de acceso y comunicación (carreteras, ferrocarril y aeropuerto); y representa a la ciudad principal más cercana al área de estudio. Saliendo de la ciudad de Monclova, se toma la carretera No. 57 en dirección a Saltillo,

y en el Km 25 se ingresa al municipio de Castaños. En el límite Suroeste del municipio sale un camino de terracería, el cual es transitable todo el año, y continúa en la misma dirección por alrededor de 45 Km hasta llegar al ejido de La Soledad, localizado al Noroeste del área cartografiada (Fig. 1.3). En general, dentro del área de estudio existe una buena comunicación a través de caminos de terracería y veredas, que comunican a los diferentes ranchos de la región.

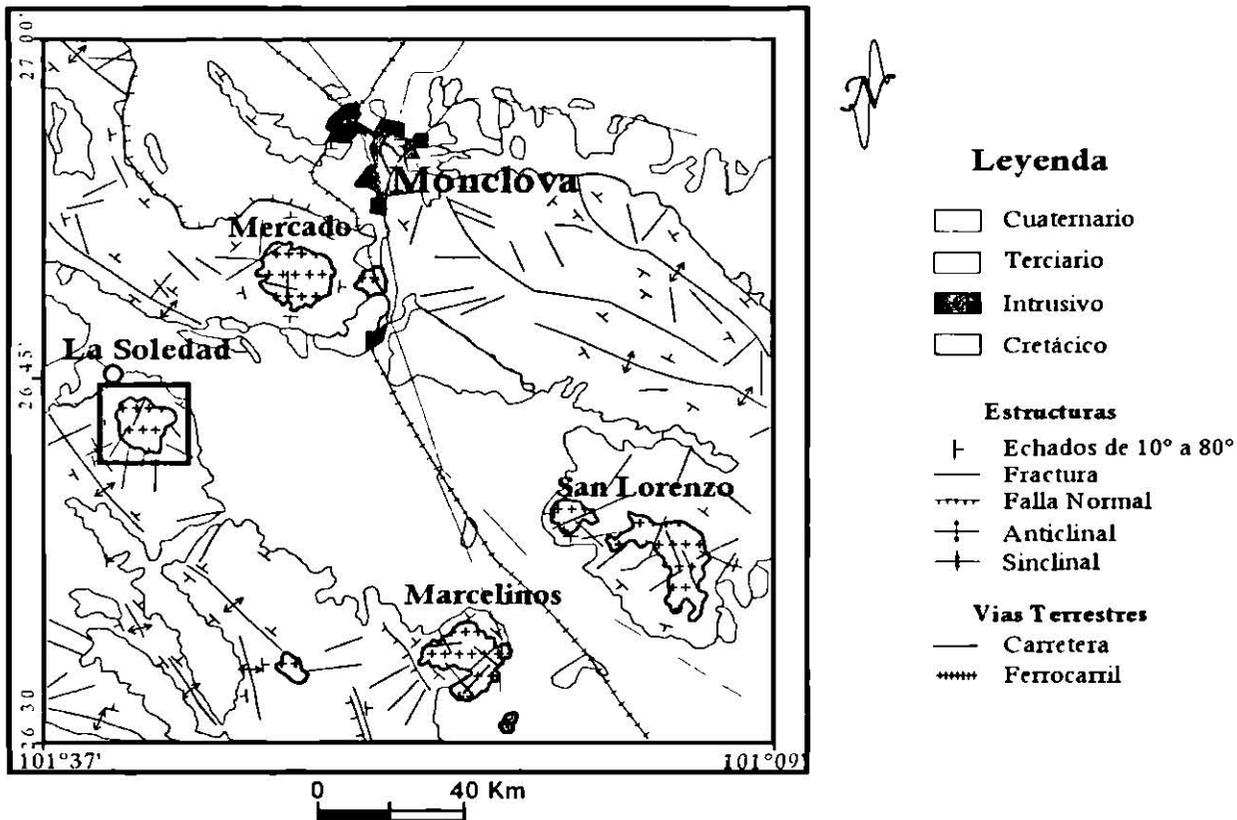


Figura 1.3. El Intrusivo de La Soledad se encuentra en la porción más occidental del CCM, en el extremo Suroeste de la Ciudad de Castaños, Coahuila. El área de estudio se encuentra marcada por el recuadro.

1.6.2 CLIMA Y VEGETACIÓN

La carta Monclova se localiza en la parte Norte de la altiplanicie mexicana caracterizada por tener altas presiones atmosféricas, en donde el aire desciende y se calienta,

se aleja de la condensación y ocasiona baja pluviosidad originando un clima árido. El área, en general, se caracteriza por tener clima muy seco, lluvias en verano e invierno y escasas el resto del año, precipitación media anual de 350 mm, temperatura media anual es de 22 °C, la mínima es de -10 °C y la máxima de 47 °C, en lo alto de las sierras cambia a templado semiseco. Es común la presencia de heladas entre Octubre y Marzo, siendo Enero el mes de mayor incidencia. Por otro lado la sequía es un fenómeno que últimamente se ha incrementado en toda la parte Norte del país, esto debido a la ausencia de precipitación.

La vegetación que se presenta está determinada por el clima que prevalece, encontrando sotol (*desylirión sp*), lechuguilla (*agave funkiana*), candelilla (*euphorbia antisiphilitica*), maguey (*agave sp*), guayule (*parthenium*), mezquite (*prosopis juliflora*), uña de gato (*acacia greggy*), engordacabra (*dalen sp*), nopal cegador (*opuntia microdasys*), nopal rastrero (*opuntia trastera*), nopal tapón (*opuntia robusta*), biznaga (*enchinocactus sp*), ocotillo (*fronquieria splendens*), peyote (*atrophytum asterias*), granjeno (*celtis sp*), gobernadora (*larrea divaricata*), hojasén (*fluorencia sp*), palma chica (*yuca filífera*), palma real (*yuca carnerosana*), castilla de vaca (*astriplex sp*), zacaton alcalino (*sprobulas sp*), zacatón salado (*distichlis sp*), en huertos se tiene nogal (*juglans regia*) que constituye una fuente de ingreso. En las sierras de mayor altitud en su parte alta se tiene bosque de pino, encino y oyamel, como encina (*quercus*), haya (*fagus mexicana*), pino (*pinus*), cedro (*cedral mexicana*), fresno (*fraxinus*) álamo (*poñulus*), acompañados por matorrales submontanos.

CAPÍTULO II

PROVINCIAS MAGMÁTICAS DE MÉXICO

Como se ha mencionado anteriormente, el CCM se encuentra en la parte norte-centro de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM; DEMANT Y ROBIN, 1975), la cual junto con la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre del Sur, el Cinturón Volcánico Mexicano y la Provincia Extensional del Golfo de California, forman las principales provincias magmáticas en México. Todos estos arcos han experimentado su propia evolución geológica y, algunos, han migrado en respuesta a cambios en la interacción de las placas tectónicas desde el Cretácico al Reciente. A continuación se explica brevemente la evolución de cada una de estas provincias.

2.1 CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) tiene unos 20 – 150 Km de ancho, cerca de 1000 Km de largo y una orientación aproximada Este – Oeste (Fig. 2.1). Esta estructura está situada entre los 19° y 21° de latitud Norte y se extiende desde Puerto Vallarta en la costa del Pacífico hasta Veracruz en la costa del Golfo de México (MOOSER, 1969, 1972; DEMANT Y ROBIN, 1975; ROBIN, 1982a; LOPEZ-RAMOS, 1983). La actividad volcánica en esta provincia principió en el Mioceno (FERRARI, 1994) y se prolonga hasta el Cuaternario. Comprende rocas volcánicas calcoalcalinas y de tipo OIB (Basaltos de Islas Oceánicas; MÁRQUEZ *et al.*, 1999).

Los principales estrato volcanes y calderas se orientan Este – Oeste a lo largo del Cinturón (Sanganguey, Ceboruco, Tequila, La Primavera y Colima en la porción Occidental del CVM; Parícutín y Nevado de Toluca en la parte Central; Iztaccíhuatl, Popocatepetl, La Malinche, Pico de Orizaba, Cofre de Perote, Los Humeros en la porción Oriental; VERMAY AGULAR-Y-VARGAS, 1988). Estas estructuras siguen un patrón de zig-zag a lo largo del CVM (MOOSER *et al.*, 1974), el cual a su vez se encuentra fragmentado por un sistema de

grabens Norte – Sur o Noroeste – Sureste; éstos grabens posteriormente funcionaron como depósitos donde se acumularon productos aluviales y lacustres (DEMANT Y ROBIN, 1975).

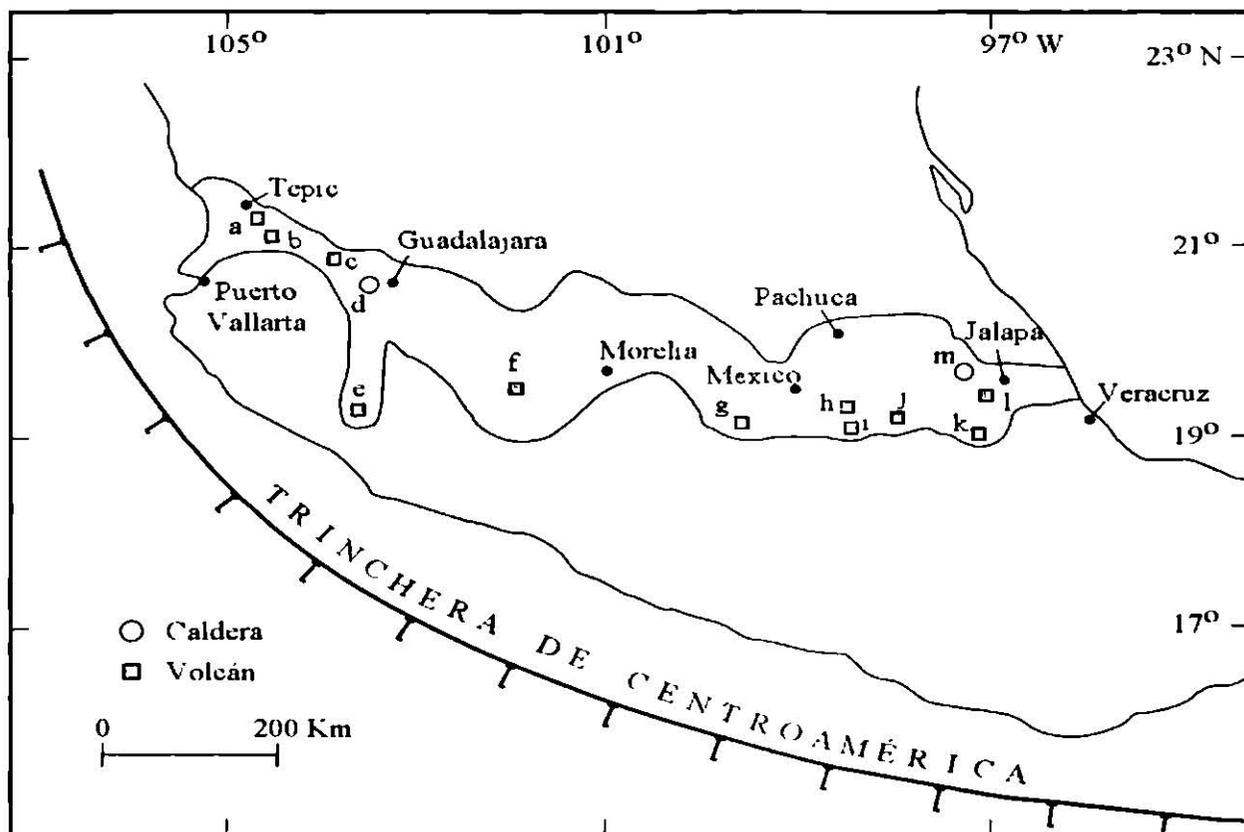


Figura 2.1. Figura esquematizada del CVM (modificada de AGUILAR-Y-VARGAS Y VERMA, 1987). Los nombres de los estrato volcanes y calderas son los siguientes: a. Sanganguey, b. Ceboruco, c. Tequila, d. La Primavera, e. Colima, f. Parícutín, g. Nevado de Toluca, h. Iztaccíhuatl, i. Popocatépetl, j. La Malinche, k. Pico de Orizaba, l. Cofre de Perote y m. Los Humeros.

Se reporta la predominancia de andesitas y dacitas; los basaltos calcoalcalinos (presentes en las porciones oriental y occidental del CVM) son, en cambio, escasos al igual que las riolitas (predominan en el bloque de Jalisco; VERMA Y AGUILAR-Y-VARGAS, 1988).

Generalmente se postula que el origen y evolución del CVM, así como del carácter calcoalcalino de gran parte de sus lavas, se debe a la subducción de las placas Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera centroamericana. Sin embargo, la existencia en espacio y tiempo del magmatismo calcoalcalino y de tipo OIB, ponen en tela de duda este modelo. La presencia de los basaltos tipo OIB y su extensión en el tiempo (Mioceno al Reciente) pone en duda la aplicación generalizada del modelo de subducción (MÁRQUEZ *et al.*, 1999) para el origen del magmatismo en el CVM. Otros datos que son necesarios mencionar son que el CVM y la trinchera centroamericana no son totalmente paralelos, más bien forman un ángulo de $15 - 20^\circ$ (MOLNAR Y SYKES, 1969); la distancia entre el CVM y la trinchera centroamericana se incrementa de 180 – 200 Km en la porción occidental, hasta 350 – 450 Km en la porción oriental (ROBIN, 1982b). Además, la profundidad de la placa de Cocos bajo el CVM no se encuentra bien determinada a pesar de la gran cantidad de estudios sismológicos en el área central de México. Se infiere que la placa se encuentra bajo el país de manera subhorizontal y la profundidad máxima de los sismos es aproximadamente 100 Km (MOLNAR Y SYKES, 1969; NIXON, 1982; LOMNITZ, 1982; SINGH *et al.*, 1985), aunque la actividad sísmica no es clara bajo la parte central del CVM si es observable el plano de Benioff en su parte Oeste, relacionado a la subducción de la placa de Rivera.

Existen varios modelos que tratan de explicar la génesis de este arco volcánico continental; por ejemplo: SHURBET Y CEBULL (1984) sugieren que el CVM representa un límite de placa en desarrollo (que tal vez pudo haber sido abortado) que define el límite norte de una microplaca todavía pobremente delineada, y se encuentra caracterizado por movimientos de transtensión. Ellos delimitan esta microplaca con diversas localidades tectónicas que han sido interpretadas como límites de placas aunque algunos de estos bordes están por ser aclarados; por ejemplo, está limitada al occidente por la trinchera centroamericana, la cual se extiende hacia el Sureste aproximadamente hacia Panamá y al Sur – Sureste por las fallas Guilo – Chixoy – Polochic, Motagua, y otras fallas (KELSER, 1971; ERDLAC Y ANDERSON, 1982) las cuales son conocidas colectivamente como el Sistema de Falla de Motagua, y tienen un desplazamiento lateral izquierdo (se extiende hacia el Oeste hasta intersectar con la trinchera). Esta microplaca y sus bordes están por ser mejor delineados

o abortados, todo depende de la razón y el patrón de movimiento de las principales placas en la vecinidad de Centroamérica.

Otro modelo es el que proponen MÁRQUEZ *et al.*, (1999); ellos mencionan que el CVM es un caso híbrido en el cual coexiste la interacción de una pluma del manto con un ambiente de subducción en un complejo escenario tectónico; la presencia de la pluma del manto explicaría el volcanismo tipo OIB presente. Ya anteriormente se había propuesto la hipótesis de la pluma del manto por MOORE *et al.* (1994), aunque en una forma un poco más restringida, para la porción occidental del CVM. Proponen que los efectos de la pluma permanecieron desde el Mioceno hasta el presente, y que se extienden por todo el CVM, lo cual puede interpretarse como la apertura de un rift que se propaga de Oeste hacia el Este.

De cualquier manera, el caso de esta provincia del CVM es complejo, puesto que la subducción de la placa de Cocos y Rivera aparenta ser innegable, y tanto los datos geofísicos como geoquímicos son indicativos de un proceso relacionado a subducción.

2.2 PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA

La Provincia Alcalina Oriental consta de una serie de cuerpos magmáticos de orientación Norte-noroeste – Sur-sureste (NNW – SSE), con un carácter geoquímico predominantemente alcalino. Estos plutones cubren el área de la Planicie Costera del Golfo de México y se extienden desde Sierra Blanca, en Estados Unidos de Norteamérica (E.U.A), hasta Palma Sola, Veracruz, México. La porción mexicana de estos intrusivos, denominada por DEMANT Y ROBIN (1975) como Provincia Alcalina Oriental Mexicana, presenta una composición sobresaturada y subsaturada. La PAOM está conformada por las siguientes localidades: Sierra Blanca, Nuevo México; Trans-Pecos, Texas; Complejo Intrusivo La Cueva, Coahuila; Cinturón Candela-Monclova, Coahuila-Nuevo León; Sierra de Picachos, Nuevo León; Sierra de San Carlos, Tamaulipas; Sierra de Tamaulipas, Tamaulipas; Planicie de Tampico, Tamaulipas-Veracruz; Macizo de Palma Sola, Veracruz y San Andrés de los Tuxtla también en Veracruz (Capítulo I, fig. 1.1).

HUBBERTEN Y NICK (1986) mencionan que esta provincia podría incluir probablemente hasta el área de Big Bend en los E.U.A; BARKER (1987) y NELSON y colaboradores (1987) consideran que la PAOM es una extensión hacia el Sur de la provincia magmática de Trans-Pecos.

Algunos autores (DEMANT Y ROBIN, 1975; ROBIN 1976b; ROBIN, 1982) proponen extender la provincia un poco más al Sur, hasta San Andrés Tuxtla, Veracruz, aunque es importante mencionar que otros autores (THORPE, 1977; y CLARK, *et al.*, 1982) difieren con esta idea y remarcan que este complejo pertenece al CVM. Al parecer hasta hoy día no se ha podido determinar claramente esta cuestión, debido a la coexistencia de ambos tipos de magmatismo (intraplaca y de subducción) en este complejo de San Andrés de Los Tuxtla.

De acuerdo con los pocos trabajos realizados sobre fechamientos en rocas de la PAOM, los resultados muestran un desarrollo geológico con una no muy clara disminución de edad de Norte a Sur, de 53 Ma a 17, respectivamente, con la ocurrencia general de basaltos Cuaternarios (CANTAGREL Y ROBIN, 1978). Sin embargo, no todas las localidades han sido fechadas y ésta disminución de edades no se distingue de manera muy clara.

La actividad magmática en la PAOM inició en la Provincia de Trans-Pecos, Texas en el Eoceno (BARKER, 1977), continuando hacia el Sur, donde BLOOMFIELD Y CEPEDA-DÁVILA (1973) reportan rocas de edad oligocénica en las Sierras de San Carlos y Tamaulipas, en la Planicie de Tampico se obtuvo una edad del Mioceno Temprano mientras que las rocas del área de Palma Sola, Veracruz indican edades del Mioceno Medio (CANTAGREL Y ROBIN, 1979) y finalmente PICHLER Y WEYL (1976) indican que para algunas rocas del área de San Andrés de Los Tuxtla se obtuvo una edad del Cuaternario (Tabla 2.1). En cuanto al tipo de magmatismo, se han propuesto dos modelos genéticos, el más antiguo con afinidad de subducción y el magmatismo más joven con afinidad del tipo intraplaca.

En otro estudio realizado por JAMES Y HENRY (1991) se observaron dos ambientes de magmatismo en el área de Trans-Pecos Texas, el más antiguo es de magmas emplazados entre 48 y 32 Ma y está representado por rocas que presentan anomalías de Nb y Ta, características típicas de arcos volcánicos continentales; el magmatismo más joven es magmas emplazados entre 24 y 17 Ma y está representado por rocas más alcalinas y con mayores concentraciones de elementos incompatibles, con anomalías positivas de elementos como Nb y Ta, típico para ambientes extensivos. JAMES Y HENRY (1991) relacionan este evento de extensión regional con el fenómeno de CyS.

HENRY y colaboradores (1991) relacionan estos diferentes ambientes de magmatismo presentes en Trans-Pecos, Texas con direcciones de paleoesfuerzos. Sugieren que el magmatismo de arco volcánico está vinculado a la convergencia Este – Noreste entre la placa de Farallón y la de Norteamericana, teniendo σ_1 en dirección Este – Noreste.

Posteriormente, estos autores proponen que los procesos de extensión se deben al cambio de margen convergente a transformante que va a lo largo del límite occidental de Norteamérica con un σ_1 en dirección Norte – Noroeste. Al ocurrir los cambios en los campos de esfuerzos, las fuentes y composiciones de los magmas en Texas cambian aunados a este fenómeno.

Explican, además, que los datos geoquímicos y de paleoesfuerzos, combinados con patrones de edad regionales, indican que el magmatismo antes de los 31 Ma en la Cordillera Sur de Texas es afín a un arco volcánico continental relacionado a un ambiente de subducción; el subsecuente magmatismo lo identifican como extensión intraplaca de la provincia de CyS.

Tabla 2.1.- Localidades de la Provincia Alcalina Oriental. Se muestra su situación geográfica, edad y referencia (compilado por NICK, 1988).

Localidad	LAT. NORTE	LONG. OESTE	EDAD (MA.)	REFERENCIA
Sierra Blanca (Nuevo México)	33° 25'	105° 45'	35 - 25	THOMPSON (1972)
Provincia de Trans-Pecos (Texas)	29° 31'	103° - 105°	46 - 16	BARKER (1977, 1979)
Distrito de Big Bend (Terlinga, Texas)	29° 20'	103° 40'	53 - 42	ROSS (1986)
Distrito de Big Bend (Christmas Mountains, Texas)	29° 25'	103° 27'	Terciario	JOESTEN (1977)
			Temprano	
Complejo Intrusivo La Cueva (Norte de Coahuila)	29° 30'	102° 35'	Terciario	DAUGHERTY (1963)
			Temprano	
Cinturón Candela - Monclova (Coahuila y Nuevo León)	26° 40'	100° 10' - 100°	43 - 35	SEWELL (1968)
		30'		
Sierra de Picachos (Nuevo León)	26° 15'	100°	Terciario	MCKNIGHT (1963)
Sierra de San Carlos (Tamaulipas)	24° 35'	99° 05'	30 - 28	BLOOMFIELD Y CEPEDA-
				DÁVILA (1973)
Sierra de Tamaulipas (Tamaulipas)	22° 40' - 23° 45'	99° 05' - 97° 45'	28.7	CANTAGREL Y ROBIN (1979)
			31.5	SEIBERTZ (1990)
Planicie de Tampico (Tamaulipas y Veracruz)	22°	98° 15'	20	CANTAGREL Y ROBIN (1979)
Palma Sola (Veracruz)	19° 50'	97° 05'	17.3	CANTAGREL Y ROBIN (1979)

Dentro de la PAOM todavía existen controversias en cuanto a la génesis de los complejos magmáticos y a la edad de separación entre las rocas de diferente afinidad magmática. DEMANT Y ROBIN (1975) indican que el magmatismo presente en la Provincia Costera del Golfo de México se debe al desarrollo de una cuenca marginal en el seno de la placa americana, similar a la cuenca del Colorado o del Río Columbia en E.U.A. Posteriormente, ROBIN (1982) propuso un modelo de rifting continental con dirección Norte – Sur, el cual remarcó el régimen extensional del Golfo de México, dando lugar a la generación de rocas alcalinas y peralcalinas. Por otro lado sugirió que la falla Tamaulipas – Oaxaca (Fig. 2.2) explica las diferencias entre el vulcanismo del CVM (series de basaltos-andesitas-dacitas) y el vulcanismo alcalino e hiperalcalino de la Provincia Costera del Golfo de México.

La falla Tamaulipas – Oaxaca también ha sido interpretada por RAMÍREZ (1984) como el límite entre la verdadera corteza continental y la corteza continental derivada (corteza transicional o atenuada). Aunque la evidencia que apoya la existencia de esta falla no es concluyente, sugiere fuertemente la presencia de una importante discontinuidad cortical que coincide con los límites de los altos estructurales del Mesozoico Temprano (Archipiélago de Tamaulipas y parte de la Plataforma de Valles – San Luis Potosí; PADILLA Y SÁNCHEZ, 1986). Posteriormente, en otros trabajos realizados por diversos autores (entre ellos AGUAYO y PADILLA Y SÁNCHEZ) se ha determinado que la PAOM se desarrolló sólo sobre aquellos bloques que se encontraban por sobre el nivel del mar durante el Jurásico Tardío y que bordearon la parte Este del ancestral Golfo de México.

Los cuerpos magmáticos que componen las localidades de la PAOM fueron emplazados durante el Terciario entre 30 y 20 Ma aproximadamente (Oligoceno – Mioceno), afectando la secuencia de rocas del Cretácico Temprano, que posteriormente originarían la formación de cuerpos intrusivos en forma de sills, diques, stockes, batolitos; así como derrames de lavas y rocas piroclásticas (ROBIN, 1974; CANTAGREL Y ROBIN, 1979; NICK, 1988; MORTON Y ALTHERR, 1991; MORTON-BERMEA, 1995; OROZCO, 1995; RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 1996 y VIERA-DÉCIDA, 1998).

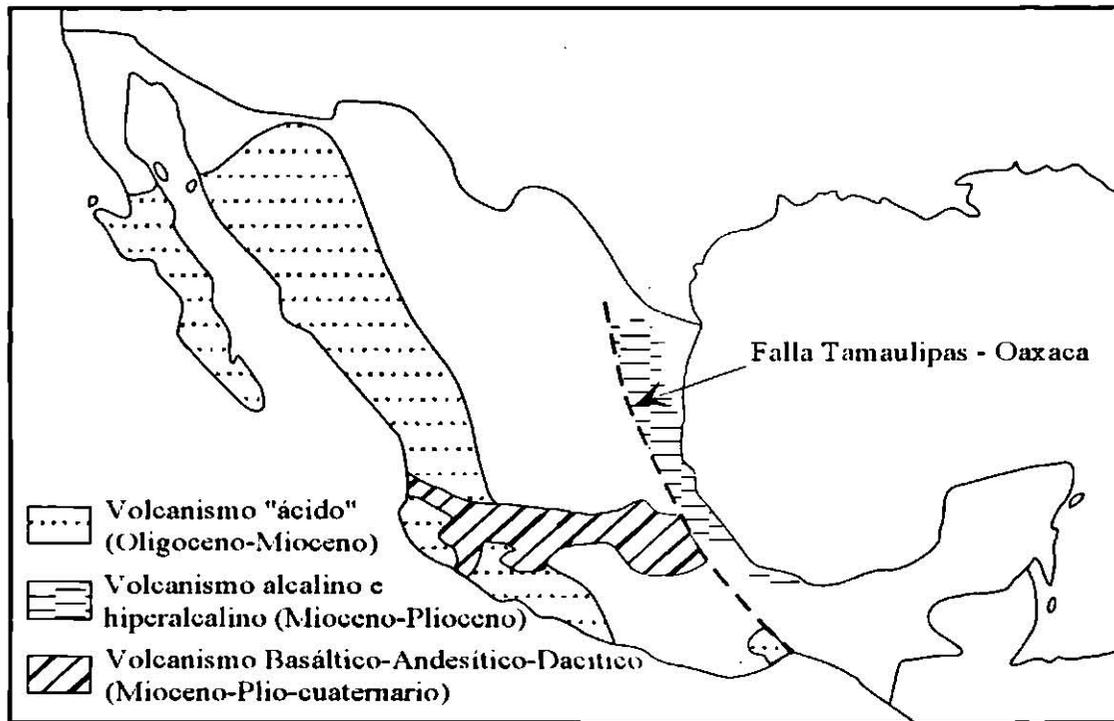


Figura 2.2. Distribución del volcanismo Cenozoico en México. Según ROBIN (1982), la falla Tamaulipas – Oaxaca es responsable de las diferencias entre el volcanismo del CVM (series de basaltos-andesitas-dacitas) y el volcanismo alcalino e hipercalcalino de la Provincia Costera del Golfo de México (modificada de ROBIN, 1982).

Los trabajos realizados en algunas localidades de la PAOM han propuesto modelos genéticos tanto de márgenes convergentes de placas (subducción de la Placa de Farallón bajo la placa Norteamericana) como de divergentes (zona de transición entre corteza oceánica y continental). Debido a lo anterior, es de suma importancia definir claramente en que tiempo ocurre la transición entre los dos tipos de ambientes geotectónicos. Para varias áreas de la PAOM esto no se ha aclarado y es un tema principal de discusión en un estudio regional del cual forma parte la presente investigación, y que tiene por objetivo central caracterizar la afinidad magmática del CCM y definir relaciones temporales de emplazamiento con respecto a la deformación regional, así como establecer los mecanismos principales de ascenso y emplazamiento de los magmas.

2.3 SIERRA MADRE OCCIDENTAL

La provincia volcánica más grande de México y con el volumen mayor de rocas ignimbríticas en el Mundo, corresponde a la Sierra Madre Occidental (SMOc). Este sistema montañoso está constituido en su mayoría por rocas ácidas, tiene una longitud de más de 1,200 Km y va desde la frontera México – Estados Unidos hasta un poco más al Sur de su intersección con el CVM frente a la costa pacífica de México, bordeando al Golfo de Baja California y al océano Pacífico. La SMOc en total cubre una superficie aproximada de 300,000 Km². Es probable que esta provincia magmática fuese aún más extensa y estuviese unida a la provincia volcánica de Baja California durante el Mioceno, antes de la apertura del Golfo de California y del inicio de la actividad del CVM, las cuales posteriormente la disgregarían y sepultarían parcialmente (Fig. 2.3; ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2000).

Es necesario mencionar que para esta porción de México (región Noroeste de México, al Este del Golfo de California), las actividades del vulcanismo y del fallamiento han sido los eventos geológicos más importantes debido a su magnitud y duración. Debido a esto la SMOc y la provincia de Cuencas y Sierras (CyS) son consideradas las provincias más importantes en este sector de México. Recientemente, se han proponiendo modelos geodinámicos para el origen y evolución de la SMOc y del fallamiento que presenta la provincia de CyS, y su posible interrelación entre ambos eventos (ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2000). Actualmente, la provincia de CyS se extiende desde el Suroeste de Canadá hasta el límite entre la Mesa Central y el CVM. Sin embargo, otros autores como HENRY Y ARANDA-GÓMEZ (1992) y JANSMA Y LANG (1997) proponen que antes de la formación del arco volcánico de CVM, la provincia de CyS pudo haberse prolongado todavía más al Sur de México.

La SMOc es considerada como un producto del paroxismo ignimbrítico, el cual tuvo lugar en el lapso de 32 – 28 Ma en el borde oriental del campo volcánico (por los estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato y Jalisco), y se desplazó hacia la costa del Pacífico durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano. La suite de rocas que componen la provincia está conformada por basaltos-andesitas-riolitas, que componen un espesor promedio de aproximadamente 1 Km.

El basamento de esta secuencia ácida se compone, en su mayoría, de andesitas de edad oligocénica (FREDRIKSON Y HENRY, 1972; RUIZ, 1975), que se encuentran cubriendo una paleotopografía cretácica. Hacia el Norte (en el estado de Sonora) se encuentran otros afloramientos del basamento pre-ignimbrítico, sin embargo se encuentran afectados por la tectónica plio-cuaternaria relacionada con el sistema Golfo de California – San Andrés, dando a esta región el aspecto característico de CyS (DEMANT Y ROBIN, 1975).

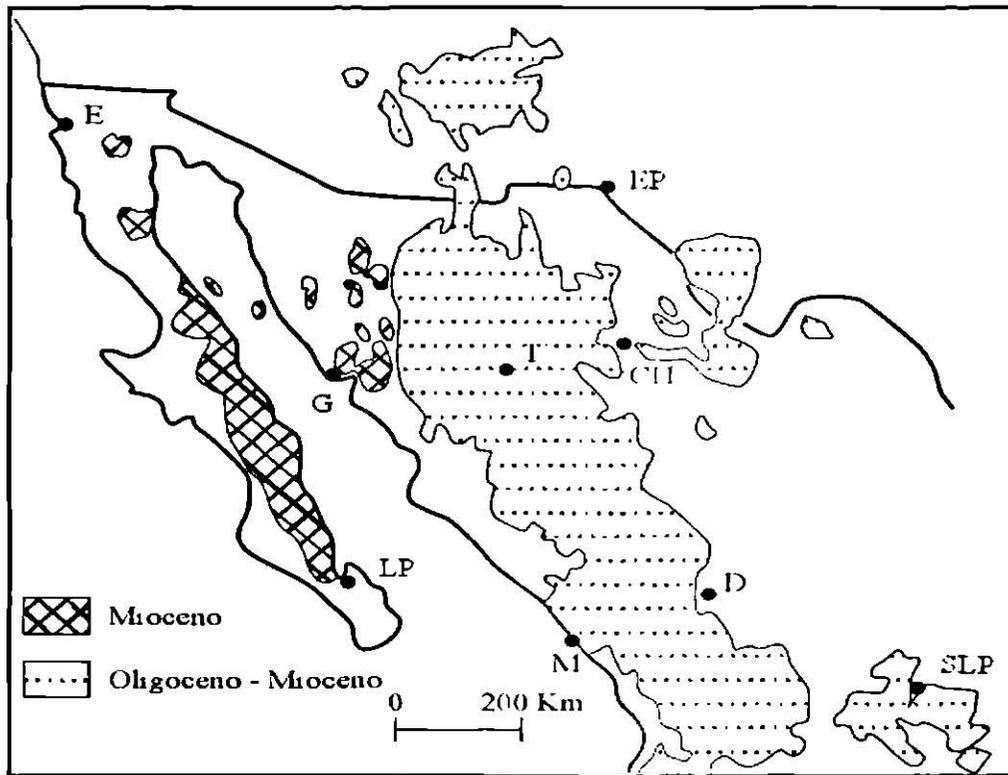


Figura 2.3. Mapa generalizado que muestra la distribución de rocas volcánicas asociadas a subducción del Oligoceno y Mioceno en el Noroeste de México. En la porción oriental de la cuenca del Golfo de California predominan las rocas volcánicas del Mioceno, sin embargo este contacto no ha sido cartografiado a lo largo de toda la SMOc. Figura modificada de MCDOWELL Y KEIZER (1977) y de ORTEGA-GUTIÉRREZ y colaboradores (1992). Ciudades: CH= Chihuahua, D= Durango, E= Ensenada, EP= El Paso, G= Guaymas, LP= La Paz, M= Mazatlán, SLP= San Luis Potosí.

Los magmas que componen la SMOc son predominantemente félsicos, que pudieron generarse por procesos de fusión parcial de la corteza, o por cristalización fraccionada de magmas provenientes del manto y la asimilación simultánea de material cortical (RUIZ *et al.*, 1988). RUDNICK Y CAMERON (1991) reportan edades isotópicas de zircones en xenolitos corticales de Chihuahua (La Olivina), e indican que del Eoceno al Oligoceno Medio hubo un pulso térmico que coincidió con el vulcanismo de la SMOc, además mencionan que a partir del Mioceno existieron en la parte media y profunda de la corteza condiciones de presión y temperatura congruentes con metamorfismo de alto grado (facies de granulitas). Esto nos dice que el origen de estas perturbaciones térmicas pudo estar relacionado, respectivamente, a la actividad magmática de la SMOc y al vulcanismo de intraplaca acompañado de extensión cortical.

En general, la evolución tectonomagmática para este sector de México es como sigue. La actividad magmática asociada a la subducción dio origen a la extensa SMOc. Cuando comenzó a cesar gradualmente la subducción, inició el magmatismo de intraplaca al Este de la SMOc, a su vez, en la región del Golfo de California se dio una combinación de vulcanismo alcalino y toleítico. Posteriormente, el fallamiento normal formó el extremo meridional de la provincia de CyS; sobre ésta provincia se sobrepuso la extensión oblicua que generó la Provincia Extensional del Golfo de California. En muchas localidades el vulcanismo y el fallamiento ocurrieron de manera simultánea, o bien, el fallamiento siguió después del vulcanismo; de esta manera, el vulcanismo asociado a subducción y el fallamiento normal intenso se desplazaron de Noreste a Suroeste, siendo reemplazados en el interior del continente por actividad alcalina de intraplaca y por extensión de menor magnitud (ARANDA-GÓMEZ *et al.*, 2000).

Durante el Oligoceno el arco magmático de la SMOc tuvo una orientación subparalela a la costa del Pacífico (Noroeste) y la composición dominante de sus rocas fue silícica. A partir del Mioceno Medio el vulcanismo asociado a subducción se concentró a lo largo de una franja Este – Oeste (el CVM), y su composición fue andesítica a basáltica. Posteriormente la orientación del frente volcánico fue girando en sentido contrario de las manecillas del reloj, desde la orientación Noroeste de la SMOc en el Oligoceno hasta el rumbo actual del CVM. La

orientación del CVM ha permanecido constante desde el Mioceno Tardío (12 Ma aproximadamente), en cambio la actividad volcánica se ha desplazado hacia el Suroeste (FERRARI *et al.*, 1999). FERRARI y colaboradores (1999) asocian la reorientación de la actividad magmática con cambios en la estructura térmica de la placa consumida y a variaciones en la geometría de los límites de placas.

2.4 PROVINCIA EXTENSIONAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA

La Provincia Extensional del Golfo de California (PEGC) comprende la región al Oeste de la SMOc hasta el escarpe del golfo en la península de Baja California (Fig. 2.4). Su evolución geológica es compleja, debido a que registra durante el Neógeno el cambio en el régimen tectónico de subducción a distensión cortical (rifting), además de la formación de piso oceánico en los últimos 3 – 4 Ma en algunas cuencas del Golfo. En su etapa actual de apertura oceánica, las cuencas de la mitad Sur del Golfo han generado verdadera corteza oceánica (MARTÍN-BARAJAS, 2000).

A través de la PEGC, la distensión cenozoica aparentemente define un patrón con edades más jóvenes de Oriente a Poniente (GANS, 1997; LEE *et al.*, 1996). FERRARI y colaboradores (1999) mencionan que en Sonora el proceso de distensión cortical se manifestó después de un pulso de actividad volcánica hacia los 30 Ma en la SMOc. Posteriormente el arco migró hacia el Oeste, manteniendo una actividad importante a lo largo del margen oriental de la península de Baja California y en la costa de Sonora durante el período de 23 a 12 Ma (MORA-ÁLVAREZ, 1993; HAUSBACK, 1984; SAWLAN Y SMITH, 1984). Fue hasta este intervalo de tiempo en que el proceso de máxima extensión de Sonora se desarrolló en una posición intraarco y trasarco, con respecto a la actividad volcánica del arco miocénico en Baja California (MARTÍN-BARAJAS, 2000).

Una característica importante del rift del Golfo de California es la oblicuidad de 15 a 20° que presenta con respecto a la dirección del movimiento relativo de las placas del Pacífico y Norteamericana. Esto ocasiona una componente de extensión muy importante en la

península, entre el escarpe principal del Golfo y el sistema de fallas transformantes y centros de dispersión del Golfo (STOCK *et al.*, 1996; AXEN Y FLETCHER, 1998; UMHOEFER Y DORSEY, 1997). También es necesario mencionar la importancia de la componente extensional del sistema transformante San Andrés-Golfo de California en la península de Baja California, pues éste controla la subsidencia de las cuencas adyacentes al escarpe de Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir (DOKKA Y MERRIAM, 1982; STOCK Y HODGER, 1989; STOCK *et al.*, 1996; AXEN Y FLETCHER, 1998).

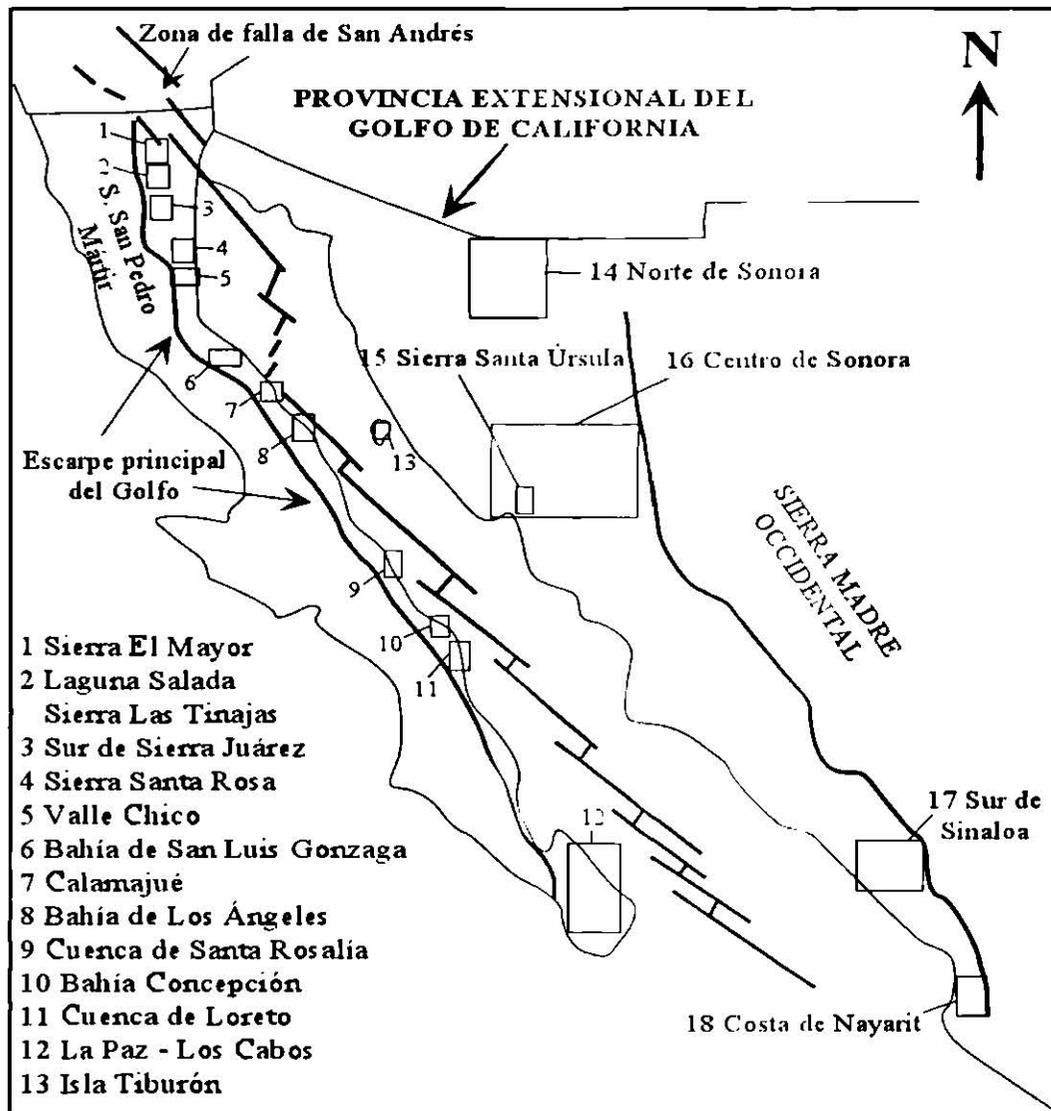


Figura 2.4. La Provincia Extensional del Golfo de California (PEGC) se encuentra limitada al Este por el borde occidental de la SMOc y al Oeste por el escarpe del golfo en la península de Baja California. Se observan las diferentes localidades que han definido el inicio y la duración de la distensión en la PEGC (extraído de MARTÍN-BARAJAS, 2000).

En resumen, en la península de Baja California existen reportes de extensión temprana en el Mioceno Medio (aproximadamente 15 Ma), aunque la mayor parte de los trabajos elaborados indican que la formación del escarpe del Golfo se inició después de los 11 Ma, en la posición que ocupaba el frente del arco volcánico miocénico recién extinto. Este proceso extensivo se manifestó más de 15 Ma después de comenzada la extensión en Sonora (MARTÍN-BARAJAS, 2000). Se adjudica la extensión temprana en la península de Baja California a la partición del movimiento entre las placas del Pacífico y Norteamericana, primero a lo largo de la falla Tosco-Abreojos (12 – 5 Ma) y posteriormente en el sistema de fallas transformantes y centros de dispersión del Golfo (STOCK Y HODGES, 1989).

En cuanto a la evolución magmática de la PEGC, el volcanismo neogénico que presenta muestra una evolución en el estilo eruptivo y su composición química refleja el cambio de régimen de subducción al desarrollo de un *rift* continental. Al finalizar la subducción a los 16 – 12 Ma se registra un cambio en el estilo y la composición del volcanismo en varias regiones de la PEGC. Se ha documentado la presencia de depósitos de ignimbritas de 14 – 10 Ma y flujos de lava andesítico-basáltica de aproximadamente 12 – 8 Ma; estos depósitos se encuentran sobreyaciendo a la secuencia volcanosedimentaria del arco miocénico, el cual es de composición principalmente dacítica-andesítica (MARTÍN-BARAJAS, 2000).

Todavía en la actualidad no se han explicado suficientemente los factores que controlan la composición de la fuente y los patrones de evolución magmática, debido a la falta de análisis isotópicos en muchas localidades de la PEGC.

Granitoides Tipo-S y Tipo-I al Sur de California

Granitoides peraluminosos a metaluminosos (tipo S) ocurren como plutones altamente deformados en la parte central y oriental de la porción Sur de California, entre roca encajonante prebatolítica y metapelítica de facies superiores de anfibolitas. Estos granitoides traslapan en edad y han experimentado una historia estructural similar a la de los granitoides tipo I del Cretácico Temprano que ocurren principalmente en el Oeste. Diversos estudios han

encontrado que el principal componente en la roca fuente de los granitoides tipo S es de tipo metasedimentario. Una línea I-S que define la extensión más al occidente de éstas rocas, se encuentra cerca de los contrastes en gravedad, edad, isotópicos y de las rocas encajonantes prebatolíticas dentro del batolito, y juntas estas características probablemente marquen un cambio fundamental en la corteza Mesozoica. Si la porción occidental del batolito representa un terreno tectonoestratigráfico acrecionado durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (?), entonces la zona que contiene estas características podría representar un límite de terreno (TODD Y SHAW, 1985). TODD Y SHAW (1985) proponen que los granitoides tipo S y las migmatitas asociadas se desarrollaron en niveles medios de la corteza como resultado de la colisión y adelgazamiento de la corteza, posteriormente ascendiendo como diapiros, algunos arrastrando una envoltura de migmatitas y roca encajonante con ellos.

Edades en zircones de U-Pb de los granitoides al Este de San Diego caen en dos grupos de edades, uno más antiguo de 120 a 105 Ma y otro más joven de 105 a 90 Ma (SILVER *et al.*, 1979). TODD Y SHAW (1979) opinan que el grupo más antiguo de intrusivos fue intrusionado durante una etapa tardía de metamorfismo que afectaron a las rocas prebatolíticas. El grupo más antiguo consiste principalmente de granitoides tipo I en las partes occidental y central y granitoides tipo S en las partes central y oriental. Los granitoides tipo S no han sido datados todavía, pero debido a que muestran un traslape en las relaciones entre los intrusivos, y aparentan haber experimentado la misma historia de deformación que los granitoides tipo I del grupo más antiguo, se asume que también traslapan en edad. El grupo más joven de granitoides leucocráticos relativamente homogéneos y sin deformar está presente en las partes central y oriental del batolito e intrusiona el grupo más antiguo de plutones deformados tipo S e I.

La posición del límite prebatolítico indica un cambio importante en litología de rocas metavolcánicas predominantes en el Oeste a rocas metasedimentarias predominantes al Este; la línea I-S señala el desarrollo más occidental de los granitoides tipo S.

2.5 SIERRA MADRE DEL SUR

La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) está conformada por un extenso grupo de rocas plutónicas y volcánicas terciarias que afloran al sur del CVM, las cuales se originaron por episodios volcánicos que ocurrieron desde el Paleoceno hasta el Mioceno Temprano. La SMS se desarrolló en un período caracterizado por cambios significativos en la geometría e interacciones cinemáticas de las placas de Norteamérica, el Caribe y Farallón (que conforman el entorno tectónico del sur de México), así como en las condiciones dinámicas de la deformación de la corteza en esta región (MORÁN-ZENTENO *et al.*, 2000). Cabe mencionar que la placa de Farallón evolucionó hacia las placas de Guadalupe, Cocos y Rivera como resultado de su fragmentación gradual y el consecuente establecimiento de nuevos polos de rotación (MAMMERICKX Y KLITGORD, 1982).

Para la SMS se pueden definir, a partir de su distribución y características petrológicas, dos cinturones aproximadamente paralelos de orientación Oeste-Noroeste (Fig. 2.5). Uno está representado por una cadena de batolitos y plutones menores, que se extiende a lo largo de la margen continental e indica procesos de levantamiento y erosión que han actuado por lo menos desde el Oligoceno (MORÁN-ZENTENO *et al.*, 1996). El otro cinturón está formado por una serie de cuerpos hipoabisales que se extienden de manera discontinua entre la cadena batolítica de la costa y el CVM. Este arreglo que tienen ambos cinturones, expresa tanto la exposición de dos niveles corticales diferentes, como cambios en la composición del magmatismo terciario. Las rocas magmáticas de la SMS se encuentran cubriendo un mosaico de basamentos; de acuerdo con la división tectonoestratigráfica del Sur de México de CAMPA Y CONEY (1983) (fig. 2.5), éstas rocas se encuentran ocupando los terrenos Guerrero, Mixteca, Oaxaca y Juárez (MORÁN-ZENTENO *et al.*, 2000).

La mayor parte de las rocas plutónicas que componen a la SMS se encuentran distribuidas a lo largo de la zona costera que va desde Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec, esto es debido al levantamiento que sufrió el Suroeste de México durante el Terciario. Hacia el interior del continente los cuerpos plutónicos se observan más restringidos y de emplazamiento más somero.

Las rocas fechadas en la zona batolítica de las costas de Jalisco y Colima han arrojado edades del Cretácico Tardío (SCHAAF, 1990; SCHAAF *et al.*, 1995); en cambio al Sureste del batolito de Manzanillo se reportan edades terciarias para la mayor parte de las rocas plutónicas. Estas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina, característica de arcos volcánicos asociados a límites convergentes de placas. Las edades de los plutones que se encuentran a lo largo de la costa varían del Paleoceno al Mioceno Temprano, con una tendencia decreciente de edad hacia el Suroeste. Las rocas varían en su composición y van desde basaltos andesíticos hasta riolitas de biotita con abundancias de SiO₂ de 52 a 76 % en peso (MORÁN-ZENTENO *et al.*, 2000).

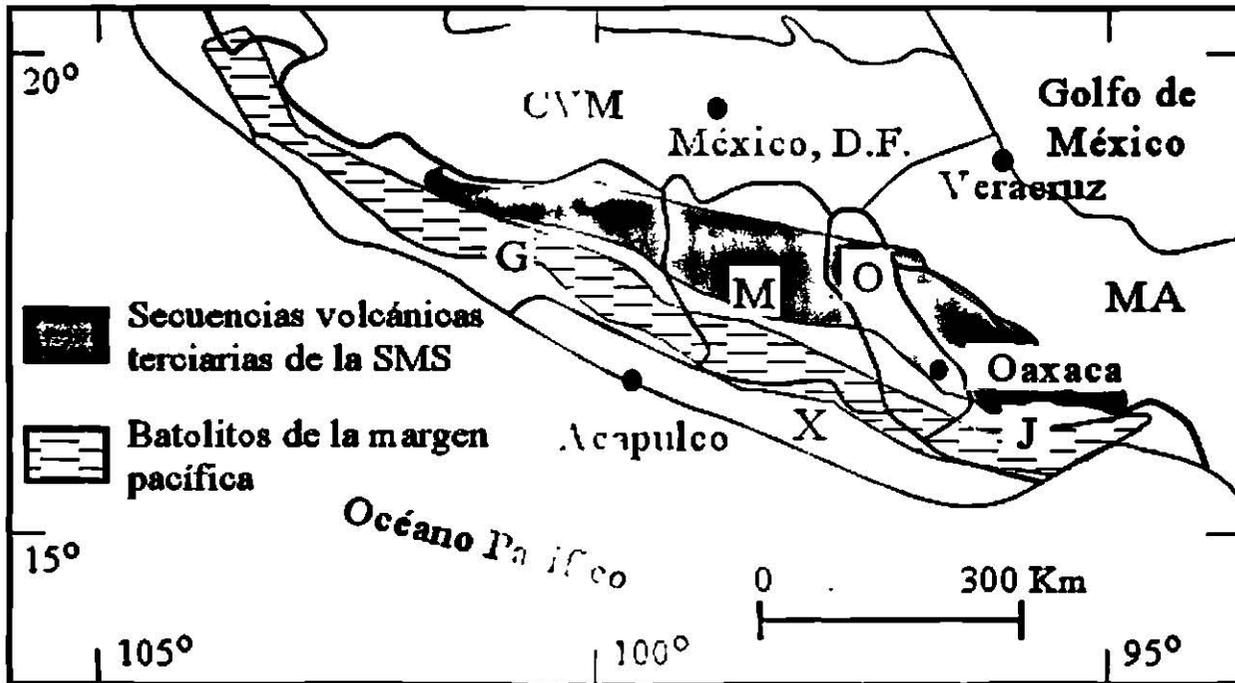


Figura 2.5. Figura modificada de CAMILA Y CONEY (1983). Se observan los dos cinturones que definen a la SMS, uno está representado por una cadena de batolitos y plutones menores y el otro cinturón está formado por una serie de cuerpos hipoabisales. Estos cinturones se encuentran ocupando los terrenos Guerrero (G), Mixteca (M), Oaxaca (O) y Juárez (J). El significado de las otras abreviaciones es: X= Terreno Xolapa, MA= Terreno Maya, CVM= Cinturón Volcánico Mexicano.

Uno de los factores que pudo haber controlado los diferentes grados de diferenciación en las rocas magmáticas de la SMS fue posiblemente el régimen de deformación de las distintas regiones en donde fueron emplazadas estas rocas. Por ejemplo, las secuencias volcánicas intermedias del Oligoceno al Noroeste de Oaxaca experimentaron una tectónica transtensional asociada a fallas de rumbo general Norte – Sur, mientras que la mayor parte de las secuencias predominantemente silíceas del Noreste de Guerrero y Morelos no presentan indicios de rasgos extensionales significativos (MORÁN-ZENTENO *et al.*, 2000).

CAPÍTULO III

EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL MESOZOICO-CENOZOICO

En general, el Golfo de México (GM) representa una cuenca mesozoica de margen divergente formada por procesos de rifting y extensión de la Pangea, seguido por el rompimiento, dispersión del suelo marino y la migración de placas tectónicas termalmente subsidentes y de variable enfriamiento (DICKINSON Y CONEY, 1980; PINDELL *et al.*, 1988; MARTON Y BUFFLER, 1994; GOLDHAMMER, 1999).

Se han propuesto varios modelos tectónicos que expliquen la evolución Post-Paleozoica para el GM, tomando en cuenta el arreglo geométrico de las placas y microplacas, datos paleomagnéticos, eventos magmáticos y reconstrucciones paleogeográficas (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986). Estos modelos o escenarios difieren principalmente en la configuración inicial de las placas (en la posición inicial de la placa de Yucatán), los movimientos de las mismas (si la rotación de Yucatán durante su rompimiento fue a favor o en contra de las manecillas del reloj), en la importancia y participación de las principales fallas transformantes intracontinentales en México, y la cantidad de atenuación de la corteza continental durante los procesos de rifting (GOLDHAMMER, 1999).

Es claro que la reconstrucción tectónica de México requiere varias zonas de cizalla sinestrales en dirección Noroeste, esto es, para posibilitar el movimiento de bloques continentales a lo largo de las mismas (ANDERSON Y SCHMIDT, 1983; PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986; GOLDHAMMER, 1999). Además, el arreglo de estas fallas evita el traslape del Este de México con la placa de Sudamérica (ANDERSON Y SCHMIDT, 1983; PINDELL, 1985).

Las zonas de cizalla que jugaron un papel decisivo en la configuración tectónica de México son, de Norte a Sur (Fig. 3.1; PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986; GOLDHAMMER, 1999):

- ***Falla de Boquillas – Sabinas o Falla de la Babia***

Limita a la isla de Burro – Peyotes en su borde Suroeste, se infiere que tiene un desplazamiento lateral izquierdo durante el rifting continental del Noreste de México en el Triásico Tardío – Jurásico Medio (CHARLESTON, 1981).

- ***Falla de Sierra Mojada – China o Falla de San Marcos***

Limita el borde Norte de la Península de Coahuila; se infiere que tiene un desplazamiento lateral izquierdo (MCKEE *et al.*, 1984, 1990; CHARLESTON, 1981; PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1982), con actividad en el Jurásico, Cretácico medio y Terciario temprano.

- ***Megafalla de Mojave – Sonora***

Se localiza al Sur del Bloque de Coahuila, tiene una dirección Noroeste – Sureste y presenta desplazamiento lateral izquierdo (ANDERSON Y SCHIMDT, 1983). A lo largo de ella se llevaron a cabo importantes movimientos de intraplaca laterales izquierdos.

- ***Falla de Tamaulipas – Oaxaca (Falla de Tamaulipas – China)***

El Archipiélago de Tamaulipas está limitado al Este por ésta falla, la cual tiene un movimiento lateral derecho (PINDELL, 1985; WILSON, 1990). La falla de Tamaulipas – Oaxaca, junto con el Archipiélago de Tamaulipas, se extiende a lo largo del margen Este de México desde Tampico hasta Veracruz. PINDELL Y DEWEY (1982) y PINDELL (1985) determinaron la ocurrencia de una falla transformante lateral derecha entre la placa de Yucatán y la porción Sureste de la placa de Norteamérica.

Esta falla es responsable de la migración de Yucatán del margen Texas – Louisiana durante la formación del GM (GOLDHAMMER, 1999).

3.1 RECONSTRUCCIÓN TECTÓNICA

A continuación se detallará la evolución del GM en el tiempo considerando las características geológicas principales del Noreste de México:

3.1.1 TRIÁSICO TARDÍO – CALLOVIANO (ETAPA DE RIFT)

La porción occidental de Pangea fue sometida a esfuerzos de tensión causados por procesos de levantamiento y rifting (PINDELL Y DEWEY, 1982). Esta segmentación inicial de Pangea es evidenciada por atenuaciones en el basamento en el Noreste de México, expresándose como altos (Bloque de Coahuila, Península de Burro – Peyotes, Isla de Tamaulipas) y bajos del basamento (Cuenca de Sabinas, Cuenca de Parras). Las fallas de desplazamiento lateral, en conjunción con el fallamiento normal, generaron grabens y medios grabens que controlaron la distribución de las facies siguientes (GOLDHAMMER, 1999). El proceso de rifting permitió la depositación de cantidades considerables de materiales terrígenos clásticos de origen continental en los grabens principales (Fig. 3.1). El bloque de Honduras – Nicaragua estaba en este tiempo unido al Sur de México, mientras que Yucatán estaba unido a Norteamérica a lo largo de la región Texas – Louisiana (Fig. 3.1; PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986; GOLDHAMMER, 1999).

Estas condiciones tectónicas prepararon el comienzo de la apertura de la cuenca del GM, la cual más tarde fuera alimentada por las aguas de la cuenca del proto – Atlántico Norte y del Océano Pacífico (SALVADOR Y GREEN, 1980) durante el Calloviano, cuando la placa de África comenzó a apartarse de la placa de Norteamérica a lo largo del sistema de dispersión del Atlántico medio (KLITGORD Y SCHOUTEN, 1980; Fig. 3.2).

Durante el Calloviano el bloque de Yucatán comenzó a transportarse hacia el Sur, con una rotación en contra de las manecillas del reloj a lo largo de la falla transformante dextral Tamaulipas – Oaxaca; este movimiento fue ocasionado por la corteza oceánica creada en el GM (Fig. 3.2; PINDELL, 1985; GOLDHAMMER, 1999; PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

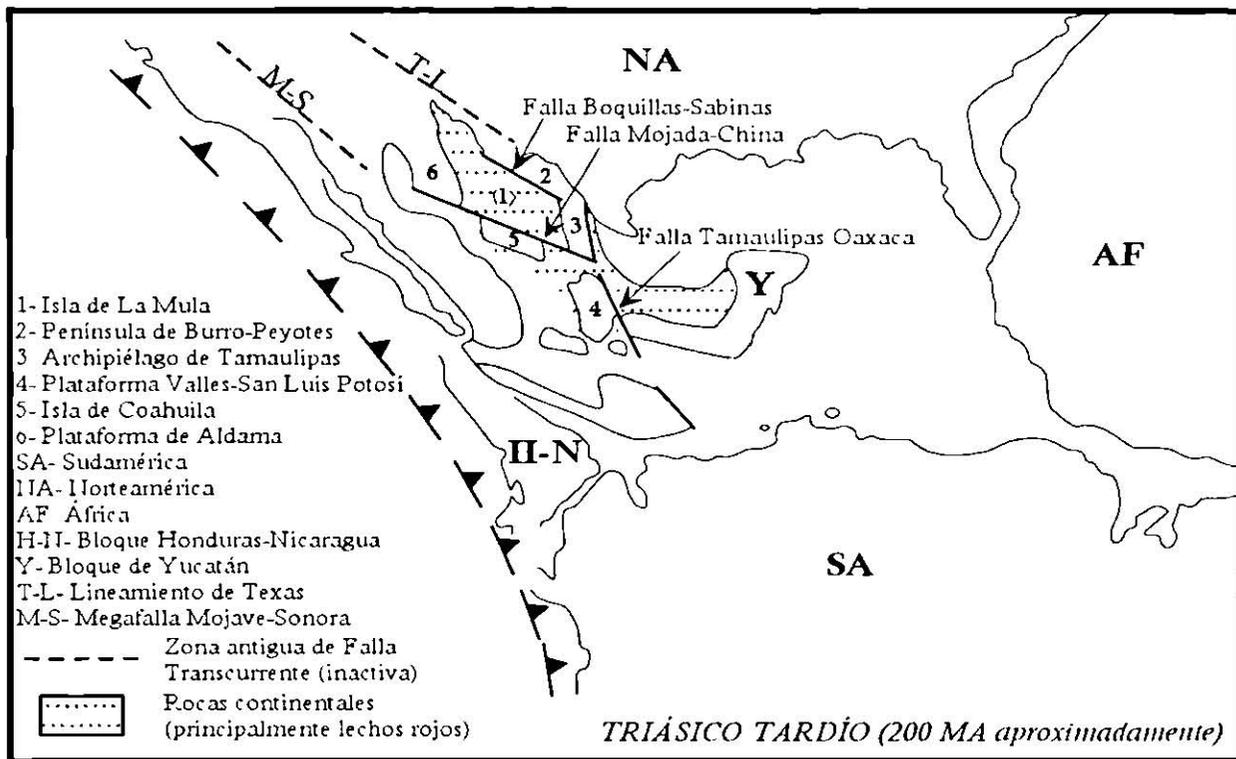


Figura 3.1. Paleoreconstrucción a 200 Ma que muestra la distribución de los altos y bajos del basamento en el Este y Noreste de México (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Se observa además, la ocurrencia de otros movimientos intraplaca importantes a lo largo de la Megafalla Mojave – Sonora, la cual presenta un desplazamiento lateral izquierdo y limita el extremo Sur del bloque de Coahuila (ANDERSON Y SCHMIDT, 1983). Del Bajociano al Calloviano el movimiento a largo de la megafalla y otras zonas intracontinentales de tipo lateral izquierdo, permitió la migración de los bloques de la Cordillera Mexicana junto con Sudamérica durante el rompimiento inicial (GOLDHAMMER, 1999).

PINDELL (1985) supone que este movimiento sinistral en esta parte de México fue controlado por la subducción oblicua de la placa de Kula – Farallón bajo las placas Yaqui y Sudamérica. Esta zona de subducción persistió desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Tardío y está evidenciada por el arco volcánico calco-alcalino localizado al Noroeste y Oeste del Noreste de México (PINDELL Y DEWEY, 1982).

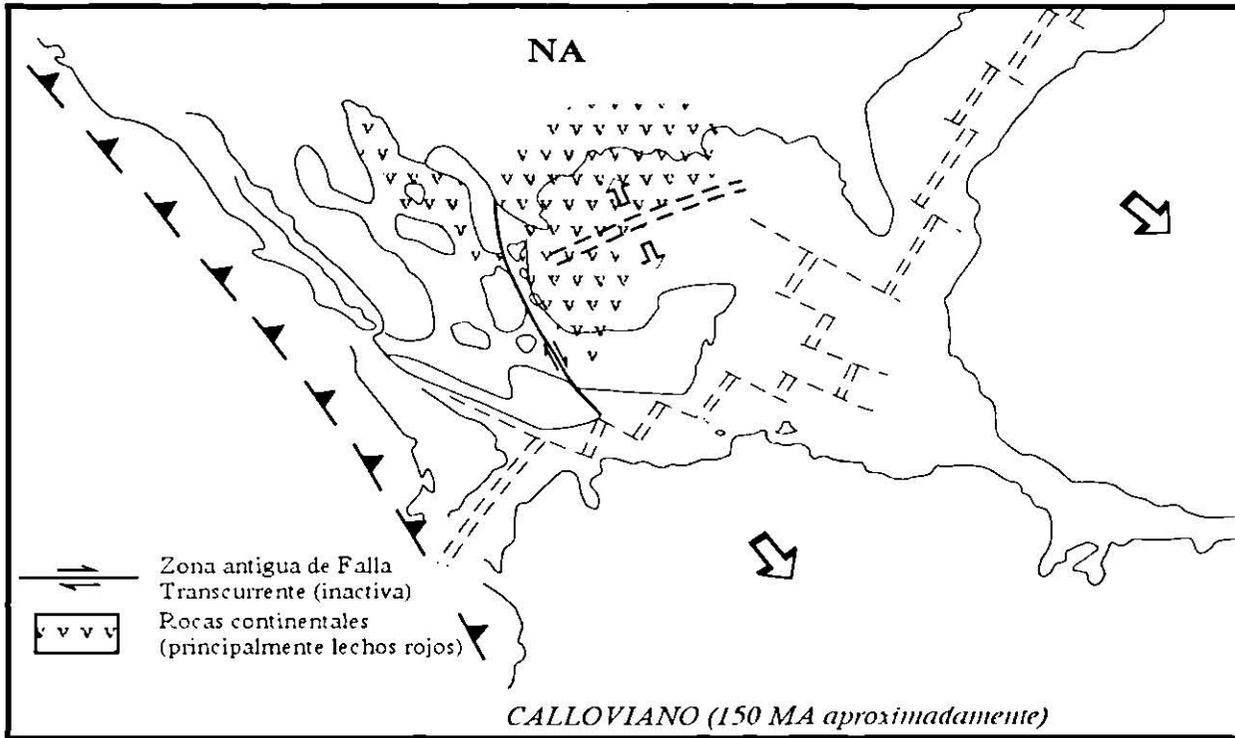


Figura 3.2. Paleoreconstrucción a 150 Ma que muestra el tiempo de traslado del bloque de Yucatán hacia el Sur (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

El bloque de Yucatán fue trasladado experimentando rotación en contra de las manecillas del reloj a lo largo de la falla Tamaulipas – Oaxaca debido al empuje de la corteza oceánica creada durante la apertura del GM. La placa de África comienza a separarse de la placa Norteamericana y la placa de Sudamérica comienza a apartarse del sur de México debido a un nuevo sistema de dispersión entre ésta y el bloque Honduras – Nicaragua. (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Una gruesa secuencia de evaporitas se depositó sobre la corteza oceánica recién creada por la apertura del GM durante el Calloviano Tardío en las áreas de Texas, Louisiana, Sigsbee y Tabasco – Campeche. En cambio las evaporitas del Noreste de México fueron depositadas después, durante el Oxfordiano, cuando el agua de mar avanzó sobre el Golfo de Sabinas (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986; Fig. 3.2).

El bloque de Honduras – Nicaragua continuaba unido a la porción Sur de México, pero entre éste y Sudamérica un nuevo sistema de dispersión comenzaba a ser activo (PINDELL Y DEWEY, 1982). La etapa de rift continuó hasta el Oxfordiano Temprano; la transición de rift a deriva ocurre a los 150.5 Ma (GOLDHAMMER, 1999).

3.1.2 JURÁSICO TARDÍO (ETAPA DE DERIVA)

La dispersión del suelo marino en el GM comenzó a principios del Oxfordiano (BUFFLER Y SAWYER, 1985; PINDELL, 1985). Las placas de África y Sudamérica continuaron su separación de Norteamérica durante el Tithoniano. El bloque de Honduras – Nicaragua estaba todavía unido a México, y Yucatán había alcanzado su posición actual. La falla de Tamaulipas – Oaxaca cesó su actividad como falla transformante lateral derecha y actuó más bien como una especie de límite entre la corteza continental (hacia el Oeste) y la corteza producto de la apertura (hacia el Este; Fig. 3.3). Después de que esta falla cesara su actividad, gran parte de México se encontraba en subsidencia y, por lo tanto, una extensiva transgresión tuvo lugar, permitiendo la depositación de sedimentos de aguas someras, con predominancia de terrígenos, clásticos y cantidades menores de carbonatos (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Hacia el Oeste, el transporte hacia el Sureste de los bloques continentales de México por medio de las fallas intracontinentales sinestras cesó durante el Oxfordiano (PINDELL, 1985). PINDELL Y DEWEY (1985) suponen que el área de las Bahamas, en sus etapas iniciales, está asociada probablemente a una larga falla transformante, la cual causó un levantamiento del basamento oceánico hacia la zona fótica, permitiendo de esta manera la depositación de carbonatos; aparentemente las Antillas Mayores también tuvieron un desarrollo similar aunque otros autores han propuesto un régimen de subducción, en vez de uno transformante.

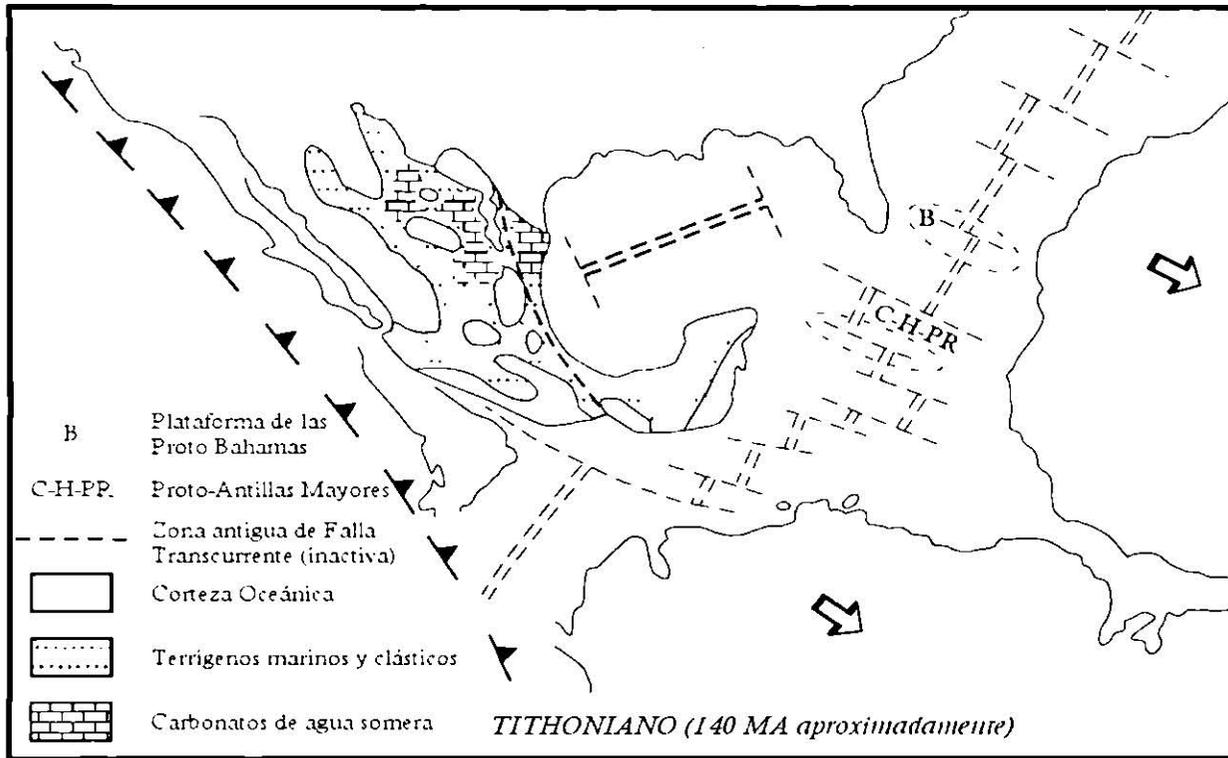


Figura 3.3. Paleorreconstrucción a 140 Ma. Las placas de África y Sudamérica continúan su separación; Yucatán alcanza su posición actual mientras que el bloque Honduras-Nicaragua sigue unido al Sur de México (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Durante el Jurásico Tardío (Tithoniano; Fig. 3.3), gran parte del territorio mexicano se encontraba en subsidencia, lo que permitió la entrada del mar al continente, depositándose sedimentos de aguas someras principalmente en el Noreste de México (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

3.1.3 CRETÁCICO (ETAPA DE ENFRIAMIENTO)

Los movimientos horizontales de las placas asociadas con la apertura del GM se completaron para el Berriasiano. El margen pasivo del Noreste de México, para este tiempo, experimentó el enfriamiento de la corteza y una continua desaceleración de la subsidencia

tectónica. A través de la mayoría de este período se desarrollaron extensas plataformas de carbonatos con espesores de hasta 2000 m sobre todo el GM (Fig. 3.4; GOLDHAMMER, 1999).

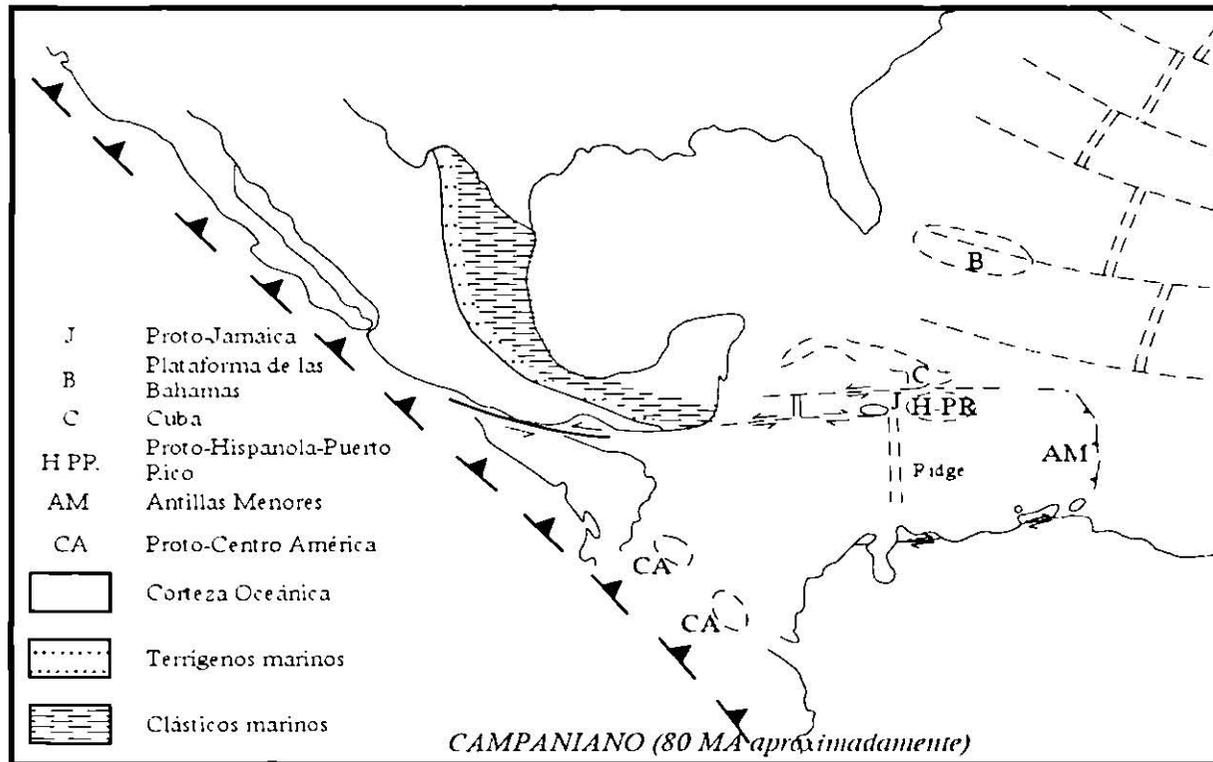


Figura 3.4 Paleorreconstrucción a 120 Ma. Las placas de África y Sudamérica comienzan su deriva; para este tiempo extensas plataformas de carbonatos se depositaron sobre gran parte de México. El desarrollo de las Bahamas y las Antillas Mayores continúa durante este período (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Durante el Cretácico Temprano el bloque de Honduras – Nicaragua todavía estaba unido a la porción Sur de México; la separación de Norteamérica con respecto a la Pangea persistió, y Sudamérica y África comenzaron a apartarse más (Fig. 3.4). El desarrollo de las áreas de Bahamas y las Antillas Mayores continuó y un arco de islas primitivo comenzó a desarrollarse en el área de Centro América (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Para el Campaniano el bloque de Honduras – Nicaragua comenzó a moverse hacia el Este con respecto a México, por medio de la Megafalla de Acapulco – Guatemala propuesta

por ANDERSON Y SCHMIDT (1983; Fig. 3.5). Gran parte de la porción oriental de México fue cubierta por terrígenos marinos y clásticos derivados por un levantamiento regional al Oeste de México.

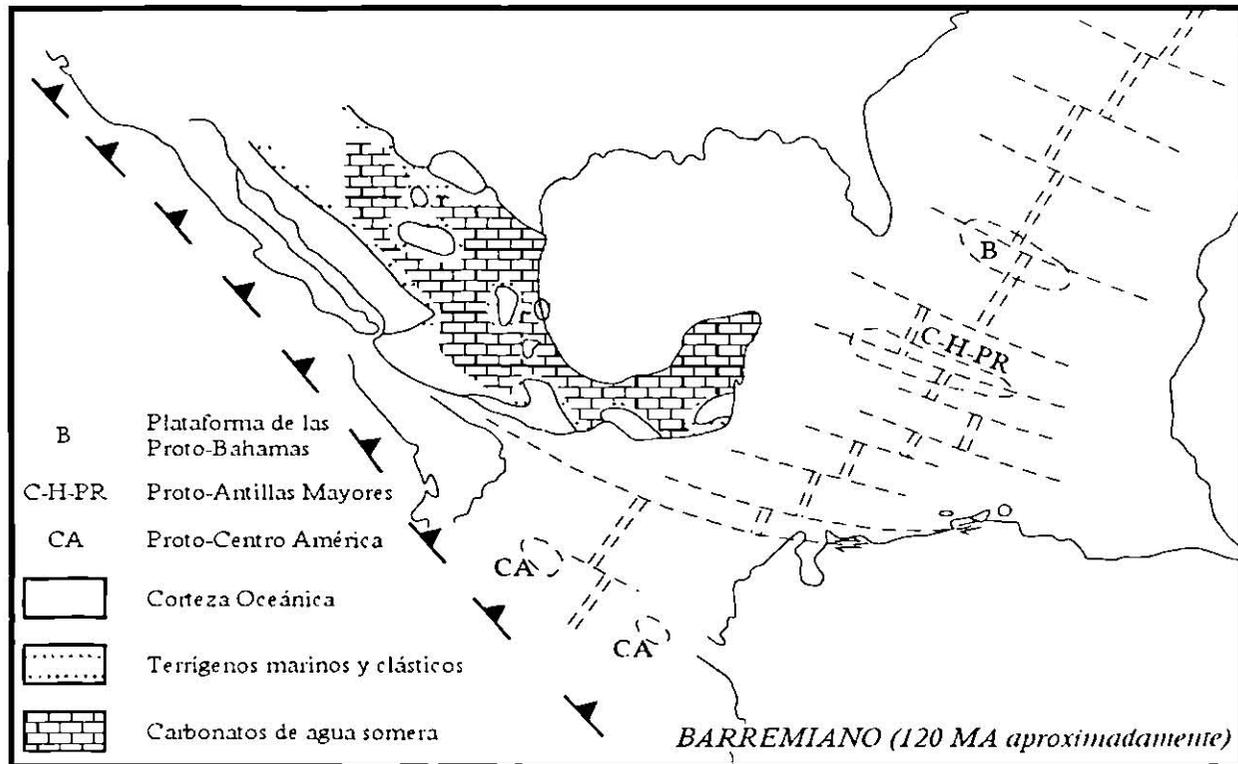


Figura 3.5 Paleoreconstrucción a 80 Ma. El bloque Honduras-Nicaragua comienza su movimiento hacia el oriente a lo largo de la falla Acapulco-Guatemala. Ocurre la depositación de terrígenos y clásticos marinos debido a un levantamiento regional en el occidente de México. Se observa un continuo desarrollo para las áreas de las Bahamas, Centro América y las Antillas Mayores (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Los arcos de las Bahamas, Centro América y el de las Antillas Mayores continuaron su desarrollo, mientras que nuevas áreas de dispersión comenzaron a activarse causando el rompimiento y la individualización de los bloques en las Antillas Mayores (Fig. 3.5).

El movimiento del bloque de Honduras – Nicaragua continuó hasta principios del Terciario para que finalmente terminara en la posición que actualmente conocemos durante el Plio – Pleistoceno, hace 2 Ma aproximadamente (Fig. 3.6).

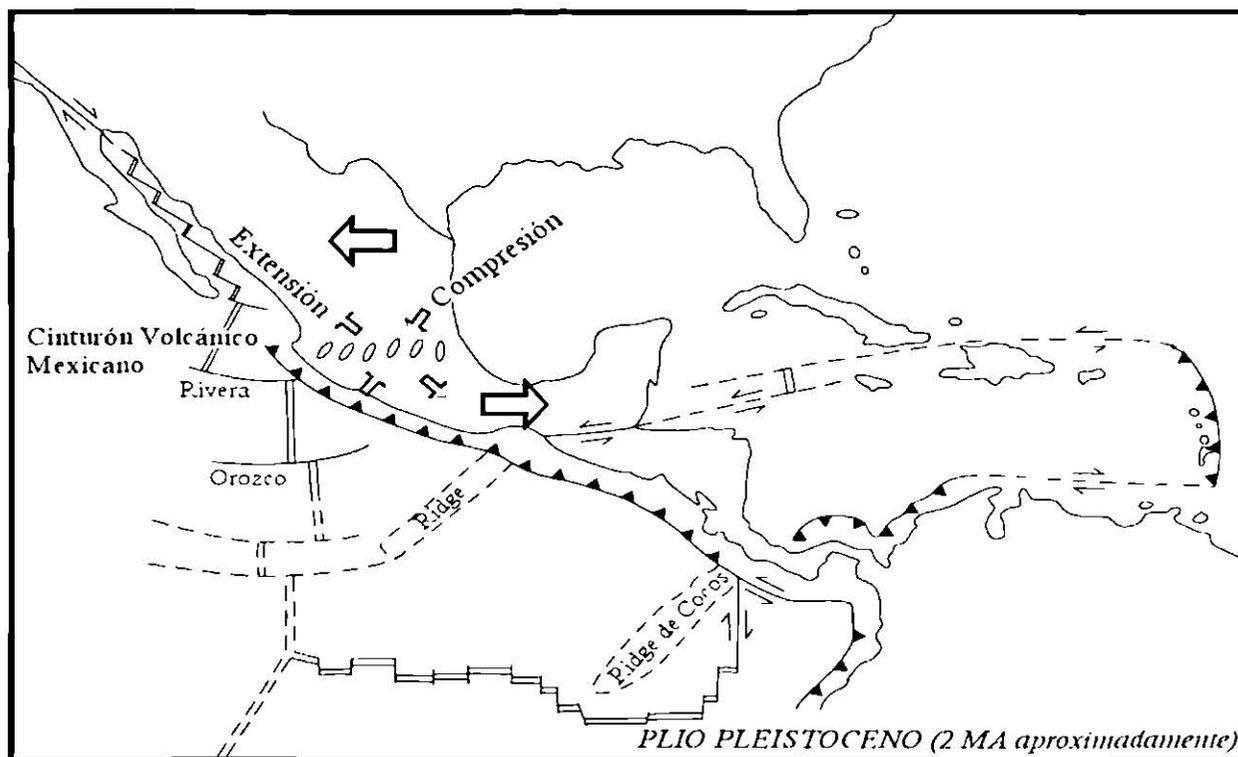


Figura 3.6. Paleoreconstrucción a 2 Ma. La configuración de las placas para este tiempo es muy parecida a la actual (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

La posición de las placas en el Plio-Pleistoceno es aproximadamente igual a la que tenemos hoy en día; aunque es importante mencionar la actividad volcánica presente en el Cinturón Volcánico Mexicano, del cual actualmente existe mucha controversia sobre su verdadero origen.

3.2 RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

La evolución del GM, durante el Triásico Tardío, jugó un papel importante para determinar la historia paleogeográfica del Noreste de México (SALVADOR Y GREEN, 1980). La apertura se llevó a cabo cuando la placa Norteamericana comenzó a separarse de las placas Sudamericana y Africana. Al separarse estas placas, se inició un régimen extensivo que formó estructuras de grabens y horsts, lo cual posteriormente controlaría la distribución de altos estructurales y cuencas (tierras y mares), y consecuentemente los patrones para la sedimentación del Noreste de México (la cual consistió principalmente de una potente secuencia calcárea, calcáreo – arcillosa y areno – arcillosa) durante el Mesozoico y el Cenozoico (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1982; GOLDHAMMER, 1999; MICHALZIK, 1987; Fig. 3.7). Éste paquete de rocas sedimentarias mesozoicas fue sometido a los esfuerzos de la orogenia Laramide a principios del Terciario y es responsable de los actuales estilos de deformación en el Noreste de México.

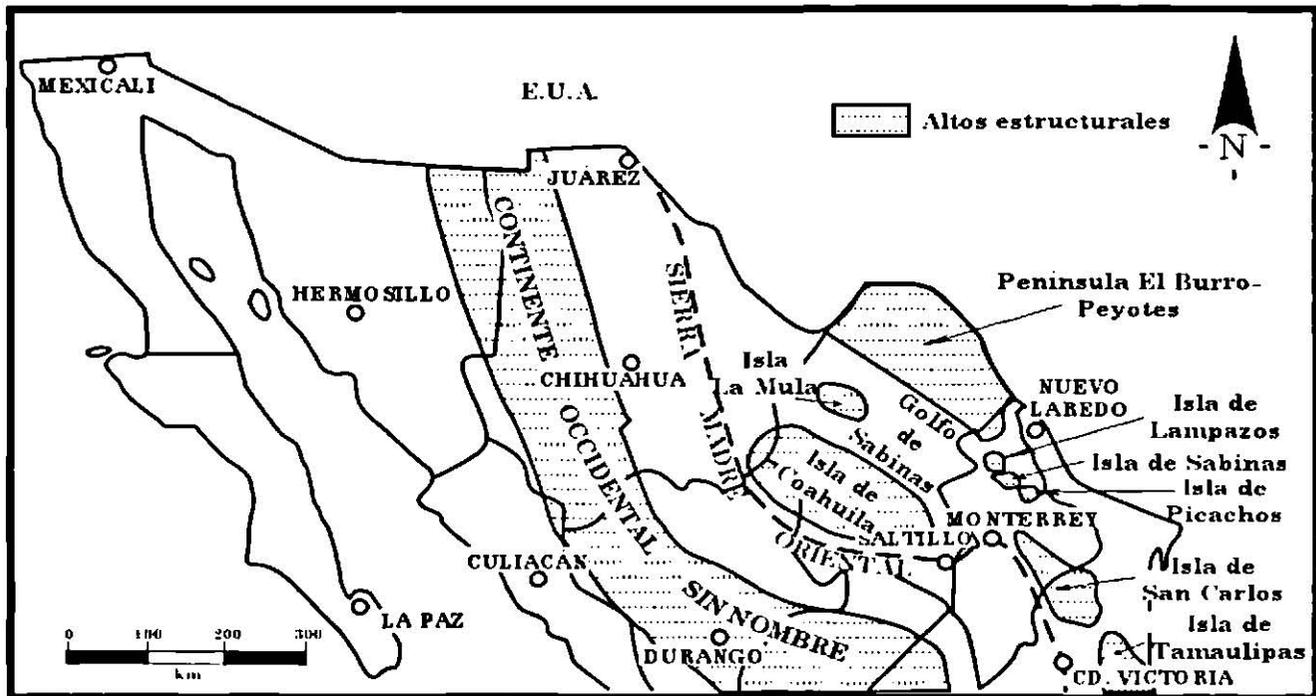


Figura 3.7. Distribución de las principales áreas paleocontinentales y cuencas del Jurásico Tardío en el Noreste de México. Además, se señala la orientación de la Sierra Madre Oriental, estructura desarrollada durante la Orogenia Laramide a principios del Terciario (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Varios autores han podido elaborar la reconstrucción paleogeográfica y de ambientes de depósito para el Noreste de México basándose en columnas estratigráficas y correlaciones detalladas en superficie. A continuación se describirá la evolución sedimentaria postpaleozóica que se llevó a cabo en el Noreste de México:

3.2.1 MESOZÓICO

3.2.1.1 Triásico Tardío – Jurásico Medio

Debido a que existen escasos afloramientos e información sobre sedimentos pre-Jurásicos representados por lechos rojos de origen principalmente continental, poco se conoce acerca de esta parte del Mesozoico, excepto que esas áreas presentaban un clima semiárido a árido lo cual podría explicar la ausencia de fósiles. En general, en toda la extensión de la Sierra Madre Oriental (con base en columna pre-Oxfordiana) se encuentran, tanto en superficie como en el subsuelo, lechos rojos que representan a las Formaciones Nazas, Cahuasas, Tenexcate y La Joya, las cuales se encuentran cubriendo al complejo basal Permo-Carbonífero.

Estos lechos rojos fueron originados por el aporte de material de los altos estructurales y funcionaron como relleno de las fosas tectónicas, representando el cambio de una sedimentación continental a una sedimentación marina, que inició en el Jurásico Tardío y permaneció hasta el Cretácico Tardío e inclusive hasta Terciario Temprano en áreas más restringidas.

LÓPEZ-RAMOS (1980) menciona que estos lechos rojos tienen una edad del Triásico Tardío. GONZÁLEZ (1976) sugiere una edad más joven que debe ser Jurásico Temprano a Medio (Fig. 3.8). En el Norte de México, las mejores exposiciones de estos afloramientos se encuentran en la Sierra de Atotonilco y Villa Juárez, Durango; en San Julián, Zacatecas; Huizachal, Tamaulipas; Galeana, Aramberri y Miquihuana, Nuevo León; Real de Catorce, San Luis Potosí y en el Anticlinorio de Huayacocotla hasta Teziutlán, Puebla, en el sureste. En

Zacatecas, existe una serie de rocas volcanoclásticas y conglomerados que son correlacionados con los lechos rojos al Este de Galeana (DE CSERNA, 1956) y a otros cerca de Torreón.

SALVADOR Y GREEN (1980) mencionan que estas rocas fueron probablemente depositadas dentro de las estructuras tipo graben por medio de abanicos aluviales a lo largo de los bordes entre los grabens y horsts, originados durante la separación de las placas de América del Norte, África y la de América del Sur en el Triásico Tardío. PADILLA-Y-SÁNCHEZ (1986) considera estas rocas como del Triásico Tardío – Jurásico Temprano, usando como evidencia su posición estratigráfica.

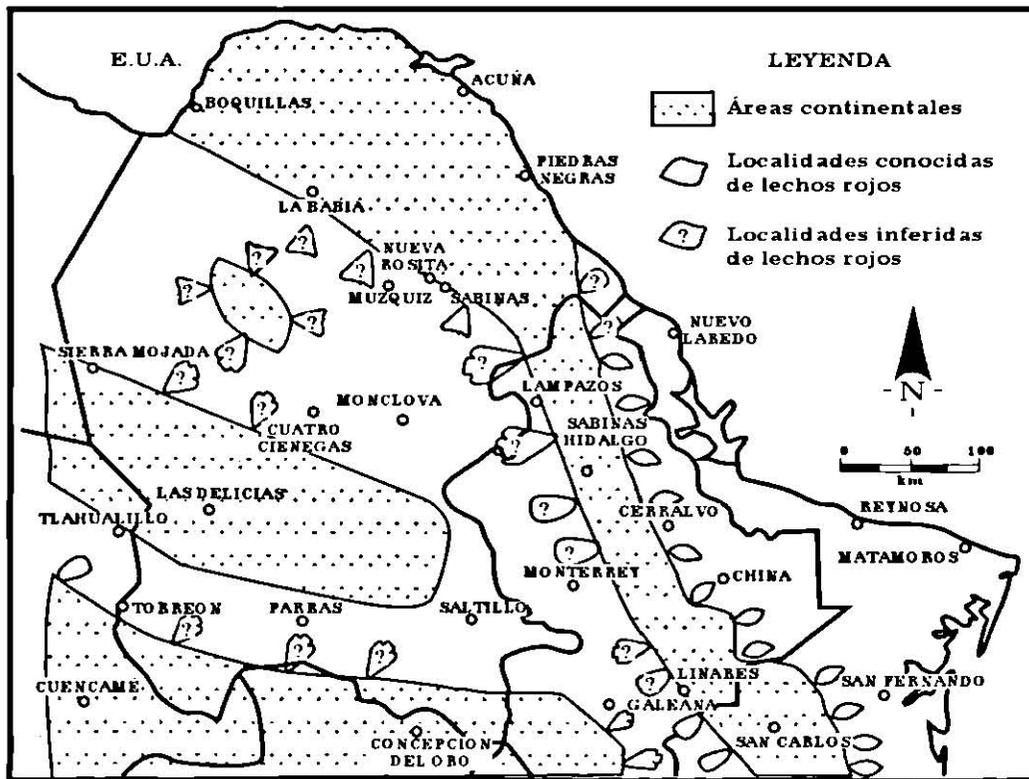


Figura 3.8. Paleogeografía del Noreste de México en el Triásico Superior – Jurásico Medio. Los lechos rojos son depósitos continentales producto de la alteración de los altos estructurales (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

3.2.1.2 Jurásico Tardío

A principios del Jurásico Tardío comenzó una transgresión del Mar Tethisiano que cubrió una gran parte del Norte de México y continuó hasta el Cretácico Tardío. Inundó áreas bajas, extensas y planas definiendo a su vez los límites de islas y penínsulas (Fig. 3.9). En las áreas bajas se depositaron primero evaporitas, terrigenos y carbonatos, que formaron amplias plataformas separadas por los elementos insulares.

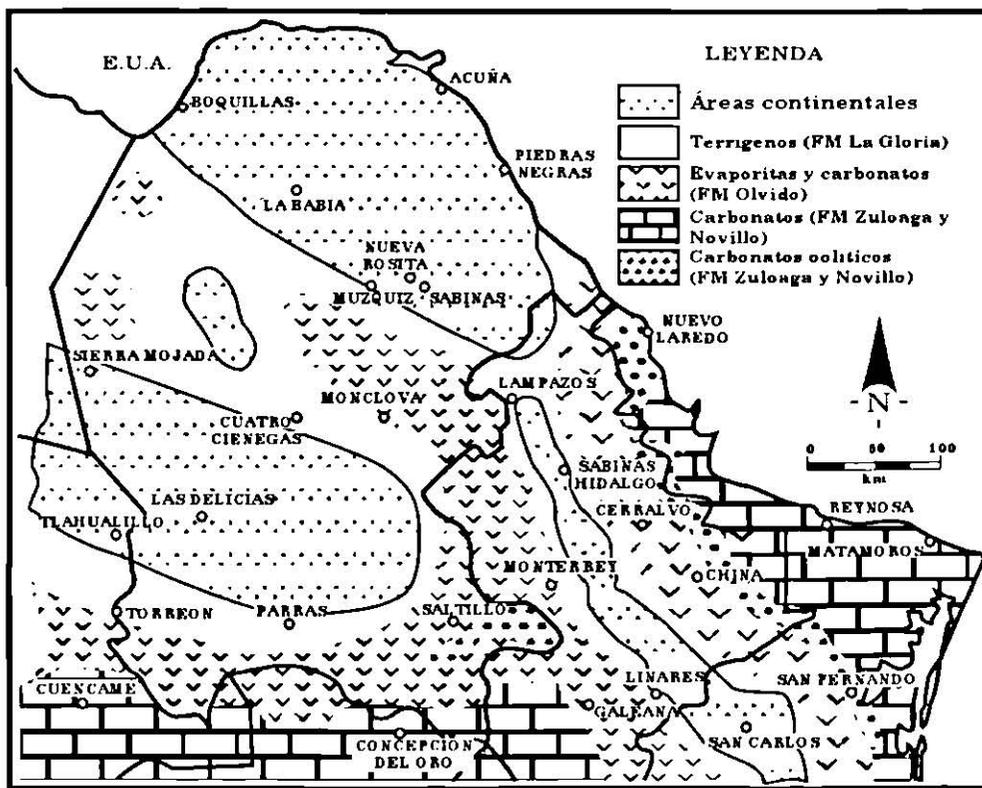


Figura 3.9. Paleogeografía del Noreste de México durante el Oxfordiano Superior – Kimmeridgiano Inferior (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Oxfordiano Tardío – Kimmeridgiano Temprano

Durante este tiempo se depositaron sedimentos terrígenos de la Formación la Gloria en la porción occidental de la Cuenca de Sabinas (el cual funcionó como un paleogolfo) y a lo largo de los bordes de los altos estructurales (Península de El Burro – Peyotes, las islas de La Mula, Coahuila y el Archipiélago de Tamaulipas; GONZÁLEZ, 1976). Las calizas de agua somera de las Formaciones Zuloaga y Novillo, así como las evaporitas de las Formaciones Olvido y Minas Viejas se depositaron sobre extensas plataformas hacia el sur de la Península de El Burro – Peyotes y la Isla de Coahuila, y en la parte este del Archipiélago de Tamaulipas.

Además, un cinturón de bancos oolíticos restringió el flujo del agua, permitiendo la depositación de evaporitas a lo largo de la parte este del Archipiélago de Tamaulipas (AGUAYO 1978). PADILLA-Y-SÁNCHEZ (1982) sugiere que este mismo banco causó la circulación restringida de las aguas hacia el Golfo de Sabinas entre el área de Saltillo y Monterrey, permitiendo la depositación de evaporitas en esta zona (Fig. 3.9).

Kimmeridgiano Tardío – Tithoniano

La Península del Burro – Peyotes y las islas de Coahuila y La Mula eran los únicos altos estructurales emergentes, mientras que el Archipiélago de Tamaulipas fue completamente cubierto por el mar a finales del Tithoniano (Fig. 3.10). Esta transgresión trajo consigo una gran cantidad de materia orgánica y terrígenos (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986). Conglomerados y areniscas bordearon éstas áreas emergentes, mientras que sobre el recién cubierto Archipiélago de Tamaulipas y en la parte este del Golfo de Sabinas se depositaron sedimentos arcillosos (Grupo La Casita; HUMPREY, 1956).

Sedimentos de la Formación Pimienta (carbonatos y lutitas de aguas someras) se depositaron en la porción oriental del Golfo de Sabinas y hacia el este del Archipiélago de Tamaulipas. Al sur de la Isla de Coahuila se depositó la Formación La Caja, que contiene caliza fosfática y lutitas de un ambiente de costa.

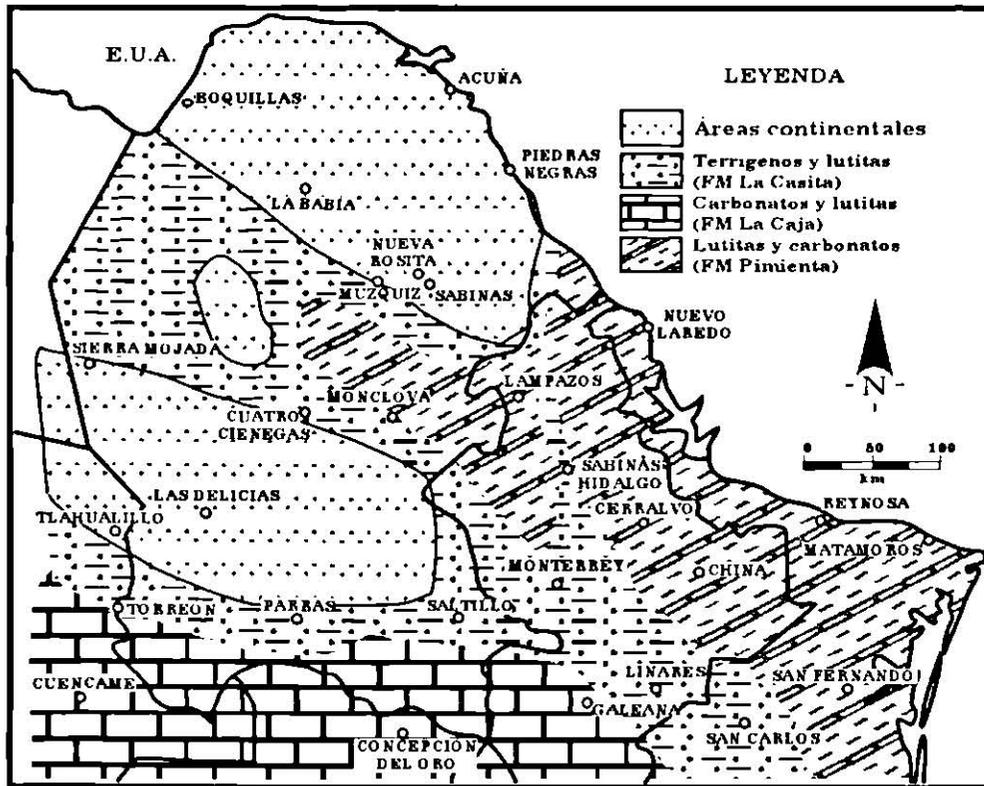


Figura 3.10. Paleogeografía del Noreste de México durante el Kimmeridgiano Superior – Tithoniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

3.2.1.3 Cretácico Temprano

A principios del Cretácico se comienza a desarrollar una potente secuencia de carbonatos, mientras que la subsidencia de esta área continuaba y los mares seguían ganando terreno sobre el continente.

Las islas de La Mula y Coahuila, así como la Península de El Burro – Peyotes continuaban emergentes y fueron bordeadas por sedimentos terrígenos (Arkosa San Marcos y la Formación Hosston). En el área del Golfo de Sabinas se depositaron lutitas y carbonatos de la Formación Menchaca y lutitas calcáreas de la Formación Barril Viejo (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1982).

Hacia el Sur y al Este se depositó una secuencia de carbonatos intercalados con lutitas (Formación Taraises); más hacia el Este una secuencia de carbonatos con nódulos de pedernal representada por la Formación Tamaulipas Inferior durante el Berriasiano – Valanginiano, (HUMPHREY, 1956; Fig. 3.11).

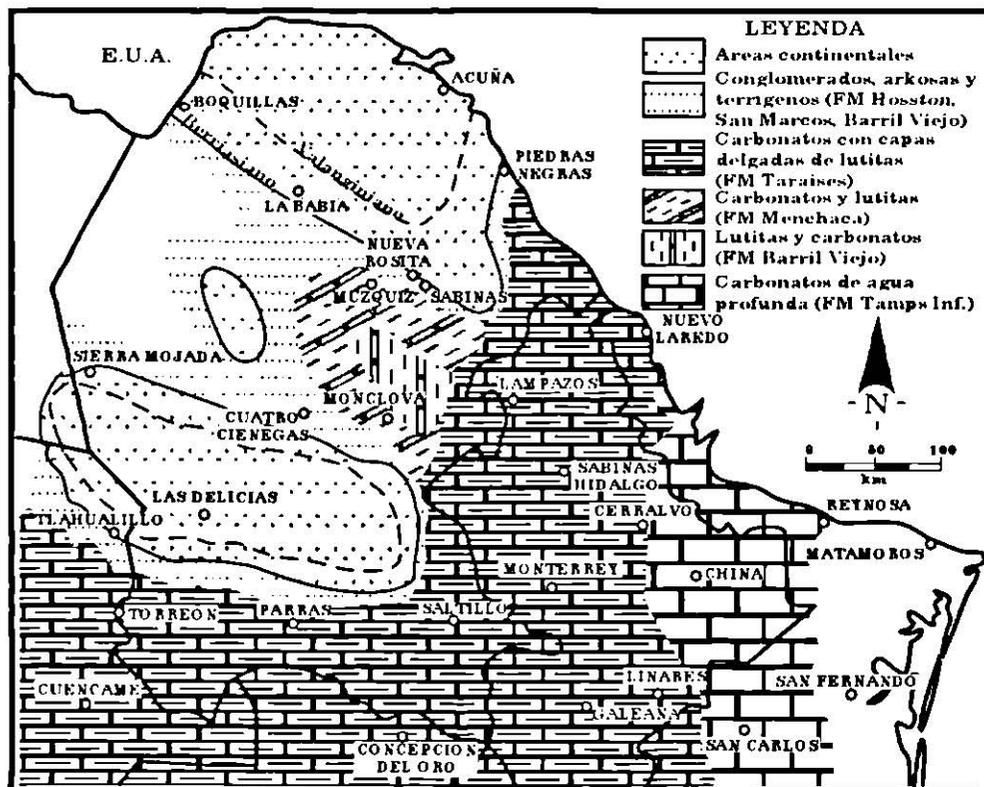


Figura 3.11. Paleogeografía del Noreste de México durante el Berriasiano – Valanginiano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

En resumen, el control sedimentario y estructural de los altos estructurales fue heredado al Cretácico Inferior, donde las áreas continentales que existieron, al ser cubiertas por el mar en diferentes tiempos, desarrollaron bancos y plataformas evaporítico – carbonatadas.

Hauteriviano – Aptiano Tardío (Neocomiano Tardío)

La Península El Burro – Peyotes y la Isla de Coahuila continuaban emergentes y seguían influyendo en la sedimentación del Noreste de México. La Isla de La Mula, en cambio, fue completamente cubierta por lutitas (Formación La Mula) y posteriormente por carbonatos (Caliza Padilla; Fig. 3.12). Este fue un período de relativa estabilidad, lo que propició el desarrollo continuo de una plataforma calcárea con un frente arrecifal.

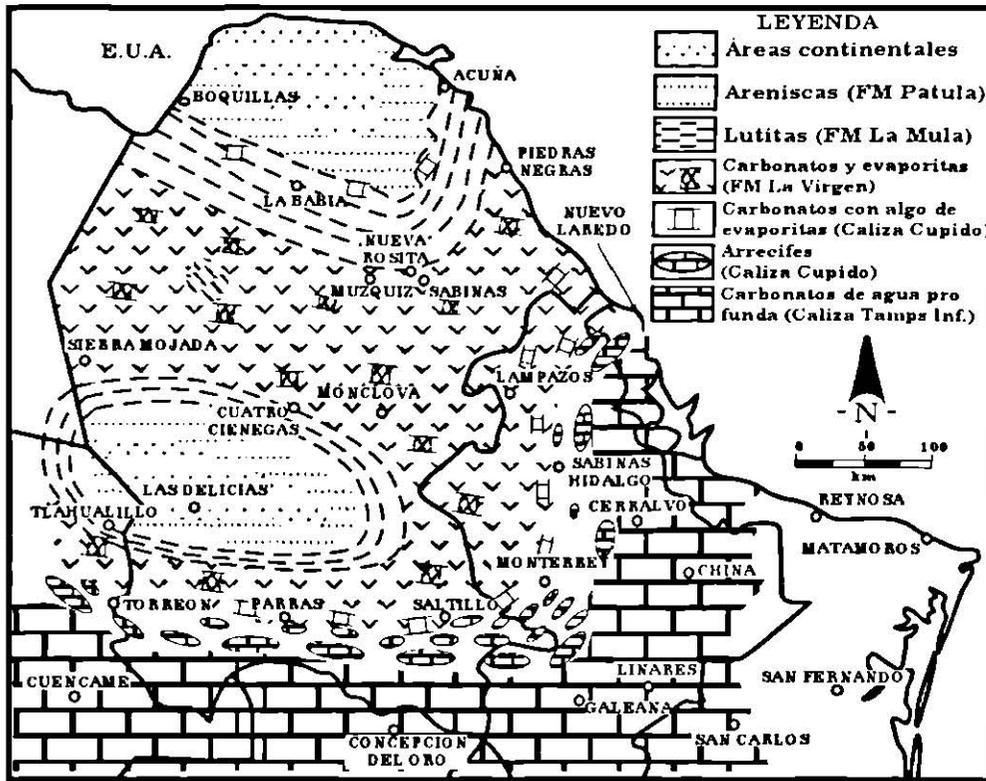


Figura 3.12. Paleogeografía del Noreste de México durante el Neocomiano Superior (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Las áreas continentales que continuaban parcialmente emergentes, fueron limitadas por material terrígeno y clastos de la Arkosa Pátula y la Formación La Mula, respectivamente (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986). En muchas áreas dentro del Golfo de Sabinas y hacia el Sur de la Isla de Coahuila se depositaron grandes extensiones de calizas, lutitas y evaporitas

(Formación La Virgen). Éste depósito se llevó a cabo detrás de una barrera casi continua de fragmentos arrecifales (“Miembro Arrecifal” de la Formación Cupido) que se extienden desde Nuevo Laredo, Tamaulipas, pasando al Sur a Monterrey, Nuevo León y, hacia el Oeste a Torreón, Coahuila (MÁRQUEZ *et al.*, 1976).

La mayoría de estos carbonatos se desarrollaron encima de las islas enterradas del Archipiélago de Tamaulipas (las Islas de Lampazos, Sabinas y Picachos). Incluso éstas islas, que fueron cubiertas desde el Tithoniano Tardío por depósitos marinos, continuaban influyendo de manera parcial sobre los patrones sedimentarios hasta el Aptiano Temprano. Hacia el Este y Sureste de los arrecifes ya mencionados, se depositó una secuencia de carbonatos de agua profunda (formación Tamaulipas Inferior). Para el Aptiano Tardío toda el área estaba cubierta por mares más profundos debido a una reactivación de las áreas continentales ubicadas al oeste. Esto permitió la depositación de una delgada capa de calizas, lutitas y material volcanoclástico (generado en algún lugar al Oeste – Suroeste), característico de las Formaciones Peña y Otates.

Albiano Temprano – Cenomaniano Tardío

Para este tiempo continúa la transgresión de los mares hacia el occidente, predominando ambientes marinos de plataforma a mar abierto. En este tiempo se depositó una potente secuencia de carbonatos con nódulos de pedernal y abundante presencia de foraminíferos. La formación de arrecifes se restringió sólo a los bordes de la recién sumergida Isla de Coahuila (Formación Aurora y Formación Paila), y al Oeste de la Ciudad Acuña, sobre la península de El Burro – Peyotes (Fig. 3.13).

Estos arrecifes restringieron la circulación del agua, permitiendo la formación de evaporitas (Formación Acatita) sobre la Isla de Coahuila (GONZÁLEZ, 1976). Probablemente lo mismo ocurrió en la Península de El Burro – Peyotes, pero no se ha comprobado. El resto del Noreste de México fue cubierto por carbonatos de aguas someras (Golfo de Sabinas), por carbonatos de agua profunda con nódulos de pedernal (Caliza Tamaulipas Superior) y lodos calcáreos con capas de pedernal (Caliza Cuesta del Cura).

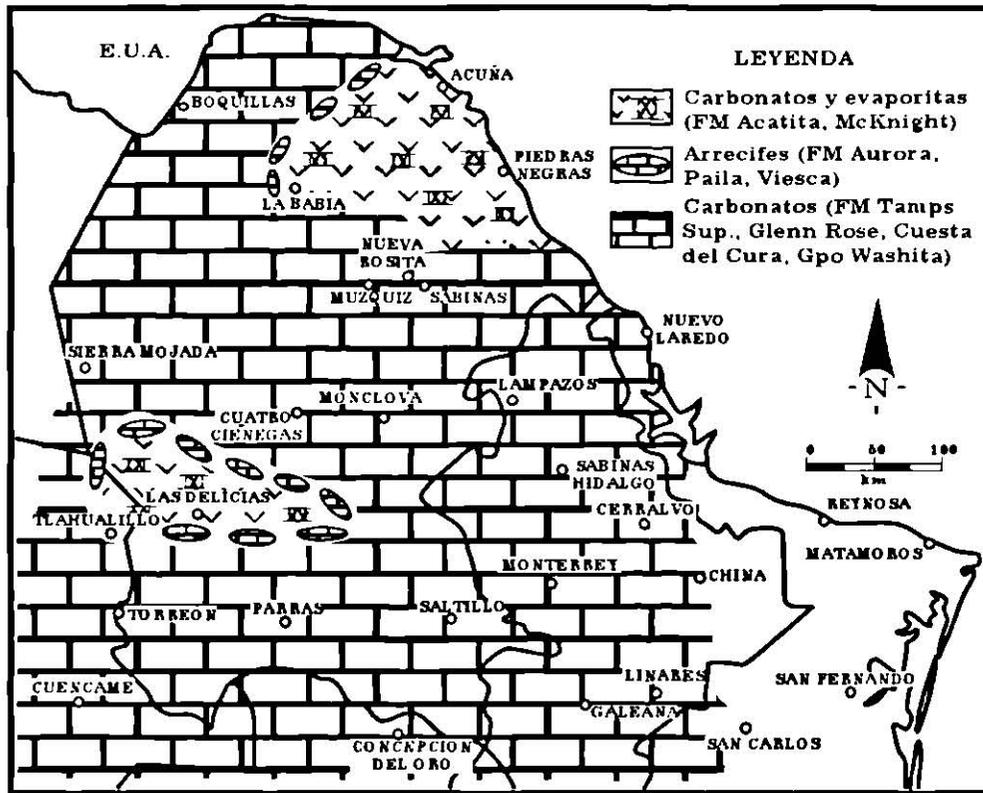


Figura 3.13. Paleogeografía del Noreste de México durante el Albiano – Cenomaniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Turoniano

Para el Turoniano todo el Noreste de México se encontraba cubierto por agua marina, pero el desarrollo de secuencias potentes de carbonatos tuvo un gran decremento. En general, una secuencia arcillosa con pequeñas cantidades de carbonatos se depositó cubriendo casi todo el estado de Coahuila (Fig. 3.14). Estas rocas son consideradas como una extensión hacia el Sur de la Formación Eagle Ford en Texas (LÓPEZ-RAMOS, 1980). En el Sur, se depositó una delgada secuencia de carbonatos y lutitas conocida actualmente como la Formación Indidura; en el Este, se depositó la secuencia de carbonatos de la Formación Agua Nueva.

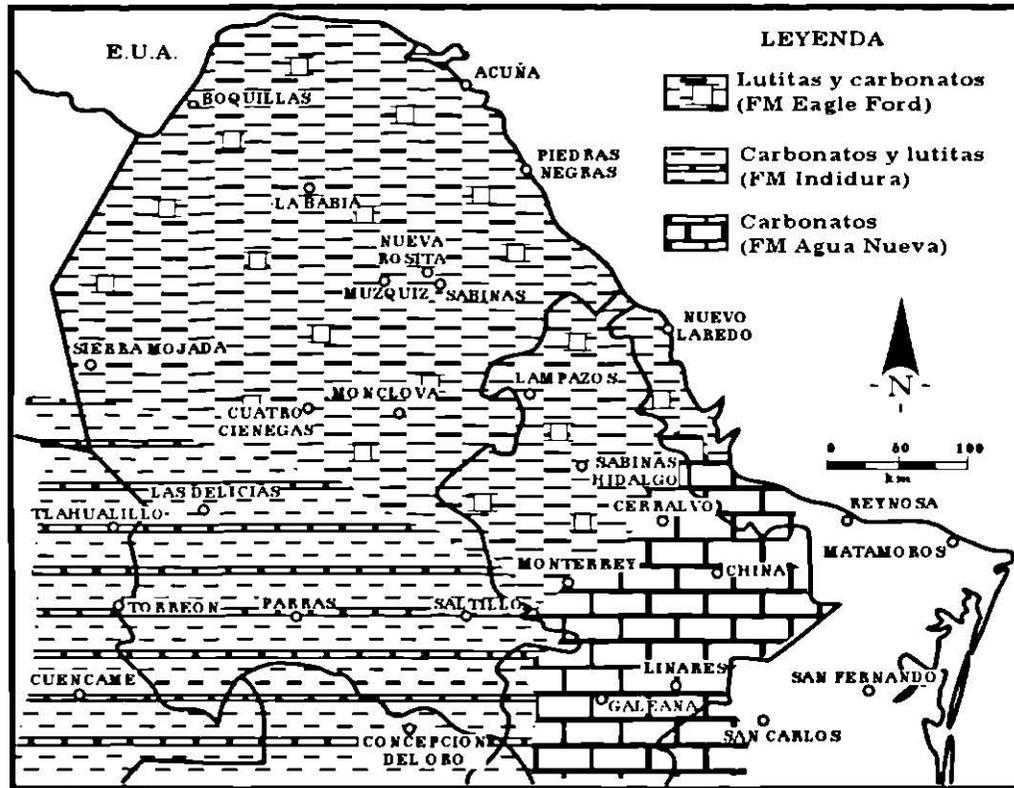


Figura 3.14. Paleogeografía del Noreste de México durante el Turoniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Coniaciano – Santoniano

Durante el Coniaciano al Santoniano los patrones sedimentarios cambian ligeramente (Fig. 3.15). Se empiezan a observar características regresivas moderadas en el área. La porción Norte del área fue cubierta por carbonatos y lutitas de agua somera, las cuales son consideradas correlacionables con el Grupo Austin por López – Ramos (1980); la porción Sur fue cubierta por las areniscas y lutitas de la Formación Caracol; y entre Torreón y Monterrey se depositaron sedimentos lutíticos (Lutita Parras Inferior; PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1982).

Más hacia el Este, una secuencia potente de pequeñas capas de carbonatos y lutitas con horizontes de bentonita (Formación San Felipe) cubrió un área muy extensa.

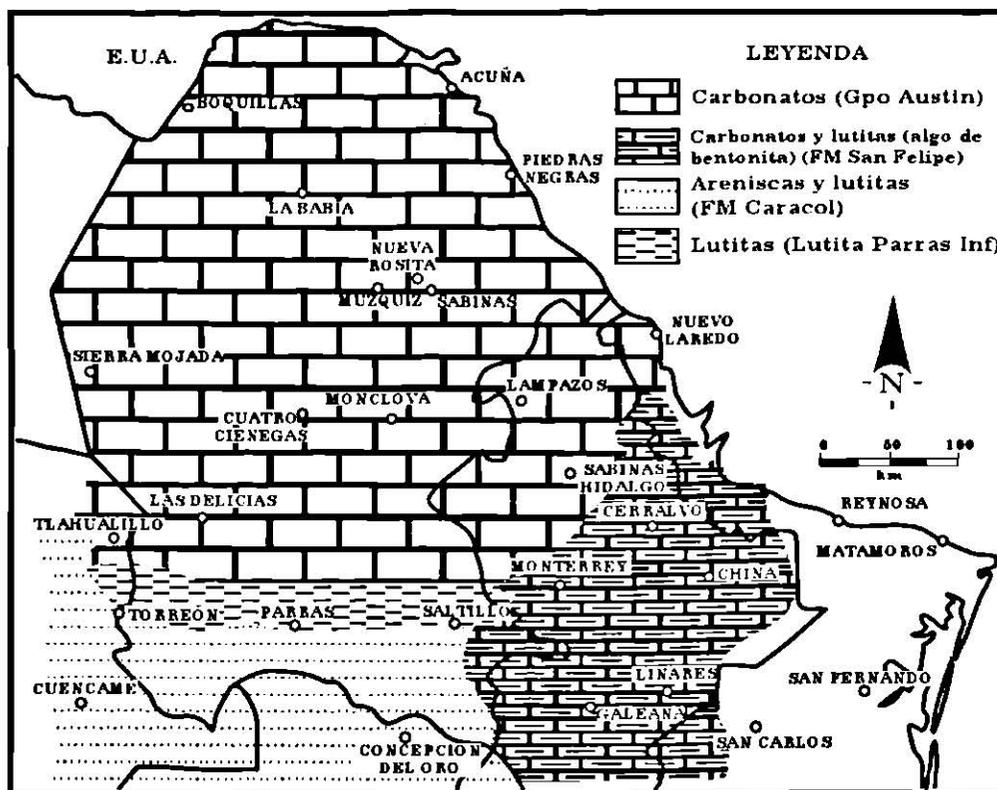


Figura 3.15. Paleogeografía del Noreste de México durante el Coniaciano – Santoniano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Campaniano – Maastrichtiano (Cretácico Tardío)

En el Cretácico Tardío continuó la progradación de la línea de costa del Oeste hacia el Este (Fig. 3.16); el Noreste de México se encontraba completamente cubierto por sedimentos terrígenos y clásticos originados por corrientes fluviales que fluyeron del oeste, lo cual permitió el desarrollo de grandes depósitos de carbón (la “Cuenca” de carbón de Sabinas).

En el Campaniano, la cuenca de Parras fue llenada a la mitad de su capacidad por la Lutita Parras, siendo posteriormente llenada en su totalidad por el Grupo Difunta en el Maastrichtiano Tardío (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1978a, 1982; Fig. 3.16).

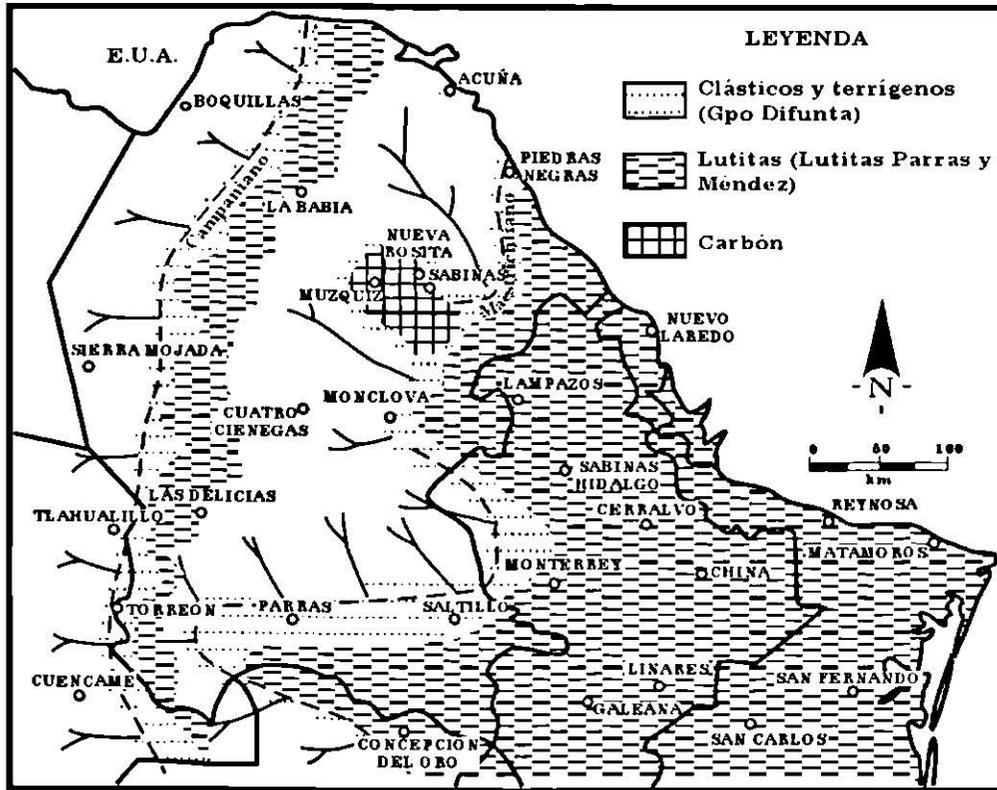


Figura 3.16. Paleogeografía del Noreste de México durante el Campaniano – Maastrichtiano (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

3.2.2 CENOZOICO

3.2.2.1 Terciario

La secuencia del Mesozoico depositada en el Noreste de México fue posteriormente deformada por la orogenia Laramide. Los mares del Cenozoico se retiraron hacia el Este, dejando atrás una potente secuencia de areniscas y lutitas (Fig. 3.17).

La Cuenca de Burgos se formó después de la orogenia Laramide y es considerada como la continuación hacia el Sur del Embayamiento del Río Grande.

Esta cuenca posteriormente comenzó a ser llenada con sedimentos terrígenos y clásticos de los grupos Midway y Wilcox (Paleoceno – Eoceno Temprano), depositados en un complejo sistema de barreras y deltas, el cual permitió el desarrollo de potentes secuencias de lutitas y arena (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

Al final de todo evento orogénico, se alcanzó un relajamiento de la corteza que permitió el ascenso de material magmático; en el caso de la orogenia Laramide, tales efectos se observaron en las intrusiones en la Sierra de San Carlos durante el Paleoceno – Eoceno y en el Oligoceno – Mioceno ocurren otros parecidos pero de menor intensidad. Este efecto de deformación ocasionó fallas normales escalonadas (de crecimiento) en el oriente las cuales funcionaron como trampas favorables para la acumulación de gas (ECHÁNOVE, 1976).



Figura 3.17 Paleogeografía del Noreste de México durante el Terciario (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986).

La transgresión culminó a fines del Oligoceno Temprano y principios del Oligoceno Medio, y posteriormente se inició una extensa regresión de los mares hacia el Oriente provocada por el levantamiento de las áreas emergidas del occidente. Se sugiere que este levantamiento es producto de la reactivación de un sistema de fallas triásicas en conjunto con el emplazamiento de magmas alcalinos y calco – alcalinos (complejos de la Sierra de Picachos y la Sierra de San Carlos; BLOOMFIELD Y CEPEDA-DÁVILA, 1973).

En resumen, la actividad más importante en el Oligoceno y el Mioceno es la generación de fallas normales sinsedimentarias que son de carácter regional y de desplazamiento considerable, además de la progradación de los sedimentos hacia el oriente (PADILLA-Y-SÁNCHEZ, 1986; GOLDHAMMER, 1999).

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL

4.1 ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica del área de estudio se encuentra representada por rocas sedimentarias del Cretácico Inferior (fig. 4.1) y por rocas ígneas intrusivas probablemente del Eoceno. Las rocas sedimentarias están integradas por calizas, lutitas y calizas arcillosas; las rocas ígneas, en cambio, varían desde dioritas, cuarzo-dioritas, hasta cuarzo-monzonitas y sienitas.

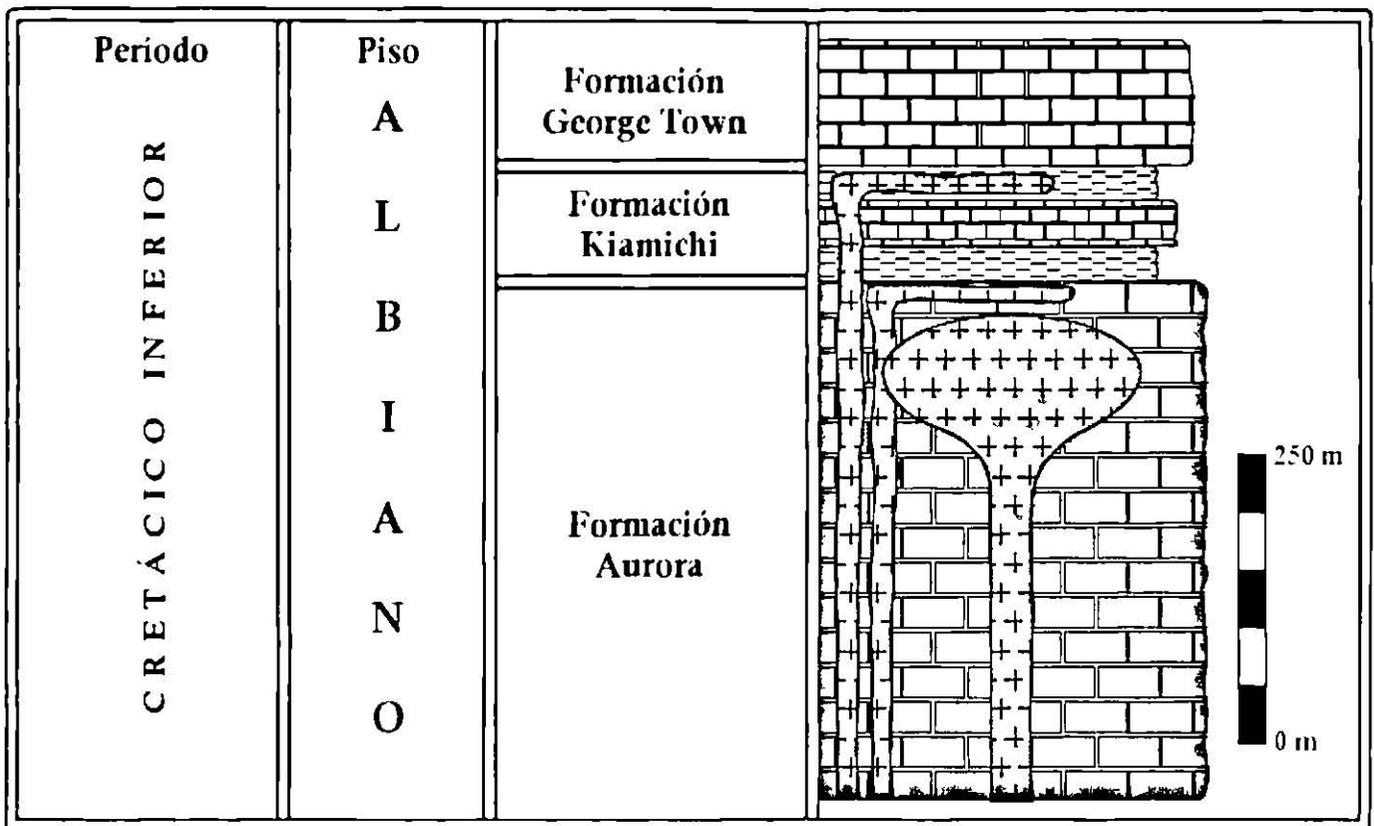


Fig. 4.1. Columna estratigráfica del área de estudio. El plutón se encuentra emplazado en rocas calcáreas de la Formación Aurora del Albiano Inferior.

La Formación Aurora representa a la Formación más antigua en el área de estudio y compone a la roca encajonante principal del cuerpo intrusivo, aunque existen diques y dique-estratos que intrusionan a las Formaciones más jóvenes como los es la Formación Kiamichi y Georgetown del Grupo Washita. A continuación se describen las formaciones y las rocas ígneas presentes en la zona estudiada.

4.1.1 ROCAS SEDIMENTARIAS

4.1.1.1 Formación Aurora

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

En general esta unidad es muy común y se encuentra ampliamente distribuida en todo el noreste de México. En el área cartografiada se presenta encajonando al cuerpo plutónico, por lo que se encuentra ampliamente rebajada magmáticamente, el contacto inferior de esta formación no aflora por lo que corresponde a la unidad más antigua que se encuentra en la zona de estudio. En la aureola de contacto las rocas se encuentran recristalizadas y alteradas por fluidos hidrotermales (fig. 4.2, 4.3, 4.4).

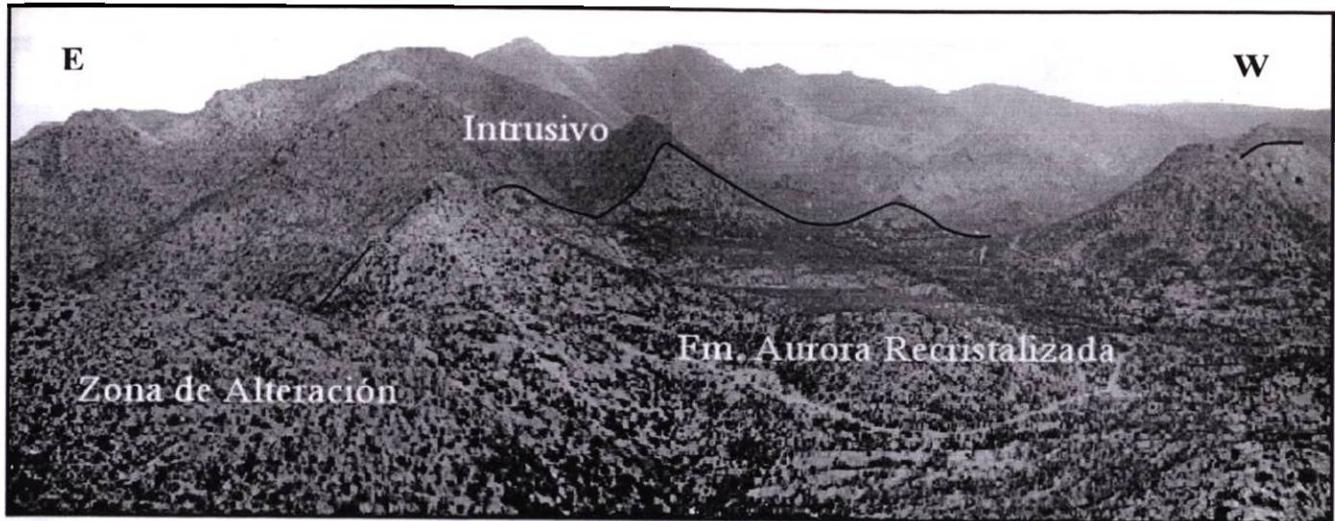


Figura 4.2. Vista hacia el sur del contacto intrusivo – roca encajonante en la porción Noroeste del plutón. La Formación Aurora se encuentra fuertemente recristalizada. En la sección inferior izquierda de la figura se aprecia una zona de alteración en una extensión del intrusivo (observar figura 4.4).

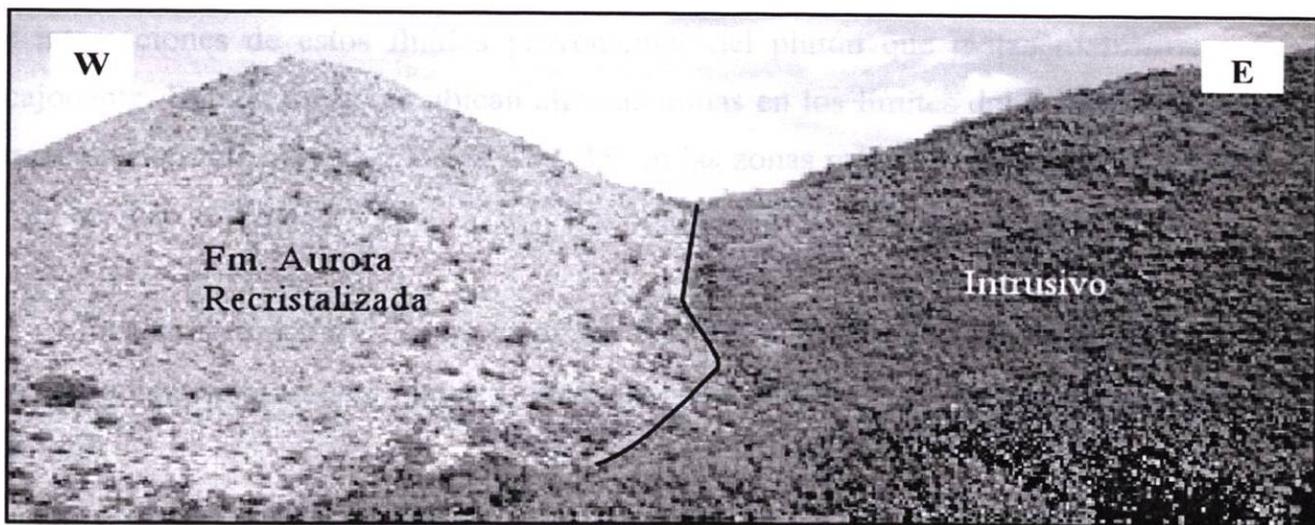


Figura 4.3. En esta figura se aprecia el contacto entre el intrusivo y la Formación Aurora recristalizada. Esta figura corresponde al límite occidental del plutón.

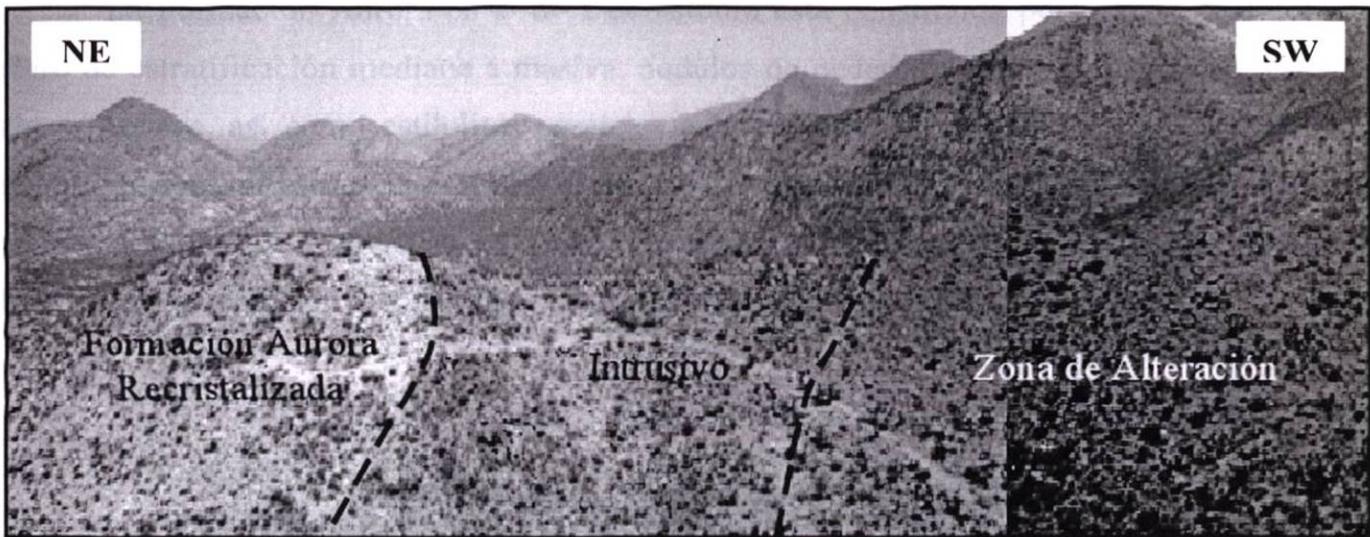


Figura 4.4. Porción Norte – Noroeste del plutón. Se observan tres divisiones: en la parte más a la izquierda se aprecia la Formación Aurora completamente recristalizada; en la parte central se observa rocas del intrusivo y a la derecha se observan fuertemente alteradas por oxidación.

Se cartografiaron regiones de skarn en los bordes del intrusivo, los cuales se formaron por interacciones de estos fluidos provenientes del plutón que metasomatizaron a la roca encajonante. Debido a esto se ubican algunas minas en los límites del intrusivo (fig. 4.5). La formación presenta buzamientos de $45 - 35^\circ$ en las zonas más alejadas del intrusivo y de $55 - 60^\circ$ en las más cercanas.

En esta formación no es muy común observar diques y sills, sin embargo en la porción Este y Noreste se presentan algunos pocos de estos cuerpos alojados en los paquetes de roca (fig. 4.6).

La Formación Aurora en el área de estudio está constituida por calizas de color gris claro de estratificación mediana a masiva, nódulos de pedernal, presenta restos de conchas y algas marinas, así como estilolitas paralelas a la estratificación. Para el área de estudio se reporta un espesor estimado de 450 a 500 m. De acuerdo a la literatura, el contacto inferior es concordante con la Formación La Peña y su contacto superior con la Formación Kiamichi. Este último si pudo ser corroborado durante la cartografía geológica.

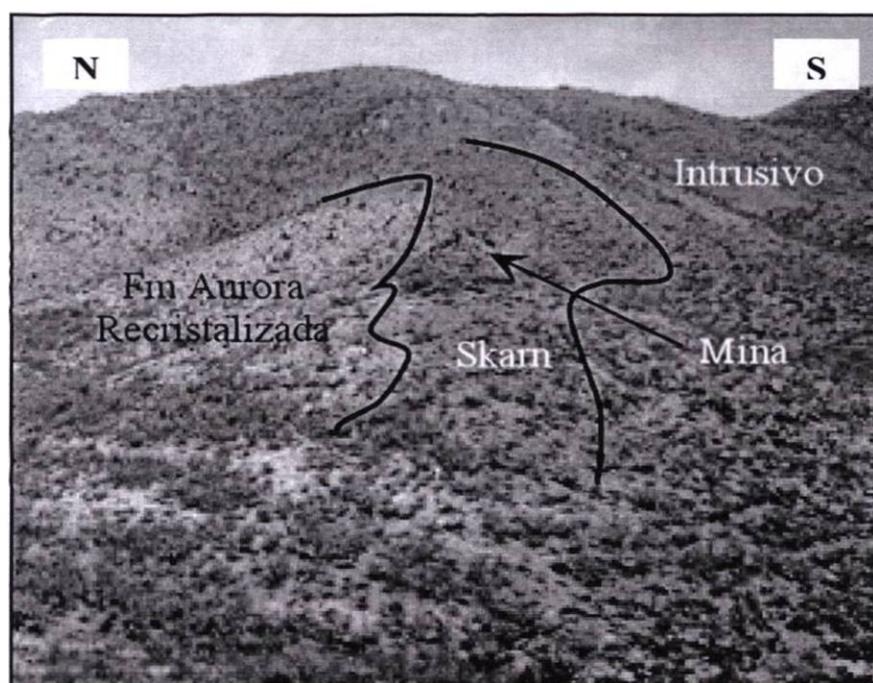


Figura 4.5. Porción Norte – Noroeste del plutón. Se observa una mina abandonada en una región de skarn, cerca del borde del intrusivo.

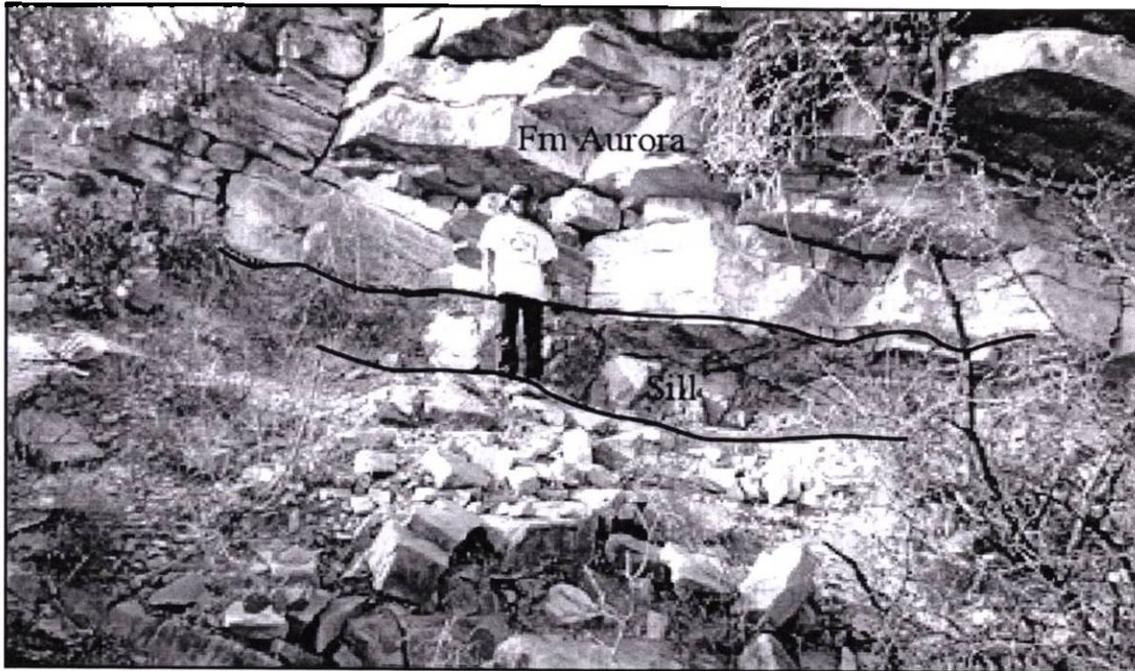


Figura 4.6. Sill encajonado entre paquetes de roca de la Formación Aurora, en la porción oriental del intrusivo. Presenta un rumbo y buzamiento de $9/22$ (azimutal).

A la Formación Aurora, por su posición estratigráfica y su contenido faunístico, se le asigna una edad del Albiano Temprano al Albiano Medio (DE CSERNA, 1956).

Al poniente 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. Se sugiere que la Formación Aurora es de un depósito de ambiente nerítico de aguas someras tranquilas.

4.1.1.2 Formación Kiamichi

La Formación Kiamichi fue originalmente llamada Arcillas Kiamita por HILL (1891), su localidad tipo se encuentra en las planicies del Río Kiamichi cercano a Fort Towson, Oklahoma. La litología definida consistió de una secuencia de lutitas arcillosas que en su parte media presenta un miembro calcáreo de estratos medianos. IMLAY (1943) considera que la unidad formada por sedimentos arcillo - calcáreo de estratificación delgada, con la amonita *Oxythopideceras* que aflora en el norte de Nuevo León, Coahuila y oriente de Chihuahua, ocupa la misma posición estratigráfica que la Lutita Kiamichi de Texas.

En el área esta formación se encuentra aflorando en los flancos de las sierras y forma puertos de erosión (fig. 4.7), lo que permite distinguirla fácilmente de la Formación Aurora. Se encuentra flanqueando al intrusivo desde el Noroeste hasta el Sureste (de acuerdo al sentido de las manecillas del reloj). Presenta buzamientos de 40 – 45°, además de que es común observar la presencia de algunos diques y sills pequeños en las porciones Noroeste y Norte – Noreste del intrusivo.

Su litología, como se mencionó anteriormente, consiste de una secuencia de lutitas arcillosas que en su parte media presenta un miembro calcáreo de estratos medianos. Su espesor reportado en la Sierra Azul es de 20 m; de 40 a 50 m en la Sierra La Gloria y de 88 m en la Sierra de Lampazos; en el área cartografiada se observó un espesor aproximado de 100 m.

La Formación Kiamichi sobreyace a la Formación Aurora y subyace al Grupo Washita. Ambos contactos de la formación son concordantes y transicionales. Con base a su posición estratigráfica se le ha asignado una edad de fines del Albiano Medio a principios del Albiano Tardío. La Formación Kiamichi se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura y Tamaulipas Superior de la Sierra Madre Oriental y parte medio-superior de la Formación Acatita.

Los sedimentos arcillosos que presenta esta formación indican un depósito de plataforma con sedimentación pelágica de agua de poca profundidad y una continua subsidencia de la plataforma.

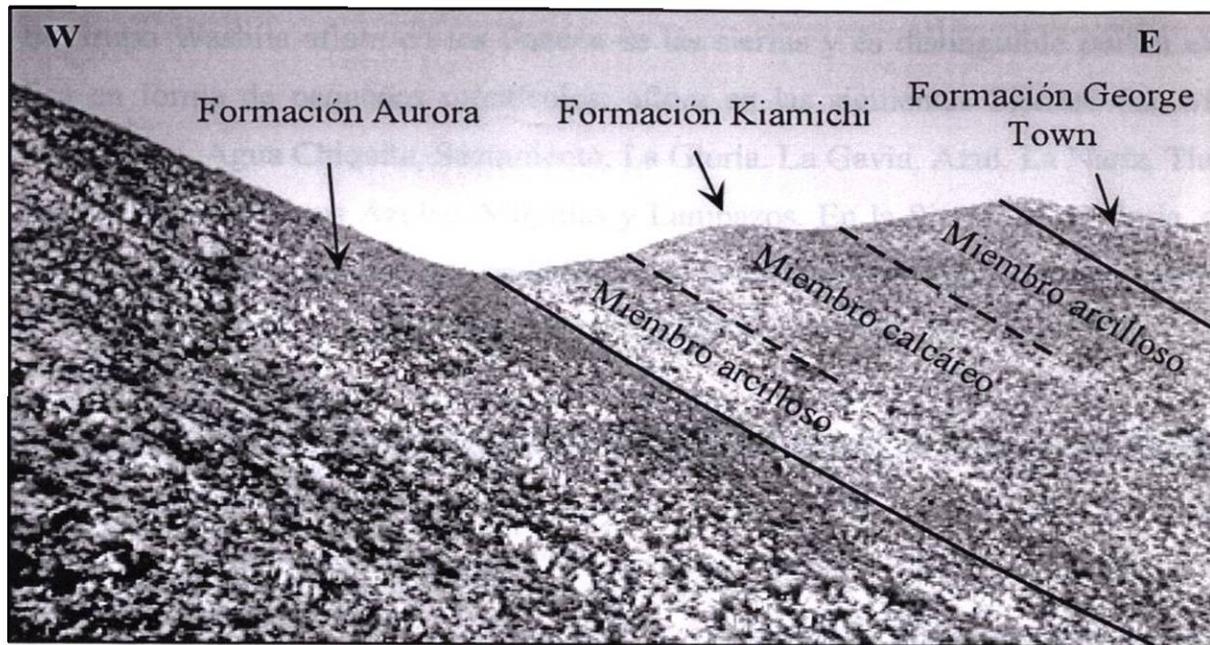


Figura 4.7. Se observan los contactos entre las formaciones presentes en el área cartografiada. La Formación Kiamichi forma puertos de erosión en sus miembros arcillosos, por lo que es fácil distinguirla entre formaciones más competentes como la Formación Aurora y la Georgetown. La figura corresponde a la porción oriental del área de estudio.

4.1.1.3 Grupo Washita

El Grupo Washita es un conjunto de formaciones de sedimentos finos y rocas carbonatadas del Albiano Tardío al Cenomaniano temprano, que se encuentra al noreste de México (HUMPHREY, 1956). Su localidad tipo se encuentra en Fort Washita al Noreste de Marshall, Oklahoma y consta de las formaciones Georgetown, Del Río y Buda. Este grupo cambia lateralmente de facies, al occidente a calizas de la Formación Treviño (GARZA, 1973) y en la Sierra La Gloria a la Caliza Monclova (HUMPHREY, 1956).

El Grupo Washita subyace concordantemente a lutitas calcáreas interestratificadas con calizas arcillosas con contenidos faunísticos índice (*Inoceramus labiatus*), los cuales lo ubican en el Cenomaniano Tardío - Turoniano, pertenecientes a la Formación Eagle Ford.

El Grupo Washita aflora en los flancos de las sierras y es distinguible por su expresión topográfica en forma de pequeños montículos; aflora en las siguientes Sierras: San Marcos y Pinos, La Purísima, Agua Chiquita, Sacramento, La Gloria, La Gavia, Azul, La Nariz, Tía Chena, De Enmedio, Gomas, Pájaros Azules, Milpillas y Lampazos. En la Sierra de la Gloria, el grupo cambia de facie, a la Caliza Monclova, en la Sierra de la Paila y Alamitos, cambia a la Formación Treviño.

El Grupo Washita indiferenciado aflora en la porción norte de la Sierra de San Marcos y Pinos, en la mesa San Esteban, parte sur de la Sierra La Gloria y en los flancos de la Sierra Lampazos.

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

- *Formación Georgetown.*- Es una secuencia de calizas y calizas arcillosas de estratos delgados y medianos, color al fresco gris oscuro, presenta lentes y nódulos de pedernal. En el área cartografiada, la Formación Georgetown tiene un espesor estimado de 110 m.
- *Formación del Río.*- Es una alternancia de lutitas y calizas delgadas nodulares, de estratos delgados de color gris claro, pardo y verdoso.
- *Formación Buda.*- Esta compuesta por calizas nodulares de estratificación delgada a medianas (0.10 a 0.30 m), de color gris claro al intemperismo. El espesor promedio de este grupo es de 130 m.

El Grupo Washita indiferenciado consiste de más de 250 m de calizas con estratos medianos de color gris oscuro y lutitas calcáreas de color gris. El espesor reportado en la Sierra de San Marcos es de 275 m y de 135 m en la Sierra de Lampazos.

Los sedimentos arcillosos calcáreos del Grupo Washita sobreyacen a los sedimentos arcillosos de la Formación Kiamichi de manera concordante y subyacen a los sedimentos de la Formación Eagle Ford de igual forma.

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

El ambiente de depósito del Grupo Washita es de plataforma abierta de sedimentación predominantemente pelágica con una subsidencia lenta y continua (HUMPHREY Y DÍAZ, 1956).

En el área cartografiada aflora sólo la unidad más antigua, la Formación Georgetown del grupo Washita, en la parte más externa de la zona cartografiada. Este paquete de rocas forma pequeños “casquetes” sobre los puertos de erosión de la Formación Kiamichi en las montañas que rodean al intrusivo (Fig. 4.7; ANEXO I). Se observaron buzamientos más suaves de 27 – 35° algunas ocasiones hasta 40°.

Al igual que la Formación Kiamichi, la Formación Georgetown se encuentra flanqueando al intrusivo desde el Noroeste hasta el Sureste (de acuerdo al sentido de las manecillas del reloj). A diferencia de las anteriores formaciones, ésta no presentaba diques ni sills en sus paquetes de roca, esto es debido probablemente a la lejanía del intrusivo.

4.1.2 ROCAS ÍGNEAS

Intrusionando a las rocas sedimentarias, antes descritas, se observaron en campo dos eventos de emplazamiento para el plutón La Soledad. El pulso más antiguo está representado por rocas máficas (presencia de anfíboles, plagioclasas cálcicas y piroxenos) y se encuentra emplazado por un pulso más joven y de mayor volumen de rocas más félsicas (presencia de plagioclasas sódicas, cuarzo y feldespato potásico). En las figuras 4.8, 4.9, 4.10 y 4.11 se aprecia la coexistencia de la fase máfica y félsica, las cuales se observan mejor en los bordes del intrusivo.

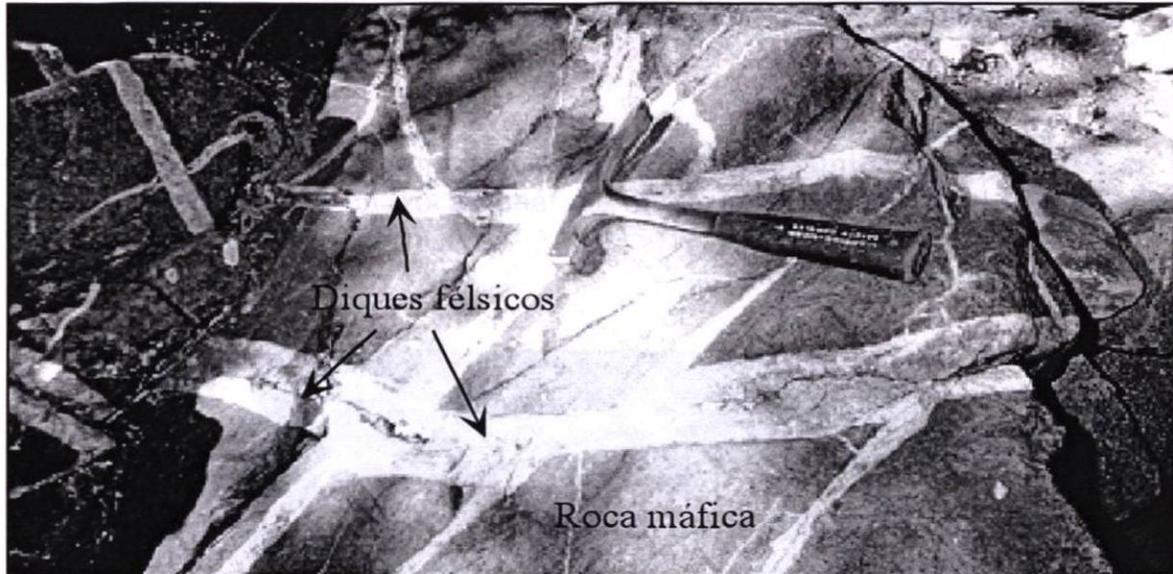


Figura 4.8. La figura corresponde al límite Sur del intrusivo. Se distinguen los márgenes enfriados en los diques félsicos con respecto a la roca máfica (monzodiorita). Para las rocas de La Soledad es común observar estas estructuras de emplazamiento, lo cual es evidencia de las diferencias temporales de emplazamiento.

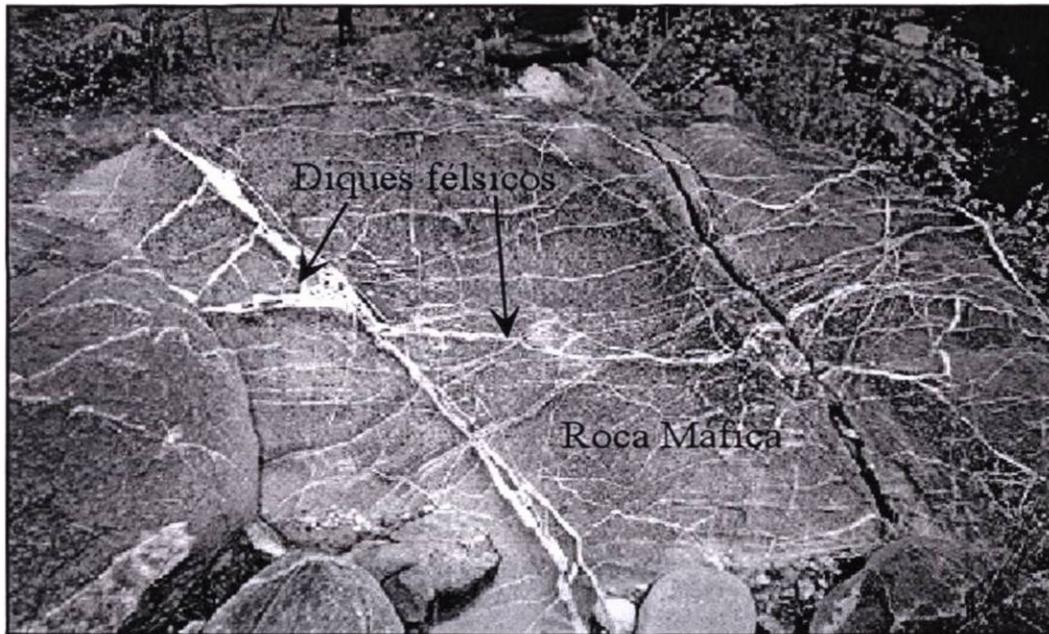


Figura 4.9. Evidencias de la diferencia temporal de emplazamiento, se observa en la figura diques félsicos emplazados en rocas máficas (cuarzo-monzodioritas). Este afloramiento corresponde al límite Norte del intrusivo.

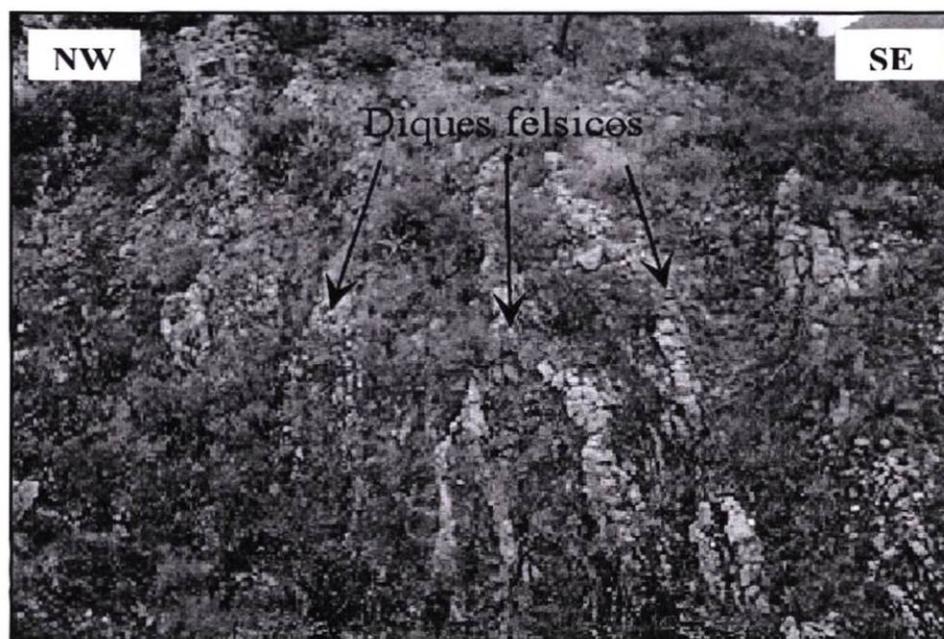


Figura 4.10. Límite Suroeste del plutón. En los bordes del intrusivo es común observar el emplazamiento de los diques félsicos (cuarzo-monzonitas) como se ve en la figura.

Las rocas varían desde dioritas, cuarzo-dioritas, monzodioritas, cuarzo-monzodioritas, hasta cuarzo-monzonitas y sienitas (Capítulo V, fig. 5.6). Se pudo determinar en campo la relación temporal de intrusión de los dos pulsos magmáticos, por medio del tipo de contacto presentes entre sí (fig. 4.8 – 4.11). Estas estructuras son conocidas como márgenes enfriados (*chilled margins*). Estos márgenes enfriados se observan en los bordes de un cuerpo ígneo (dique o sill) que experimenta un enfriamiento rápido, debido a un choque térmico con una roca fría durante su emplazamiento. Se caracteriza por presentar una textura afanítica o una textura con un desarrollo mínimo de cristales que cambia frecuentemente a porfirítica hacia la parte interna del cuerpo.

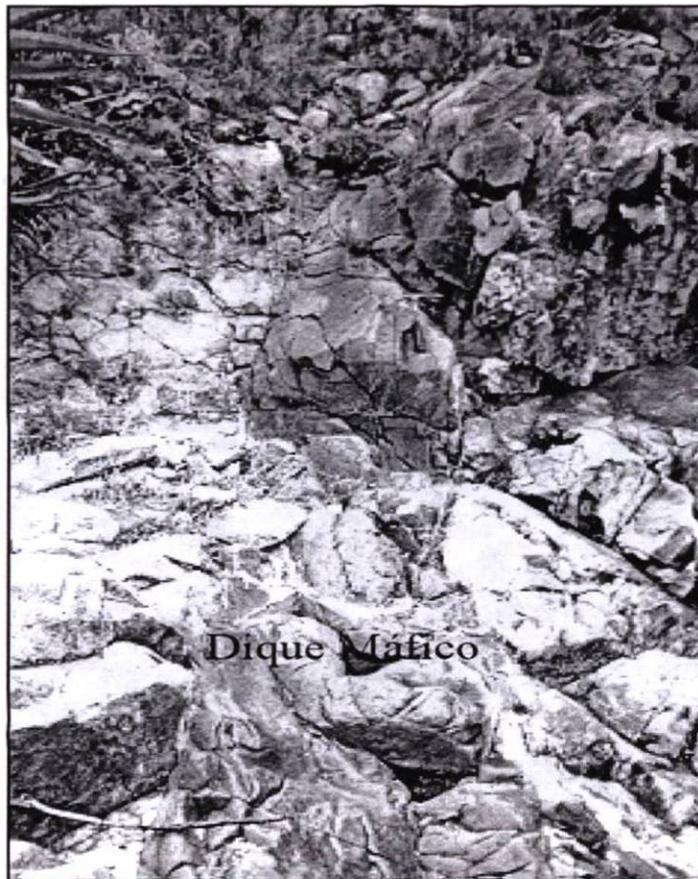


Figura 4.11. Porción occidental del plutón. Dique máfico (monzodiorita) emplazado en roca de composición más félsica (cuarzo-monzonita). Se observan también algunos de estos diques en los bordes del intrusivo.

En las porciones Sur – Suroeste y, en menor proporción, al Oeste del plutón, se observaron cambios en la textura (tamaño de grano) y en la composición de la roca (de félsica a intermedia; ANEXO I). Además, se identificaron dos diques máficos principales en la porción Norte y Sur - Sureste del plutón (ANEXO I y II).

Como evidencia de esta coexistencia de fases es la ocurrencia de afloramientos con brechas magmáticas, en donde se aprecian restos o fragmentos de rocas máficas rebajados por efectos de emplazamientos tardíos de magmas félsicos (fig. 4.12).

Por medio de estudios petrográficos y geoquímicos (Capítulo V y VI) de este mismo trabajo, que más adelante se describen, se ha caracterizado y definido que rocas alcalinas se concentran en la porción Sur – Suroeste, cambiando a sub-alcalinas en el Noreste.



Figura 4.12. Brecha magmática cerca del contacto plutón-roca encajonante. En las áreas cercanas a los bordes del intrusivo se podían observar estructuras como ésta, las cuales nos indican que ocurrieron re-inyecciones a la cámara magmática después de estados de quietud y enfriamiento de pulsos tempranos (bordes angulares de los fragmentos de rocas máficas).

Probablemente el intrusivo del Cerro La Soledad debido a su variación textural, relaciones de contacto y nivel de emplazamiento donde se encuentra, pudo haber sido alimentado por medio de un sistema de diques.

Lo anterior se sugiere debido a que durante la elaboración de la carta geológica 1:10,000 se observó rebaje magmático, una gran cantidad de diques en el borde del intrusivo, variaciones texturales amplias, con predominancia de texturas porfiríticas, y la ausencia de intensa deformación en los bordes del intrusivo tipo cizalla cilíndrica, deformación dúctil y ausencia de foliaciones tectónicas e inclusive magmáticas dentro y en el borde del intrusivo, que caracterizarían un ascenso diapírico.

En el área Oeste – Noroeste se identifican algunas fallas inversas y laterales (fig. 4.13, 4.14) en el borde del intrusivo. Lo cual hace constar que los mecanismos de ascenso y emplazamiento pudieron haber estado controlados por mecanismos frágiles más que dúctiles como ocurre hacia niveles más profundos de la corteza continental (BUDDINGTON, 1951; PATERSON *et al.*, 1991).

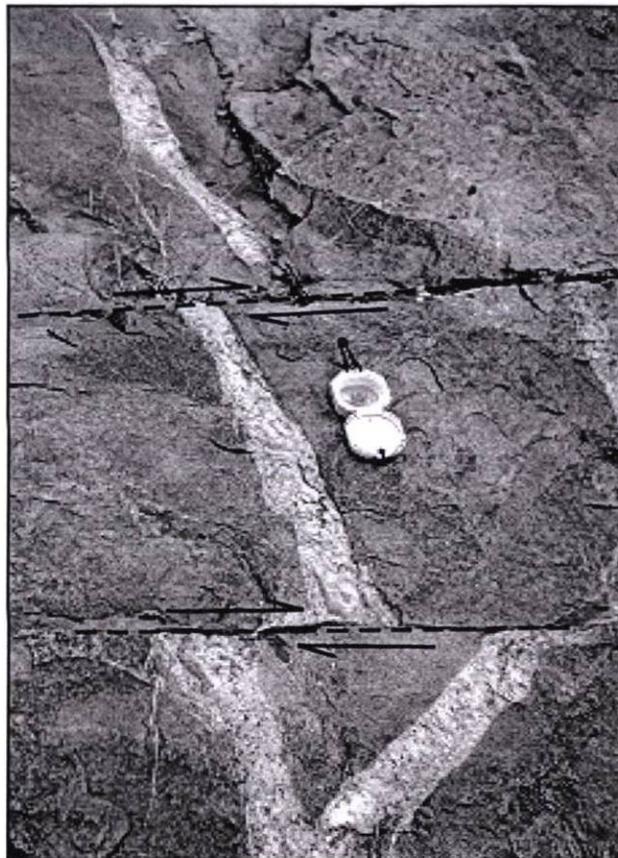


Figura 4.13. En el plutón de La Soledad no se observan claras pruebas de deformación dúctil causadas por el emplazamiento del mismo. En su lugar se observan fallas y fracturamiento que serían más coherentes con mecanismos de ascenso y emplazamiento frágiles.

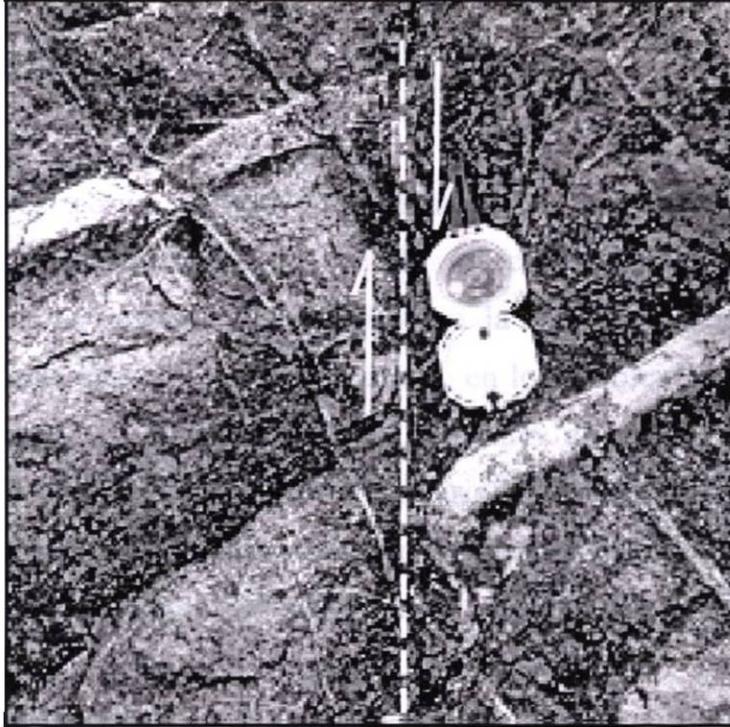


Figura 4.14. Otra de las fallas presentes en la parte occidental del intrusivo. Se observa una falla inversa cortando un dique aplítico. Esto es evidencia del acortamiento de las rocas en el borde intrusivo, por efectos de levantamiento y expansión tardía del plutón.

No obstante, para determinar en detalle los mecanismos de ascenso y emplazamiento presentes en el área estudiada, es necesario efectuar un estudio estructural minucioso en el área de estudio.

CAPÍTULO V

PETROGRAFÍA

Durante el muestreo en campo se colectaron 12 muestras para su estudio en el laboratorio (ANEXO I). Los criterios para la selección fueron los siguientes: a) Se muestrearon las rocas que representaran fielmente la variación composicional y textural presente en el cuerpo intrusivo; b) se trató de evitar, en lo posible, tomar rocas que mostraran indicios de intemperismo; c) de igual manera, se trató de colectar las muestras que no presentaran fracturas ni rellenos de material secundario; d) asimismo, se muestrearon las rocas lejos del contacto intrusivo–roca encajonante, pues la interacción de fluidos hidrotermales en esta área puede causar la alteración o el intemperismo químico de la roca, lo cual afecta a los minerales presentes en la misma. A continuación se describen los minerales y texturas presentes en las rocas del intrusivo La Soledad.

5.1 TEXTURAS DE ROCAS ÍGNEAS

Se explican brevemente los diferentes tipos de texturas identificadas bajo el microscopio para las rocas del intrusivo La Soledad.

- **Textura porfirítica.**- Esta textura corresponde a una de las más predominantes. Se definió por la presencia de cristales relativamente grandes (fenocristales), generalmente idiomorfos rodeados por una matriz microcristalina. Los fenocristales en algunas ocasiones aparecen con bordes irregulares (Fig. 5.1).
- **Textura granuda.**- Esta textura junto con la textura porfirítica son generalmente las texturas típicas de rocas plutónicas y volcánicas, respectivamente. La textura granuda está caracterizada por tener cristales idiomórficos e hipidiomórficos. Los contactos entre los cristales tienden a ser de rectos a curvos.

La estructura es generalmente isotrópica (no presenta una dirección preferencial de orientación de sus componentes). En las láminas analizadas se distinguen dos subtipos de la textura granuda, estas son:

- a. *Textura granuda equigranular*: Los cristales presentan dimensiones iguales entre sí (Fig. 5.2).
- b. *Textura granuda inequigranular*: Los cristales presentan diferentes tamaños (Fig. 5.3)

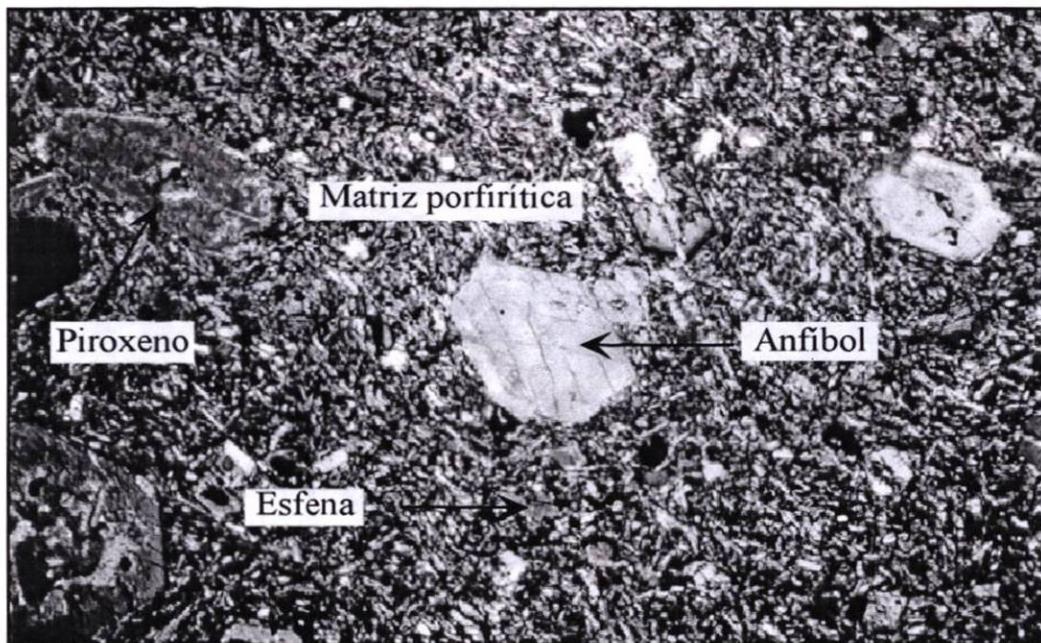


Figura 5.1 Textura porfirítica. Se observa una matriz compuesta de microcristales de plagioclasa y hornblenda en la cual flotan microfenocristales a fenocristales de anfíbol y piroxeno. Se observa la presencia de esfena como mineral accesorio (muestra S-02). Nícoles cruzados. Campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.

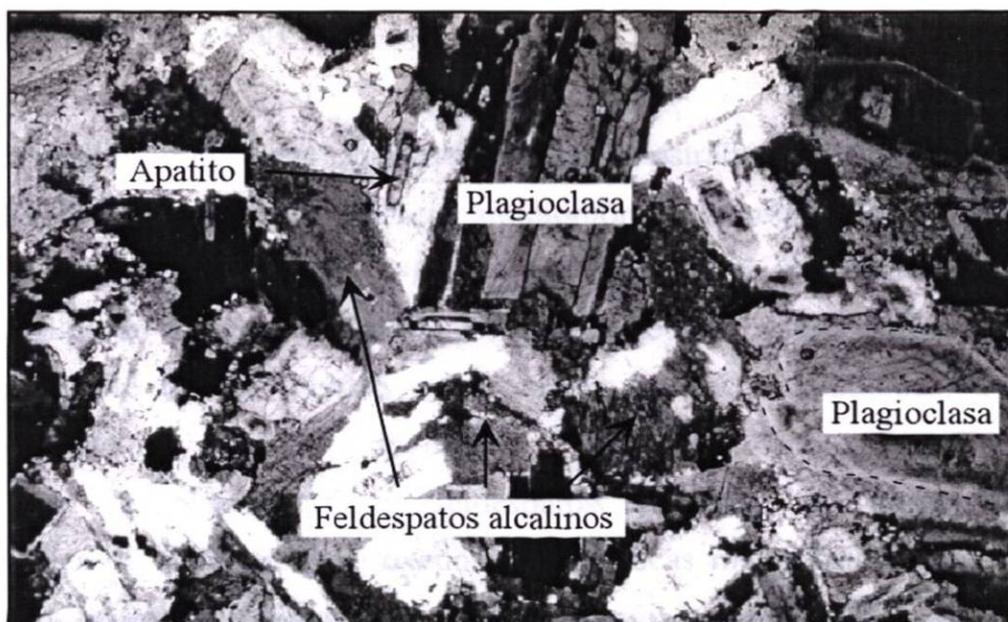


Figura 5.2. Textura granuda equigranular. Los cristales presentan tamaños de grano iguales entre sí. Se aprecian varios cristales de feldespatos alcalinos, plagioclasa y apatitos como parte de los minerales accesorios. En la parte central derecha se aprecia un cristal de plagioclasa con bordes de feldespato alcalino (muestra S-09). Nícoles cruzados, campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.

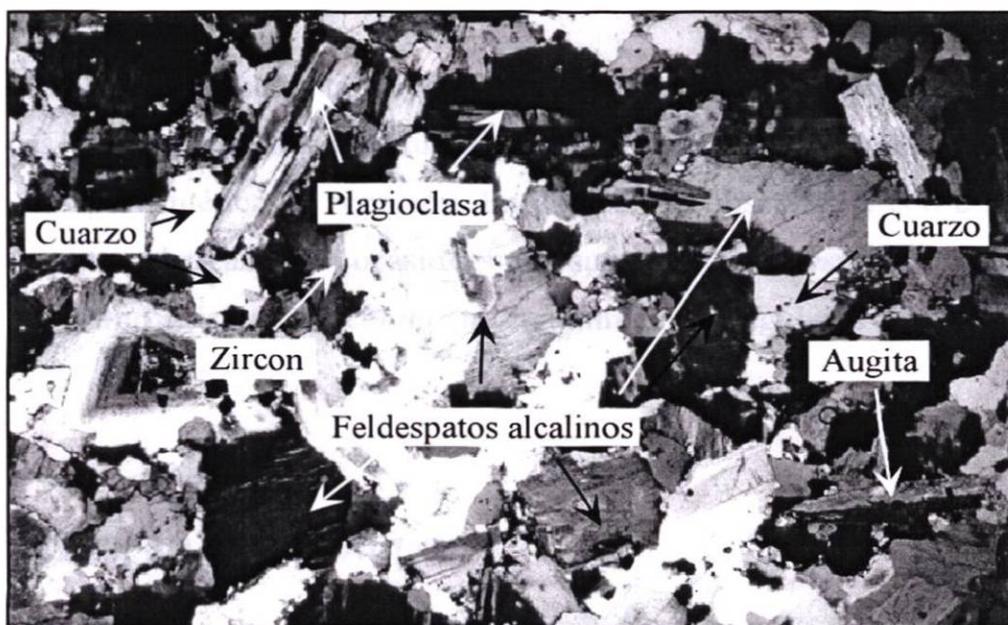


Figura 5.3. Textura granuda inequigranular. Los cristales no guardan dimensiones iguales entre sí. Al igual que en la figura 5.4, en esta lámina abundan los feldespatos alcalinos en comparación con las plagioclasas y cuarzo. Se distinguen cristales finos de zircón y augita maclada (muestra S-22). Nícoles cruzados, campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.

5.2 DESCRIPCIÓN DE MINERALES

Las muestras colectadas y petrografiadas mostraban texturas que variaban de porfiríticas (S-02, S-12 y S-17) a granudas hipidiomórficas equigranulares e inequigranulares (S-04, S-06, S-07, S-09, S-10, S-15, S-18, S-20 y S-22) con presencia accidental de algunos fenocristales. El grado de cristalinidad de las rocas va de holocristalino (formada por cristales en su totalidad, éste tipo de textura dominaba en las rocas estudiadas) a hipocristalino (formada por cristales y matriz compuesta de cristales más finos). Los fenocristales más abundantes son de plagioclasas y feldespatos alcalinos; se distinguieron algunos microfenocristales de anfíboles y piroxenos (en las rocas más máficas), así como cristales medianos a finos de cuarzo, biotita y la presencia de esfena, apatito, zircón y minerales opacos como accesorios. Se describe a continuación, por separado, cada uno de los minerales principales identificados.

5.2.1 PLAGIOCLASA

La plagioclasa se presenta tanto en la matriz (microcristales) como en fenocristales, en todas las rocas y sus variedades texturales. Los cristales de plagioclasa frecuentemente presentan maclas polisintéticas y zonación. En general, se observaban con desarrollo parcial de sus caras (hipidiomórficas) y en ocasiones con sus caras bien desarrolladas (idiomórficas), presentando un hábito prismático, columnar, comúnmente irregulares por sus extremos (fig. 5.2 y 5.3)

5.2.2 FELDESPATO ALCALINO

Los feldespatos alcalinos se presentan como fenocristales y microfenocristales, ocurriendo en texturas granudas como típicos minerales tardíos en la serie de cristalización, rellenando espacios entre los minerales que cristalizan en la etapa temprana. Los feldespatos eran escasos en las rocas que presentaban texturas porfiríticas con bajo grado de

diferenciación. El tamaño de los cristales varía de fino a mediano (Tabla 5.1). Su forma es hipidiomórfica, de hábito tabular y presentaban texturas pertíticas y maclas de Karlsbad. El feldespato alcalino más común en las láminas es la ortoclasa, fácilmente identificable por la textura pertítica. Frecuentemente ocurrió de forma intersticial en las rocas granudas (fig. 5.2, 5.3).

Tabla 5.1. Tamaños de los cristales.

Grano	Tamaño en mm
Muy grande	> 33
Grande	33 – 10
Grueso	10 – 3.3
Medio	3.3 – 1.0
Pequeño	1.0 – 0.3
Fino	0.3 – 0.1
Muy fino	0.1 – 0.01
Masiva	< 0.0

5.2.3 CUARZO

Se encuentra principalmente como microfenocristales rellenando intersticios en las rocas más diferenciadas de texturas granudas. El tamaño de los cristales varía de muy fino a mediano. Los cristales son xenomórficos y se encuentran ocupando espacios entre cristales de feldespato alcalino y plagioclasas (fig.5.1, 5.2, 5.3).

5.2.4 ANFÍBOL

Se observan como fenocristales y microfenocristales encontrándose presentes tanto en rocas con textura porfirítica como en textura granuda. El tamaño de los cristales varía de mediano a pequeño (Tabla 5.1). Los anfíboles presentes en las láminas en general son hipidiomórficos, en ocasiones mostraban un buen desarrollo de sus caras (idiomórficos); además se puede apreciar en algunos cristales las dos direcciones características de clivaje a

120°, mientras que otros muestran una macla simple. En una minoría de los cristales pequeños, se observa en sus bordes tonos opacos, esto es debido a la formación de magnetita por oxidación de Fe. Los anfíboles identificados en las muestras analizadas son principalmente hornblendas, las cuales es común encontrarlas asociadas a cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas sódicas (fig. 5.1)

5.2.5 PIROXENO

Los piroxenos se encuentran como cristales pequeños a medianos de forma prismática, en ocasiones tabulares desde delgados a anchos. En las láminas se encuentran dispersos, sin embargo en las láminas con gran cantidad de minerales máficos, los piroxenos obviamente se encuentran más ampliamente distribuidos. Son hipidiomórficos, frecuentemente irregulares en sus extremos.

Se distingue una zonación oscilatoria en los cristales, también se observan algunos cristales con la macla de reloj de arena, la cual es característica de los clinopiroxenos. Algunos cristales aislados de clinopiroxenos presentaban reemplazamiento parcial de sus bordes por anfíboles.

La augita es el clinopiroxeno más común en las rocas analizadas, se presenta como microfenocristal tanto en textura porfirítica como granuda. Es de tamaño pequeño a mediano e hipidiomórfico, en ocasiones presenta un buen desarrollo de sus caras llegando a ser idiomórfico. Tiene un hábito prismático corto y grueso. Presenta macla simple, aunque se distingue por su macla de reloj de arena (fig. 5.4). Como se mencionó anteriormente, pocas augitas en las láminas analizadas presentan reemplazamiento de hornblenda.

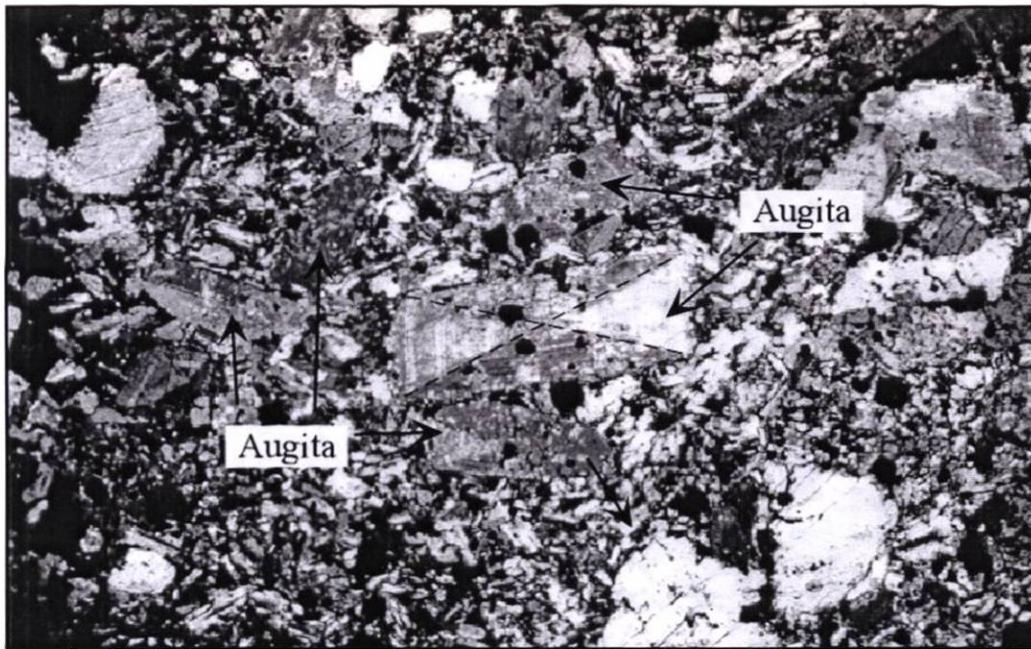


Figura 5.4. Se observan varios cristales de clinopiroxenos (augitas). En el cristal de augita en la parte central de la figura, muestra claramente la macla de reloj de arena que caracteriza a los clinopiroxenos, además de sus colores de birrefringencia anómalos. Otra característica presente en las augitas es la macla simple (muestra S-17). Nícoles cruzados, campo visual aproximado en la microfotografía: 5.3 x 3.5 mm.

5.2.6 MICAS

Los cristales de micas se encontraban reemplazando a otros cristales como las hornblendas presentes en la matriz. En general, la mica principal es la biotita (fig. 5.5), son poco abundantes en las láminas analizadas, siendo más común encontrarlas en las secciones con texturas granudas que en la porfiríticas. Los cristales son pequeños, aunque existen de tamaños mayores pero de manera aislada. Son xenomórficos a hipidiomórficos, de hábito tabular, irregulares en sus extremos. Presenta la característica extinción recta de arco moteado. En ocasiones se observa cloritización menor.

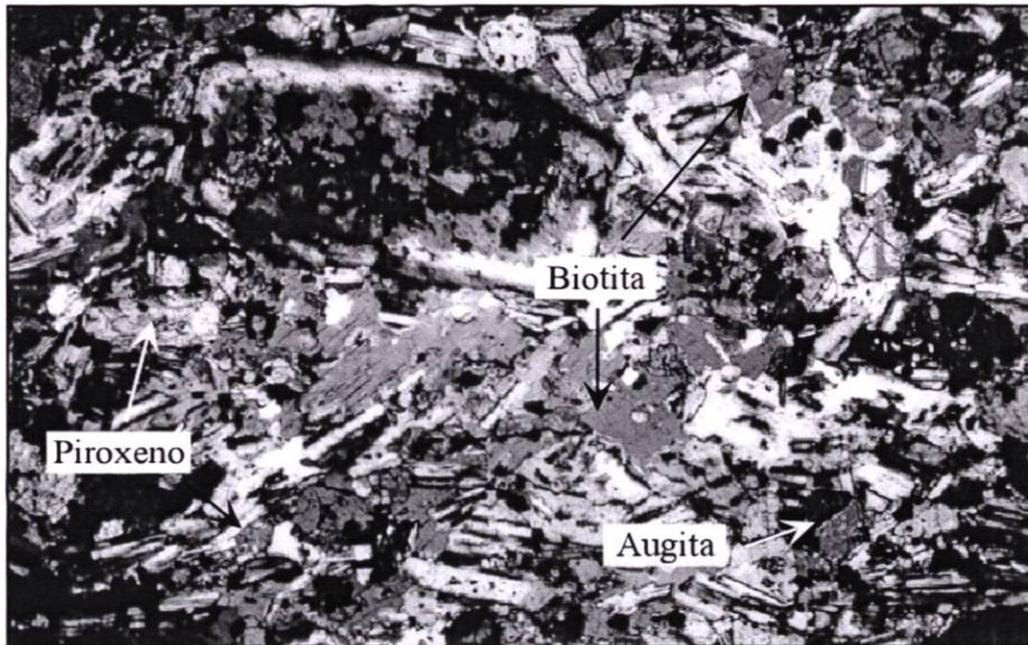


Figura 5.5. En esta sección se aprecia a la biotita de forma intersticial. Además, se aprecian cristales de plagioclasa y piroxenos. La matriz es principalmente plagioclasa. En la parte superior izquierda se encuentra un fenocristal de plagioclasa con inclusiones de minerales accesorios (muestra S-12). Nícoles cruzados, campo visual aproximado en la micrografía: 5.3 x 3.5 mm.

5.2.7 ESFENA

En las muestras analizadas, la esfena se presenta principalmente como mineral accesorio. Se presenta en forma de cristales finos, se observan tanto en texturas porfíricas como en granudas. La mayoría son idiomórficos, algunos pocos hipidiomórficos; tienen un hábito de rombos. Presentan la forma característica de diamante con macla simple. Es común encontrar este mineral asociado a hornblenda (fig. 5.1).

5.2.8 APATITO

Se presenta también como mineral accesorio. Son cristales finos, alargados, delgados, en las láminas es escaso, se observan principalmente en las rocas más diferenciadas que presentan texturas granudas. La mayoría son idiomórficos, algunos hipidiomórficos; tienen un hábito prismático (fig. 5.2).

5.2.9 ZIRCÓN

Mineral accesorio, se presenta como cristales finos, delgados. En las láminas analizadas es difícil localizarlo debido a que es muy escaso. Ocurre preferentemente en las rocas más diferenciadas que presentan texturas granudas. La mayoría son hipidiomórficos, se observan en varias formas, desde redondeado a euhédrico, en ocasiones se observa como fragmentos angulares (fig. 5.3)

5.2.10 MINERALES OPACOS

Los minerales opacos son pequeños, xenomórficos, y mucho más evidentes en texturas granudas que en porfiríticas. Entre los minerales opacos se infiere que estén presentes magnetita e ilmenita. Algo que también es muy común, es el observar óxidos de fierro en bordes de piroxenos y anfíboles.

5.3 CLASIFICACIÓN MODAL

A continuación se presenta el diagrama de STRECKEISEN (1976) en el que se muestra la clasificación de las rocas con base a la composición modal de los minerales claros presentes como: cuarzo, plagioclasa y feldespatos alcalinos (fig. 5.6).

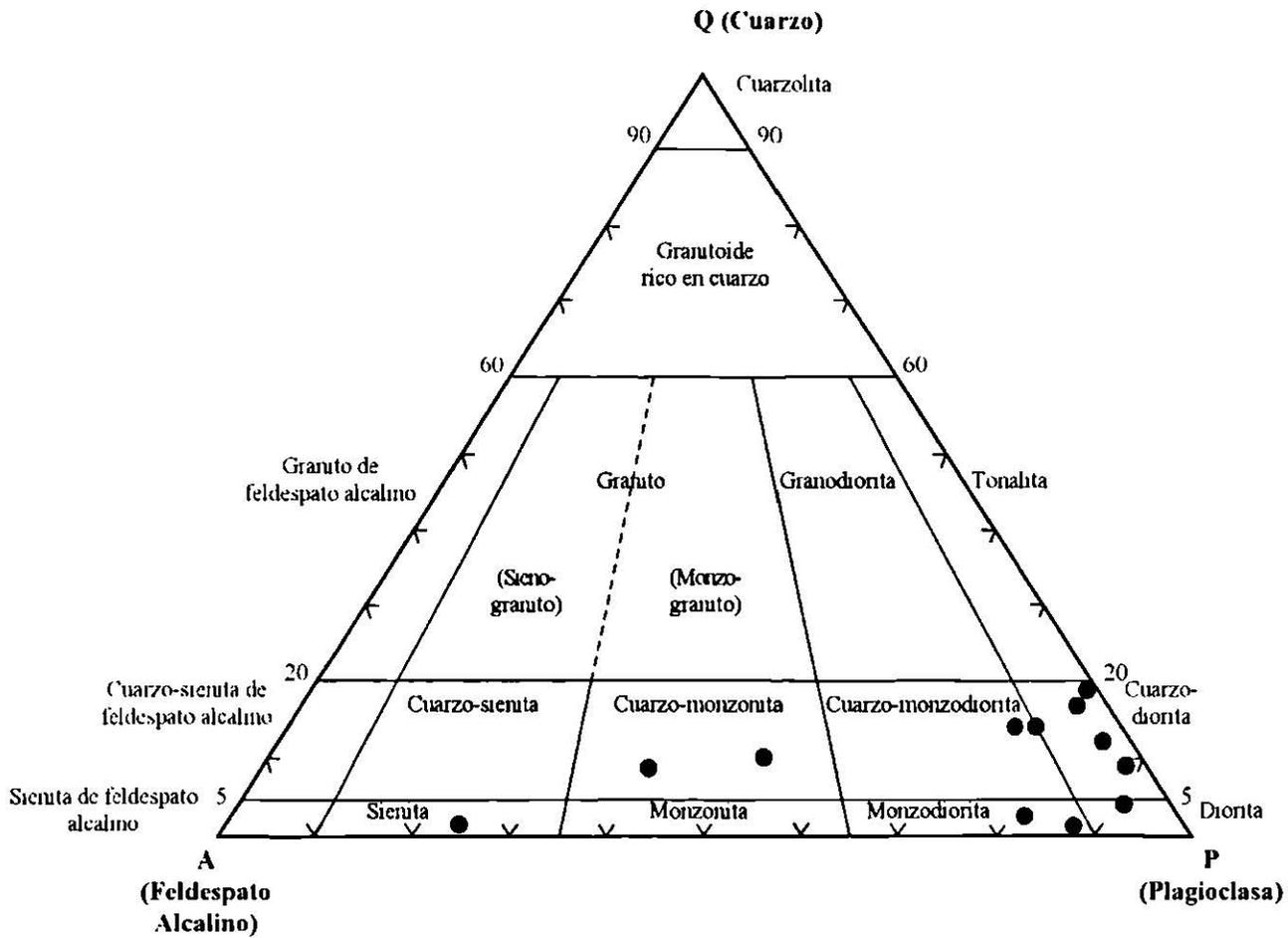


Figura 5.6. Diagrama de STRECKEISEN (1976) en el que se presentan los resultados de la clasificación petrográfica de las muestras estudiadas en el intrusivo La Soledad. La mayoría de las rocas son cuarzo-dioritas, sin embargo las rocas de la porción Sur – Suroeste del plutón muestran un comportamiento más alcalino (Capítulo IV, VI).

En la tabla 5.2 (a, b) se presentan las claves de cada una de las muestras con su correspondiente nombre según la clasificación de rocas plutónicas y sus abundancias ajustadas de los minerales utilizados para su clasificación.

Tabla 5.2. (a) Claves y proporciones modales ajustadas de los minerales presentes en cada una de las rocas. (b) Clasificación correspondiente a cada muestra de acuerdo al diagrama de STRECKEISEN (1976) recalculando al 100% el contenido de minerales (plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo).

Tabla 5.2 (a):

Minerales	S-02	S-04	S-06	S-07	S-09	S-10	S-12	S-15	S-17	S-18	S-20	S-22
Plagioclasa	80.0	80.0	72.0	62.0	22.0	81.0	64.0	70.0	50.0	75.0	48.0	37.0
Feldespato alcalino	5.0	3.0	3.0	9.0	70.0	2.0	1.0	9.0	6.0	15.0	37.0	48.0
Cuarzo	3.0	11.0	15.0	12.0	1.0	8.0	15.0	1.0	9.0	2.0	9.0	7.0
Hornblenda	7.0	1.7	2.9	7.3	1.9	3.2	5.8	4.9	11.0	3.1	2.0	2.7
Clinopiroxeno	1.6	1.3	3.8	3.6	1.0	2.2	4.6	7.5	15.9	2.2	1.4	2.1
Biotita	1.0	1.7	1.1	3.2	1.3	1.0	5.5	3.3	2.4	0.0	0.0	0.6
Minerales accesorios	0.7	0.6	0.6	0.3	0.7	0.1	0.4	0.4	0.7	0.5	0.0	0.4
Minerales opacos	1.7	0.7	1.6	2.6	2.1	2.5	3.7	3.9	5.0	2.2	2.6	2.2
SUMA	100.0											

Tabla 5.2 (b):

Muestra	Clasificación (Streckeisen, 1976)	Alcalina	Subalcalina	Félsica	Máfica
S-02	Diorita		X		X
S-04	Cuarzo-diorita		X	X	
S-06	Cuarzo-diorita		X		X
S-07	Cuarzo-monzodiorita		X		X
S-09	Sienita	X		X	
S-10	Cuarzo-diorita		X		X
S-12	Cuarzo-diorita	X			X
S-15	Monzodiorita	X			X
S-17	Cuarzo-monzodiorita	X			X
S-18	Monzodiorita	X		X	
S-20	Cuarzo-monzonita		X	X	
S-22	Cuarzo-monzonita	X		X	

CAPÍTULO VI

GEOQUÍMICA

De acuerdo a los criterios para la selección de muestras mencionados en el Capítulo V y en conjunto con el estudio petrográfico de las mismas, se consideraron 10 muestras representativas para los análisis químicos de laboratorio. Se determinaron elementos mayores que fueron expresados como óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O y P_2O_5) y algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb) por el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX), mientras que los elementos de las Tierras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Lu) fueron determinadas por Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inducido (ICP-MS, por sus siglas en inglés: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Ambas determinaciones se efectuaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. A continuación se explica la manera en que se trataron las muestras para su posterior análisis.

6.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS Y ANÁLISIS QUÍMICOS

La preparación de las muestras para los análisis químicos se efectuó de la siguiente forma: la roca se fragmentó con un marro para retirar la costra intemperizada y el material secundario como los rellenos de fracturas y enclaves. Los fragmentos, de tamaño promedio de 5 – 10 cm de diámetro, se llevaron posteriormente a una placa de acero donde se redujeron, en promedio, a 0.8 – 1 cm de diámetro con ayuda de un marro pequeño. Se tuvo cuidado de utilizar un marro galvanizado y de cubrir perfectamente con plástico la placa de acero para minimizar la contaminación con Fe. Después se llevó a cabo el cuarteo de la muestra utilizando un cuarteador de rejillas, aquí aproximadamente 800 g de muestra fueron cuarteados, obteniendo 200 g listos para pulverizar. A continuación se procedió a pulverizar la muestra con un mortero o pulverizador de discos de acero endurecido, reduciendo la muestra a un tamaño de partícula de 60 micras de diámetro. Es importante mencionar que este tipo de mortero contiene elementos que pueden contaminar a la muestra durante la molienda; la

siguiente tabla indica los principales elementos contaminantes en los diferentes tipos de morteros (Tabla 6.1).

Tabla 6.1.- Elementos contaminantes en diferentes morteros (SPEX, no publicado; THOMPSON Y BANKSTONE, 1970).

Tipo De Mortero	Contaminantes Mayores	Contaminantes Trazas	Dureza	Resistencia A La Abrasión	Durabilidad
☞ Acero endurecido (mejor opción para Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb)	Fe (> 0.2%) Cr (> 200 ppm)	Ni, Si, Mn, C	5.5 – 6	Moderada	Alta
Carburo de tungsteno	W (> 0.1%), C, Co	Ta, Ti, Nb	8.5	Alta	Muy alta
Cerámica de alúmina	Al (> 0.3%)	Ba, Si, Ca, Mg, Tierras Raras	9	Muy alta	Moderada
Agata	Si (> 0.3%)	Al, Na, Fe, K, Ca, Mg, Pb	6 – 7	Extremadamente alta	Moderada
Zircon	Zr	Mg, Hf	8.5	Extremadamente alta	Alta
Carburo de boro	B, C	Si, Fe, Al, Ca	9.5	Muy alta	Sin datos

☞ Empleado en este trabajo. Los elementos contaminantes de este tipo de mortero no afectan de manera considerable los datos utilizados como concluyentes en esta tesis.

Durante el proceso de molienda se usaron 50 g de la muestra para la precontaminación del contenedor y de los discos de acero (previamente limpiados con acetona grado ultrapuro y aire comprimido entre cada muestra). La primer fracción de la muestra fue desechada. Los siguientes 50 g pulverizados fueron empleados para la determinación de elementos mayores y elementos traza por medio de FRX, los siguientes 50 g se utilizaron para la determinación de tierras raras por ICP-MS. Los restantes 50 g se almacenaron para posteriores determinaciones de relaciones isotópicas. En un total de 10 muestras se analizaron 10 elementos mayores, 14 elementos traza y 13 elementos de las tierras raras. En la siguiente tabla se muestran los elementos que normalmente por el método de ICP-MS y FRX, empleados en este trabajo, son posibles de determinar (Tabla 6.2, tomada de ROLLINSON, 1993).

Tabla 6.2.- Elementos determinables por la técnica de FRX e ICP-MS (ROLLINSON, 1993).

Z	Símbolo	Elemento	XRF	ICP-MS	Z	Símbolo	Elemento	XRF	ICP-MS
3	Li	Litio		X	39	Y	Itrio	X	X
5	B	Boro		X	40	Zr	Zircón	X	X
11	Na	Sodio	X		41	Nb	Niobio	X	X
12	Mg	Magnesio	X		50	Sn	Estaño	X	X
13	Al	Aluminio	X		55	Cs	Cesio	X	X
14	Si	Sílice	X		56	Ba	Bario	X	X
15	P	Fósforo	X		57	La	Lantano	X	X
16	S	Azufre	X		58	Ce	Cerio	X	X
17	Cl	Cloro	X		59	Pr	Praseodimio		X
19	K	Potasio	X		60	Nd	Neodimio	X	X
20	Ca	Calcio	X		62	Sm	Samario	X	X
21	Sc	Escandio	X	X	63	Eu	Europio		X
22	Ti	Titanio	X		64	Gd	Gadolinio		X
23	V	Vanadio	X		65	Tb	Terbio		X
24	Cr	Cromo	X		66	Dy	Disprosio		X
25	Mn	Manganeso	X		67	Ho	Holmio		X
26	Fe	Hierro	X		68	Er	Erbio		X
27	Co	Cobalto	X		69	Tm	Tulio		X
28	Ni	Níquel	X		70	Yb	Iterbio		X
29	Cu	Cobre	X		71	Lu	Lutecio		X
30	Zn	Zinc	X		72	Hf	Hafnio		X
31	Ga	Galio	X		73	Ta	Tantalio		X
32	Ge	Germanio	X		76	Os	Osmio		X
33	As	Arsenico	X		82	Pb	Plomo	X	X
37	Rb	Rubidio	X	X	90	Th	Torio	X	X
38	Sr	Estroncio	X	X	92	U	Uranio	X	X

Z = Número atómico

A continuación se describen las técnicas analíticas empleadas para la determinación de la composición de cada una de las muestras problema colectadas. Primeramente la FRX, empleada para determinar elementos mayores y traza, y posteriormente la técnica de ICP-MS, utilizada en la determinación de elementos de las Tierras Raras.

6.2 FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)

La técnica de FRX es actualmente la técnica analítica más usada en la determinación de la química de los elementos mayores y traza en muestras de roca (POTTS, 1987). En este trabajo se realizaron las mediciones de las muestras empleando el espectrómetro secuencial de

FRX marca *Siemens SRS 3000* (tubo de Rh y ventana de Be 124 μm) perteneciente al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geología de la UNAM. Se presenta a continuación el principio de la técnica de FRX de longitud de onda dispersiva.

6.2.1 PRINCIPIO DEL MÉTODO

La instrumentación que compone un equipo de Fluorescencia de Rayos X con espectrómetro de longitud de onda dispersiva es la siguiente:

- ☞ *Tubo de rayos X*: emite radiación policromática empleada para excitar la muestra.
- ☞ *Espectrómetro de rayos X*: utilizado para detectar la fluorescencia del espectro de rayos X excitado dentro de la muestra. El espectrómetro cuenta con varios componentes como:
 - Colimadores que mantienen una adecuada resolución del espectro
 - Cristal difractor de rayos X
 - Detector de rayos X
 - Contador de flujo de gas proporcional
 - Contador centelleante
 - Goniómetro mecánico para mantener la relación angular correcta entre estos componentes

En general, el equipo funciona de la siguiente manera: las muestras son preparadas como pastillas de polvo o discos de vidrio fundido, después son excitadas con radiación de rayos X, proveniente de un tubo de Coolidge con un potencial de entre 10 y 100 kV. La interacción de la radiación con los átomos de la muestra causa la ionización de los electrones en los distintos orbitales. En el posterior reacomodo electrónico (el átomo busca recuperar su estabilidad al liberar un electrón de sus capas más externas para ocupar el lugar del electrón expulsado por la radiación), se emiten energías características de rayos X del elemento presente en la muestra. La intensidad de estos rayos X emitidos es usada para determinar las

concentraciones de los elementos presentes por medio de estándares de calibración y aplicando las apropiadas correcciones (p.ej. errores instrumentales y/o efectos que la composición de la muestra tenga sobre la intensidad de emisión de los rayos X) (POTTS, 1987).

Energía y Longitud de onda de los Rayos X

La energía de un rayo X se mide convenientemente en electrón volts (eV), siendo un eV el incremento en energía comunicado a un electrón después de acelerarse a través de un campo potencial de 1 volt. Sin embargo, como los rayos X son un tipo de radiación electromagnética, posee una forma de onda sinusoidal. Esto nos indica que un rayo X también puede ser caracterizado por su longitud de onda. En la siguiente ecuación se relaciona la energía (E) y la longitud de onda (λ):

$$E = hv = \frac{hc}{\lambda}$$

h = constante de Planck 6.626×10^{-34} joules * s^{-1}

c = velocidad de la luz en el vacío 2.998×10^8 ms^{-1}

v = frecuencia de la onda (ciclos por segundo)

Ley de Moseley

Moseley encontró que la λ de la emisión de un rayo X puede ser relacionada con el número atómico de un elemento (Z) por la fórmula siguiente:

$$\frac{1}{\lambda} = K(Z - \sigma)^2$$

K = constante para series particulares de líneas (K, L, M, etc.)

σ = constante de apoyo

Con esta ley se demostró la relación cercanamente lineal entre el número atómico y $(1/\lambda)^{1/2}$ usando valores de longitud de onda $K\alpha$ de elementos de Li al Mo. Subsecuentemente se usó para confirmar el número atómico de nuevos elementos en la tabla periódica (a partir de sus respectivas firmas de rayos X). De esta manera se considera que con la Ley de Moseley se dio el origen de la espectrometría analítica de rayos X (POTTS, 1987).

Ventajas y Desventajas del Método

Las siguientes son algunas de las ventajas de la FRX: es una técnica no destructiva, puede analizar hasta 80 elementos en un amplio rango de sensibilidad, detectando concentraciones desde el 100% hasta algunas ppm, se analizan tanto muestras sólidas como líquidas, el equipo permite analizar series continuas de muestras (cambio de muestra automático), el método es versátil y rápido, se pueden hacer grandes cantidades de análisis precisos en un tiempo relativamente corto.

La principal limitante del método es que los elementos más ligeros que Na (número atómico = 11) no pueden ser analizados. Asimismo, la interacción de los rayos X con la materia produce fenómenos como la absorción, dispersión, intensificación de las líneas de fluorescencia. Los límites de detección para elementos traza varía de 1 a 10 ppm bajo condiciones de operación de rutina (POTTS, 1987).

6.2.2 PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS

Las muestras se prepararon por diferentes técnicas en el laboratorio. Para la medición de elementos mayores se empleó la técnica de discos fundidos; mientras que para la medición de los elementos traza se utilizó la técnica de pastillas de polvo prensadas.

A continuación se explica brevemente la preparación de las muestras por cada una de las técnicas.

La preparación de los discos fundidos (para elementos mayores) es como sigue: se funden 0.8 g de muestra y 7.2 g de fundente granular, grado ultrapuro, constituido por una mezcla de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 en relación 1:1. La fusión se llevó a cabo en crisoles de una aleación especial de Pt:Au (95:5) dentro de un horno programado que controla el calentamiento de manera automática. Antes de introducir los crisoles al horno, se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250 g/l como agente anti-adherente para evitar que queden residuos de la fusión en los crisoles (JENKINS *et al.*, 1982; ROSALES-HOZ *et al.*, 1995). Se deja calentar por aproximadamente 10 minutos para obtener finalmente las perlas de vidrio.

Existen varias sustancias que se emplean como agentes anti-adherentes, entre ellas la más común es el KI, pero ROSALES-HOZ y colaboradores (1995) recomiendan evitar su uso ya que han realizado pruebas y observan que modifica sustancialmente los valores de K_2O en la muestra, por lo que es preferible emplear una solución de LiBr como anti-adherente.

La preparación de las pastillas de polvo prensadas (para elementos traza) es como sigue: se mezclan 4 g de muestra con 0.4 g de aglutinante tipo *wax-c* micropolvo de *Hoechst*. Posteriormente se prensan las pastillas a 30 ton/cm^2 en la prensa automática *Graseby/Specac*, la cual cuenta con la posibilidad de evacuación de aire que permite extraer el gas presente y evitar irregularidades en la superficie de la muestra (VERMA *et al.*, 1996).

6.2.3 CONDICIONES Y LÍMITES DE MEDICIÓN

Las condiciones de medición empleadas para el análisis de las muestras en el laboratorio de FRX del LUGIS, en la UNAM, tanto para medir elementos mayores como traza por se presentan en la tablas 6.3a y 6.3b, respectivamente.

Tabla 6.3 a. En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos mayores (LOZANO-SANTA CRUZ *et al.*, 1995).

Elemento	Tiempo de conteo (s)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2θ)	Fondos (2θ)	KV/mA	Detector	Lim. de Det. Anal. 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 6.3 b. En esta tabla se observan las condiciones de medición estándar utilizadas para la determinación de elementos traza (LOZANO-SANTA CRUZ *et al.*, 1995).

Elemento	Tiempo de conteo (s)	Cristal	Colimador (°)	Pico (2θ)	Fondos (2θ)	KV/mA	Detector	Lim. de Det. Anal. 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.

A continuación se describe la técnica analítica empleada para la determinación de Elementos de las Tierras Raras, la cual corresponde a la técnica de ICP-MS.

6.3 ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA DE ACOPLAMIENTO INDUCTIVO (ICP-MS)

Los elementos de las tierras raras (grupo de los lantánidos) fueron determinados por la técnica de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS). El equipo empleado fue un PQ3 de la marca *VG-Elemental* perteneciente al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Se presenta a continuación el funcionamiento y algunos parámetros del equipo de ICP-MS.

6.3.1 PRINCIPIO DEL MÉTODO

El ICP-MS es una técnica multielemento que usa una fuente de plasma para disociar la muestra en sus átomos o iones constituyentes, los cuales posteriormente son detectados por métodos electrónicos. Este instrumento combina dos herramientas analíticas (el plasma de acoplamiento Inductivo de Argón como fuente de iones y el espectrómetro de masas tipo *quadrupole*), para producir un equipo con un gran potencial en el campo de los análisis de elementos traza, tierras raras y análisis isotópicos, debido a sus bajos límites de detección, exactitud y precisión.

El equipo es capaz de analizar una amplia gama de elementos traza concentrados en una solución usando poca muestra (JENNER *et al.*, 1990). Además, de las herramientas ya mencionadas, el ICP-MS cuenta también con una unidad de interfase que se encarga de hacer un muestreo de los gases del plasma y transfiere el rayo de iones hacia el espectrómetro de masas (POTTS, 1987).

El equipo trabaja de la siguiente manera: el elemento a ser analizado genera iones cargados, ya sea por bombardeo de electrones si la muestra es gaseosa (como el Argón o el

dióxido de carbono) o por volatilización por medio de un filamento hecho de un metal con alto punto de fusión (como el Re o el W), para el caso de muestra sólida. Posteriormente, el haz de iones es expulsado a lo largo de un tubo curvo por medio de un electromagneto muy potente, desviando los iones en trayectorias circulares, cuyos radios son proporcionales a las masas de los isótopos, es decir, los iones ligeros son mayormente desviados que los iones pesados. La detección cuantitativa de la señal a dos o más números de masa permite calcular la razón de los isótopos. Las señales se pueden medir y graficar digitalmente por un voltímetro análogo y consisten en una serie de picos y valles que forman el espectro de masa del elemento. Cada pico representa una masa directa que identifica cada isótopo en el espectro de masa del elemento analizado. La altura de esos picos es proporcional a la abundancia relativa de dichos isótopos (ROLLINSON, 1993; FAURE, 1986).

Ventajas del Método

Algunas de las ventajas principales del método son sus bajos fondos en las lecturas y se encuentra libre de interferencias observadas en los espectros de masas. Estas características, junto con la uniforme sensibilidad hacia los elementos con energías de ionización de 10 eV, le da a esta técnica un potencial de bajo límite de detección para un amplio rango de elementos normalmente presentes en muestra de roca a niveles traza (Tabla 6.4). Es importante mencionar la habilidad del ICP-MS para determinar combinaciones de elementos de la misma muestra en solución. Tales combinaciones incluyen elementos de interés económico como As, Sb, Se, Te, Bi, Hg, Au, Ag, y los elementos del grupo del Platino, además de su aplicación para la determinación de tierras raras. Otra característica inusual de esta técnica es la posibilidad de detectar todos los elementos presentes, dentro de un rango de masa seleccionado, sin tener que especificar condiciones instrumentales precisas para cada uno.

6.3.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Se pesó 0.1 g de cada muestra a partir de polvos reducidos en una malla 100. Posteriormente se llevaron a digestión en ácidos, utilizando una mezcla de 4 ml de HClO₄ y

10 ml de HF calentada sobre una parrilla en bombas de teflón. Si la muestra no presentaba una disolución total, se agregaban otros 5 ml de HF y 2 ml de HClO₄ los cuales fueron completamente evaporados. A continuación se procedió a aforar la muestra con 100 ml de HNO₃ al 2% (MORTON *et al.*, 1997), para finalmente determinar la concentración de los elementos de las tierras raras en cada una de las muestras.

6.3.3 CONDICIONES Y LÍMITES DE MEDICIÓN

La tabla 6.4 muestra los límites de detección para los elementos analizados por ICP-MS (MORTON *et al.*, 1997). Para la determinación analítica se construyó una curva de calibración con 4 puntos: un blanco, y tres soluciones de 0.1, de 1.0 y de 10 ppb, conteniendo todos los lantánidos. Se empleó ¹¹⁵In como estándar interno para compensar las fluctuaciones instrumentales. El control de calidad de las muestras se verificó utilizando el material de referencia internacional JA2, en términos de precisión, exactitud y límite de detección. La precisión y exactitud para todos los lantánidos fue al 2%, mientras que el límite de detección para todos los elementos analizados es menor a 0.07 ppb (MORTON *et al.*, 1997).

Tabla 6.4. Límites de detección y condiciones de medición para los elementos determinados por ICP-MS (MORTON *et al.*, 1997).

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

6.4 ELEMENTOS MAYORES

Para los análisis de elementos mayores se consideraron 11 elementos expresados como óxidos mayores: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, K₂O, Na₂O y P₂O₅. En la geoquímica los datos de elementos mayores en rocas ígneas tienen generalmente el siguiente uso (ROLLINSON, 1993):

- a) **Clasificación de la roca.**- empleada ampliamente en la petrología ígnea y ocasionalmente en rocas sedimentarias.
- b) **Construcción de diagramas de variación.**- por medio de elementos mayores se pueden construir diagramas de variación, en los que se dispone de los datos como gráficas divariadas (tipo Harker) o trivariadas (AFM) para mostrar las interrelaciones entre los elementos y, por medio de estas relaciones, inferir procesos geoquímicos.
- c) **Graficado de la composición química de una roca ígnea en un diagrama de fases.**- la comparación de la composición de la roca con límites de fases experimentalmente determinados para fusiones de composición similar, bajo un rango de condiciones físicas, permite realizar inferencias sobre las condiciones de fusión y/o la subsiguiente historia de cristalización del magma.

En algunas ocasiones, los elementos mayores y traza son utilizados en conjunto para la identificación del marco tectónico original de las rocas ígneas y sedimentarias (ROLLINSON, 1993).

En la Tabla 6.5 se presentan los resultados de los análisis de elementos mayores de las rocas del intrusivo La Soledad, determinados por FRX, así como diferentes parámetros utilizadas para la clasificación geoquímica de las rocas graníticas de acuerdo a FROST y colaboradores (2001).

Tabla 6.5. Resultados de los análisis de elementos mayores por FRX de las rocas del intrusivo La Soledad. Al final de la tabla se muestran algunos parámetros determinados para la clasificación geoquímica de las rocas de acuerdo a FROST y colaboradores (2001).

Elementos Mayores	S-02	S-04	S-06	S-07	S-09	S-12	S-15	S-17	S-18	S-20	S-22
SiO ₂	53.64	60.99	51.93	58.02	60.99	52.59	48.66	48.10	57.82	69.75	62.28
TiO ₂	0.84	0.50	0.98	0.57	0.32	0.75	0.95	1.03	0.45	0.28	0.30
Al ₂ O ₃	18.15	19.17	17.35	18.62	20.13	17.89	16.55	15.61	20.98	15.42	19.43
Fe ₂ O ₃	4.70	2.91	4.93	3.93	2.38	4.22	4.83	5.95	3.03	1.86	2.24
FeO	4.15	1.55	4.27	2.60	0.86	3.47	5.86	5.02	1.35	0.68	0.86
MnO	0.10	0.20	0.18	0.18	0.26	0.23	0.20	0.21	0.21	0.08	0.14
MgO	3.59	0.76	4.23	1.84	0.38	2.57	4.68	4.94	0.89	0.48	0.53
CaO	8.27	5.49	9.28	6.95	3.49	7.69	10.26	10.98	5.35	2.20	2.53
Na ₂ O	3.65	5.05	3.51	3.90	6.10	4.07	3.30	2.83	5.13	4.31	5.54
K ₂ O	2.09	2.67	2.10	2.16	4.20	4.09	3.26	4.11	4.17	4.67	6.11
P ₂ O ₅	0.41	0.18	0.47	0.38	0.08	0.59	0.73	0.64	0.17	0.10	0.11
PXC	0.32	0.29	0.38	0.44	0.33	1.47	0.28	0.13	0.34	0.14	0.29
SUMA	99.89	99.75	99.61	99.59	99.51	99.63	99.57	99.55	99.88	99.96	100.34

Valores calculados de acuerdo a FROST y colaboradores (2001)

A/CNK (molecular)	0.78	0.91	0.70	0.87	0.96	0.71	0.60	0.54	0.92	0.95	0.96
F/FM (%)	0.54	0.67	0.50	0.59	0.69	0.57	0.56	0.50	0.60	0.59	0.62
Na ₂ O + K ₂ O - CaO	-2.53	2.23	-3.66	-0.90	6.80	0.47	-3.70	-4.03	3.96	6.78	9.12
ASI = Al ₂ O ₃ /CaO - 1.67P ₂ O ₅ + Na ₂ O+K ₂ O (moleculares)	0.80	0.91	0.71	0.89	0.97	0.73	0.62	0.55	0.93	0.96	0.96
Na ₂ O + K ₂ O (moleculares)	0.08	0.11	0.08	0.09	0.14	0.11	0.09	0.09	0.13	0.12	0.15
Al ₂ O ₃ (molecular)	0.18	0.19	0.17	0.18	0.20	0.18	0.16	0.15	0.21	0.15	0.19

Significado de las siglas: A/CNK= Óxido de Aluminio molecular/(Óxido de Calcio molecular+Óxido de Sodio molecular+Óxido de Potasio molecular); F/FM(%)= porcentaje en peso de FeO/(FeO+MgO); ASI= Índice de saturación de aluminio.

6.4.1 NORMA CIPW

Los minerales normativos se obtienen mediante un procedimiento preestablecido de cálculo. La norma más común es la denominada CIPW, propuesta inicialmente a principios del siglo pasado por cuatro geólogos norteamericanos: Cross, Iddings, Pirrson y Washington (WASHINGTON, 1917 citado en VERMA, 1997).

El procedimiento original ha sido modificado por KELSEY (1965). Esta norma permite calcular la mineralogía de una roca por medio de su análisis químico, haciendo posible una clasificación mineralógica “preliminar”. La química de la roca es convertida a proporciones moleculares (al dividir el porcentaje en peso de los óxidos por su peso molecular) y al final del cálculo las proporciones de los minerales normativos son reformadas como porcentaje en peso (wt %) al multiplicarlos por su peso molecular.

Es importante mencionar que los cálculos asumen que el magma es anhidro, por lo tanto minerales hidratados, como hornblenda y biotita, no son permitidos. Como se explicó anteriormente, los resultados que presenta la norma es en % en peso de los minerales normativos; la mineralogía normativa está basada completamente en la química, así que las rocas ígneas de grano fino, de grano grueso o metamorfozadas que tengan la misma química, tendrán la misma composición normativa (VERMA, 1997; ROLLINSON, 1993).

La tabla 6.6 muestra la norma CIPW calculada para las rocas del intrusivo de La Soledad.

Tabla 6.6. Valores obtenidos para los minerales normativos (Norma CIPW) de las muestras de La Soledad.

Minerales Normativos	Muestras										
	S-02	S-04	S-06	S-07	S-09	S-12	S-15	S-17	S-18	S-20	S-22
%AN	46.65	33.74	46.04	44.96	22.70	40.46	59.31	77.46	33.48	19.65	17.80
Q	1.15	8.97	0.00	9.20	1.55	0.00	0.00	0.00	0.00	21.98	0.90
or	12.45	15.86	12.54	12.87	25.03	24.66	19.45	24.54	24.81	27.64	36.09
ab	31.07	43.01	30.03	33.34	52.06	27.74	14.36	5.20	43.69	36.56	46.84
an	27.17	21.90	25.63	27.23	15.29	18.85	20.94	17.87	21.99	8.94	10.14
ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.02	7.48	10.29	0.00	0.00	0.00
di	9.42	3.64	14.61	4.25	1.36	13.39	21.17	27.14	2.96	1.03	1.36
hy	12.79	2.36	6.40	8.09	1.25	0.00	0.00	0.00	0.77	0.72	1.25
ol	0.00	0.00	4.18	0.00	0.00	5.16	9.48	7.78	1.70	0.00	0.00
mt	3.41	2.91	3.63	3.04	2.65	3.33	3.59	3.70	2.84	1.86	2.61
il	1.60	0.95	1.88	1.10	0.60	1.45	1.83	1.97	0.85	0.53	0.57
hem	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00
ap	0.96	0.41	1.10	0.89	0.20	1.40	1.71	1.50	0.40	0.24	0.25
Suma	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Significado de las siglas en la tabla: PXC= pérdida por calcinación; %AN= por ciento de anortita; Q= cuarzo; or= ortoclasa; ab= albita; an= anortita; ne= nefelina; di= diópsida; hy= hiperstena; ol= olivino; mt= magnetita; il= ilmenita; hem= hematita; ap= apatito.

En los datos de las once muestras analizadas se observan algunos puntos interesantes a destacar como la presencia de cuarzo normativo (en seis muestras), hiperstena normativa (en ocho muestras), y nefelina normativa (en tres muestras). La nefelina normativa se encuentra en las tres rocas con menor concentración de SiO₂, de las cuales presentan carácter alcalino en el diagrama de IRVINE Y BARAGAR (1971; Fig. 6.1; muestras S-12, S-15 y S-17).

6.4.2 CLASIFICACIÓN QUÍMICA

De acuerdo al criterio de IRVINE Y BARAGAR (1971), en su diagrama para diferenciar el carácter alcalino y subalcalino de las rocas, se observa que para el intrusivo de La Soledad las rocas forman dos alineamientos diferentes, cada uno dentro de diferente campo, de manera que se define la separación de dos grupos de muestras, lo cual es coherente por la ocurrencia de dos diferentes pulsos de magmas en el plutón (Fig. 6.1). Las rocas varían en composición de básicas hasta ácidas. Esto contrasta fuertemente con los datos reportados

por MORTON-BERMEA (1995) de cinco intrusivos del CCM (Cerro Mercado, Cerro Marcelinos, Cerro Imán, Cerro Colorado y Cerro Providencia), en los que no se habían reportado muestras tan básicas y de un carácter alcalino tan claro (Fig. 6.1 y 6.2).

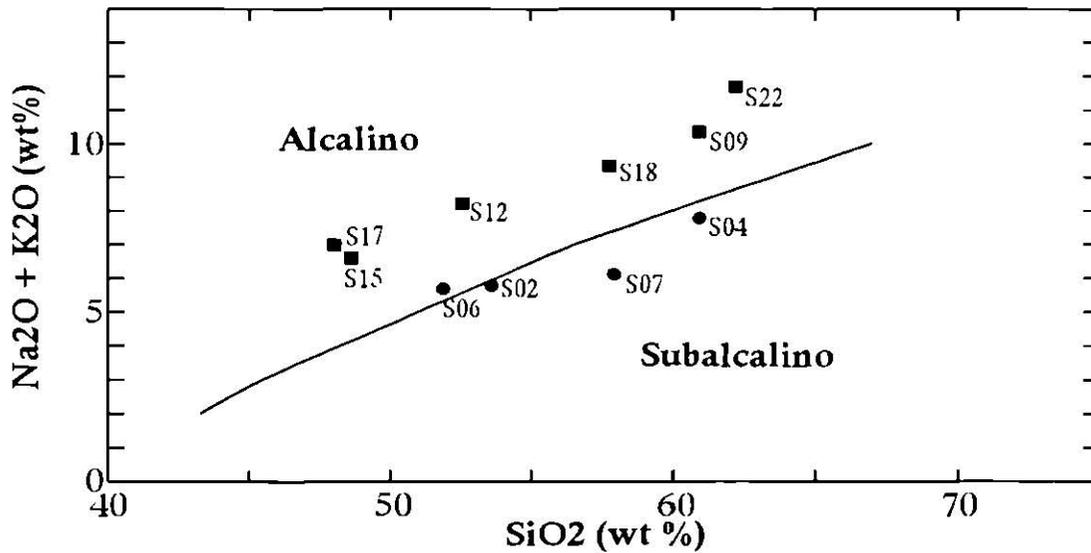


Figura 6.1. Carácter químico de las rocas del intrusivo de La Soledad, analizadas en el diagrama SiO₂ contra Na₂O + K₂O de IRVINE Y BARAGAR (1971). Los recuadros simbolizan las muestras más alcalinas y los círculos las subalcalinas.

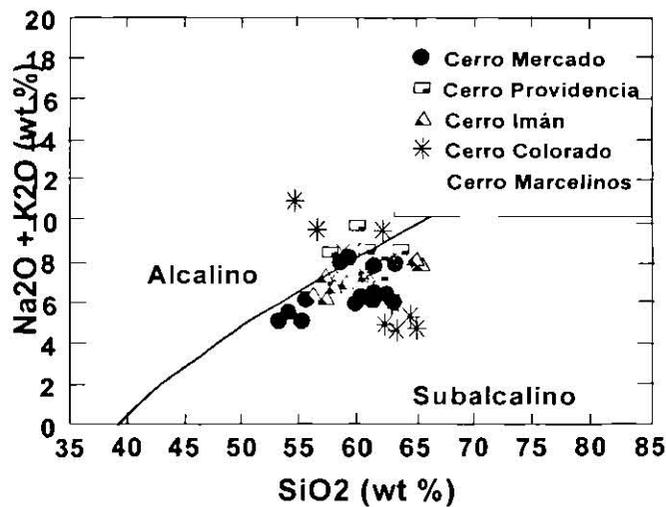


Figura 6.2. Carácter de las rocas analizadas en el diagrama SiO₂ contra Na₂O+K₂O de IRVINE Y BARAGAR (1971) para las muestras reportadas por MORTON-BERMEA (1995) en el CCM.

En el diagrama de PECCERILLO Y TAYLOR (1976; SiO_2 contra K_2O) se observa que la mayoría de las muestras alcalinas (cuadros) son de alto potasio, como es de esperarse, y las muestras subalcalinas (círculos) se grafican en el campo de medio potasio (fig. 6.3). El alto contenido de potasio nos habla del posible grado de contaminación cortical, aunque no de manera determinante.

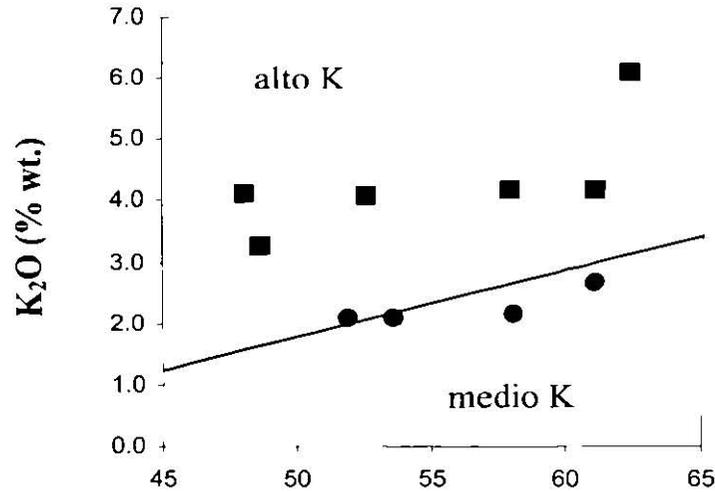


Figura 6.3. Diagrama del contenido de potasio de acuerdo a PECCERILLO Y TAYLOR (1976). Los círculos simbolizan las muestras subalcalinas, los cuadros las muestras más alcalinas.

6.4.3 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA PARA ROCAS GRANÍTICAS: Nuevos Esquemas de Clasificación para Rocas Graníticas

A pesar que las rocas graníticas son las más abundantes en la corteza continental, no existe un esquema de clasificación individual que haya logrado ser usado ampliamente para este tipo de rocas. Parte del problema es el ensamble mineral de las rocas graníticas, pues minerales como el cuarzo, feldespato y minerales ferromagnesianos pueden formarse por un gran número de procesos, por ejemplo por la diferenciación de cualquier magma normativo en hiperstena y por la fusión parcial de muchos tipos de roca.

Debido a esta complejidad, los petrólogos se apoyan de clasificaciones geoquímicas para distinguir entre varios tipos de granitoides (FROST *et al.*, 2001; BARBARIN, 1999; entre los más recientes). Actualmente, cerca de 20 esquemas diferentes han evolucionado en los últimos 30 años (BARBARIN, 1990, 1999).

6.4.3.1 Esquema de Clasificación Propuesto

FROST y colaboradores (2001) proponen nuevos esquemas de clasificación para rocas graníticas, basándose en esquemas de clasificación con tres variables diferentes que emplean parámetros químicos conocidos, muchos de los cuales aparecen en otros esquemas de clasificación geoquímica para granitoides como los de PETRO y colaboradores (1979), MANIAR Y PICCOLI (1989) y BARBARIN (1990, 1999). Las variables son las siguientes:

- **$\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = \text{número de Fe}$; ó $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO}) = \text{Fe}^*$ (NOCKOLDS Y ALLEN, 1956)**

Varios autores han empleado el enriquecimiento de fierro para distinguir entre granitoides de diferentes ambientes tectónicos. El número de Fe (o Fe*) distingue granitoides ferrosos, que manifiestan enriquecimientos fuertes en fierro, de los granitoides magnesianos, los cuales no manifiestan dicho enriquecimiento. Para rocas con número de Fe < 0.5, el Mg es molecularmente más abundante que el Fe.

De los dos tipos de variables (número de Fe y Fe*), el número de Fe es preferible en casi todos los granitoides, donde los análisis de FeO y Fe₂O₃ están disponibles. Una excepción es en la clasificación de series que muestran valores de Fe³⁺/Fe²⁺ ampliamente variables, debido a oxidación subsólida tardía. En tales rocas el uso de Fe* es preferible.

- **Índice modificado de alcali-calcio (MALI, por sus siglas en inglés *Modified alkali-lime index*) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (PEACOCK, 1931)**

Es expresado por las composiciones y abundancias de los feldespatos en la roca y está relacionado a las fuentes del magma. Los granitoides ferrosos y magnesianos pueden,

posteriormente, ser clasificados en alcalinos, alcali-cálcicos, cálcico-alcalinos y cálcicos basándose en las primicias de MALI.

PEACOCK (1931) separó las series volcánicas en cuatro clases de acuerdo a MALI, que es el contenido de SiO_2 en el cual $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en una serie de lavas iguala a CaO :

- Si MALI > 61, la serie es cálcica
- Si MALI está entre 56 y 61, la serie es cálcico-alcalina (calcoalcalina)
- Si MALI está entre 51 y 56, la serie es alcali-cálcica
- Si MALI < 51, la serie es alcalina

FROST y colaboradores (2001) simplifican estas series volcánicas y las definen en los campos mostrados en la figura 6.4 (b), los límites son paralelos con respecto a direcciones comunes de composiciones plutónicas.

- **Índice de saturación de aluminio (ASI, por sus siglas en inglés *Aluminum saturation index*) $\text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$ (SHAND, 1943)**

Se expresa en las micas y en los minerales menores en la roca. Está relacionado a la fuente del magma y a las condiciones de fusión. Después de la clasificación de MALI, los granitoides pueden ser subdivididos de acuerdo a los parámetros de ASI en peraluminosos, metaluminosos o peralcalinos.

Es importante mencionar que la expresión del índice de saturación de aluminio toma en cuenta la presencia de apatito. Los tres niveles de saturación se explican a continuación:

- Si ASI > 1.0, las rocas son normativas en corindón y son peraluminosas (ZEN, 1988). Esto significa que contienen más Al del que puede ser acomodado en feldespatos y que deben de tener otra fase aluminosa presente. Para rocas pobremente peraluminosas la fase es probablemente biotita aluminosa, en caso contrario la fase puede ser muscovita, cordierita, granate o un polimorfo de Al_2SiO_5 .

- Si $ASI < 1.0$, pero si $Na + K \text{ molecular} < Al \text{ molecular}$, entonces la roca es metaluminosa. En estas rocas es común encontrar excesos de Ca después de que el Al ha sido acomodado en los feldespatos. Por lo tanto, las rocas metaluminosas contienen fases cálcicas como la hornblenda y la augita, pero ausencia de fases de muscovita o fases sódica ferromagnesianas.
- Si $ASI < 1.0$ y $Na + K > Al$, entonces la roca es peralcalina. Estas rocas contienen más álcalis de los necesarios para producir feldespatos, lo cual significa que algunos álcalis, como el Na, deben ser acomodados en silicatos ferromagnesianos. Para rocas pobremente peralcalinas los elementos alcalinos pueden irse hacia la hornblenda, en caso contrario los minerales diagnóstico son anfíboles sódicos y piroxenos.

En el diagrama de la figura 6.4a se muestra la distribución de las muestras para distinguir entre granitos ferrosos y magnesianos. Mientras que en la figura 6.4b, se presenta la distribución de las muestras para definir que tipo de MALI presentan. En ambos casos de los diagramas se emplean un número de series distintivas de granitoides para desarrollar los esquemas de clasificación. Éstos incluyen los granitoides de los batolitos Cordilleranos del occidente de Norteamérica, cuyo campo fue construido con el uso de 344 rocas de los batolitos mesozoicos; el campo de los granitos Caledonianos, construido con 135 rocas de los plutones post-colisionales Caledonianos de Inglaterra e Irlanda los cuales típicamente son más alcalinos que los granitoides Cordilleranos; y finalmente el campo de los granitoides Tipo-A, que fue construido con 175 muestras del oeste de Norteamérica, Báltica, África y Australia, los cuales son rocas graníticas que son característicamente más ricas en álcalis y fierro que los granitoides Caledonianos y Cordilleranos, además de presentar una abundancia importante de elementos de radio iónico pequeño (elementos de campo alto, HFSE; FROST et al., 2001). Para detalles sobre las fuentes de cada una de las muestras utilizadas en la reconstrucción de los campos para cada uno de los tipos de granitos, consultar a FROST y colaboradores (2001).

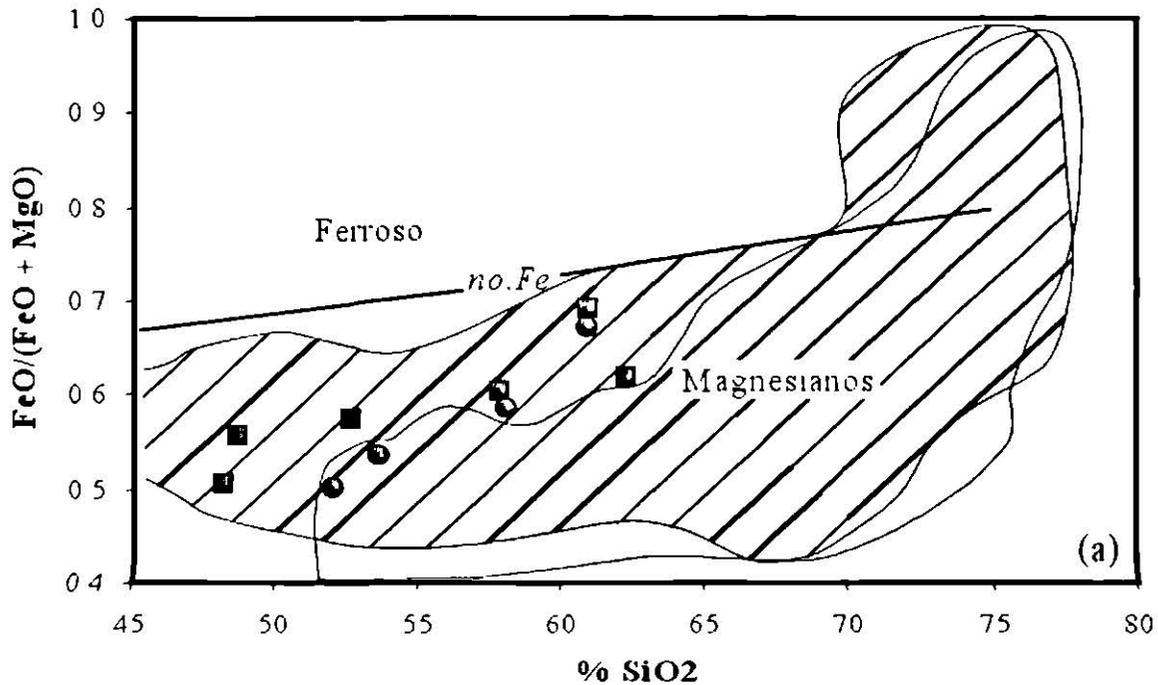


Figura 6.4. (a) Diagrama $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ contra $\% \text{SiO}_2$. Se encuentra dividido por el número de Fe (*no. Fe*) en granitoides ferrosos y magnesianos. El campo rayado diagonalmente señala el campo de los batolitos mesozoicos Cordilleranos de Norteamérica. El campo con tono gris indica el campo de los plutones post-colisionales Caledonianos de Inglaterra e Irlanda (adaptado de FROST *et al.*, 2001).

En el diagrama de la Figura 6.4a, las rocas del intrusivo La Soledad permanecen bajo el campo de los granitoides magnesianos; la mayoría dentro del rango de los batolitos Cordilleranos de Norteamérica. Los valores de número de Fe que presentan las rocas son mayores a 0.5, por lo tanto Fe es molecularmente más abundante que Mg.

En el mismo diagrama (fig. 6.4a), las rocas de La Soledad muestran un ligero enriquecimiento en FeO cuando la concentración de SiO_2 aumenta, esto nos habla de una diferenciación principalmente calcoalcalina. Además, permanecen bajo el campo de los granitoides magnesianos, teniendo una mayor concentración de muestras en el rango de los batolitos Cordilleranos de Norteamérica, los cuales han sido interpretados como granitos de arco volcánico y son de composición principalmente cálcica y calcoalcalina.

Las muestras del pulso subalcalino preferentemente son coherentes con los campos de los granitos Cordilleranos en los dos diagramas de clasificación (figs. 6.4a y 6.4b), mientras que las rocas alcalinas son, por mucho, más afines a los campos de las rocas graníticas tipo Caledonianas y Granitoides post orogénicos tipo-A de acuerdo al parámetro MALI (fig. 6.4b) estando principalmente en los campos álcali-cálcicos y alcalinos representativos de estos dos campos. Lo anterior es muy contrastante, indicando que difícilmente ambos pulsos pueden representar a una serie co-genética.

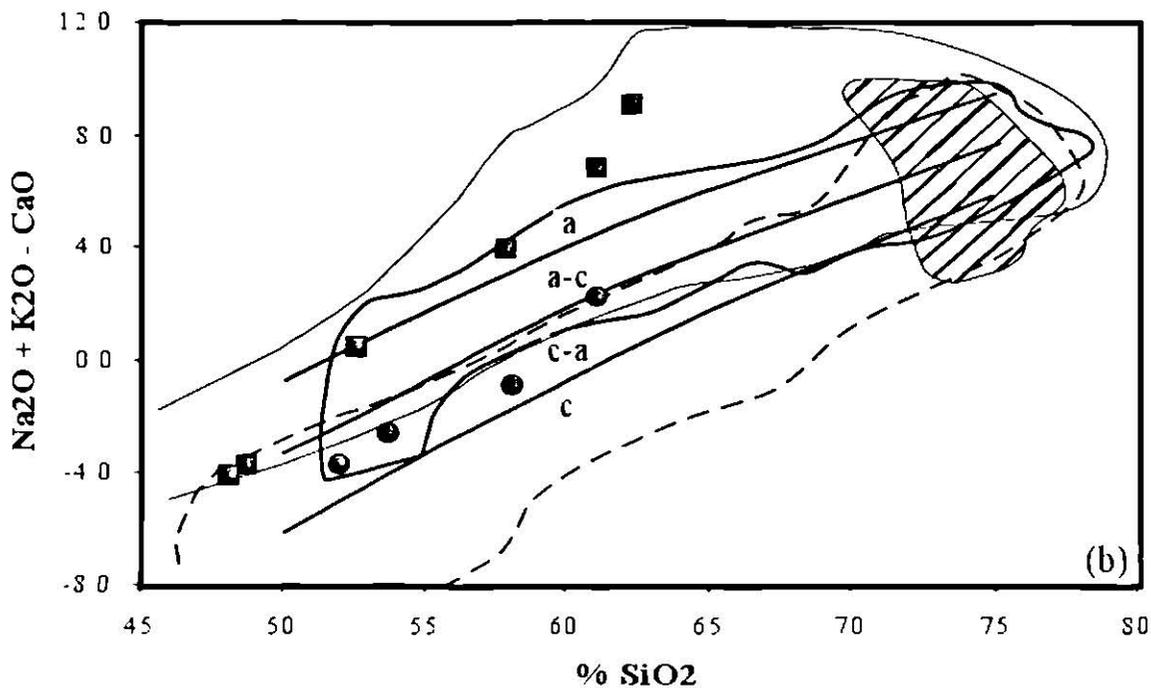


Figura 6.4. (b) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ contra $\% \text{SiO}_2$ (MALI). Se encuentra dividido en granitoides alcalinos (a), alcali-cálcicos (a-c), cálcico-alcalinos (calcoalcalinos) (c-a) y cálcicos (c). El campo rayado diagonalmente señala el área de composición para leucogranitos peraluminosos. El campo con los bordes discontinuos muestra el área de composición para los batolitos mesozoicos Cordilleranos de Norteamérica. El campo con tono gris indica el área de composición de los plutones post-colisionales Caledonianos. El campo limitado por línea continua señala el área de composición batolitos tipo-A (adaptado de FROST *et al.*, 2001).

En el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ contra $\% \text{SiO}_2$ (Fig. 6.4b), las rocas del pulso alcalino del intrusivo de La Soledad permanecen en el campo cálcico-alcalino (calcoalcalino), típico de granitoides de la Cordillera de Norteamérica, mientras que las rocas alcalinas y/o de alto potasio en los campos de granitoides Caledonianos y Tipo-A, en los campos álcali-cálcico y alcalino. En el diagrama se distinguen diversos campos: batolitos mesozoicos Cordilleranos de Norteamérica, plutones post-colisionales Caledonianos de Inglaterra e Irlanda, batolitos tipo-A y leucogranitos peraluminosos. En general, las rocas de La Soledad muestran una variación desde granitoides cálcico-alcalinos hasta alcalinos. Además, la mayoría caen tanto en el rango de los batolitos Cordilleranos de Norteamérica, como en el rango de los batolitos tipo-A.

Los granitoides tipo-A (denominados por LOISELLE Y WONES, 1979) difieren de los batolitos Cordilleranos por su alto contenido en potasio. Las rocas “tipo-A” están mucho más enriquecidas en hierro y varían en composición de ferrosas alcali-cálcicas hasta ferrosas alcalinas. La mayoría de los granitoides tipo-A son principalmente metaluminosos. Los granitoides post-tectónicos Caledonianos se caracterizan por ser magnesianos, de alto potasio (alto K) y de composición álcali-cálcica, como típicamente lo muestran las rocas de la serie alcalina del intrusivo La Soledad.

Para el caso de las rocas de La Soledad, nuevamente se advierte una concentración de las muestras en el rango de los batolitos Cordilleranos; asimismo aparecen dentro del rango de los batolitos tipo-A y de los plutones post-colisionales Caledonianos. Estas características nos dicen que las rocas del intrusivo de La Soledad son principalmente cálcico-alcalinas y alcalinas. Además, por características semejantes a las de los granitoides tipo-A y Caledonianos (9 muestras caen en estos campos), las rocas presentan valores predominantes de alto potasio, como se observó en la figura 6.4 (b). Finalmente, comparando los valores de ASI con los de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ moleculares y Al_2O_3 molecular (tabla 6.5) se advierte que el plutón de La Soledad es metaluminoso, de esta manera se justifica la presencia de fases cálcicas como hornblenda y augita identificadas en el análisis petrográfico de las rocas (Capítulo IV).

Resumiendo, la información obtenida en estos nuevos esquemas para la clasificación geoquímica de rocas, el intrusivo La Soledad es principalmente magnesiano, presenta dos series una alcalina y otra subalcalina, (por lo tanto se justifica la presencia de dioritas y monzodioritas hasta monzonitas y sienitas; Capítulo IV), su contenido de Al las clasifica dentro del grupo de granitoides metaluminosos.

6.4.4 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN DE ELEMENTOS MAYORES

En general, un diagrama de variación química es una simple proyección de las diferencias químicas y direcciones lineales mostradas por un grupo de rocas relacionadas (cogenéticas o no), en las cuales la variación composicional es una consecuencia de los procesos de fraccionación cristal-líquido, ya sea por fusión parcial o por cristalización fraccionada. Con estos diagramas se ilustra el curso de la evolución química de los fluidos magmáticos. Se grafican datos tanto de elementos mayores como de trazas, o bien, una combinación de ambos (ROLLINSON, 1993).

6.4.4.1 Diagramas de Harker

Uno de los diagramas de variación más recurridos comúnmente en petrología ígnea es el diagrama tipo Harker; comúnmente en él se grafica el porcentaje en peso del óxido constituyente contra el porcentaje en peso de SiO₂ (en el eje de las X). Las direcciones observadas en los diagramas tipo Harker son consideradas como representantes del curso de la evolución química de los magmas y son referidas como *líneas de descenso líquido*. Con esta herramienta se pueden observar correlaciones o direcciones de los óxidos graficados como consecuencia de fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magmas y/o contaminación cortical, ya sea de manera individual o combinada.

En la figura 6.5 se presenta la variación de los óxidos principales contra SiO₂, con el objetivo de reconocer los diferentes comportamientos de los dos grupos de muestras. Las muestras S-09, S-12, S-15, S-17, S-18 y S-22 corresponden a las rocas alcalinas (cuadrados) mientras que las muestras S-02, S-04, S-06 y S-07 corresponden a las muestras subalcalinas (círculos) de acuerdo al diagrama de IRVING Y BARAGAR (1971).

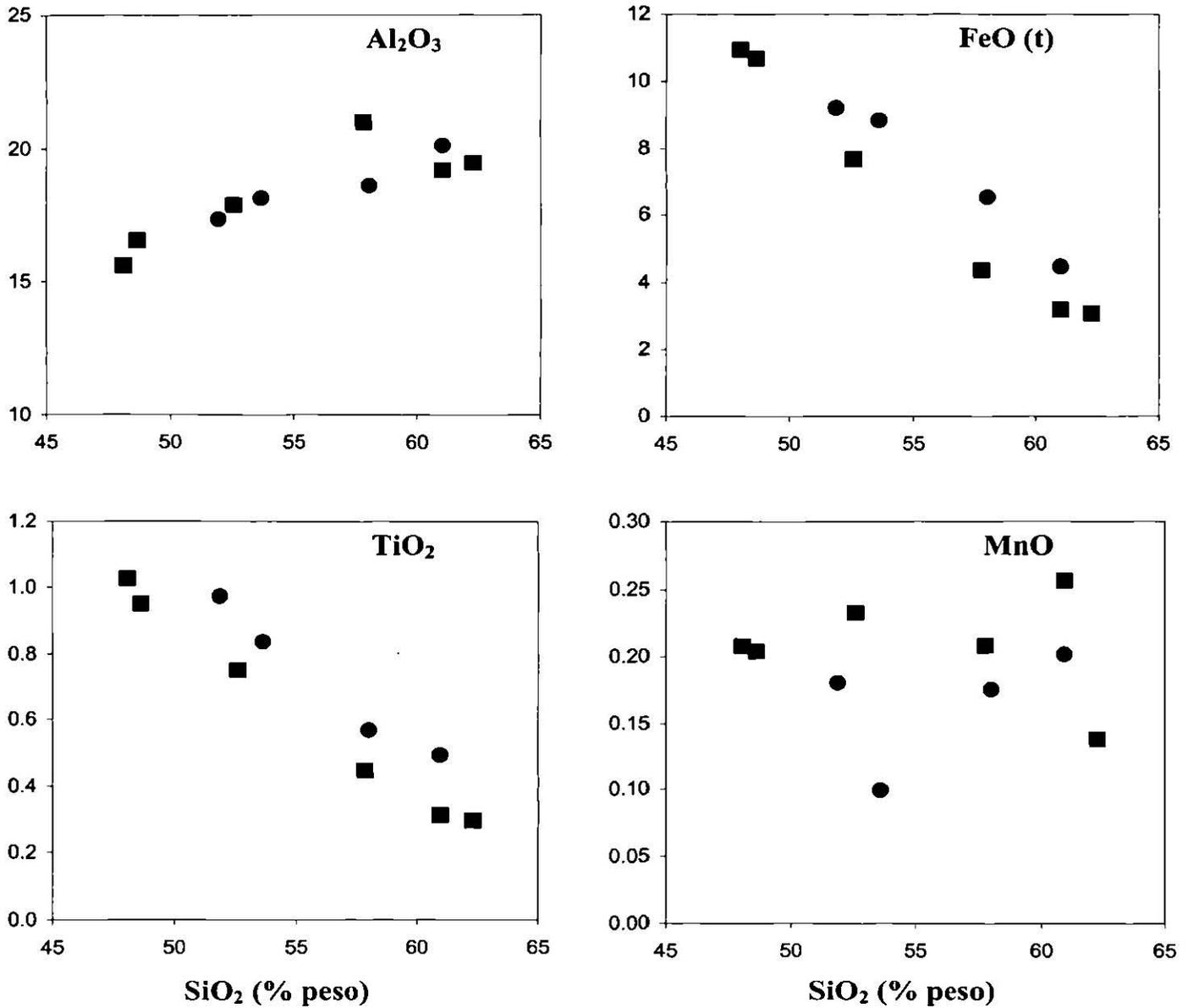


Figura 6.5. Diagramas de variación del contenido de elementos mayores en las rocas del intrusivo La Soledad.

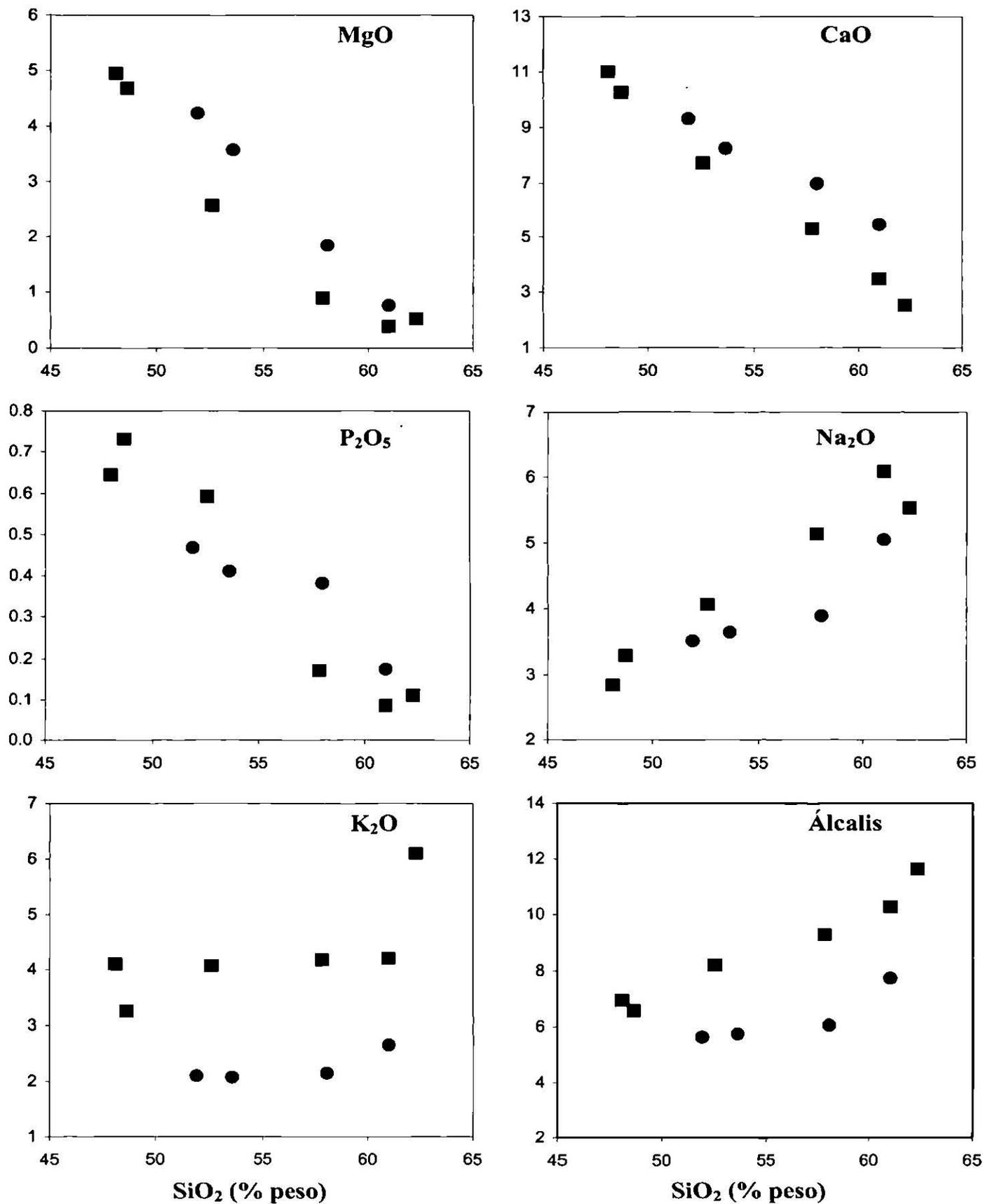


Figura 6.5 (continuación). Diagramas de variación del contenido de elementos mayores en las rocas del intrusivo La Soledad.

La amplia variación en la concentración de SiO_2 de las rocas presentes en el intrusivo de La Soledad, permite observar los claros decrementos e incrementos de los elementos mayores contra SiO_2 .

Sin duda, debido a la amplia variación composicional, textural y de relaciones de contacto, se puede mencionar que el intrusivo de La Soledad está compuesto por dos pulsos diferentes de magma que entraron en la cámara magmática después de cierto tiempo, permitiendo la cristalización del primero antes de ser intrusionado por el más joven, los diferentes pulsos experimentaron enfriamientos rápidos reflejados en las texturas predominantemente porfíricas, escasa zonación y reemplazamientos minerales. En el diagrama álcalis contra SiO_2 (Fig. 6.5) es más notorio el agrupamiento de las muestras que corresponden a cada pulso.

6.5 ELEMENTOS TRAZA Y ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS

6.5.1 ELEMENTOS TRAZA

El estudio de los elementos traza se ha vuelto una parte vital para la petrología moderna, de hecho son más útiles para estudiar procesos petrológicos que los elementos mayores. Estos elementos se presentan en las rocas en concentraciones menores a 0.1% en peso, lo cual es menos que 1000 partes por millón, raramente son capaces de formar especies minerales, aunque frecuentemente sustituyen en algunas posiciones estructurales a átomos de elementos formadores de minerales en rocas (ROLLINSON, 1993).

El comportamiento de los elementos traza durante la evolución de los magmas dependerá de su coeficiente de partición entre la fase cristalina y líquida. Los elementos que se encuentran concentrados en la fase líquida durante la fusión y cristalización son conocidos como *elementos incompatibles*. Aquellos elementos que sean incompatibles con respecto a minerales comunes del manto, como el olivino, piroxeno, espinela y granate, son conocidos como *elementos litófilos de radio iónico grande* (LILE, por sus siglas en inglés Large Ion Lithophile Elements), presentan un potencial iónico < 2.0 , por ejemplo K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th y algunos elementos de las tierras raras ligeras. Aquellos elementos que se retienen en los residuos sólidos durante la fusión parcial y son posteriormente extraídos por sólidos que están cristalizando durante la cristalización fraccionada, se conocen como *elementos compatibles* (ROLLINSON, 1993).

Con el objetivo de conocer el comportamiento de los elementos traza y tierras raras en las rocas del intrusivo La Soledad, se determinó su concentración en las mismas muestras que se determinó la concentración de los elementos mayores. Los resultados de los análisis para elementos traza y tierras raras realizados por FRX e ICP-MS, respectivamente, en las rocas del intrusivo La Soledad se presentan en la Tabla 6.7.

Tabla 6.7. Concentraciones en partes por millón (ppm) de elementos traza y tierras raras analizadas para las 10 muestras del intrusivo La Soledad. Elementos traza determinados por FRX y Elementos de las Tierras Raras por ICP-MS.

Elementos Trazas		S-02	S-04	S-06	S-07	S-09	S-12	S-15	S-17	S-18	S-22
Rb	54	76	47	66	151	88	71	89	109	164	
Sr	1334	2297	1012	1506	6639	3341	1527	1753	8813	1138	
Ba	856	1724	644	1379	5612	1560	1080	1801	7450	775	
Y	17	27	18	18	34	37	24	22	21	31	
Zr	198	377	151	209	560	496	198	203	387	314	
Nb	4	15	4	6	22	16	5	8	14	11	
V	190	60	235	103	66	240	266	279	84	68	
Cr	138	182	131	152	205	166	143	168	244	123	
Co	8	5	22	8	<3	17	25	27	<3	<3	
Ni	100	178	93	101	459	271	109	99	547	111	
Cu	<1	18	<1	20	28	97	148	122	24	36	
Zn	24	84	44	74	68	96	73	68	65	55	
Th	<3	<3	<3	<3	109	63	<3	<3	<3	43	
Pb	<5	13	<5	11	23	16	10	14	25	24	
Elementos de las Tierras Raras											
La	16.06	71.12	15.79	26.48	39.42	44.23	18.68	20.47	26.69	22.15	
Ce	34.77	133.90	33.43	50.17	57.92	65.39	38.87	41.18	52.18	40.27	
Pr	4.84	11.24	4.59	6.37	11.82	11.98	5.63	5.8	8.77	5.06	
Nd	20.87	43.56	20.43	25.35	46.27	50.02	25.46	25.48	36.3	18.74	
Sm	4.41	8.24	4.74	4.81	9.04	10.82	5.99	5.85	7.28	3.66	
Eu	1.31	2.25	1.40	1.42	2.57	2.98	1.71	1.81	2.28	1.02	
Gd	3.95	6.97	4.50	4.11	7.42	9.25	5.40	5.27	5.84	3.14	
Tb	0.48	0.83	0.54	0.47	0.86	1.07	0.61	0.62	0.67	0.37	
Dy	2.93	4.72	3.26	2.84	4.70	5.58	3.45	3.44	3.71	2.17	
Ho	0.51	0.85	0.57	0.49	0.81	0.92	0.57	0.57	0.63	0.38	
Er	1.49	2.49	1.65	1.49	2.43	2.59	1.61	1.55	1.83	1.14	
Tm	0.15	0.31	0.17	0.16	0.31	0.30	0.17	0.15	0.21	0.13	
Lu	0.12	0.28	0.15	0.16	0.32	0.29	0.15	0.14	0.18	0.14	

6.5.2 ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS (REE)

Los elementos de las tierras raras (REE, de las siglas del inglés: Rare Earth Elements) son un grupo de 15 elementos: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu de números atómicos de 57 (La) hasta 71 (Lu), ocurriendo sólo 14 de ellos en la naturaleza (Pm es artificial). Los que tienen números atómicos bajos son conocidos como tierras raras ligeras, los de número atómico alto son denominados tierras raras pesadas y los de número intermedio se conocen como tierras raras intermedias (Sm a Ho).

Las tierras raras son muy útiles en la geoquímica, particularmente en estudios petrogenéticos de rocas ígneas, debido a que todos sus elementos son geoquímicamente similares; todos menos Eu y Ce, debido a su capacidad de ser trivalentes para la mayoría de las condiciones geológicas (ROLLINSON, 1993).

Para poder comparar gráficamente las abundancias de las tierras raras para diferentes rocas, es necesario eliminar el efecto Oddo – Harkins, el cual ocurre por la existencia de altas concentraciones de aquellos elementos que tienen números atómicos pares comparados con los que tienen números atómicos nones. Esto se logra normalizando individualmente las concentraciones de los elementos de las tierras raras presentes en la roca con sus abundancias en meteoritos condriticos (NAKAMURA, 1974). Las condritas son empleadas en el procedimiento de normalización porque representan al material primitivo sin fraccionar del sistema solar durante la nucleosíntesis de la Tierra. Parámetros como la fraccionación mineral, el grado de fusión y la composición de la fuente magmática tendrán un efecto característico en los patrones de tierras raras (ROLLINSON, 1993).

Los resultados de los análisis para elementos de las tierras raras realizados a las rocas del intrusivo La Soledad se presentan en la Tabla 6.7. Para las rocas del intrusivo de La Soledad se utilizaron los valores de normalización contra condritas de EVENSEN y colaboradores (1978). El diagrama se presenta en la Figura 6.6.

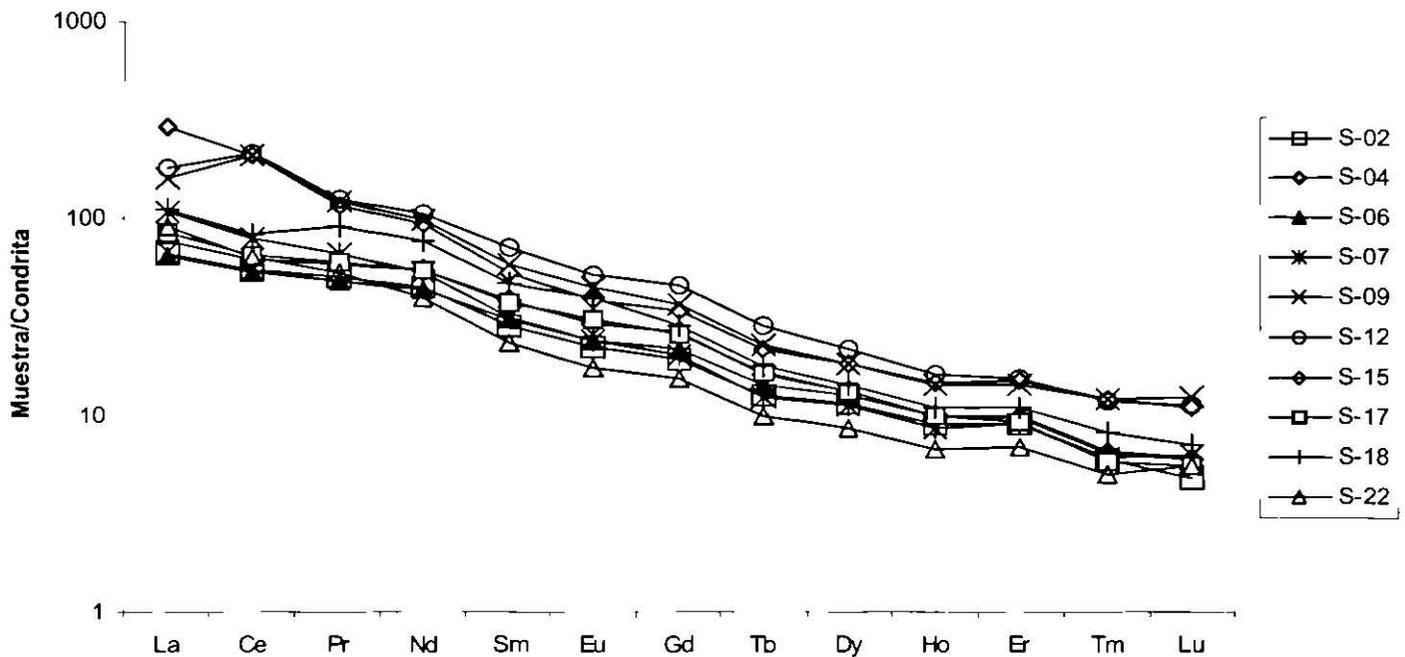


Figura 6.6. Patrón de tierras raras para las rocas del intrusivo La Soledad, normalizadas a condritas (EVENSEN, *et al.*, 1978).

Los elementos de las tierras raras ligeras presentan un enriquecimiento relativo con respecto a las tierras raras medias y pesadas. Se observa un enriquecimiento pequeño en las tierras raras medias, especialmente en Gadolinio (Gd) que podría estar controlado por la escasa fraccionación de hornblenda en las muestras. El claro aplanamiento en las tierras raras pesadas debe estar controlado por los minerales en el material fuente, en el que probablemente debió estar presente granate, el cual fracciona fuertemente a estos elementos (Ho-Lu).

El escalonamiento observado en los diferentes patrones de tierras raras se interpreta como producto de la diferenciación magmática experimentada por los pulsos de magma, en los que ambos debieron estar principalmente controlados por cristalización fraccionada (Fig. 6.6 y 6.7a, b). La separación de dos diagramas de elementos de las tierras raras en la Figura 6.7a y b, es con el objetivo de observar el comportamiento de los dos grupos químicos de rocas observados, es decir en las rocas preferentemente alcalinas (Fig. 6.7a) y las subalcalinas (Fig.

6.7b). El patrón de comportamiento coincide ampliamente con los observados en el diagrama donde todas las muestras están agrupadas (Fig. 6.6).

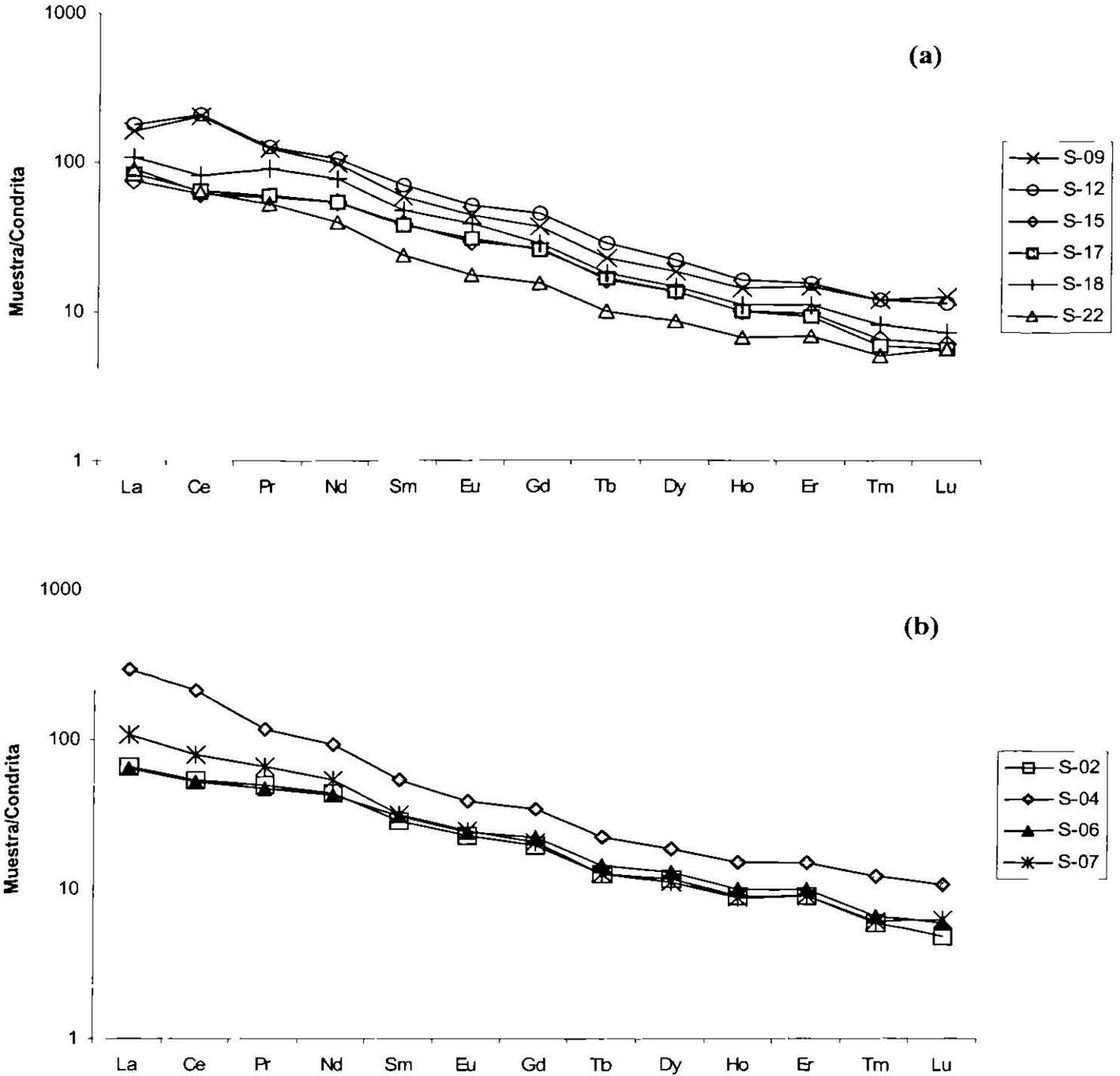


Figura 6.7. a) Diagrama de elementos de las tierras raras para las rocas separadas en el campo alcalino y b) subalcalino de IRVING y BARAGAR (1971), para las rocas del intrusivo La Soledad.

6.5.3 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Para poder entender el patrón de las abundancias de los elementos traza en cualquier roca ígnea es necesario contar con un marco de referencia, en el cual las abundancias elementales de una roca en particular puedan ser comparadas. Los diagramas multielementos o diagramas de elementos incompatibles son muy útiles para realizar estas observaciones (WOOD *et al.*, 1979; SUN, 1980; THOMPSON, 1982; THOMPSON *et al.*, 1984). En ellos se normalizan las abundancias de los elementos traza incompatibles para estimar sus abundancias con respecto al manto primordial, el cual corresponde a la abundancia teórica de los elementos antes de cualquier proceso de diferenciación o fraccionación al inicio de la formación de la Tierra. Por lo tanto, se consideran elementos como Ba, Sr, U, Th, Zr, Nb, Ti y las tierras raras porque han sido condensados a altas temperaturas de un gas de composición solar durante la formación planetaria. Las lavas arcáicas ricas en MgO (Komateitas) y los meteoritos condriticos tienen las mismas razones de estos elementos (WILSON, 1989). Existen tres maneras para normalizar los datos de elementos traza para presentarlos en un diagrama multielemento: normalización contra manto primitivo, normalización contra meteoritos condriticos y normalización contra MORB primitivo (ROLLINSON, 1993). Los primeros dos refieren a una Tierra no diferenciada.

- ***Diagramas multielemento normalizados contra manto primitivo (primordial)***

El manto primitivo es la composición del manto antes de que la corteza continental se formara. Una estimación de manto primitivo frecuentemente usada es la de WOOD y colaboradores (1979), quienes lo emplearon como medio para comparar variaciones composicionales entre lavas básicas. Un total de 19 elementos son arreglados en orden de menor a mayor compatibilidad con respecto a un pequeño porcentaje de fusión del manto.

- ***Diagramas multielemento normalizados contra condritas***

THOMPSON (1982) propuso que la normalización a valores de condritas es preferible a la composición del manto primitivo, ya que los valores de condritas son medidos directamente y no estimados. El orden de los elementos varía ligeramente al propuesto por WOOD y colaboradores (1979).

• **Diagramas multielemento normalizados contra MORB primitivo**

PEARCE (1983) propuso que el MORB primitivo es otra opción para realizar normalizaciones, específicamente para basaltos, andesitas y rocas corticales, en las cuales el MORB pudo haber sido el material de donde se originaron, en lugar del manto primitivo. Los elementos son ordenados de manera que los elementos más móviles (Sr, K, Rb, y Ba) se encuentren a la izquierda y en orden de incremento de incompatibilidad. Los elementos inmóviles son arreglados de derecha a izquierda en orden de incremento de incompatibilidad.

Los datos de elementos traza del intrusivo La Soledad se normalizaron contra manto primordial utilizando los valores de MCDONOUGH y colaboradores (1991), y el valor de P de SUN (1980), para mismo manto primordial. En la figura 6.8 se presentan los datos graficados en un diagrama multielemento.

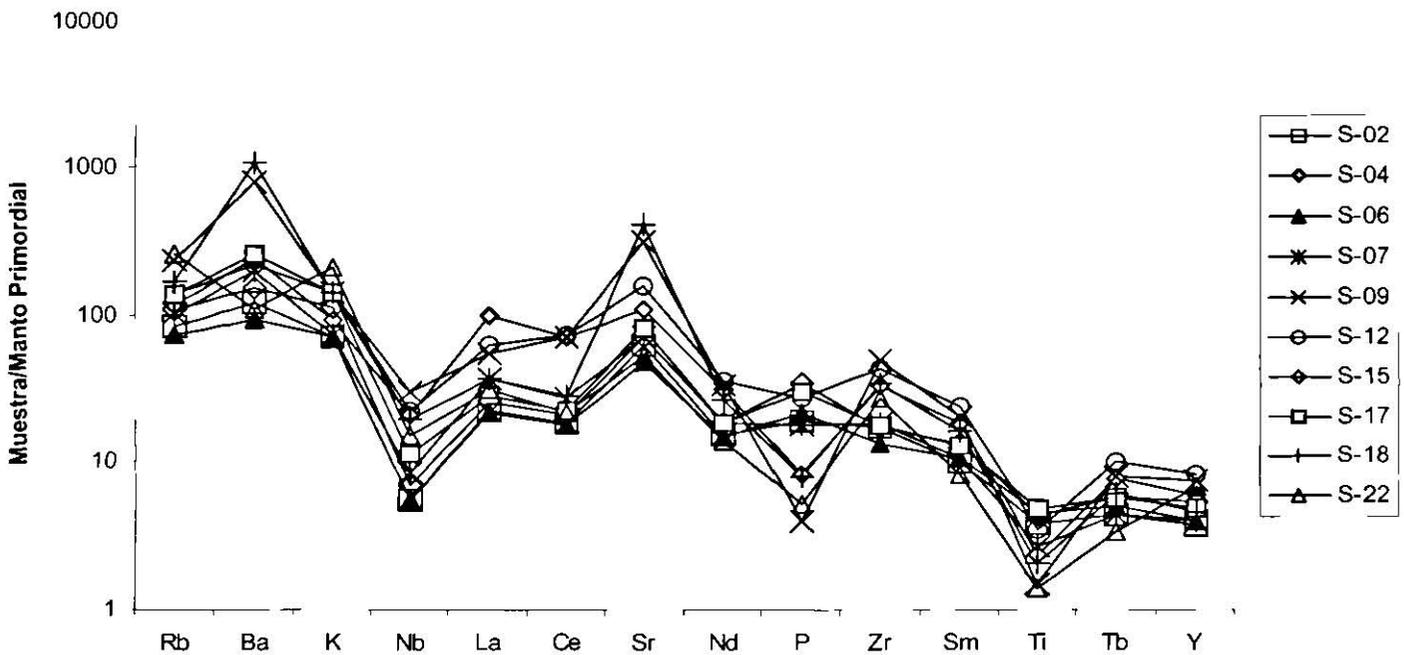


Figura 6.8. Diagrama multielementos de las rocas del intrusivo La Soledad, normalizados contra valores del manto primordial propuestos por MCDONOUGH y colaboradores (1991) y SUN (1980).

En la Figura 6.8 se observan anomalías negativas de Nb, lo cual también es característico para otros intrusivos estudiados en el CCM (MORTON-BERMEA, 1995). Asimismo, TOVAR-CORTÉS (2002; *en proceso*) en el Cerro Marcelinos, TERRAZAS-CALDERÓN (2002, *en proceso*) en el Cerro Mercado y VALDÉZ-REYES (2002, *en proceso*) en el Cerro Providencia, observan anomalías semejantes para Nb.

Las anomalías negativas importantes de Nb y Ti, donde la primera se sugiere como característica de magmas relacionados a subducción y la segunda producto de fraccionación mineral en el sistema, corresponden a una característica típica de los intrusivos del CCM.

6.5.4 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTONOMAGMÁTICA

PEARCE Y CANN (1971, 1973) demostraron que era posible usar la geoquímica para distinguir entre basaltos producidos en diferentes marcos tectónicos. Estos autores produjeron lo que hoy se conoce como diagramas de discriminación tectonomagmática, en los cuales los magmas producidos en distintos ambientes tectónicos pueden ser distinguidos de otros por medio de la comparación de ciertos elementos con compatibilidad variable. Otros investigadores como: FLOYD Y WINCHESTER (1975), PEARCE y colaboradores (1975, 1977), WOOD y colaboradores (1979), SHERVAIS (1982), PEARCE (1982), MULLEN (1983) y MESCHÉDE (1986), continuaron desarrollándolos para encontrar distintos marcos tectónicos para series volcánicas antiguas (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993). Los diagramas de discriminación para rocas ígneas se han clasificado, en general, en tres tipos principales (DUNCAN, 1987) de acuerdo al tipo de combinación de elementos utilizados.

1. *Diagramas de discriminación que utilizan elementos mayores y menores*

Utilizan elementos mayores y menores, por ejemplo $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ y $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (PEARCE *et al.*, 1975, 1977) y $\text{TiO}_2 - \text{MnO} - \text{P}_2\text{O}_5$ (MULLEN, 1983). Este tipo de elementos no son particularmente útiles para la discriminación tectonomagmática, puesto que no presentan grandes diferencias entre magmas de diferentes ambientes (VERMA, 1997; WILSON, 1989).

2. Diagramas de discriminación que utilizan elementos mayores y traza

Este tipo de diagramas emplean relativamente elementos traza inmóviles y algunos elementos menores, los cuales sus concentraciones pueden ser medidas por un equipo de FRX. Los diagramas más comúnmente usados son los ternarios Ti/100 – Zr – Y (PEARCE Y CANN, 1973) y 2Nb – Zr/4 – Y (MESCHEDÉ, 1986).

3. Diagramas de discriminación que utilizan elementos traza solamente

Este tipo de diagramas utilizan elementos traza inmóviles, los cuales pueden ser determinados por la técnica de análisis por activación de neutrones (INAA por sus siglas en inglés: *Instrumental Neutron Activation Analysis*). Los diagramas más comunes son el diagrama ternario de Th – Hf/3 – Ta (WOOD *et al.*, 1979) y Th/Yb contra Ta/Yb (PEARCE, 1982).

6.5.4.1 Análisis de Discriminación

Se trata de una técnica estadística empleada para la clasificación de muestras en grupos predefinidos. Se examina un gran número de variables para poder aislar las únicas efectivas para clasificar las muestras; posteriormente se utilizan para definir los ejes en diagramas (divariados o trivariados). Finalmente se grafican los grupos separados de muestras como concentraciones elementales y los límites se marcan entre los diferentes grupos de muestras. Las muestras que sean desconocidas, son entonces clasificadas de acuerdo a los campos definidos (PEARCE *et al.*, 1984; ROLLINSON, 1993; VERMA, 1997).

Los elementos más efectivos para discriminar entre basaltos erupcionados en diferentes ambientes tectónicos, según PEARCE Y CANN (1971, 1973), son: Ti, Zr, Y, Nb y Sr. Sin embargo, WILSON (1989) menciona que los mejores elementos para propósitos de discriminación son Fe, Ti, Ni, Cr, V, Zr, Nb, Ta y Hf por ser relativamente inmóviles; además expone que Na, K, Ca, Ba, Rb y Sr y algunos de los elementos de las tierras raras ligeras no deben ser empleados a la hora de discriminar, debido a su alta movilidad durante el transporte de la fase líquida, durante el intemperismo y metamorfismo. Es necesario aclarar que algunos

de estos elementos (Rb, por ejemplo) si son indispensables para armar diagramas de discriminación para la clasificación de granitos, esto es porque los efectos de movilidad son mucho menores en rocas graníticas que en rocas basálticas, ya que las primeras son más resistentes a la alteración (ROLLINSON, 1993).

6.5.4.2 Ambientes Tectónicos

Se presenta brevemente los diferentes tipos de marcos o ambientes tectónicos y sus características reconocibles empleando criterios geoquímicos (ROLLINSON, 1993).

- a) ***Dorsal oceánica***. - Los diferentes tipos de dorsales (dorsal oceánica normal, caracterizada por MORB tipo N; dorsal oceánica anómala; caracterizada por MORB tipo E; dorsal de cuenca tras-arco; dorsal de cuenca frente al arco) se distinguen utilizando la química que presentan los basaltos.
- b) ***Ambiente colisional***. - La discriminación entre los diferentes tipos de ambientes colisionales (colisión continente-continente; colisión continente-arco) se llevan a cabo empleando la geoquímica que presentan los granitos.
- c) ***Margen continental pasivo***. - Son caracterizados por la ausencia de actividad ígnea y sólo pueden ser reconocidos por la química que presenten las rocas sedimentarias.
- d) ***Ambiente intraplaca***. - Los diferentes tipos de ambientes de intraplaca (intracontinental-corteza normal; intracontinental-corteza atenuada e intraoceánicos) pueden ser identificados por la geoquímica que presenten tanto los basaltos como los granitos.
- e) ***Arco volcánico***. - Los diferentes tipos de arcos volcánicos (arco oceánico-dominado por basaltos toleíticos; arco oceánico – dominado por basaltos calcoalcalinos; margen continental activo) pueden ser reconocidos por cualquiera de los tres tipos de análisis de discriminación.

6.5.4.3 Criterios para la Evaluación de los Diagramas de Discriminación

Es importante aclarar que los diagramas de discriminación son meras herramientas en la geoquímica, ocasionalmente proveen una confirmación inequívoca de un ambiente tectónico, por lo tanto nunca deben ser usados como pruebas para confirmar la presencia de uno. Los siguientes son criterios que se deben de tomar en cuenta para evaluar un diagrama de discriminación (ROLLINSON, 1993; WILSON, 1989).

1. La combinación de elementos que se empleen en la caracterización de los tipos magmas de diferentes ambientes tectónicos deben tener variaciones mucho mayores en concentración entre las muestras de diferentes ambientes, que entre muestras del mismo ambiente.
2. El número de muestras usadas en la construcción del diagrama y en la definición de sus límites debe ser grande.
3. El grado de traslape entre los campos propuestos debe ser mínimo.
4. La clasificación de los elementos traza empleados debe distinguir tantos ambientes como sea posible.
5. Los elementos seleccionados deben de ser inmóviles, no deben de ser transportados significativamente en la fase fluida o durante el intemperismo y el metamorfismo. Se deben considerar elementos como Fe, Ti, Ni, Cr, V, Zr, Nb, Ta y Hf por su inmovilidad (WILSON, 1989).
6. Deben de considerarse solamente los ambientes tectónicos mejor discriminados.

Para emplear correctamente los diagramas de discriminación y evitar su uso irracional, es necesario entender los objetivos y principios de cada uno, de acuerdo a la composición de las rocas que se desean graficar (ROLLINSON, 1993; VERMA 1997).

En este trabajo se emplearon diagramas de discriminación para rocas de composición granítica, debido al tipo de rocas presentes en el área estudiada.

6.5.4.4 Diagramas de Discriminación para Rocas Graníticas

PEARCE y colaboradores (1984) clasificaron los granitos en 4 tipos: granitos de dorsal oceánica (ORG, de las siglas en inglés Oceanic Ridge Granites), granitos de arco volcánico (VAG, de las siglas en inglés Volcanic Arc Granites), granitos de intraplaca (WPG, de las siglas en inglés Within Plate Granites) y granitos colisionales (COLG, de las siglas en inglés Collisional Granites), utilizando diagramas divariados de relaciones entre elementos incompatibles como: Ta, Nb, Sr, Y, Rb, Yb y Hf. Estudios de concentraciones de elementos traza graficados contra contenido de sílice en granitos ha revelado que elementos como Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr y Hf discriminan de manera efectiva granitos de diferentes ambientes tectónicos (ROLLINSON, 1993).

Diagramas de discriminación para granitos basado en variaciones de Rb – Y – Nb y Rb – Yb – Ta (PEARCE et al., 1984)

Los elementos Rb, Y (y su análogo Yb) y Nb (y su análogo Ta) fueron seleccionados como los mejores discriminantes entre la mayoría de tipos de granitos de dorsal oceánica (ORG), granitos intraplaca (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos sin-colisionales (syn-COLG). Los siguientes son dos tipos de diagramas basados en estos elementos.

➤ *Diagramas de discriminación de Nb – Y y Ta – Yb (PEARCE et al., 1984).*

El diagrama bivariado de Nb e Y, puede subdividirse en tres campos: campos de granitos de dorsal oceánica (ORG), granitos de intraplaca (WPG) y granitos de arco volcánico (VAG) junto con granitos sin-colisionales (syn-COLG). Un diagrama similar es para Ta e Yb, que permite discriminar entre los granitos syn-COLG y VAG.

➤ *Diagramas de discriminación de Rb – (Y + Nb) y Rb – (Yb + Ta) (PEARCE et al., 1984).*

Los diagramas divariados de Rb – (Y + Nb) separan los granitos sin-colisionales de granitos de arco volcánico. También existe una división clara entre granitos de intraplaca y granitos de dorsal oceánica. El diagrama análogo de (Yb + Ta) a lo largo del eje x, produce campos similares.

Diagramas de discriminación basados en variaciones de Hf – Rb – Ta

El diagrama trivariado de Hf – Rb/10 – Ta x 3, discrimina entre granitos de piso oceánico, granitos de arco volcánico y granitos de intraplaca; los granitos colisionales se sitúan a lo largo del límite de arco volcánico/intraplaca (HARRIS *et al*, 1986). Se seleccionó el diagrama de discriminación de PEARCE y colaboradores (1984) que relaciona las variaciones de Rb - (Y + Nb) para graficar las muestras del plutón de La Soledad (Fig. 6.9).

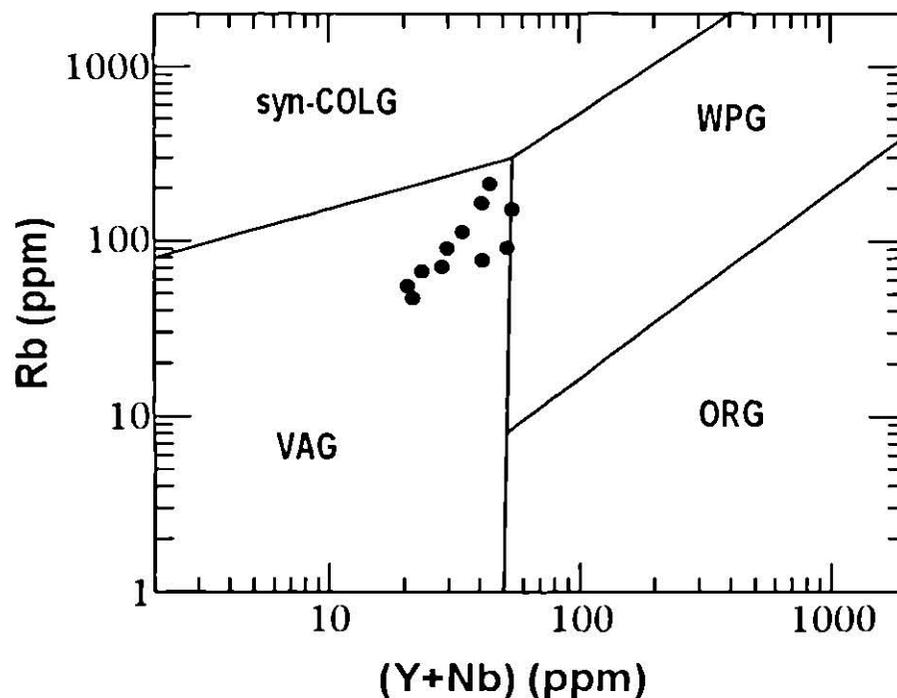


Figura 6.9. Diagrama de discriminación de PEARCE y colaboradores (1984) de Rb *versus* (Y + Nb) para granitos. Gran parte de las muestras estudiadas caen en el campo de granitos de arco volcánico (VAG).

En la Figura 6.9 se observa una clara discriminación de todas las muestras dentro del campo de Granitos de Arco Volcánico (VAG), lo cual es consistente con lo reportado para las rocas de los otros intrusivos del CCM. Haciendo referencia a los plutones estudiados por MORTON-BERMEA (1995), y de acuerdo a los datos reportados en el Cerro Mercado por TERRAZAS-CALDERÓN (2001), en el Cerro Marcelinos por TOVAR-CORTÉS (*en proceso*) y en el Cerro Providencia por VALDÉZ-REYES (*en proceso*), el plutón de La Soledad también muestra una clara afinidad a rocas de arco volcánico.

CAPÍTULO VII

DISCUSIÓN

En estudios de autores como HAWKESWORTH Y POWELL (1980); PERFIT y colaboradores (1980); ARCULUS Y JOHNSON (1981); KAY (1984); WILSON Y DAVIDSON (1984); ARCULUS Y POWELL (1986), atribuyen las principales características geoquímicas de las rocas de márgenes continentales activos a contribuciones variables de la corteza, de la cuña del manto astenosférico, de componentes metasomáticos (ya sean fluidos o por fusión parcial) derivados de la placa oceánica subducida y a las porciones del manto de la litósfera, haciendo de este ambiente generador de magmas uno de los más complejos de la Tierra (WILSON, 1989).

Es importante mencionar que sistemas de subducción individuales difieren de manera significativa, y por lo tanto es difícil esperar que cualquier modelo general explique todas las características presentes en un arco (oceánico o continental). Sin embargo, existen características que aparentan ser comunes en todos los ambientes relacionados a magmatismo de subducción: la transferencia de Sr, K, Rb, Ba, Th \pm Ce, P y Sm (LILE) a la cuña del manto por fusión parcial o por procesos de transferencia de fluidos, asociada con la deshidratación de la placa subducida y las bajas concentraciones de Nb, Ta, y Ti (ANDERSON *et al.*, 1980; HAWKESWORTH Y POWELL, 1980; WILSON Y DAVIDSON, 1984). Estos parámetros proveen un enlace crítico importante entre los procesos físicos de subducción y magmatismo de arco (ROLLINSON, 1993; WILSON, 1989).

Para el caso de basaltos de intraplaca (magmatismo de extensión) o basaltos tipo OIB, se han observado altas concentraciones de elementos de alto potencial iónico (Nb, Ta, Zr, Ti) y bajas concentraciones de tierras raras pesadas (ROLLINSON, 1993; WILSON, 1989).

El enriquecimiento de los elementos de bajo potencial iónico (LILE) ha sido atribuido a metasomatismo de la fuente del manto de los basaltos de arco por fluidos liberados por la placa subducida. Y por consiguiente, el empobrecimiento de los elementos de alto potencial

iónico (HFSE; incluyen a los lantánidos, Sc e Y, y a Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta) ha sido variablemente relacionado a altos grados de fusión parcial y a la estabilidad de las fases residuales del manto (PEARCE, 1982).

Se han elaborado diversos trabajos para cada localidad de la PAOM, siendo reconocidos dos diferentes ambientes tectónicos en la provincia, el más antiguo está relacionado a subducción y el más joven a volcanismo de intraplaca (procesos de extensión). Debido a lo anterior, es de suma importancia definir claramente en que tiempo ocurre la transición entre los dos tipos de ambientes geotectónicos con respecto a deformaciones regionales, que para varias áreas de la porción Norte de la PAOM no se ha aclarado.

Como se mencionó durante el desarrollo de este trabajo, el CCM forma parte de la porción Norte de la PAOM, teniendo más próximos a los complejos de Trans-Pecos Texas y La Cueva al Norte – Noroeste y la Sierra de Picachos al Sureste del lineamiento de intrusivos. De los trabajos más completos y actualizados realizados en estos complejos, es importante resaltar los elaborados por HENRY y colaboradores (1991) y JAMES Y HENRY (1991) en el área de Trans-Pecos, Texas y el de MORTON-BERMEA Y ALTHERR (1991) en la Sierra de Picachos. En el complejo de La Cueva, el único trabajo disponible es el de DAUGHERTY (1963) el cual se enfoca únicamente a la geología y petrografía.

En el estudio realizado por JAMES Y HENRY (1991) se observaron dos ambientes de magmatismo. El más antiguo, magmas emplazados entre 48 y 32 Ma, está representado por rocas que presentan anomalías de Nb y Ta en comparación con Zr, Hf, La, Ba y K, características típicas de arcos volcánicos continentales; el magmatismo más joven, magmas emplazados entre 24 y 17 Ma, está representado por rocas más alcalinas y con mayores concentraciones de elementos incompatibles, y presentan razones más altas de elementos como Nb y Ta, lo cual es típico para ambientes extensivos. Este evento de extensión regional está relacionado al fenómeno de *Basin and Range*. En la figura 7.1 se observa el diagrama multielementos de las diferentes fases presentes en el complejo Trans-Pecos, Texas.

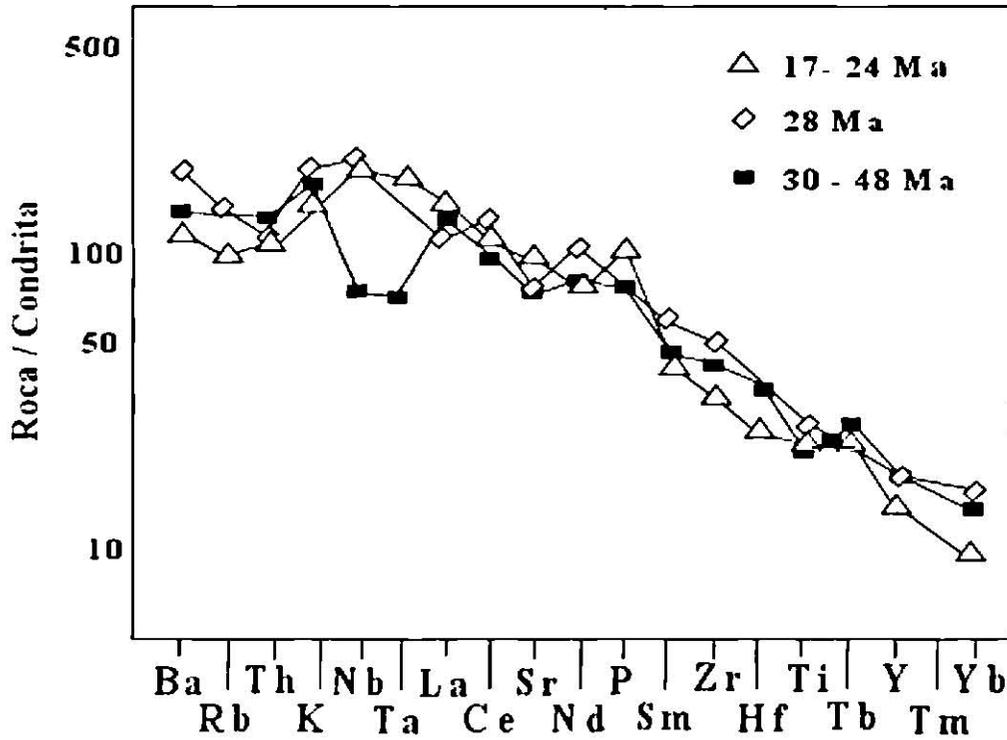


Figura 7.1. Diagrama multielementos normalizado a condritas (de acuerdo a THOMPSON *et al.*, 1984) de las composiciones promedio de las rocas máficas presentes en las diferentes fases de Trans-Pecos, Texas. Se observan las fases principal (48 – 31 Ma), extensional (28 – 27 Ma) y la de *Basin and Range* (24 – 17 Ma). Figura tomada de JAMES Y HENRY (1991).

En el trabajo presentado por HENRY y colaboradores (1991) se relacionan estos diferentes ambientes de magmatismo con direcciones de paleoesfuerzos observando las orientaciones de diques, vetas y fallas; estos autores sugieren que el magmatismo de arco volcánico está relacionado a la convergencia Este – Noreste entre la placa de Farallón y la de Norteamericana (σ_1 en dirección Este – Noreste). Posteriormente relacionan los procesos de extensión con el cambio de margen convergente a transformante a lo largo del límite occidental de Norteamérica (σ_1 vertical y σ_3 Este - Noreste). Los cambios en los campos de esfuerzos son acompañados por cambios en las fuentes y composiciones de los magmas en Texas. En su estudio explican que los datos geoquímicos y de paleoesfuerzos, combinados con patrones de edad regionales, indican que el magmatismo antes de los 31 Ma en la Cordillera Sur de Texas es afín a un arco volcánico continental relacionado a la subducción de la placa

Farallón bajo Norteamérica en el Terciario; el subsecuente magmatismo lo identifican como extensión intraplaca de la provincia de *Basin and Range*, acelerado durante la colisión de la dorsal del pacífico con el borde Oeste de Norteamérica a la altura de San Francisco a los ~30 Ma (ATWATER, 1989).

MORTON-BERMEA Y ALTHERR (1991), en las rocas alcalinas de la Sierra de Picachos, reportan intrusiones de magma de diferentes composiciones. Asimismo, no observan características geoquímicas en las rocas como para sugerir que estén relacionadas a subducción, en su lugar proponen que pudieron haberse generado en un ambiente tipo intraplaca (fig. 7.2). MORTON-BERMEA (1995) propone que el CCM tuvo una génesis relacionada a subducción, cuyo magmatismo se produjo a partir de un educto localizado en el manto superior, pobre en granate.

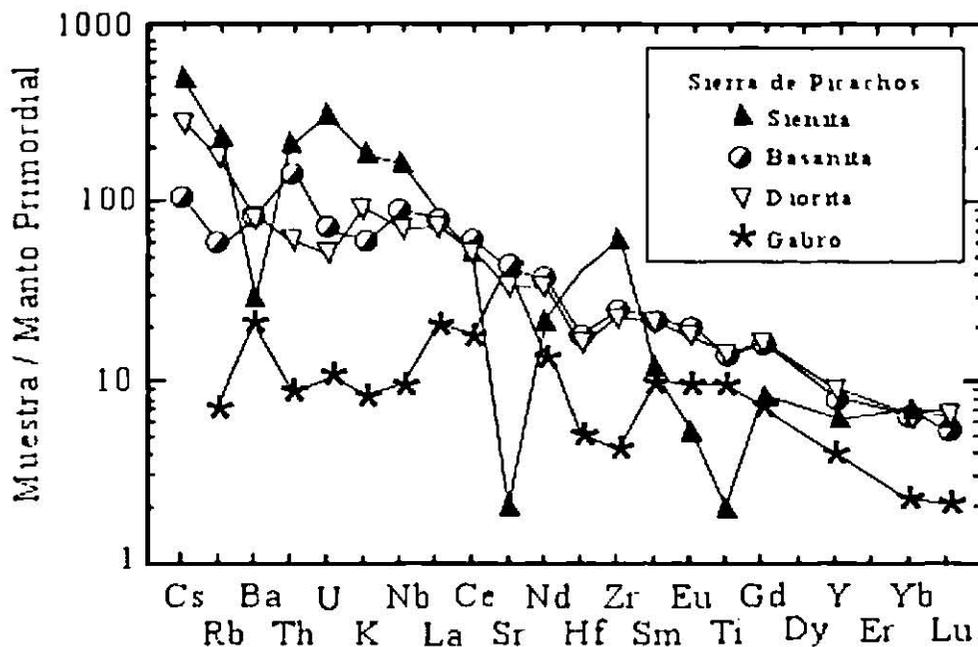


Figura 7.2. Diagrama multielemento normalizado a manto primordial de las rocas de la Sierra de Picachos (MORTON-BERMEA, 1990; MORTON-BERMEA Y ALTHERR, 1991).

En la figura 7.3 se observan anomalías negativas de Nb y Ti, características de ambiente de subducción, de las rocas ígneas del CCM analizadas por MORTON-BERMEA

(1995). Además se pueden notar altas concentraciones de LILE, respecto a una baja concentración de HFSE que corroboran este ambiente tectónico, comportamiento que comparte con las rocas analizadas por JAMES Y HENRY (1991) en Trans-Pecos, Texas.

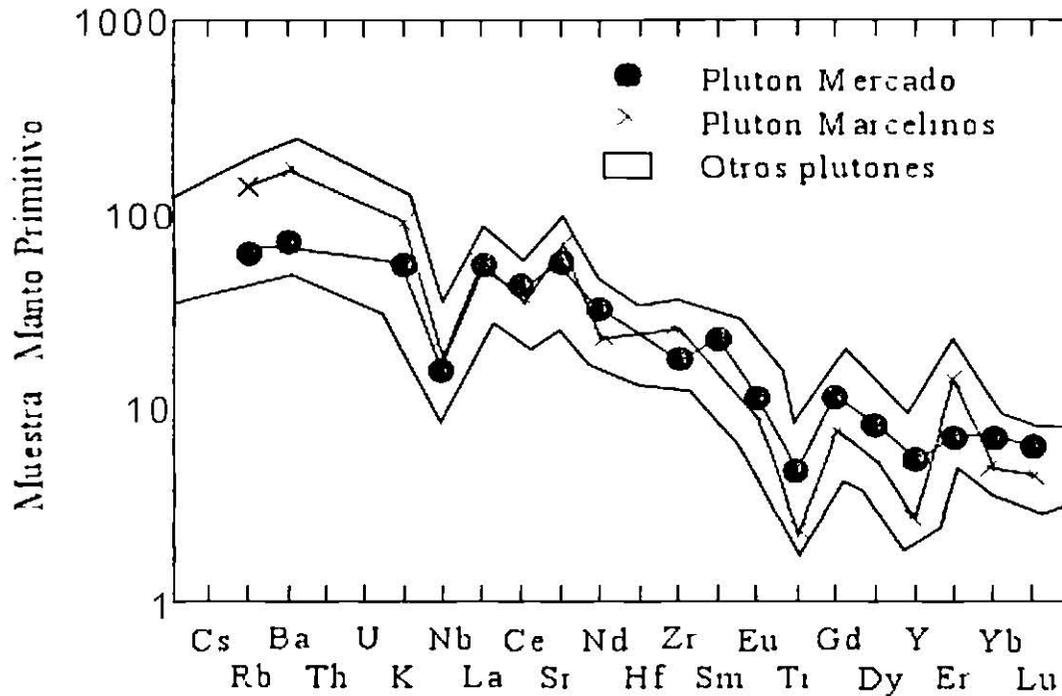


Figura 7.3. Diagrama multielemento normalizado a manto primitivo de algunos de los plutones del CCM (MORTON-BERMEA, 1995). En la figura se distinguen principalmente los plutones del Mercado y Marcelinos, pues son los más cercanos al de La Soledad. Se observan anomalías de Nb y Ti, muy parecidas a las que se encontraron en las rocas de La Soledad.

Observando los diagramas de elementos incompatibles normalizados a manto primitivo del plutón de La Soledad (Capítulo VI), se advierte una similitud en el comportamiento con los reportados por MORTON-BERMEA (1995). Por lo tanto se puede decir, con seguridad, que el plutón de La Soledad es afín a ambiente de subducción. A esta misma conclusión se llega al interpretar los diagramas de discriminación tectonomagmática (Capítulo VI) de PEARCE y colaboradores (1984), pues las rocas aparecen dentro del campo de granitos de arco volcánico.

En el plutón de La Soledad se distinguen dos claros pulsos de magmatismo identificados tanto en campo, como por medio de los diagramas de variación de elementos mayores y traza (Capítulo VI). El pulso más antiguo está representado por rocas máficas (presencia de anfíboles, piroxenos y plagioclasa) y se encuentra cortado por un pulso mayor de rocas más félsicas (presencia de plagioclasas, cuarzo, feldespatos potásicos y biotita). En el diagrama de IRVINE Y BARAGAR (1971) se distinguen perfectamente estas dos fases de magmatismo alcalino y subalcalino.

En campo, la evidencia se observa por el contacto existente entre ambas fases, la más joven presentaba márgenes enfriados (*chilled margins*) con respecto a la fase más antigua. Además, se distinguieron cambios en la textura (tamaño de grano) y en la composición (félsica a intermedia) en regiones aisladas en las porciones Sur y Oeste del plutón (Carta Geológica, ANEXO I). Asimismo, se identificaron dos diques máficos principales en la porción Norte y Sur - Sureste del plutón (Carta Geológica, ANEXO I). En la petrografía se identificaron las muestras S-02, S-06, S-12, S-15, S-17 como rocas máficas; en los diagramas de variación tipo Harker éstas muestras encabezan una serie separada de las muestras subalcalinas (de acuerdo a la clasificación de IRVINE Y BARAGAR, 1971; Capítulo VI), representando así a un pulso magmático diferente.

En los diagramas de clasificación geoquímica para granitos se advierte una composición magnesiánica para el plutón de La Soledad (diagrama $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ contra % SiO_2 , Capítulo VI, fig. 6.4a), la cual es característica de granitos de arco magmático tipo Cordillerano. Además, el ligero enriquecimiento en FeO cuando la concentración de SiO_2 aumenta en el diagrama nos habla de una diferenciación principalmente calcoalcalina. En el diagrama *MALI* (Capítulo VI, fig. 6.4b), las rocas del intrusivo La Soledad muestran una variación desde granitoides cálcico-alcalinos hasta alcalinos. Aunque es claro que el pulso sub-alcalino está dentro del campo de las rocas calco-alcalinas típicas de granitos Cordilleranos. Mientras que la serie de rocas alcalinas, presenta una mayor afinidad hacia los campos álcali-cálcicos y alcalino, característicos de alto potasio.

Comparando los valores de ASI con los de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ moleculares y Al_2O_3 molecular (Capítulo VI, tabla 6.5), se advierte que el plutón de La Soledad es metaluminoso, de esta manera se justifica la presencia de fases cálcicas como hornblenda y augita identificadas en el análisis petrográfico de las rocas (Capítulo IV). Estas características son semejantes a las de los granitoides Cordilleranos, los cuales también son considerados de ambiente de arco magmático, de esta manera se puede decir, en una forma más conclusiva, que el plutón de La Soledad presenta características afines con un ambiente de subducción.

En cuanto a los diagramas multielementos normalizados a manto primitivo de acuerdo a MCDONOUGH (1992) y SUN (1980), se observan enriquecimientos de Sr, K, Ba y Rb (LILE) y un empobrecimiento de Nb y Ti; características que también son propias de un ambiente de subducción. Además que en el diagrama de discriminación tectonomagmática de PEARCE y colaboradores (1984) se discriminan como granitos de arco volcánico.

Según WILSON (1989) las rocas que presentan cristalización fraccionada y que no se encuentran modificadas por contaminación cortical deben mostrar patrones lineales claros en todos los tipos de diagramas de Harker. Para el caso de las rocas de La Soledad, se aprecian patrones lineales con disminuciones de los elementos mayores FeO(t), TiO_2 , CaO, MgO; en cambio para Al_2O_3 , Na_2O y K_2O se observan incrementos. Además, el diagrama de SiO_2 contra K_2O con los límites de alto potasio y medio potasio de PECERILLO Y TAYLOR (1976) (Capítulo VI) indica que las muestras para el plutón son predominantemente de alto potasio. El incremento de Al_2O_3 y Na_2O contra SiO_2 y los datos de alto potasio para las rocas de La Soledad nos hablan de una posible contaminación cortical presente, claro que para definir esto con exactitud es necesario realizar estudios isotópicos de Sr-Nd-Pb. La disminución del resto de los elementos mayores contra SiO_2 nos indica una diferenciación magmática por cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos (p.ej. hornblenda por disminución de MgO contra SiO_2) y plagioclasa.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las rocas del intrusivo de La Soledad presentan una variación petrográfica de cuarzo-dioritas, cuarzo-monzodioritas hasta sienitas y cuarzo-monzonitas. Se presentan dos pulsos uno más máfico y más antiguo de carácter alcalino y de alto potasio, concentrándose la mayoría en la porción Sur – Suroeste del plutón. Un segundo pulso félsico subalcalino que ocupa el cuerpo principal de intrusivo, que prácticamente captura al pulso máfico temprano. Según la Norma CIPW, la mayoría de las muestras analizadas tienen cuarzo normativo (sobresaturadas en SiO_2), sólo las rocas básicas ($\text{SiO}_2 < 52\%$) presentan nefelina normativa.

En los esquemas para la clasificación geoquímica de rocas graníticas (FROST *et al.*, 2001), se advierte que el plutón de La Soledad es principalmente magnesiano, sus rocas varían en composición de calcoalcalinas hasta alcalinas, justificándose de esta manera, la presencia de dioritas y monzodioritas hasta monzonitas y sienitas. El contenido de Al en las rocas las clasifica dentro del grupo de granitoides metaluminosos. Estas características son semejantes a las de los granitoides Cordilleranos, los cuales son considerados de ambiente de arco magmático.

La amplia variación en la concentración de SiO_2 de las rocas presentes en el intrusivo de La Soledad (48.10 a 62.28 % en peso), permite observar los claros decrementos e incrementos de los elementos mayores contra SiO_2 (diagramas tipo Harker). Debido a la amplia variación composicional, textural y a las relaciones de contacto entre las fases máficas y félsicas, se puede concluir que el intrusivo de La Soledad está compuesto por dos pulsos diferentes de magma que entraron en la cámara magmática después de cierto tiempo, permitiendo primero la cristalización de la fase máfica antes de ser intrusionada por la fase félsica. Los diferentes pulsos experimentaron enfriamientos rápidos, reflejados en las texturas porfiríticas (márgenes enfriados), escasa zonación y reemplazamientos minerales. En el diagrama álcalis contra SiO_2 es más notorio el agrupamiento de las muestras (alcalinas y subalcalinas) que corresponden a cada pulso.

En los diagramas de tierras raras normalizados a condritas se observa un enriquecimiento relativo de los elementos de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras medias y pesadas. Se advierte una pequeña anomalía positiva en las tierras raras medias, (Gadolinio) que podría estar controlado por la escasa fraccionación de hornblenda en las muestras. El aplanamiento en las tierras raras pesadas debe estar controlado por los minerales en el material fuente, en el que probablemente debió estar presente granate, el cual fracciona fuertemente a estos elementos (Ho-Lu). El escalonamiento observado en los diferentes patrones de tierras raras se interpreta como producto de la diferenciación magmática experimentada por los pulsos de magma, en los que ambos debieron estar principalmente controlados por cristalización fraccionada.

La anomalía negativa de Nb en los diagramas multielementos para las rocas de La Soledad se considera como un indicador de ambiente de subducción, lo cual también es característico para el resto de los intrusivos estudiados en el CCM. Asimismo, se advierte una importante anomalía negativa en Ti, lo cual nos sugiere procesos de fraccionación mineral en el sistema, esto también es típico de los intrusivos del CCM. De acuerdo a los diagramas de discriminación tectonomagmática, el intrusivo La Soledad muestra una clara afinidad a un ambiente de rocas de arco volcánico. Estas evidencias, junto con los resultados obtenidos en los diagramas de clasificación química de granitoides, trazas y tierras raras, en conjunto con los resultados de algunos de los plutones estudiados por MORTON-BERMEA (1995), fortalecen la relación con un ambiente de subducción.

Lo anterior indicaría que, efectivamente, existió la subducción a un ángulo bajo de la placa oceánica de Farallón bajo la placa Norteamericana durante el Paleógeno. Esta subducción trajo consigo los eventos de deformación y posterior magmatismo observados en el Noreste de México. La actividad magmática en la PAOM se ha manejado como postectónica a la deformación regional Laramide, sin embargo en los intrusivos del CCM (porción Norte de la PAOM), se observan características estructurales, al menos el intrusivo del Cerro Mercado, de haber sido emplazado durante la deformación regional (sintectónicos; CHÁVEZ-CABELLO, 2001 *en proceso*; PORRAS-VÁZQUEZ, 2002 *en proceso*).

Como recomendaciones se sugiere realizar determinaciones de relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb y geocronológicas, para definir de una manera más conclusiva si existe contaminación cortical y, si es así, determinar el grado de ésta, así como la consistencia en edad de estos intrusivos con las rocas definidas como producto de subducción en Trans Pecos, Texas. Es importante precisar esta información, debido a los ~1,000 km existentes entre la zona de emplazamiento del plutón y del mismo CCM con respecto a la trinchera. Además, estos estudios permitirán conocer los procesos y en que tiempo estuvieron involucrados en la generación de los magmas que componen al intrusivo del Cerro La Soledad y así poder formular un modelo petrogenético. El fechar las rocas del CCM, permitirá corroborar las edades obtenidas por SEWELL (1968) para el CCM. Finalmente, se recomienda realizar un estudio estructural a detalle en el intrusivo la Soledad para determinar un modelo de ascenso y emplazamiento, que explique claramente los procesos ocurridos en esta porción del CCM, relacionando las diferentes pulsos magmáticos identificados en este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUAYO C., J. E. (1978): "*Facies Sedimentarias Y Diagénesis De La Formación Novillo (Jurásico Superior), Noreste De México*". Rev. Inst. Mex. Petrol., X(4), 5-45.
- ANDERSON, R. N., DELONG, S. E. Y SCHWARZ, 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, v. 94, p. 941-966.
- ARANDA-GÓMEZ, J. J., HENRY, C. D., LUHR, J. F. (2000): "*Evolución Tectonomagmática Post-Paleocénica De La Sierra Madre Occidental Y De La Porción Meridional De La Provincia Tectónica De Cuencas Y Sierras, México*". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, (2000) p. 59-71.
- ARCULUS, R. J. Y JOHNSON, R. W. (1981): "*Island Arc Magma Sources: A Geochemical Assessment Of The Roles Of Slab-Derived Components And Crustal Contamination*". Geochem. F., 15: 109-133.
- ARCULUS, R. J. Y POWELL, R. (1986): "*Source Component Mixing In The Regions Of Arc Magma Generation*". F. Geophys. Res., 91: 5913-5926.
- AXEN, G. J., Y FLETCHER, M. J. (1998): "*Late Miocene-Pleistocene Extensional Faulting, Northern Gulf Of California, Mexico And Salton Trough, California*". International Geology Review, v. 40, p. 217-244
- BARBARIN, B (1990): "*Granitoids: Main Petrogenetic Classifications In Relation To Origin And Tectonic Setting*". Geol. J. 25, 227-238.
- BARBARIN, B. (1999): "*A Review Of The Relationships Between Granitoid Types, Their Origins And Their Geodynamic Environments*". Elsevier Science, Lithos vol. 46, p. 605-626.
- BARKER, D. S. (1977): "*Northern Trans-Pecos Magmatic Province: Introduction And Comparison With The Kenya Rift*". GSA. V. 88, p. 1421-1427.
- BARKER, D. S. (1979): "*Cenozoic Magmatism In The Trans-Pecos Province: Relation To Rio Grande Rift*". American Geophysical Union, p. 382-392.
- BARKER, D. S. (1987): "*Tertiary Alkaline Magmatism In The Trans-Pecos Texas*", en: Alkaline igneous rocks (Fitton, J. G. y Upton, B. G. J. Eds.). GSA. Sp. Publ, 30: 415-431.
- BLOOMFIELD, K. Y CEPEDA-DÁVILA, L. (1973): "*Oligocene Alkaline Igneous Activity In NE Mexico*". Geol. Mag., v. 110, p. 551-555.

- BUDDINGTON, A. F. (1959): "*Granite Emplacement With Special Reference To North America*". Geological Society of America Bulletin, 70: 671-747 p.
- BUFFLER, R. T. Y SAWYER, D. S. (1985): "*Distribution Of Crust And Early History, Gulf Of Mexico Basin*". Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 35, p. 333-344.
- BURROWS, R.H. (1910): "*Geology Of The Northern Mexico*". Bol, Soc. Geol. Mex., v.7, p. 85-103.
- CAMPA, M. F., Y CONEY, P. J. (1983): "*Tectono-Stratigraphic Terranes And Mineral Resource Distributions In Mexico*". Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- 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. V. 5, p. 99-114.
- CANTAGREL, J.M. Y ROBIN, C. (1978): "*Géochimie Isotopique Du Strontium Dans Quelques Séries Types Du Vulcanisme De l'Est Mexicain*". Bull. Soc. géol. France 20: 935-936.
- CHARLESTON, S. (1981): "*A Summary Of The Structural Geology And Tectonics Of The State Of Coahuila, Mexico*", in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: *West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, Publication, 81-74, p. 28-36.
- CHÁVEZ, C. G. (2001): "*Deformación y magmatismo Cenozoico en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México*". Investigación Doctoral. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México (en proceso).
- CLARK, K.F., FOSTER, C.T. Y DAMON, P.E. (1982): "*Cenozoic Mineral Deposits And Subduction Related Magmatic Arcs In Mexico*". Geol. Soc. Amer. Bull. 93: 533-544.
- CLARK, K.F., FOSTER, C.T. Y DAMON, P.E. (1982): "*Cenozoic Mineral Deposits And Subduction Related Magmatic Arcs In Mexico*". Geol. Soc. Amer. Bull. 93: 533-544.
- DAUGHERTY, F. (1963): "*La Cueva Intrusive Complex And Dome, Northern Coahuila, Mexico*". GSA. Bull., v. 74, p. 1429-1438.
- DE CSERNA, Z. (1956): "*Tectónica De La Sierra Madre Oriental De México, Entre Torreón Y Monterrey*". 20TH Intern. Geol. Cong., México, Monography, 87 p.
- DEMANT, A. Y ROBIN, C. (1975): "*Las Fases Del Vulcanismo En México; Una Síntesis En Relación Con La Evolución Geodinámica Desde El Cretácico*". Revista Inst. Geol. Universidad Nacional Autónoma de México 1: 70-83.

- DICKINSON, W. R. Y CONEY, P. J. (1980): "*Plate-Tectonic Constraints On The Origin Of The Gulf Of Mexico*", in Pilger, R. H., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic*, Baton Rouge, Louisiana State University, p. 27-36.
- DOKKA, R. K., Y MERRIAM, R. H. (1982): "*Late Cenozoic Extension Of Northwestern Baja California, Mexico*". *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, n. 5, p. 371-378.
- DUNCAN, A. R. (1987): "*The Karoo Igneous Province – A Problem Area For Inferring Tectonic Setting From Basalt Geochemistry*". *J. Volc. Geotherm. Res.*, 32: 13-34.
- ECHÁNOVE, E. O. (1976): "*Geología Del Paleoceno-Eoceno, Cuenca De Burgos*" in: III Simposium de Geología del Subsuelo, Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, 254-271.
- ERDLAC, R. J. JR. Y ANDERSON, T. H. (1982): "*The Chixey-Polochic Fault And Its Associated Fractures In Western Guatemala*". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 57-67.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, 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 edition, Wiley, New York.
- FERRARI, L. Y ROSAS-ELGUERA, J. (1999): "*Alkalic (Ocean-Island Basalt Type) And Calc-Alkalic Volcanism In The Mexican Volcanic Belt: A Case For Plume Related Magmatism And Propagating Rifting At An Active Margin?*". *Comment. Geology*, 27, 1055-1056.
- FERRARI, L., GARDUÑO, V. H., PASQUARÉ, G. Y TIBALDI, A. (1994): "*Volcanic And Tectonic Evolution Of Central Mexico: Oligocene To Present*". *Geofísica Internacional*, vol. 33, p. 91-105.
- FERRARI, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., AGUIRRE-DÍAZ, G. Y CARRASCO-NÚÑEZ, G. (1999): "*Space-Time Patterns Of Cenozoic Arc Volcanism In Central Mexico – From The Sierra Madre Occidental To The Mexican Volcanic Belt*". *Geology*, v. 27, p. 303-306
- FLOYD, P. A. Y WINCHESTER, J. A. (1975): "*Magma-Type And Tectonic Setting Discrimination Using Immobile Elements*". *Earth Planet Sci. Lett.*, 27: 211-218.
- FREDRIKSON, G. Y HENRY, C. D. (1972): "*Geología Del Área De Mazatlán, Sur De Sinaloa, México*". II Convención, Soc. Geol. Mex., p. 146-149.
- FROST, B., BARNES, C., COLLINS, W., ARCULUS, R., ELLIS, D. y FROST, C. (2001): "*A Geochemical Classification For Granitic Rocks*". *Journal of Petrology*, vol. 42, num. 11, p. 2033-2048.
- GANS, P. B. (1997): "*Large-Magnitude Oligo-Miocene Extension In Southern Sonora – Implications For The Tectonic Evolution Of Northwest Mexico*". *Tectonics*, v. 16, p. 388-408.

- GARZA, G. R. (1973): "*Modelo sedimentario del albiano – cenomaniano en la porción sureste de la plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila)*". Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XXV, p. 311-340.
- GOLDHAMMER, R. K. (1999): "*Mesozoic Sequence Stratigraphy And Paleogeographic Evolution Of Northeast Mexico*" en: Bartolini, C., Wilson, J.L. and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, GSA, Special Paper 340, p. 1-58.
- GONZÁLEZ-GARCÍA, R. (1976): "*Bosquejo Geológico De La Zona Noreste*". Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 28, n. 1 y 2, p. 2-49.
- HARRIS, N. B. W, PEARCE, J. A. Y TINDLE, A. G. (1986): "*Geochemical Characteristics Of Collision-Zone Magmatism*". In: COWARD M. P. y REIS A.C. (eds.), "Collisions tectonics". Spec. Pub. Geo. Soc., 19, 67-81.
- HAUSBACK, B. P. (1984): "*Cenozoic Volcanic And Tectonic Evolution Of Baja California Sur, Mexico*" in Frizell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*: Tulsa OK, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, p. 219-236.
- HAWKESWORTH, C. J. Y POWELL, M. (1980): "*Magma Genesis In The Lesser Antilles Island Arc*". Earth Planet Sci. Lett., 51: 297-308.
- HENRY, C. D., PRICE, J. G. Y JAMES, E. W. (1991): "*Mid-Cenozoic Stress Evolution And Magmatism In The Southern Cordillera, Texas And Mexico: Transition From Continental Arc To Intraplate Extension*". Journal of Geophysical Research, v. 96. p. 13545-13560.
- HENRY, C. D., Y ARANDA-GÓMEZ, J. J. (1992): "*The Real Southern Basin And Range: Mid- To Late Cenozoic Extension In Mexico*". Geology, v. 20, p. 701-704.
- HUMPHREY, W. E. (1956): "*Tectonic Framework Of Northeast Mexico*". Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 6, p. 25-35.
- HUMPHREY, W. E., Y DÍAZ, T. (1956): "*Correlation Of The Mesozoic Strata Of Northeast Mexico*". GCAGS, Trans., 6, 32-34.
- IMLAY, R. W. (1943): "*Jurassic Formations Of The Gulf Regions*". American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 27, p. 1407-1533
- IMLAY, R. W. (1936): "*Geology Of The Western Part Of The Sierra De Parras, Coahuila, Mexico*". Geol. Soc. Am. Bull., vol. 47: 1091-1152p.
- JAMES, E. W. y HENRY, C. D. (1991): "*Compositional Changes In Trans-Pecos Texas Magmatism Coincident With Cenozoic Stress Realignment*". Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 13,561-13,575.
- JANSMA, P. E. Y LANG, H. R. (1997): "*The Arcelia – Graben: New Evidence For Oligocene Basin And Range Extension In Southern Mexico*". Geology, v. 25, p. 455-458

- JENKINS, R., GOULD, R. W. Y GEDCKE, D. (1982): "*Qualitative X-Ray Spectrometry*". Marcel-Dekker, New York, NY, 586 p.
- JENNER, G. J., LONGERICH, H. P., JACKSON, S. E. Y FRYER, B. J. (1990): "*ICP-MS A Powerful Tool For High Precision Trace-Element Analysis In Earth Sciences; Evidence From Analysis Of Selected U.S.G.S. Reference Samples*". Chem. Geol., 83: 133-148.
- JOESTEN, R. (1977): "*Mineralogical And Chemical Evolution Of Contaminated Igneous Rocks At A Gabbro-Limestone Contact, Christmas Mountains, Big Bend Region, Texas*". GSA Bull., v.82, p. 1515-1529.
- KAY, R. W. (1984): "*Elemental Abundances Relevant To Identification Of Magma Sources*". Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310: 535-547.
- KELSER, S. E. (1971): "*Nature Of Ancestral Orogenic Zone In Nuclear Central America*". Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 55: 2116-2129.
- KELSEY, C. H. (1965): "*Calculation Of The CIPW Norm*". Mineral. Mag., 34: 276-282.
- KLITGORD, K. D. Y SCHOUTEN, H. (1980): "*Mesozoic Evolution Of The Atlantic, Caribbean And Gulf Of Mexico*" in Pilger (Ed.), The Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic Ocean; Proceedings of a Symposium: Louisiana State University, Baton Rouge, La., 100-101 (Abstract).
- LEE, J., MILLER, M. M., CRIPPEN, R., HACKER, B. Y LEDESMA-VÁZQUEZ, J. (1996): "*Middle Miocene Extension In The Gulf Extensional Province, Baja California – Evidence From The Southern Sierra Juarez*". Geological Society of America Bulletin, v. 108, p. 505-525.
- LOISELLE, M. C. Y WONES, D. S. (1979): "*Characteristic And Origin Of Anorogenic Granites*". Geological Society of America, Abstracts with Programs 11, 468 p.
- LOMNITZ, C. (1982): "*Direct Evidence Of A Subducted Plate Under Southern Mexico*". Nature 296, p. 235-238.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1980): "*Geología De México*". Tomo II: 2nd Edition (Private Edition), 454 p.
- LÓPEZ-RAMOS, E. (1983): "*Geología de México*". Edición Escolar, Tomo III, 3rd. edition, 453 p.
- LOZANO-SANTA CRUZ, R., VERMA, S. P., GIRÓN, 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, vol. 1, Instituto Nacional de Geoquímica, A. C., p. 203-208.

- MAMMERICKX, J. Y KLITGORD, K. D. (1982): "*Northern East Pacific Rise: Evolution From 25 M.Y. B.P. To The Present*". Journal of Geophysical Research, vol. 87, n. B8, p. 6751-6759.
- MANIAR, P. D. Y PICCOLI, P. M. (1989): "*Tectonic Discrimination Of Granitoids.*" Geological Society of America Bulletin, 101, 635-643.
- MÁRQUEZ, A., OYARZUN, R., DOBLAS, M. Y VERMA, S. P. (1999a): "*Alkalic (Ocean-Island Basalt Type) And Calc-Alkalic Volcanism In The Mexican Volcanic Belt: A Case For Plume Related Magmatism And Propagating Rifting At An Active Margin?*". Geology 27, 51-54.
- MÁRQUEZ-D., B., ZARATE-M., J., Y SALINAS-R., L. (1976): "*Evaluación Económica Petrolera De La Serie Coahuila, NE De México*" in III Simposium de Geología del Subsuelo, Zona Noreste, PEMEX, Reynosa, p. 160-178.
- MARTÍN-BARAJAS, A. (2000): "*Volcanismo Y Extensión En La Provincia Extensional Del Golfo De California*". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 72-83.
- MARTON, G. Y BUFFLER, R. T. (1994): "*Jurassic Reconstruction Of The Gulf Of Mexico Basin*". International Geology Review, v. 36, p 545-586.
- 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's Mantle*". Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylor Symposium volume.
- MCDOWELL, F. W. Y KEIZER, R. P. (1977): "*Timing Of Mid-Tertiary Volcanism In The Sierra Madre Occidental Between Durango City And Mazatlan, Mexico*". Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479-1486.
- MCKEE, J.W., JONES, N.W., Y LONG, L.E. (1984): "*History Of Reccurrent Activity Along A Major Fault In Northeastern Mexico*". Geology, v. 12, p. 103-107.
- MCKEE, J.W., JONES, N.W., Y LONG, L.E. (1990): "*Stratigraphy And Provenance Of Strata Along The San Marcos Fault, Central Coahuila, Mexico*". G.S.A., Bull. V. 102, p. 593-614.
- MCKNIGHT, J. (1963): "*Igneous Rocks Of Sombreretillo Area, Northern Sierra De Picachos, Nuevo Leon, Mexico*". Tesis de maestría. University of Texas, Austin, 83 p. (no publicada).
- MESCHEDE, M. (1986): "*A Method Of Discriminating Between Different Types Of Mid-Ocean Ridge Basalts And Continental Tholeiites With The Nb-Zr-Y Diagram*". Chem. Geol., 56: 207-218.

- MICHALZIK, D. (1987): "*Sedimentación De Facies En Un Margen Continental Pasivo Del Triásico Al Cretácico Temprano Del Noreste De La Sierra Madre Oriental, México*". Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, 2: 27-31; Linares México.
- MOLNAR, P. Y SYKES, L. R. (1969): "*Tectonics Of The Caribbean And Middle America Regions From Focal Mechanisms And Seismicity*". Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1639-1684.
- MOORE, G., MARONE, C., CARMICHAEL, I. S. E. Y RENNE, P. (1994): "*Basaltic Volcanism And Extension Near The Intersection Of The Sierra Madre Volcanic Province And The Mexican Volcanic Belt*". Geol. Soc. Am. Bull., 106: 383-394.
- MOOSER, F. (1969): "*The Mexican Volcanic Belt: Structure And Development. Formation Of Fractures By Differential Crustal Heating*". Pan American Symp. on the Upper Mantle, II: 15-22.
- MOOSER, F. (1972): "*The Mexican Volcanic Belt - Structure And Tectonics*". Geofis. Int. 12, 55-70.
- MOOSER, F., NAIRN, A. E. M. Y NEGENDANK, J. F. W. (1974): "*Paleomagnetic Investigations Of The Tertiary And Quaternary Igneous Rocks. VIII. A Paleomagnetic And Petrologic Study Of Volcanics Of The Valley Of Mexico*". Geol. Rundsch., 63: 451-483.
- MORA-ÁLVAREZ, G. (1993): "*Relaciones Estratigráficas Y Geocronológicas Entre Las Unidades Volcánicas De La Sierra De Santa Úrsula En Sonora, Y El Magmatismo De La Región Del Golfo De California*" in Delgado-Argote, L., y Martín-Barajas, A., eds., Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Ensenada, Baja California. Unión Geofísica Mexicana, Monografía, n. 1, p. 123-147.
- MORÁN-ZENTENO, D. J. MARTINY, B., TOLSON, G., SOLÍS-PICHARDO, G., ALBA-ALDAVE, L., HERNÁNDEZ-BERNAL, M., MACÍAS-ROMO, C., MARTÍNEZ-SERRANO, R. G., SCHAAF, P. Y SILVA-ROMO, G. (2000): "*Geocronología Y Características Geoquímicas De Las Rocas Magmáticas Terciarias De La Sierra Madre Del Sur*". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIII, No. 1 pp. 27-58.
- MORÁN-ZENTENO, D. J., CORONA-CHÁVEZ, P. Y TOLSON, G. (1996): "*Uplift And Subduction Erosion In Southwestern Mexico Since The Oligocene: Pluton Geobarometry Constraints*". Earth and Planetary Science Letters, vol. 141, p. 51-65.
- MORTON, B. O., HERNÁNDEZ, A. E., LOUNEJEVA, E. Y ARMIENTA, M. A. (1997): "*Desarrollo Y Aplicación De Un Método Analítico Para La Determinación De Lantánidos En Materiales Geológicos Por ICP-MS*". Actas INAGEQ, 3, p. 259-264.
- MORTON-BERMEA O. Y ALTHERR, 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, Linares, v. 6, p.

- MORTON-BERMEA O. Y ALTHERR, R. (1991): "*Petrología De Las Rocas Alcalinas Del Complejo Intrusivo De La Sierra De Picacho (Nuevo León, México)*". Actos Fac. de Ciencias de la Tierra, Linares, v. 6, p.
- MORTON-BERMEA. O. (1995): "*Petrologie, Mineralogie Und Geochemie Des Alkali-Intrusivkomplexes Von Monclova-Candela (Mexiko)*". Doktorgrade der Universität Hamburg. 100p.
- MULLEN, E. D. (1983): "*MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discriminant For Basaltic Rocks Of Oceanic Environments And Its Implications For Petrogenesis*". Earth Planet Sci. Lett., 62: 53-62.
- NAKAMURA, N. (1974): "*Determination Of REE, Ba, Fe, Mg, Na And K In Carbonaceous And Ordinary Chondrites*". Geochim. Cosmochim. Acta, 38: 757-775.
- NELSON, D. O., NELSON, K. L., REVES, K. D., Y MATTISON, G. D. (1987): "*Geochemistry Of Tertiary Alkaline Rocks Of The Eastern Trans-Pecos Magmatic Province, Texas*". Contrib., Mineral. Petrol., 97: 72-92.
- NICK, K. (1988): "*Mineralogische, Geochemische Und Petrographische Untersuchungen In Der Sierra De San Carlos (Mexiko)*". Diss. Fak. Bio u Geowiss. Univ. Karlsruhe, 167p.
- NIXON, G. T. (1982): "*The Relationship Between Quaternary Volcanism In Central Mexico And The Seismicity And Structure Of Subducted Ocean Lithosphere*". Geol. Soc. Am. Bull., 93: 514-523.
- NOCKOLDS, S. R. Y ALLEN, R. (1956): "*The Geochemistry Of Some Igneous Rock Series – III*". Geochimica et Cosmochimica Acta 9, p. 34-77.
- OROZCO-ESQUIVEL, M. (1995): "*Zur Petrologie Des Vulkangebietes Von Palma-Sola, Mexiko. Ein Beispiel Für Den Übergang Von Anorogenem Zu Orogenem Vulkanismus*". Tesis Doctoral, Universidad de Karlsruhe, Alemania, 167 p.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., MITRE-SALAZAR, L. M., ROLDÁN-QUINTANA, J., ARANDA-GÓMEZ, J., MORÁN-ZENTENO, D., ALANIZ-ÁLVAREZ, S. A. Y NIETO-SAMANIEGO, A. F. (1992): "*Carta Geológica De La República Mexicana Escala 1:2,000,000*". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 5a. edición, 1 mapa, 1 folleto, 71 p.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1982): "*Geologic Evolution Of The Sierra Madre Oriental Between Linares, Concepción Del Oro, Saltillo And Monterrey, Mexico*". (Ph. D. Thesis): Austin, University of Texas, 217 p.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J. (1986): "*Post Paleozoic Tectonics Of Northeast Mexico And Its Role In The Evolution Of The Gulf Of Mexico*". Geofísica Internacional, v. 25, p. 157-206.

- PATERSON, S. R., VERNON, R. H. Y FOWLER, T. K. Jr. (1991): "*Aureole Tectonics*", In Kerrick, D. M. (ed): Contact metamorphism. Mineral Society America Review of Mineral, 26: 673-722 p.
- PEACOCK, M. A. (1931): "*Classification Of Igneous Rocks Series.*" Journal of Geology, 39, 54-67.
- PEARCE, J. A. (1982): "*Trace Element Characteristics Of Lavas From Destructives Plate Boundaries*" in Thorpe, R. S. (ed), Andesites. Wiley, Chichester, p. 525-548
- PEARCE, J. A. (1983): "*Role Of The Sub-Continental Lithosphere In Magma Genesis At Active Continental Margin*". In: HAWKESWORTH C. J. y NORRY, M. J. (eds.), "*Continental Basalts And Mantle Xenoliths*". Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- PEARCE, J. A. Y CANN, J. R. (1971): "*Ophiolite Origin Investigated By Discriminant Analysis Using Ti, Zr And Y*". Earth Planet. Sci. Lett., 19, 339-349.
- PEARCE, J. A. Y CANN, J. R. (1973): "*Tectonic Setting Of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Elements Analyses*". Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE, T. H., GORMAN, B. E. Y BIRKETT, T. C. (1975): "*The $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ Diagram: A Method Of Discriminating Between Oceanic And Non-Oceanic Basalts*". Earth Planet Sci. Lett., 24: 419-426.
- PEARCE, T. H., GORMAN, B. E. Y BIRKETT, T. C. (1977): "*The Relationship Between Mayor Element Chemistry And Tectonic Environment Of Basic And Intermediate Volcanic Rocks*". Earth Planet Sci. Lett., 36: 121-132.
- PEARCE, T.H., HARRIS, N.B.W. Y TINDLE, A.G. (1984): "*Trace Element Discrimination Diagrams For The Tectonic Interpretation Of Granitic Rocks*". Journal of Petrology, Volume 25, pp. 956-983.
- PECCERILLO, A. Y TAYLOR, S. R. (1976): "*Geochemistry Of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks From Kastamonu Area, Northern Turkey*". Contrib. mineral. Petrol. 58, 63-81.
- PERFIT, M. R., GUST, D. A., BENCE, A. E., ARCULUS, R. J. Y TAYLOR, S. R. (1980): "*Chemical Characteristics Of Island Arc Basalts: Implications For Mantle Sources*". Chem. Geol., 30: 227-256.
- PETRO, W. L., VOGEL, T. A. Y WILLBAND, J. T. (1979): "*Mayor-Element Chemistry Of Plutonic Rock Suites From Compresional And Extensional Plate Boundaries*". Chemical Geology 26, 217-235.
- PICHLER, H. Y WEYL, R. (1976): "*Quaternary Alkaline Volcanic Rocks In Eastern Mexico And Central America*". Münstersche Forsch, Geol, Paläontol., H38/39: 159-178.

- PINDELL, J. L. (1985): "*Alleghenian Reconstructions And Subsequent Evolution Of The Gulf Of Mexico, Bahamas, And Proto-Caribbean*". *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- PINDELL, J. L. Y DEWEY, J. F. (1982): "*Permo-Triassic Reconstruction Of Western Pangea And The Evolution Of The Gulf Of Mexico/Caribbean Region*". *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.
- PINDELL, J. L., CANDE, S. C., PITMAN, W. C., III, ROWLEY, D. B., DEWEY, J. F., LABRECQUE, J. Y HAXBY, W. (1988): "*A Plate Kinematic Framework For Models Of Caribbean Evolution*". *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- PORRAS-VÁZQUEZ, M. A. (en proceso): "*Cartografía Y Análisis Estructural Del Intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela – Monclova, Coahuila, México*". Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura (en proceso).
- POTTS, P. J. (1987): "*A Handbook Of Silicate Rock Analysis*". London: Blackie, 622 p.
- RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J. (1996): "*Zur Petrogenese Des Alkalikomplex Der Sierra De Tamaulipas, NE México*". Tesis Doctoral, Facultad de Geociencias, Univ. De Freiburg, 137 p.
- RAMÍREZ-RAMÍREZ, C. (1984): "*Pre-Mesozoic Geology Of The Huizachal-Peregrina Anticlinorium, And Adjacent Parts Of Eastern Mexico*". Ph. D. Dissertation, The University of Texas at Austin (in preparation).
- ROBIN, C. (1974): "*Premières Donnès Sur Les Sèries Magmatiques Alcalines De La Sierra De Tamaulipas (Est Mexicain)*". *C. R. Acad. Sci.*, 279, p. 1741-1744.
- ROBIN, C. (1976b): "*El Vulcanismo De Las Planicies De La Huasteca (Este De México). Datos Petrográficos Y Geoquímicos*". *Bol. Inst. Geol. UNAM*, 96: 54-96.
- ROBIN, C. (1982): "*Relations Volcanologie-Magnetologie-Geodynamique: Application Au Passage Entre Volcanisms Alcalin Et Andesitique Dans Le Sud Mexicain. (Axe Trans-Mexican Et Prvince Alcaline Orientale)*". *Ann. Sci. De I Univ. Clermont-Ferrand II*, 70: 503 p.
- ROBIN, C. (1982a): "*Relations Volcanogie-Magmatologie-Geodynamique: Application Au Passages Entre Volcanismes Alcalain Et Andesitique Dans La Sud Mexicain (Axe Trans-Mexicain Et Province Alcaline Orientale)*". *Annal. Sci. l'Univ. Clermont Ferrand II*, 30. 503 p.
- ROBIN, C. (1982b): México. In: R. S. THORPE (ed.): "*Andesites. Orogenic Andesites And Related Rocks*". John Wiley, p. 137-147.
- ROLLINSON, H. R. (1993): "*Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*". Longman Scientific & Technical, Wiley, New York, 352 p.

ROSALES-HOZ, L., SANTIAGO-PÉREZ, S. Y LOZANO-SANTA CRUZ, R. (1995): "*Modifications To A Glass Disk Fusion Method For X – Ray Fluorescence Analysis Of Geological Material*". Geostand. Newslett. (sometido).

ROSS, M. L. (1986): "*K, Rb, Ba, REE And Sr Isotope Geochemistry Of Alkalic Rocks From The Trans-Pecos Magmatic Province, Texas: Evidence For Multiple Source Regions*". GSA. Abstracts: 734 p.

RUDNICK, R. L. Y CAMERON, K. L. (1991): "*Age Diversity Of The Deep Crust In Northern Mexico*". Geology, v. 19, p. 1197-1200.

RUIZ, J., PATCHETT, P. J. Y ARCULUS, R. J. (1988): "*Nd-Sr Isotope Composition Of The Lower Crustal Xenoliths – Evidence For The Origin Of Mid-Tertiary Felsic Volcanics In Mexico*". Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 99, p. 36-42.

RUIZ, R. (1975): "*Reconocimiento Geológico Del Área Comprendida Entre Los Paralelos 23° 15' – 23° 00' Y Meridianos 105° 20' – 106° 40' Del Estado De Sinaloa*". Tesis Profesional, UNAM.

SALVADOR, A., Y GREEN, A. (1980): "*Opening Of The Caribbean Tethys (Origin And Development Of The Caribbean And The Gulf Of Mexico)*". Géologie des chaines alpines issues de la Téthys: J. Aubouin. et. Al., Coordinators. E.r. Bur. Rech. Geol. Min., Mem. 115. 224-229.

SAWLAN, M. G. Y SMITH, J. G. (1984): "*Petrologic Characteristics, Age And Tectonic Setting Of Neogene Volcanic Rocks In Northern Baja California Sur, Mexico*" in Frizell, A.V., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 237-251.

SCHAAF, P. (1990): "*Isotopengeochemische Untersuchungen An Granitoiden Gesteinen Eines Aktiven Kontinentalrandes. Alter Und Herkunft Der Tiefengesteinskomplexe An Der Pazifikküste Mexikos Zwischen Puerto Vallarta Und Acapulco*". München , Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität. Tesis de Doctorado, 202 p.

SCHAAF, P., MORÁN-ZENTENO, D., HERNÁNDEZ-BERNAL, M. S., SOLÍS PICHARDO, G., TOLSON, G. Y KÖHLER, H. (1995): "*Paleogene Continental Margine Truncation In Southwestern Mexico: Geochronological Evidence*". Tectonics, vol. 14, p. 1339-1350.

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. de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares, 4: 99-123.

SEWELL, C.R. (1968): "*The Candela And Monclova Belts Of Igneous Intrusions- A Petrographic Province In Nuevo León And Coahuila Mexico*" (abstr.) Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 273p.

- SHAND, S. J. (1943): *"The Eruptive Rocks"*. 2nd edn. New York: John Wiley, 444 pp.
- SHERVAIS, J. W. (1982): *"Ti - V Plots And The Petrogenesis Of Modern And Ophiolitic Lavas"*. Earth Planet Sci. Lett., 59: 101-118.
- SHURBET, D. H. Y CEBULL, S. E. (1984): *"Tectonic Interpretation Of The Trans-Mexican Volcanic Belt"*. Tectonophysics, 101: 159-165.
- SINGH, S. K., SUÁREZ, G. Y DOMÍNGUEZ, T. (1985): *"The Oaxaca, Mexico Earthquake Of 1931: Lithospheric Normal Faulting In The Subducted Cocos Plate"*. Nature, 317: 56-58.
- STOCK, J. M. Y HODGES, K. V. (1989): *"Pre-Pliocene Extension Around The Gulf Of California And The Transfer Of Baja California To The Pacific Plate"*. Tectonics, v. 8, p. 99-115.
- STOCK, J. M., MARTÍN-BARAJAS, A. Y TÉLLEZ-DUARTE, M. (1996): *"Early Rift Sedimentation And Structure Along The NE Margin Of Baja California"* in Abbott, P., and Cooper, J., eds., American Association of Petroleum Geologists, Field Conference Guide. Pacific Section SEOM, v. 80, p. 337-372.
- STRECKEISEN, A. L. (1976): *"To Each Plutonic Rock Its Proper Name"*. Earth and Science Reviews, Volume 12, pp. 1-33.
- SUN, S. S. (1980): *"Lead Isotopic Study Of Young Volcanic Rocks From Mid-Ocean Ridges, Ocean Islands And Island Arcs"*. Phil. Trans. R. Soc., A297, p. 409-445.
- TERRAZAS-CALDERÓN, G. (en proceso): *"Cartografía, Petrografía Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México"*. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura (en proceso).
- THOMPSON Y BANKSTONE (1970): *"Samplings Contamination"*. Appl. Spectrosc., 24, 210-219.
- THOMPSON, R. N. (1982): *"British Tertiary Volcanic Province"*. Scott. Sour. Geol., 18, 49-107.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L. Y PARRY, S. J. (1984): *"An Assessment Of The Relative Roles Of Crust And Mantle In Magma Genesis: An Elemental Approach"*. Phil. Trans. R. Soc., A310, 549-590.
- THOMPSON, T. (1972): *"Sierra Blanca Igneous Complex, New Mexico"*. GSA Bull., vol. 83, p. 2341-2356.
- THORPE, R. S. (1977): *"Tectonic Significance Of Alkaline Volcanism In Eastern Mexico"*. Tectonophysics 40: T19-T26.

TOVAR-CORTÉS, J. A. (en proceso): "*Geología Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro Marcelinos, Porción Occidental del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana*". Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura (en proceso).

UMHOFER, P. J. Y DORSEY, J. R. (1997): "*Translation Of Terranes – Lessons From Central Baja California, Mexico*". *Geology*, v. 25, p. 1007-1010.

VALDÉZ-REYES, M. A. (en proceso): "*Petrografía Y Geoquímica Del Intrusivo Cerro Providencia, Margen Este Del Cinturón Candela Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana*". Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura (en proceso).

VERMA, S. P. (1997): "*Sixteen Statistical Test For Outlier Detection And Rejection In Evaluation Of International Geochemical Reference Materials: Example Of Microgabbro PM-S*". *Geostand. Newslett. J. Geostand. Geoanal.*, 21: 59-75.

VERMA, S. P. Y AGUILAR-Y-VARGAS, V. H. (1988): "*Bulk Chemical Composition Of Magmas In The Mexican Volcanic Belt And Inapplicability Of Generalized Arc Models*". *Chem. Erde.*, 48: 203-221

VERMA, S. P., LOZANO-SANTA CRUZ, R., GIRÓN-GARCÍA, P. Y VELASCO, F. (1996): "*Calibración Preliminar De Fluorescencia De Rayos – X Para Análisis Cuantitativo De Elementos Traza En Rocas Ígneas*". *Actas INAGEQ 2*, Instituto Nacional de Geoquímica, A. C., México, p. 237-242.

VIERA-DECIDA, F. (1998): "*Delimitación, Petrografía Y Geoquímica De Los Cuerpos Intrusivos Del Rancho El Salvador, Sierra De Tamaulipas*". Tesis de Licenciatura. Univ. Autónoma de Nuevo León, 96 p.

WASHINGTON, H. S. (1917): "*Chemical Analyses of Igneous Rocks*". Washington.

WILSON, B. M. (1989): "*Igneous Petrogenesis*". London: Chapman & Hall, 466 p.

WILSON, J. L. (1990): "*Basement Structural Controls On Mesozoic Carbonate Facies In Northeastern Mexico*"-A review in Tucker, M., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. F., eds., Carbonate platforms, facies, sequences and evolution. International Association of Sedimentologists, Special Publication 9, p. 235-255.

WILSON, M. Y DAVIDSON, J. P. (1984): "*The Relative Roles Of Crust And Upper Mantle In The Generation Of Oceanic Island Arc Magmas*". *Phli. Trans. R. Soc. Lond.*, A310: 661-674.

WOOD, D. A., JORON, J. L., TREUIL, M., NORRY, M. Y TARNEY, J. (1979): "*Elemental And Sr Isotope Variations In Basic Lavas From Iceland And The Surrounding Ocean Floor*". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339.

ZEN, E. (1988): "*Phase Relations Of Peraluminous Granitic Rocks And Their Petrogenetic Implications*". Annual Review of Earth and Planetary Sciences 16, p. 21-52

A N E X O S



"EL ANGEL"

Empastado y Encuadernado de
Libros Tes, c.
Ave Alamo 94 C P. Pvilleón
Linar N.L. T 1 2 0-69

