



03060

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGIA
ESTACIÓN REGIONAL DEL NOROESTE**

**“LA CUENCA DE EMPALME SONORA:
PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS ÍGNEAS
NEÓGENAS Y SU ANÁLISIS ESTRUCTURAL”**

T E S I S

que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

Presenta

PEDRO PABLO VARGAS NAVARRO

2005

m.346616



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Para la elaboración de este trabajo de tesis quisiera agradecer a mi asesor, el Dr. Jaime Roldán-Quintana por todas sus buenas sugerencias, paciencia, amistad y su gran disposición para ayudar. Además agradezco al Conacyt por haberme dado una beca-credito por un año. En la corrección de este escrito, tuvieron un papel importante el Dr. Martín Valencia, quien me dio buenas sugerencias. También quiero agradecer a los sinodales invitados, el Dr. Lucas Ochoa (UNISON) y el Dr. José Luis Rodríguez, ya que me hicieron sugerencias y correcciones muy importantes.

Le doy gracias al personal de la UNAM (ERNO) por brindarme la oportunidad de utilizar sus instalaciones, en lo personal quiero agradecerle al Dr. Juan Carlos García y Barragán por haberme asesorado en el buen uso del laboratorio de petrografía, también quiero dar las gracias al Quím. Pablo Peñaflor, por ayudarme en la preparación de las muestras para geoquímica. Y a Rosa Maria Contreras por ayudarme de muy buena manera en la recopilación de la bibliografía

Por otra parte, quiero agradecer a la Compañía Servicios Industriales Peñoles S.A. de C.V. especialmente al Ing. Benito Noguez y a los ingenieros Eduardo Salvatierra y Carlos Díaz de León, por brindarme la oportunidad de laborar como becario de la empresa.

De igual forma me gustaría mencionar algunos compañeros, que con su amistad y compañerismo me apoyaron en los momentos difíciles y agradables de este trabajo entre ellos esta Aristeo Nuñez, Oscar Romero, Pedro Herrera, y a Jesús Vidal.

Dedicatoria

Este trabajo se lo dedico a mi familia (Roberto, Belia, Jesús Roberto, Claudia, Marcia y Hugo), que siempre me han apoyado en las buenas y en las malas. En especial quiero dedicar este trabajo a mi madre que desde el cielo me dio fuerza para salir adelante.

También quiero dedicar este trabajo mi novia Velia, que con su amor y comprensión ha sido mi inspiración para salir adelante.

CONTENIDO

RESUMEN

I.-INTRODUCCION.....	1
Trabajos previos.....	2
Objetivos.....	4
Localización del área de estudio.....	5
Fisiografía y geomorfología.....	7
Metodología.....	7
Marco Geológico Regional.....	9
II.- MARCO TECTÓNICO.....	13
Orogenia Larámide.....	13
Deformación Sierras y Cuencas	14
Vulcanismo del Neógeno.....	16
Apertura del Golfo de California.....	19
III.-GEOLOGIA LOCAL.....	23
Granodiorita Laramídica.....	26
Vulcanismo Neógeno.....	28
IV.-GEOQUÍMICA.....	54
Preparación de muestras.....	56
Metodología analítica.....	57
Granófiro.....	58
Elementos mayores.....	58
Elementos traza.....	63

Vulcanismo Neógeno.....	68
Elementos mayores.....	68
Elementos traza.....	71
Tierras raras.....	72
V.-GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	75
Fallas a rumbo.....	75
Fallas normales.....	79
Lineamientos.....	86
VI.- DISCUSION.....	90
VII.- CONCLUSIONES.....	93
BIBLIOGRAFÍA.....	95

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS

- Figura 1.-** Mapa de localización del área de estudio, en la costa sur de Sonora México, donde se muestran algunas de las localidades mencionadas en el texto..... 6
- Figura 2.-** Mapa de Sonora, mostrando la distribución de afloramientos de rocas ígneas asociadas al evento laramídico. Las rocas intrusivas, en color gris; y las rocas volcánicas en color negro (Formación Tarahumara), aquí también se incluyen las rocas de la Formación El Tuli..... 15
- Figura 3.-** Mapa del noroeste de México y sur de los Estados Unidos, mostrando la distribución de las provincias extensionales del Cenozoico Tardío. También se muestra la Sierra Madre Occidental y el cinturón volcánico Trans-Mexicano. Modificado de Stock y Hodges, 1989; Henry, 1989; Henry y Aranda, 1992 Mora-Álvarez, 1992 y Roldán-Quintana et al., 2004..... 17
- Figura 4.-** Mapa de la región noroeste de México, donde se muestra la distribución del vulcanismo ocurrido del Mioceno Tardío al presente. (Modificada de Sawlan, 1991, Paz-Moreno y Demant, 1999, Martín-Barajas, 2000 y Benoit et al. 2002 20
- Figura 5.-** Mapa geológico del área de estudio..... 24
- Figura 6.-** Columnas estratigráficas de la parte oriental de la Sierra Santa Úrsula, Cuenca de Empalme y de la parte occidental de la Sierra del Bacatete..... 25
- Figura 7a .-**Fotografías tomadas al norte del Rancho los Pilares, donde se muestran afloramientos de lavas andesitas-basálticas que muestran espesores de hasta 30 m, con un rumbo de 55°NW y echados de 5° al NE..... 29
- Figura 7b.-** Acercamiento de las lavas de andesita-basáltica, donde se muestra los fenocristales de plagioclasa y la matriz fina, observándose una textura porfídica más bien conocida como “turkey track”..... 29
- Figura 8a.-** Fotomicrografía de la lava andesita-basáltica, donde se muestra un fenocristal de plagioclasa envuelto en una matriz fina, también se observa que los cristales de plagioclasa presentan impurezas de vidrio volcánico en sus superficies. Plagioclasa (P), hornblenda (Hb), vidrio (Vi)..... 31
- Figura 8b.-** La fotomicrografía muestra un acercamiento de la matriz, en donde

se observan pequeños cristales de plagioclasa, hornblenda y vidrio volcánico, también es evidente la forma prismática de los cristales de hornblenda. Plagioclasa (P), hornblenda (Hb), vidrio (Vi).....	31
Figura 9.- Fotografía tomada al oeste del Cerro el Papalote, donde se muestra un afloramiento de lavas félsicas que por su alta densidad forma estructuras del tipo dómico.....	33
Figura 10.- Fotomicrografía de la toba riolítica, donde se observa una textura porfídica y una mineralogía esencial que consiste de cuarzo (C), feldespato potásico (FK), plagioclasa (P), biotita (B), hornblenda (Hb), y vidrio (Vi).	34
Figura 11.- Fotomicrografía del derrame de vitrofito riolítico, el cual muestra una textura perlítica. La mineralogía que muestra es de fenocristales de plagioclasa (P), vidrio (Vi), piroxeno (Px), y biotita (B).....	36
Figura 12a.- Fotografías tomadas en el Rancho la Esperanza. Vista panorámica de las lavas dacíticas, donde se muestra los gruesos espesores. Tomada desde el este.....	38
Figura 12b.- Acercamiento de las lavas en donde se aprecia bandeamiento debido a las juntas de enfriamiento	38
Figura 13a.- Fotomicrografía de una dacita, donde se observa una textura porfídica, también se muestra como algunas plagioclasas muestran una textura en criba. La mineralogía que muestra esta roca es de feldespato potásico (FK), plagioclasa (P), cuarzo (C), y como ferromagnesianos piroxeno (Px) y biotita (B). En ciertos cristales se puede apreciar vidrio (Vi).....	40
Figura 13b.- Fotomicrografía de una dacita, donde se puede observar una gran cantidad de esferulíticas, siendo esto una característica muy común en estas lavas..	40
Figura 14a.- Fotografías de granófiros ubicados en el Rancho la Esperanza. Dique de granófiro, esta morfología es común para la mayoría de estos afloramientos. Tomada de N a S.....	42
Figura 14b.- Acercamiento del granófiro, donde se puede observar la textura miariolotica, con una gran cantidad de huecos, producto de la gran abundancia de gases y fluidos que tenía al ser emplazado.....	42
Figura 15.- Diagrama QAP (Streckeisen, 1976), que muestra los diferentes cam-	

pos de rocas intrusivas. La distribución de las rocas granófiricas de la Cuenca de Empalme, muestra una clara tendencia hacia monzo-granitos. Q=cuarzo, A=feldespatos alcalinos, P=plagioclasa.....	44
Figura 16.- Fotomicrografía de un granófiro de la Sierra del Bacatete, donde se muestra que la mineralogía esencial con cuarzo (C) y feldespato potásico (FK). En esta lamina se observa como el cuarzo esta relleno de huecos y formando cristales un poco alargados y radiales con formas poco comunes.....	45
Figura 17a.- Fotomicrografía del granófiro, la cual presenta cristales de cuarzo (C) como relleno, feldespato potásico (FK), y la Biotita (B) es el principal ferromagnesiano el cual se observa en cantidades moderadas.....	46
Figura 17b.- Fotomicrografía del granófiro, la que muestra la típica textura micrográfica, donde se observa el intercrecimiento de cuarzo en el feldespato.....	46
Figura 18.- Acercamiento de la brecha volcánica, observándose los fragmentos de roca regularmente angulosos y con una fuerte silificación.....	47
Figura 19a.- Afloramientos de las tobas del Mioceno Tardío y basaltos toleíticos, al norte de Empalme donde se observan intercaladas.....	49
Figura 19b.- Vista panorámica de estas unidades al norte de Empalme, donde se muestra que las tobas y conglomerados presentan espesores de hasta 60 m.....	49
Figura 20a.- Afloramiento de basaltos NW del Rancho la Esperanza, donde se muestra un derrame de basalto que esta discordantemente sobre el granófiro. La línea representa el contacto entre estas dos unidades. Tomada de S a N.....	51
Figura 20b.- Afloramientos de basaltos toleíticos en la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula, donde se observa la morfología típica en mesetas. Tomada de E a O.....	51
Figura 21a.- Fotomicrografía del basalto, el cual muestra su textura intergranular y su principal mineralogía consiste de olivino (Ol), plagioclasa (P) y piroxenos (Px).....	53
Figura 21b.- Fotomicrografía tomada a luz natural, en donde se muestra la diferencia entre los piroxenos y el olivino, ya que el olivino se muestra en cristales alterados a idingsita (Id) en sus bordes.....	53
Figura 22.- Mapa de localización de muestras para petrografía y geoquímica. Los	

círculos oscuros indican muestras para geoquímica y petrografía, y los círculos claros son solo para petrografía.....	55
Figura 23.- Diagrama de variación de los elementos mayores contra sílice, para los granófiros (círculos), rocas riolíticas del Mioceno Medio (cuadros) y las lavas dacíticas (triángulos).....	60
Figura 24.- Diagrama composicional álcalis contra sílice tomado de Cox (1989), en donde se muestra que los granófiros y las rocas volcánicas del norte de Empalme presentan una composición riolítica, así como 2 dacitas y un basalto. P-N: fono-nefelina, P-T:Fono-trefita, B+T: tefrita + basanita, B-A: andesita basáltica.....	61
Figura 25.- Diagrama K_2O-SiO_2 tomado de LeMaitre (1989), donde se muestra el alto contenido de potasio en los granófiros.....	61
Figura 26.- Diagrama de álcalis contra sílice propuesto por Irving y Baragar (1971), donde se muestra que las rocas félsicas de la porción oeste de la Cuenca de Empalme caen dentro de una afinidad subalcalina. El área sombreada corresponde a los granófiros estudiados por Roldán-Quintana (2002).....	62
Figura 27.- Diagrama de Irving y Baragar (1971), donde se muestra la afinidad calciocalina de las rocas félsicas de la porción oeste de la Cuenca de Empalme. El área sombreada corresponde granófiros estudiados por Roldán-Quintana (2002), los diamantes claros son basaltos de Roldán-Quintana (2004), mientras que el área rallada corresponde a basaltos estudiados por Paz-Moreno (1992)	62
Figura 28.- Diagrama de ANK contra ACNK para rocas graníticas propuesto por Maniar y Piccoli (1989), en el cual se observa que las rocas graníticas neógenas (granófiros) se encuentran mayormente en el campo peraluminoso. Además caen en el campo de granitos de arco volcánico continental (CAG). A/CNK: proporción molar de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, A/NK: proporción molar de $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$. El espectro del batolito costero tomado de Vargas-Navarro (2002).....	64
Figura 29.- Diagrama de variación de elementos traza contra sílice, donde se observan granófiros (círculos), rocas riolíticas (cuadros) y dacitas (triángulos) del Mioceno Medio.....	65
Figura 30.- Diagrama Sr-Rb, en el cual se muestra un espectro de intrusivos lara-	

mídicos y por otro lado los intrusivos neógenos de la Cuenca de Emplame. Las muestras de rocas laramídicas (espectro gris) y los granófiros (espectro rallado) se obtuvieron de Roldán-Quintana, mientras los círculos son de los granófiros analizados en este trabajo.....	66
Figuras 31a y 31b. -Diagramas de discriminación para ambientes tectónicos de rocas graníticas basado en las relaciones de Nb-Y y Rb-Y+Nb, propuesta por Pearce (GAV=granitos de arco volcánico; GOR= granitos orogenicos; GIN= granitos intraplaca; GAV+G-SinC.=granitos de arco volcánico más granitos sincollisionales). Los espectros de color gris son de los granófiros estudiados por Roldán-Quintana (2002).)	67
Figura 32. - Diagrama K_2O-SiO_2 tomado de LeMaitre (1971). Donde se observa el comportamiento de estos elementos en las rocas volcánicas asociadas a la Cuenca de Empalme. Misma simbología que las otras figuras, además aquí se incluyen muestras de Roldán-Quintana (2004) (diamantes) y Mora-Álvarez (2000) (círculos).....	70
Figura 33. - Diagrama ternario de $Zr/4-Nb*2-Y$ tomado de Meschede (1986). En esta gráfica se puede ver como el basalto analizado en este estudio cae en el campo C. (AI: basaltos alcalinos intraplaca, AII: toleítico intraplaca, B: basaltos de cordillera medio oceánica MORB, C: toleítico intraplaca y basaltos de arco volcánico VAB, D: MORB y VAB). Las áreas sombreadas y ralladas son de basaltos tomados de Sawlan (1991), mientras que los diamantes claros son tomados de Roldán-Quintana (2004).....	71
Figura 34. -Diagrama de tierras raras, para muestras de las rocas ígneas de la Sierra del Bacatete.....	74
Figura 35. -Diagrama de multi-elementos normalizado, para muestras de las rocas ígneas de la Sierra del Bacatete.....	74
Figura 36. - Imagen de satélite de la Cuenca de Empalme tomada del ARIA, donde se muestran las principales fallas y lineamientos del área de estudio.....	76
Figura 37. - Fotografías de las fallas en el arroyo los Pilares en la Sierra del Bacatete. En la foto se muestra una falla con movimiento lateral derecho que es cortada por una falla normal más reciente.....	77

Figura 38a.- Fotografía tomada en el Cerro el Papalote, donde se muestra una falla a rumbo con un movimiento lateral derecho.....	78
Figura 38b.- En esta imagen tomada en el mismo plano que la fotografía de arriba se muestra sobrecrecimiento posterior de estrías, el cual representa un fallamiento normal. Fotos tomadas E-O.....	78
Figura 39.- Modelo esquemático que muestra la evolución cinemática en dos etapas de la Cuenca de Empalme. a) primera etapa con σ_1 horizontal y de orientación NE-SO y σ_2 , vertical durante la cual se generan fallas N-S con desplazamiento lateral derecho. b) segunda etapa caracterizada por la inversión de σ_1 y σ_2 que provoca la reactivación de las fallas a rumbo previas en fallas normales. Este esquema contempla dos etapas asociadas a la apertura del golfo de California en esta región, pero no incluyen la posibilidad que las fallas N-S que limitan la Cuenca de Empalme sean a su vez fallas normales asociadas a la fase previa de Basin and Range y reactivadas al inicio de la apertura del Golfo de California.....	80
Figura 40.- Diagrama de rosas, en el cual se muestra los rumbos principales de las fallas que se midieron tanto en la Sierra Santa Úrsula como en la Sierra del Bacatete. En este diagrama se muestra que los principales rumbos de las fallas son N-S, y menor proporción NW y NE.....	81
Figura 41.- Diagrama de rosas de las fallas y lineamientos que afectan exclusivamente a los basaltos, en donde se observa que este fallamiento es principalmente hacia el NNE, aunque hay algunas fallas con un rumbo NW. Estos se tomaron tanto en la Sierra Santa Úrsula como en la Sierra del Bacatete.....	81
Figura 42.- Estereograma de los planos de falla medidas en la Sierra Santa Úrsula, donde se muestra que este fallamiento varía del NNW al N y la mayor parte de las fallas se encuentran buzando al este, hacia la Cuenca de Empalme.....	82
Figura 43.- Estereograma de los planos de falla medidas en la Sierra del Bacatete, muestra que el fallamiento presenta un rumbo NE y se encuentran buzando hacia la Cuenca de Empalme.....	82
Figura 44.- Secciones A-A' y B-B'.....	83
Figura 45.- Secciones C-C' y D-D'.....	84

Figura 46.- Secciones E-E' y F-F'	85
Figura 47a.- Fotografía de una lava dacítica brechada, la cual se encuentra asociada a una falla normal, ubicada al oeste del relleno sanitario.....	87
Figura 47b.- Microfotografía de una brecha, en donde se muestra como los fluidos las zonas más finamente pulverizadas.....	87
Figura 48.- Diagrama de Rosas de los lineamientos estructurales de la porción este de la Sierra Santa Úrsula. En este diagrama se muestra como los principales lineamientos presentan una tendencia NE aunque también cierta tendencia hacia el norte y el noroeste.....	89
Figura 49.- Diagrama de Rosas de los lineamientos estructurales de la porción oeste de la Sierra del Bacatete. En este diagrama se muestra como los principales lineamientos presentan tendencias hacia el norte, noroeste y noreste. Sin embargo la tendencia principal es hacia el noroeste.....	89

TABLAS

Tabla I. Clasificación modal de las rocas granofíricas de la Cuenca de Empalme...	44
Tabla II. Localización de muestras para geoquímica.....	57
Tabla III. Elementos mayores, composición normativa (CIPW) y elementos traza de las rocas granofíricas de las Sierras Santa Úrsula y de la Sierra del Bacatete.....	59
Tabla IV. Elementos mayores, composición normativa (CIPW) y elementos traza de las rocas volcánicas de las sierras de Santa Úrsula y del Bacatete.....	69
Tabla V. Tierras raras y algunos elementos traza (ppm) para rocas de la Sierra del Bacatete.....	73

RESUMEN

La Cuenca de Empalme se localiza en la porción costera central del Estado de Sonora, se formó durante el Mioceno Tardío y esta asociada a una etapa inicial de la apertura del Golfo de California. Está limitada al oeste por la Sierra Santa Úrsula y al este por la Sierra del Bacatete. En ambas sierras se observó que el fallamiento más antiguo corresponde a fallas a rumbo con desplazamiento derecho; a éste se le superpone un fallamiento normal más reciente. Las fallas presentan rumbos que varían entre NW, N y NE, siendo las estructuras N-S las predominantes, y las que coinciden con el rumbo general de la cuenca. La mayoría de las fallas buzcan hacia la cuenca. La estructura se considera asociada a la extensión relacionada al Protogolfo, ya que el estilo y los rumbos de las fallas así lo indican. La estratigrafía del bloque hundido de la cuenca se define en base en los datos estratigráficos de las sierras adyacentes y en algunos datos del subsuelo de pozos perforados en la porción sur de la cuenca. La presencia de basaltos en el subsuelo, se ha interpretado con datos de magnetometría aérea.

La mayor parte de las rocas volcánicas neógenas de esta región se caracterizan por una composición calcialcalina lo que se relaciona con la última etapa de subducción de la placa Farallón abajo de la placa Norteamericana. Incluyen riolitas, dacitas, andesitas y basaltos con edades entre 11.4 y 23 Ma. Parte de la secuencia volcánica está cortada por un intrusivo granofírico de 14.4 Ma, el cual presenta una composición calcialcalina. Sin embargo, los granofiros, y las lavas dacíticas más jóvenes (11.4-12.3 Ma) presentan composiciones de elementos traza y tierras raras que indican una relación con una etapa de transición tectónica entre la última etapa de subducción y una etapa de extensión asociada al inicio de la apertura del Golfo de California. En los diagramas de discriminación tectónica, los granofiros muestran una clara tendencia hacia los granitos intraplaca, mientras que en los diagramas de tierras raras, los granofiros y las dacitas muestran patrones ligeramente enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE) y empobrecidas en tierras raras pesadas con una relación $(La/Lu)_{cn} = 5.87-6.19$, y una anomalía negativa de europio ($Eu^*/Eu = 0.45-0.48$), lo cual sugiere una fuente con plagioclasa y granate. Los basaltos toleíticos fechados entre 8.5 y 10.3 Ma son las rocas volcánicas más jóvenes y sugieren una relación genética más directa con la extensión del Mioceno Tardío (Protogolfo).

ABSTRACT

The Basin of Empalme is located in the central coast of the State of Sonora, was formed during the Late Miocene and is associated to an initial stage of the opening of the Gulf of California. It is limited to the west by the Sierra Santa Úrsula and to the east with the Sierra del Bacatete. In both mountains was observed that the oldest faulting corresponds to a lateral right displacement; overprinting this, a more recent normal faulting exist. The faults present directions that vary between NW, N and NE, the dominant structures are N-S, which coincide with the general direction of the basin. Most of the faults dip toward the basin. This structure is considered here associated to the extension related to the Protogulf, mainly because the age of faulting. The stratigraphy of the sunken block of the basin was defined using the data of the adjacent mountains and with some information of the underground in the southern portion of the basin from drilled wells. The presence of basalts within the basin has been interpreted using aeromagnetic.

Most of the neogene volcanic rocks of this region are characterized by their calcalkaline composition and their relationship with the last stage of subduction of the Farrallon plate under the North American plate. They include riolites, dacites, andesites and basalts with ages between 11.4 and 23 Ma. The volcanic sequence is partly intruded by a granophyre dated 14.4 Ma, which presents a calcalkaline composition. However, the granophyres, and the younger dacitic lavas (11.4-12.3 Ma) present compositions of trace elements and rare earth that indicates a relationship with a stage of tectonic transition between the last subduction stage and an extension stage associated to the beginning of the opening of the Gulf of California. In the diagrams of tectonic discrimination, the granophyres shows a clear tendency toward the interplate granites, while in the diagrams of rare earth elements, the granophyres and the dacites patterns show lightly enriched in slight rare earth elements (LREE) and depleted in heavy earth rare with a relationship $(La/Lu)_{cn} = 5.87-6.19$, and a negative anomaly of europium ($Eu^*/Eu = 0.45-0.48$), suggesting a source with plagioclase and garnet. The tholeiitic basalts dated between 8.5 and 10.3 Ma are the youngest volcanic rocks suggesting a more direct genetic relationship with the extension of the Late Miocene (Protogulf).

I.- INTRODUCCIÓN

Durante el Cenozoico el noroeste de México fue afectado por deformaciones extensionales principalmente, formando estructuras y rocas relacionadas. Desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Medio se generaron rocas ígneas de arco volcánico, asociadas al arco Laramídico, Grupo Inferior de la Sierra Madre Occidental y posteriormente al arco Circum-golfo, las fases extensivas dieron lugar a rocas ígneas, rocas clásticas y rocas metamórficas (complejos de núcleo metamórfico), estas últimas en menor proporción que las ígneas y sedimentarias (Grijalva y Roldán-Quintana, 1998). Una etapa de arco volcánico se inició en el Oligoceno y terminó en el Mioceno Tardío (12.5 Ma) en la parte sur de Baja California (Sawlan, 1991). Para este periodo también ya se había iniciado la extensión relacionada a la Provincia de Sierras y Cuencas. Esto nos indica que esta época ya se estaba dando una importante transición tectónica entre etapas de compresión y extensión en esta región de México.

Desde el cese de la subducción en el Mioceno Tardío hasta el presente, la tectónica continuó como una etapa exclusivamente extensiva donde localmente se presenta un régimen transtensivo, asociado a la apertura del Golfo de California. Esta extensión neógena a su vez se divide en fases tectónicas. La primera fase se relaciona a la formación de las primeras cuencas (antes de la formación del Golfo) y se conoce hipotéticamente como el Protogolfo (Karig y Jansky, 1972), el cual se caracterizó por ser una zona de extensión que generó los primeros movimientos oblicuos entre las placas Norteamericana y Pacífico (Henry y Aranda, 2000), y según varios autores ocurrió entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (5-12 Ma, Stock y Hodges, 1989), la segunda fase es la apertura del Golfo de California el cual inició en el Plioceno (5.3 Ma) y cuyo proceso se observa en la actualidad. En la costa central de Sonora, particularmente al norte y noreste de la ciudad de Empalme, se tiene una zona de gran interés geológico pues aquí hay registro de algunos de los eventos tectónicos ya mencionados. Desde la subducción que generó el arco larámico y el magmatismo del arco Circum-golfo, hasta los eventos extensivos más recientes, a la fecha en Sonora los estudios relacionados a los eventos de arco volcánico han sido relativamente bien documentados (McDowell et al., 1997; Roldán-Quintana, 2002; Valencia-Moreno et al., 2001), sin embargo son muy pocos los estudios geológicos y estructurales para caracterizar las extensiones que afectaron la franja costera de Sonora, ya

que la gran parte de los estudios relacionados a la formación del Protogolfo y a la apertura del Golfo de California se han hecho en la costa oriental de la Península de Baja California (Moore y Curray, 1982; Dokka y Merrian, 1982; Stock y Hodges, 1989; Stock y Hodges, 1990; Umhoefer et al., 1994; Martín-Barajas, et al., 1995; Nagy, 2000; Lee et al., 1996).

En la porción costera sur de Sonora, en particular el Cuenca de Empalme presenta una morfología típica de una fosa y pilar (Roldán-Quintana, 2002; Roldán-Quintana et al., 2004), la cual puede tener una relación muy estrecha en tiempo y estilo con la extensión del Protogolfo, que a su vez ha sido mejor documentada en la Península de Baja California. En el presente estudio se caracterizara las estructuras como fallas y lineamientos que se encuentran en los bordes de los pilares estructurales (el flanco este de la Sierra Santa Úrsula y el flanco oeste de la Sierra del Bacatete) (Fig. 1). También se determinara la edad y el estilo de estas estructuras. Esto con el objeto de caracterizar la etapa extensiva en la cual se formó esta Cuenca de Empalme. Otro aspecto de importancia será el estudio de la petrogénesis de las rocas ígneas neógenas, que servirá para tratar de entender mejor la relación entre el magmatismo y la tectónica extensional que prevalece desde el Mioceno.

Trabajos previos

El área ha sido objeto de varios trabajos geológicos, geofísicos y geohidrológicos. Los trabajos geológicos publicados en su mayoría se han hecho en la porción occidental de la Cuenca de Empalme, mientras que para la porción oriental en la Sierra del Bacatete los estudios hasta el momento han sido muy escasos.

La margen occidental de la cuenca (Sierra Santa Úrsula) ha sido objeto de varios estudios, entre los cuales se puede mencionar un estudio estratigráfico de las rocas ígneas que elaboró Mora-Álvarez (1992, 1993) quien describe de forma general la petrogénesis y cronoestratigrafía de las rocas volcánicas neógenas, a la que se les asigna un rango de edad de 23 a 8.5 Ma. Además, hace una descripción de las estructuras sobre la base de un estudio de fotointerpretación en el cual interpreta los lineamientos como fallas normales con rumbos generales que van desde el NW, N y NE.

Mora-Álvarez y McDowell (2000) sugieren un cambio tectónico, de subducción a las primeras etapas de rifting asociadas a la apertura del Golfo de California, para esto tomaron en cuenta la geoquímica de las rocas volcánicas neógenas, las que indican un cambio en la composición de las rocas, de calcialcalinas a toleíticas, estas últimas relacionadas más con las rocas basálticas. La principal aportación de estos trabajos es buscar la comprensión de la petrogenesis de las rocas ígneas y su relación con el marco tectónico regional.

Cochemé (1981a) presentó un estudio geoquímico y petrogenético de las rocas granofíricas y rocas volcánicas neógenas de esta zona, destacando la orientación preferencial norte-sur y la abundancia de feldespatos alcalinos en los granofiros, mostrando además que la química es muy similar entre las lavas neógenas y los granofiros. Esto último se refleja en los análisis químicos, ya que la cantidad de potasio es de 3.76-5.25 % en las lavas y de 3.95-4.55 % en los granofiros. Por otra parte, Roldán-Quintana (2002) en su estudio del transecto de la Costa a la Sierra Madre Occidental, realizó el análisis geoquímico de varias rocas granofíricas del flanco este de la Sierra Santa Úrsula, en donde se muestra variaciones en sílice y potasio de 68.7-75.7% y 4.10 y 4.93%, respectivamente. Además en este trabajo se presenta por primera vez cartografía regional de la zona, incluyendo parte de la Sierra del Bacatete.

Hacia el noroeste del área en los alrededores de Guaymas, Sheridan et al., (1979) hicieron un reconocimiento geológico-geoquímico, describiendo una secuencia volcánica muy similar a la Sierra Santa Úrsula, mencionando además la presencia de una secuencia ignimbrítica ubicada en el Cerro el Vigía al norte de Guaymas. Vega (2000), en su estudio enfocado a la geología ambiental entre Guaymas y San Carlos, señala que la estratigrafía de la secuencia volcánica neógena de la zona es muy similar a la reportada para la Sierra Santa Úrsula.

En el Cuenca de Empalme se han realizado varios estudios hidrogeológicos por parte de la Comisión Nacional del Agua (CNA); también el Consejo de Recursos Minerales hizo un estudio geofísico en esta región, el cual consistió en un estudio magnetométrico en el que señala varias anomalías negativas en el centro del Cuenca de Empalme, lo cual podría tener una fuerte relación con las rocas basálticas. Otro trabajo realizado en esta parte del área es el hecho por ProI-Ledesma (1991), el cual hace una aplicación de varios geotermómetros químicos (Si, Na-K-Ca y K/Mg) en algunos acuíferos de la parte central

del Cuenca de Empalme, donde se observó anomalías de alta temperatura. Estas temperaturas llegaron hasta 100°C (geotermómetro de Si) en la porción sureste de la Sierra Santa Úrsula, donde se asocian a los planos principales de fallas.

En lo que respecta la zona oriental de la Cuenca de Empalme, la Sierra del Bacatete es el área menos estudiada. Paz-Moreno (1992), en su estudio del vulcanismo Mio-Plio-Cuaternario de Sonora describe las características de seis muestras de la Sierra del Bacatete, basándose en estudios de microsonda electrónica. Dichos estudios muestran composiciones de basaltos toleíticos, lavas andesíticas y dacíticas. También observó que la composición de las plagioclasas y piroxenos de los basaltos es muy similar a los basaltos de la Sierra Libre (An_{70-62} y $Wo_{43}En_{46}Fs_{11}$, respectivamente). El mismo autor, realizó estudios geoquímicos de los basaltos toleíticos, indicando que son químicamente muy similares a los basaltos de la Sierra Libre con un rango de sílice entre 49.8 y 51.9. Igualmente, analizó un granófiro de la Sierra Libre que presenta una cantidad de potasio moderadamente alta (3.88 %). Roldán-Quintana (2002), en su estudio del transecto de San Carlos a Maycoba, cartografió una parte de la zona oriental de la Cuenca de Empalme, en el que muestra rocas granofíricas y lavas intermedias muy similares a las de la porción occidental. Además en este trabajo se menciona por primera vez, en forma más objetiva, la posibilidad de una cuenca o fosa en el Cuenca de Empalme, otra importante aportación de este estudio fue el plano geológico con un mayor detalle en el aspecto estructural. Todos estos trabajos han sido de gran importancia para tratar de entender el comportamiento petrogenético de las rocas ígneas y en parte la tectónica de esta zona costera de Sonora.

Objetivos del trabajo

Para la comprensión de los fenómenos geológicos fue necesario enfocar gran parte de este trabajo a la geología estructural y a la petrogénesis de las rocas ígneas neógenas, tanto en la porción este de la Sierra Santa Úrsula como de la porción oeste de la Sierra del Bacatete. En base a los estudios estructurales se trató de establecer el tiempo de la formación de la Cuenca de Empalme así como la cronología de las estructuras que la bordean. Otro objetivo principal al estudiar esta zona fue el tratar de entender la relación entre las rocas granofíricas y las rocas volcánicas de composición félsica a intermedia, ya que se cree que podrían ser cogenéticas. También se consideró de importancia enmarcar en un

ambiente tectónico dichos granófiros. Para alcanzar los objetivos principales, se fijaron varias metas que fueron de gran ayuda, de entre ellas mencionaremos las siguientes:

Metas:

- Elaborar una cartografía detallada a una escala de 1: 25,000, tanto en la margen occidental como en la margen oriental de la Cuenca de Empalme.
- Describir columnas estratigráficas de la porción este de la Sierra Santa Úrsula como de la porción oeste de la Sierra del Bacatete.
- Realizar un estudio petrográfico y geoquímico, para caracterizar la composición de las rocas ígneas neógenas de estos márgenes.
- Hacer varias secciones geológicas en los pilares estructurales de la cuenca, tanto en la Sierra Santa Úrsula como en la Sierra del Bacatete. Estas secciones deberán tener un rumbo preferencial O-E con el objeto de ver más claramente la relación que guardan las diferentes unidades litológicas.
- Caracterizar las estructuras geológicas como fallas, alineaciones e indicativos cinemáticos que se observen en las rocas de ambos lados de la cuenca, con el fin de definir una evolución tectónica-estructural para el área de estudio.

Localización del área de estudio

La Cuenca de Empalme se encuentra ubicada dentro de la porción costera central de Sonora, aproximadamente en la porción central del Golfo de California a unos 120 km al sur de la ciudad de Hermosillo y a unos 15 kilómetros al norte-noreste del puerto de Guaymas (Fig. 1).

El mapa de la Figura 1 representa una superficie aproximada de 1295 km², sin embargo en las zonas de los bordes que comprenden las porciones montañosas y con afloramientos de roca, esta superficie es de 525 km². El área se ubica dentro de los paralelos 28° a 28°20' de latitud norte, y 110°26' a 110°49' de longitud oeste. Se encuentra incluida dentro de las cartas topográficas de INEGI escala 1:50,000 Ortiz H12D71, La Misa H12D72, José María Morelos y Pavón H12D81 y Francisco Márquez H12D82. La población principal más cercana al área de estudio es la ciudad costera de Empalme que se encuentra en su porción suroeste, con otros poblados más pequeños (Fig. 1).

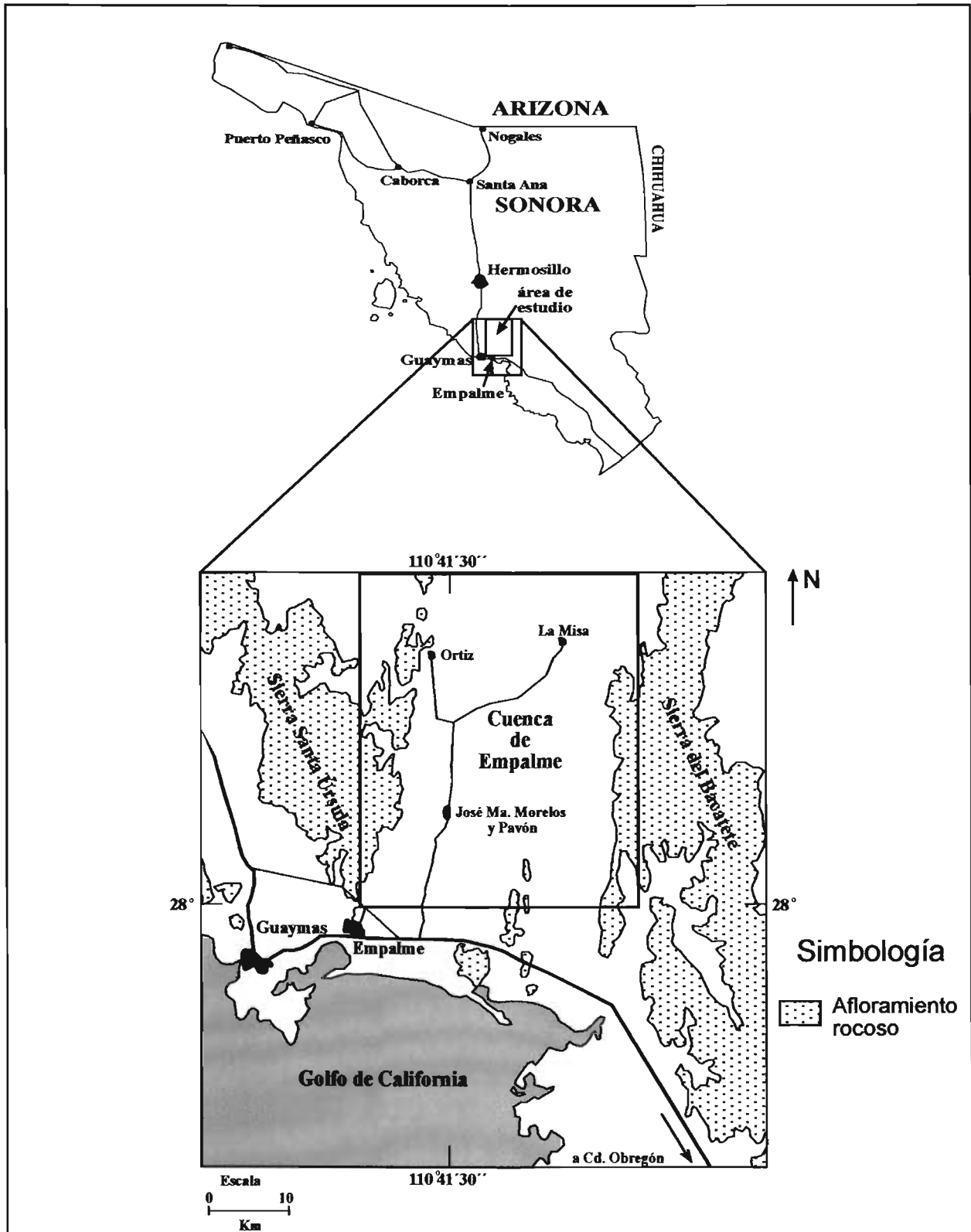


Figura 1.- Mapa de localización del área de estudio, en la costa sur de Sonora México, donde se muestran algunas de las localidades mencionadas en el texto.

Fisiografía y geomorfología

El área se encuentra situada dentro de la Provincia Fisiográfica de Sierras Sepultadas, la cual se encuentra limitada hacia el oeste por el Golfo de California, al sur por la provincia de la Llanura Costera del Pacífico y hacia el este por la provincia de la Sierra Madre Occidental. La provincia de Sierras Sepultadas se divide a su vez en tres subprovincias fisiográficas principales: desierto de Sonora, la Llanura Costera y la de Estribaciones de Piamonte, siendo la segunda subprovincia de Llanura Costera, la que corresponde a esta región (Cárdenas-Vargas, 1992).

La zona presenta una morfología muy particular, la cual consiste de sierras con una orientación N-S separadas por cuencas. Estas pueden ser muy amplias y alcanzar en algunos casos decenas de kilómetros cuadrados, como es el caso de la Cuenca de Empalme que tiene más de veinte kilómetros de ancho. La morfología de las sierras en ambos lados de la Cuenca muestra diferentes rasgos geomorfológicos que dependen de la naturaleza de las rocas; por ejemplo, los granófiros y las rocas graníticas regularmente muestran formas suaves de relieve bajo, mientras que en otras ocasiones enseñan formas lineales (diques de granófiros) con una dirección preferente N-S, el principal sistema fluvial de estas rocas intrusivas es el radial. Por otro lado las rocas volcánicas neógenas muestran patrones muy distintos que van desde rocas que se muestran pseudo-estratificadas a rocas con formas de domo que crean afloramientos poco redondeados. Las rocas basálticas muestran en sus afloramientos formas en mesetas ligeramente basculadas, y un sistema fluvial generalmente intermitente.

Las mayores alturas se presentan en las sierras de la secuencia volcánica neógena las que pueden alcanzar alturas de hasta 400 a 500 m.s.n.m. Aunque también hay muchos afloramientos que muestran alturas más someras como de 150- 250 m.s.n.m., siendo estos últimos por lo general de rocas basálticas. Por su parte, las rocas granofíricas neógenas y los intrusivos granodioríticos muestran elevaciones que oscilan entre 100-350 m.s.n.m.

Metodología

Durante la preparación de este trabajo de tesis se siguió una metodología que se dividió en varias etapas, la mayoría de las cuales se consideran importantes en el proceso y desarrollo del estudio:

- **Recopilación bibliográfica.** Consistió en buscar, leer y sintetizar la información publicada en revistas, tesis, resúmenes, boletines y otras publicaciones acerca de la geología del área de estudio, alrededores y de temas relacionados con los objetivos principales de este trabajo de tesis.

-**Fotointerpretación.** Se elaboró un mapa base de la zona de estudio en el cual se señalaron posibles contactos, fallas, lineamientos y buzamientos; en esta etapa de la tesis se utilizaron fotografías aéreas en blanco y negro a una escala 1:50,000 del INEGI.

-**Trabajo de Campo.** El trabajo de campo consistió en varias visitas a la zona con el objeto de cartografiar las diferentes litologías, en esta etapa se usaron mapas topográficos escala 1:25,000. Se realizaron varias secciones geológicas de tal forma de entender las relaciones entre las diferentes unidades, siendo importantes para el entendimiento de la geología estructural y las fallas que afectan la zona. Se prepararon dos columnas estratigráficas tanto de la porción este de la Sierra Santa Úrsula así como de la porción oeste de la Sierra del Bacatete, las cuales muestran la relación entre sus unidades.

-**Muestreo.** Se colectaron 16 muestras de rocas volcánicas, y 10 muestras de rocas granofíricas con el objeto de hacerles estudios petrográficos y geoquímicos.

-**Trabajo de Laboratorio.** Esta fase del estudio se dividió en tres etapas: a) preparación de muestra para geoquímica (elementos mayores y elementos traza), b) preparación de muestras para petrografía y c) preparación de rocas para teñido, para identificar feldespatos.

a) Preparación de muestra para geoquímica. Se prepararon un total de siete muestras de la secuencia volcánica neógena y cinco de las rocas granofíricas. (esta metodología se explica en el capítulo de geoquímica).

b) Preparación de muestras para petrografía. Dentro de esta etapa se prepararon un total de 30 láminas delgadas para su estudio petrográfico, las cuales incluyen la totalidad de las litologías encontradas en esta zona de estudio.

c) Preparación de rocas para teñido. Se prepararon un total de 30 cubos de roca (sobrantes de la petrografía) con la técnica de Cobalto Nitrito de Sodio.

-**Trabajo de Gabinete.** Después de las salidas a campo, se fueron generando una serie de datos los cuales fueron la base para elaborar mapas, columnas, secciones, fotos, microfotografías. Para este trabajo se usaron los programas de diseño FreeHand 11 y CorelDRAW 12. Las graficas y tablas que se obtuvieron con los datos geoquímicos se

analizaron utilizando programas tales como Microsoft Office Excell 2003, Minpet 2.02, y Magma 2.1. Para los diagramas de rosas y estereógramas que se usaron en el capítulo de geología estructural, se utilizaron los programas de geología estructural Geoplot VI.2 y EsteroNet.

- **Elaboración del texto final.** Una vez que se obtuvieron la mayor parte de los datos petrográficos, geoquímicos, estratigráficos, y estructurales, sé continuo con la interpretación de estos resultados, para posteriormente iniciar con la redacción de este trabajo de tesis.

Marco Geológico Regional

La geología regional alrededor del área de estudio incluye rocas que van desde posiblemente el Triásico hasta el Mioceno Tardío, las que muestran una diversidad de rocas que varían desde rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas. Estas últimas son la litología más abundante para esta porción central de Sonora, ya que han sido documentados varios eventos magmáticos, siendo el más antiguo el arco magmático laramídico que aflora solo en pequeñas áreas de esta región, esto debido a la intensa erosión y las fuertes extensiones que han afectado gran parte de este arco laramídico. Por otra parte el evento magmático más importante en esta zona se encuentra asociado a la última etapa de vulcanismo del neógeno, el cual es el más abundante en volumen y en distribución geográfica.

Basamento Triásico (?)

Las rocas posiblemente más antiguas de esta región se encuentran aflorando en la parte occidental de la Sierra Santa Úrsula, estas se aprecian con afloramientos aislados que se encuentran fuera del área de estudio. Estas rocas están compuestas de sedimentos como conglomerados, areniscas, lodolitas y calizas (Mora-Álvarez, 1993), y se encuentran parcialmente metamorfizados hacia el contacto con el intrusivo laramídico, formando cuarcitas y calizas recristalizadas. Esta unidad de rocas se puede correlaciona litológicamente con el Grupo Barranca (Roldán-Quintana, 2002), el cual tiene una edad del Triásico Tardío (Weber, 1980, 1985a). Además, estos sedimentos tienen la característica distintiva de no contar con organismos fósiles y contar con aspecto brechoide y fracturado.

Rocas Laramídicas.

Existen algunos afloramientos aislados en la parte noroeste del área, cerca del poblado de Ortiz (Fig. 1). Las rocas laramídicas se encuentran descritas en la porción costera como rocas intrusivas de composición granodiorítica a tonalítica con abundante biotita y hornblenda. Las edades de estas rocas graníticas se han determinado en las cercanías del área, dentro de las cuales se tiene una edad de 82.7 Ma (Roldán-Quintana, 2002), por ejemplo en el rancho El Bayo al noroeste de la Sierra Santa Úrsula se tiene una edad de 76.9 Ma (Mora-Álvarez, 1993). También cerca de la región de San Carlos en la Punta San Antonio, se tiene el registro de una granodiorita con una edad de 83 ± 2 Ma (Roldán-Quintana, 2002).

Vulcanismo Neógeno

El vulcanismo Neógeno para esta región consiste de varios derrames con espesores que puede alcanzar hasta 500 metros de altura (Sierra Santa Úrsula). Las rocas en su mayor parte son de composición riolítica y dacítica, aunque también hay rocas reportadas de composición andesítica y basáltica, en menor proporción. La distribución de este tipo de rocas volcánicas conocida por algunos autores como Arco Circumgolfo el cual aflora en varias regiones aledañas a esta área de estudio, como en la región de Bahía Kino (Gastil y Krummanecher, 1977; Vargas-Navarro, 2002), el vulcanismo neógeno de la Sierra Libre (Roldán-Quintana, 2002; MacMillan et al., 2003); y el conocido como Grupo Los Algodones, en el cual se han descrito al menos dos calderas al norte de San Carlos (Wilson, 1978). En forma más regional, este tipo de vulcanismo del Neógeno es bien conocido e identificado en la Península de Baja California y en los alrededores del Golfo de California.

En el área de estudio, el vulcanismo miocénico es muy abundante, tanto en la margen occidental (Sierra Santa Úrsula) como en la margen oriental (Sierra del Bacatete) del Cuenca de Empalme. Algunas de estas rocas ya han sido fechadas y estudiadas, específicamente en la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1992; Mora-Álvarez, 1993; Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Las edades que se tienen registradas para estas rocas volcánicas son de 23 a 11.4 Ma en K-Ar (Mora-Álvarez y McDowell, 2000) en la Sierra Santa Úrsula, estas rocas volcánicas están cortadas por un intrusivo neogénico de composición monzo-granítica y se encuentran cubiertas localmente por derrames basálticos.

Para la Sierra del Bacatete, se tiene reportada una edad radiométrica en una riolita que se ubica al norte de esta sierra, la cual da una edad de 11.5 Ma (McDowell et al., 1997).

Vulcanismo Mioceno Tardío

Estas rocas volcánicas son las más recientes que se presenta en la porción central costera de Sonora, son derrames de composición basáltica, y algunos de ellos de naturaleza toleítica. Dentro de los afloramientos similares descritos en esta área, se encuentran los basaltos de San Carlos, y algunos afloramientos en la porción oeste de la Sierra Libre. En el área de estudio, estas rocas se encuentran en la Sierra Santa Úrsula siendo más frecuentes los afloramientos al oriente de esta región, mientras que en la Sierra del Bacatete son más abundantes en la parte oeste y este. Las edades radiométricas para estos basaltos son de 10.3 a 8.3 Ma en K-Ar en la Sierra Santa Ursula (Mora-Álvarez, 2000). Estas edades concuerdan con fechamientos más recientes de la Sierra Libre, Sierra El Aguajito y de la Sierra Santa Úrsula, donde se han obtenido edades entre 8.5 y 11 Ma (Gans et al., 2003). Mientras que al noroeste de la Sierra del Bacatete, cerca de la formación Lista Blanca hay una edad de 8.9 Ma (McDowell et., 1997)

Granófiro Neogénico

Una de las principales características de la zona de estudio es la presencia de un granófiro, el cual representa la manifestación intrusiva más reciente. Estas rocas son de color claro y grano fino, con la particularidad de contar con muy pocos minerales ferromagnesianos y muchas cavidades que se asocian con emisión de gases. Los afloramientos de los granófiros en el área de estudio se encuentran en forma de diques alineados, los cuales se encuentran en ambos lados de la Cuenca de Empalme (Roldán-Quintana, 2002). Para estas rocas granófiras se tiene una sola edad publicada, de 14.4 Ma (Mora-Klepeis et al., 1997). Sin embargo, hay datos radiométricos más recientes que indican que esta roca puede tener edades menores de 11 Ma (Gans comunicación personal), lo cual concuerda con las relaciones de campo en donde se observa que el granófiro corta a rocas volcánicas dacíticas, que tiene un rango de edad de 12.3 a 11.4 (Mora-Álvarez, 1993).

También se cree que estos granófiros estén asociados genéticamente con las unidades intermedias y félsicas más jóvenes ya que la composición química de estas aparentemente nos lo indica.

II.- MARCO TECTÓNICO

En la porción costera central de Sonora, al norte de Empalme (Fig. 1) se tienen documentados algunos eventos tectónicos, desde las fases de subducción hasta eventos extensivos. Las diferentes etapas tectónicas han sido documentadas en base a la composición química y edad isotópica de las rocas, además el tipo de estructuras que afectan a las rocas neógenas. En el presente trabajo se describen los eventos tectónicos principales que afectaron esta región; dentro de los cuales esta la Orogenia Larámide, vulcanismo del Neógeno, Sierras y Cuencas, y la extensión asociada con la apertura del Golfo de California, incluido al evento del Protogolfo. Estos eventos son los que hasta el momento se conocen y que han dejado evidencias estructurales y litológicas asociadas para la región.

Orogenia Larámide

La Orogenia Larámide se ha documentado en la parte oriental de las montañas Rocallosas colindando con los estados de Wyoming y Colorado en los Estados Unidos de Norte América (Berg, 1962). Este evento tectónico se debe al cambio del ángulo de subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norte América durante el Cretácico Tardío al Paleoceno Temprano (Coney y Reynolds, 1977). El ángulo se hizo más somero lo cual provocó una migración del magmatismo y de la deformación hacia el oriente del continente americano. Esta región fue identificada como una zona donde la corteza sufrió un alto grado de deformación compresiva, provocando la formación de grandes cadenas de montañas (Miller et al., 1992; González-León et al., 1992). Esta compresión larámide generó grandes levantamientos que dieron lugar a la creación de pliegues, cuencas sintectónicas, metamorfismo, y cabalgaduras de cobertura gruesa y delgada (Roldán-Quintana, 2002). Aunado a estas características tectónicas se tiene asociado un magmatismo de arco volcánico continental, el cual tiene una distribución muy amplia, que va desde el oeste de los Estados Unidos hasta la porción Noroeste de México. Sus principales composiciones litológicas van desde andesíticas a dacíticas, mientras que químicamente el magmatismo es de naturaleza calcalina (Roldán-Quintana, 2002).

En Sonora la Orogenia Larámide presenta pocas evidencias de las características descritas originalmente tales como sedimentación, cuencas sintectónicas y pliegues. Sin

embargo, las evidencias encontradas indican que ésta se manifestó con cuencas sintectónicas y pliegues con ejes de rumbo NO-SE (González-León, et al., 1992, Roldán-Quintana, 2002). El noroeste de México, en particular Sonora, se caracteriza por el gran volumen de rocas ígneas, con abundancia de rocas intrusivas (Fig. 2). Para la porción costera de Sonora estas rocas intrusivas son de gran importancia, ya que están ampliamente distribuidas. Para esta región cercana a la costa, las rocas presentan composiciones que varían entre granodioritas a granitos (Valencia-Moreno, 1998); además es la región en donde se tienen las edades más antiguas de este batolito, presentan edades arriba de los 70 Ma.

El equivalente volcánico de estos intrusivos laramídicos es la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949; McDowell et al., 1994; y Roldán-Quintana, 2002) la cual se encuentra al oriente del Estado de Sonora (Fig. 2) y corresponde en general a rocas volcánicas de composición andesítica, aunque también está la presencia de rocas más ácidas como ignimbritas que presentan edades de 62.5 a 53.6 Ma en el centro de Sonora (Roldán-Quintana, 2002). Estas rocas ígneas son equivalentes a la Formación El Tuli, que aflora al norte del Estado y tiene como característica principal una base de conglomerado (Rodríguez-Castañeda, 2002).

Por lo general, las edades isotópicas de estas rocas ígneas nos indican que el arco volcánico asociado a este evento laramídico estuvo activo entre 90 a 40 Ma (Damon et al., 1983). Para la parte costera de Sonora, las edades oscilan entre 90 a 60 Ma (Anderson y Silver, 1969; Gastil y Krumaner, 1977). Mientras que en las porciones más centrales y orientales de Sonora estas edades son más jóvenes, variando entre 69.6 y 51.8 Ma (Roldán-Quintana, 1991). Particularmente para esta zona de estudio, el evento tectónico laramídico se manifiesta por la presencia de un intrusivo de composición granodiorítica que aflora al noroeste del área (Fig. 2).

Deformación Sierras y Cuencas

La provincia extensional de Sierras y Cuencas es una zona muy amplia geográficamente que se ha estudiado en los Estados Unidos en las porciones del suroeste de E.U.A., en los estados de California, Arizona, Montana, Nuevo México y Oregon (Gilbert, 1928). Comúnmente, se le ha definido como una provincia que presenta una morfología carac-

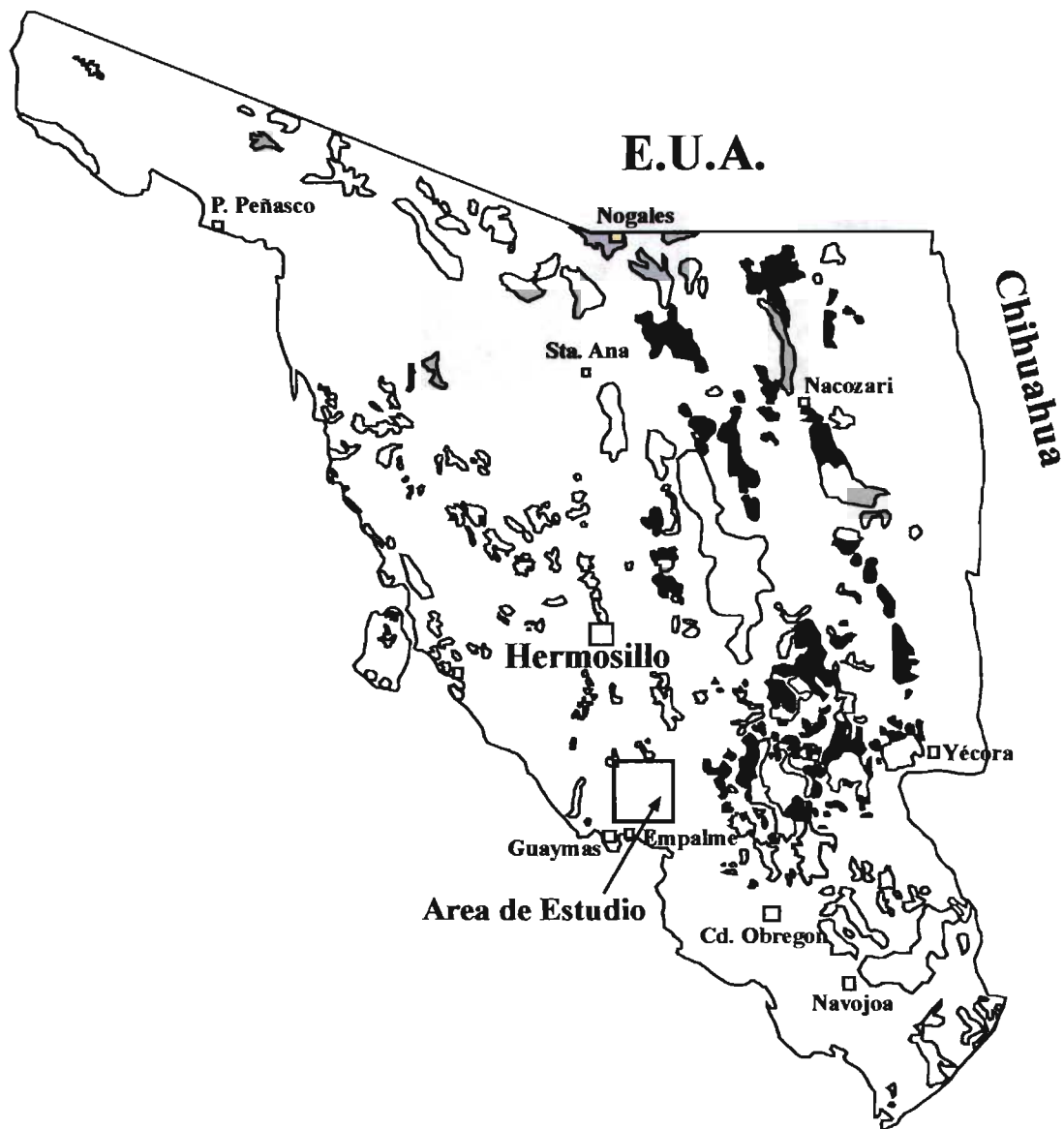


Figura 2.- Mapa de Sonora, mostrando la distribución de afloramientos de rocas ígneas asociadas al evento laramídico. Las rocas intrusivas, en color gris; y las rocas volcánicas en color negro (Formación Tarahumara), aquí también se incluyen las rocas de la Formación El Tuli.

terística de Sierras y Cuencas alineadas subparalelamente, que por lo general se encuentran limitados por un fallamiento normal que tiene rumbos N-NO.

En México, la provincia de Sierras y Cuencas tiene una extensión amplia y se tiene referencia de ella más que todo en el noroeste del país en los estados de Sonora, Sinaloa, Chihuahua, Durango y Nayarit (McDowell y Roldán-Quintana, 1991; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stewart y Roldán-Quintana, 1994) y las regiones aledañas al Golfo de California (Henry 1989). También en las regiones del sur de México se tienen datos de la existencia de esta provincia donde se ha visto que la extensión afecta al cinturón volcánico trans-mexicano (Henry, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Suter et al., 2001 Fig. 3). En México la extensión neógena empezó aproximadamente a los 30 Ma, sin embargo los episodios de fallamiento más intensos ocurrieron entre 24 a 23 Ma y 13 a 12 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

En Sonora la provincia extensional de Sierras y Cuencas se caracteriza por una morfología de cuencas y sierras subparalelas que forman cuencas y medias cuencas rellenas de sedimentos clásticos asignados a la Formación Baucarit (King, 1939). En general, el fallamiento en esta provincia es de tipo normal con rumbos N-NO, lo cual nos indica que la extensión actuó predominantemente con dirección este-noreste. Por otro lado, en las porciones más costeras del centro y sur del estado de Sonora, así como en el área de estudio, es un poco más difícil distinguir esta provincia extensional de Sierras y Cuencas, pues aquí puede haber un empalmamiento y posteriormente un reactivamiento de estructuras que se originaron en esta provincia o fase. Sin embargo, la Cuenca de Empalme y toda la región costera se ha relacionado más con la provincia extensional asociada con la apertura del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989, Roldán-Quintana et al, 2004, Fig. 3).

Vulcanismo del Neógeno

El vulcanismo del Neógeno consiste de rocas volcánicas que presentan composiciones alcalinas, toleíticas y calcialcalinas. Se encuentra distribuido en el Golfo de California y en sus alrededores en los estados de Sonora, Sinaloa y la Península de Baja California.

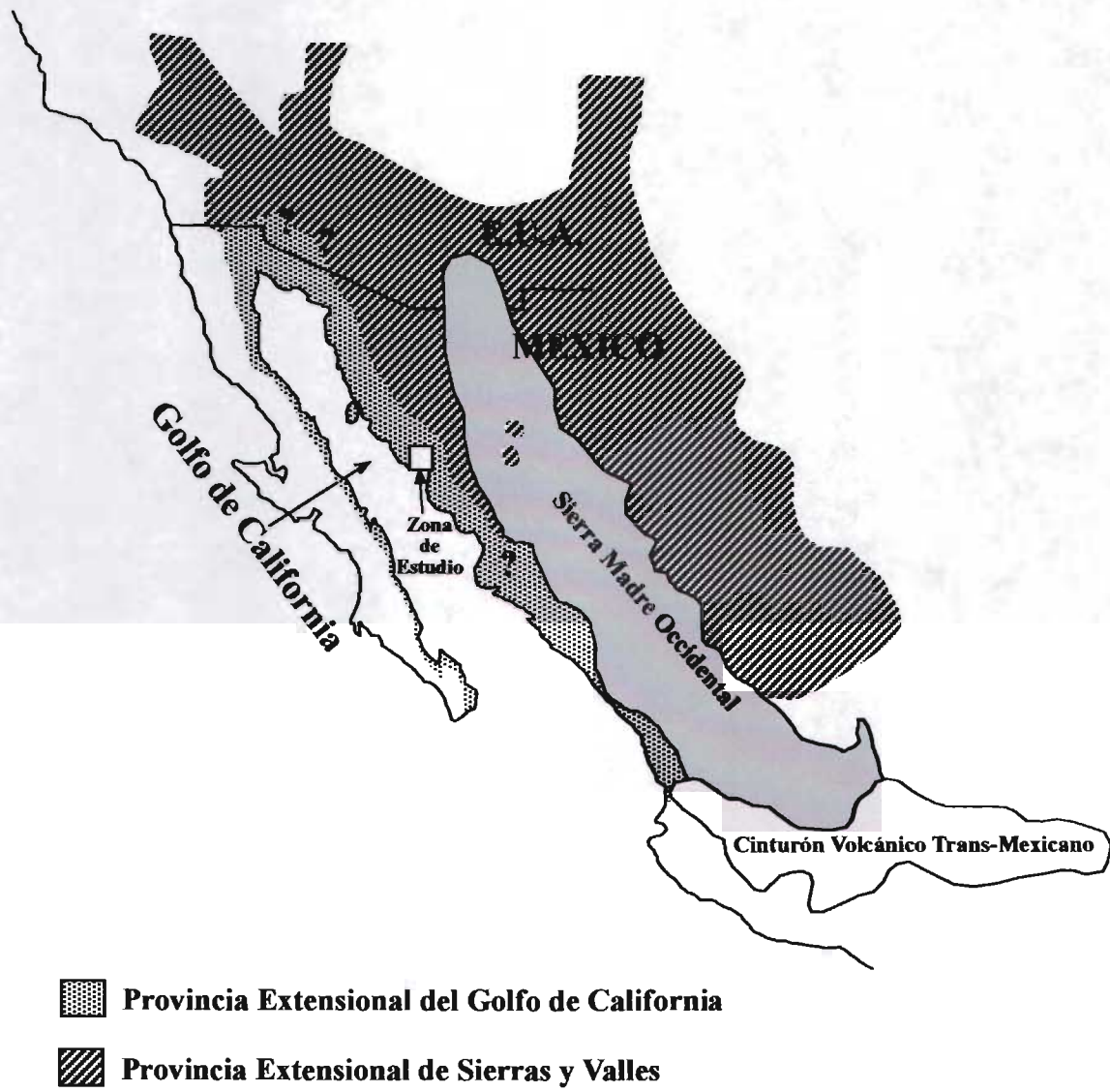


Figura 3.- Mapa del noroeste de México y sur de los Estados Unidos, mostrando la distribución de las provincias extensionales del Cenozoico Tardío. También se muestra la Sierra Madre Occidental y el cinturón volcánico Trans-Mexicano. Modificado de Stock y Hodges, 1989; Henry, 1989; Henry y Aranda-Gomez, 1992; Mora-Álvarez, 1992 y Roldán-Quintana et al., 2004.

Este tipo de litología se ha generado particularmente en la costa de Sonora y en la región de la Península de California (Sawlan, 1991), ya sea en Baja California o Baja California Sur. La edad de las rocas volcánicas va desde el Mioceno Temprano hasta el Reciente (Sawlan, 1991). El origen de estas rocas se debe primero a un proceso de subducción y posteriormente a un proceso de extensión.

El proceso que originó las rocas más antiguas de este vulcanismo, fue la última fase de subducción entre la placa Farallón y la placa de Norteamérica, la cual finalizó hace 12.5 Ma en la parte sur de la Península de Baja California, mientras que en la parte norte de la península se conoce que concluyó hace 16 Ma (Sawlan, 1991). El vulcanismo generado por este proceso de subducción es principalmente calcialcalino y por lo general son rocas de composición andesítica, dacítica y riolítica. Para la península, el vulcanismo es de una composición más andesítica, mientras que para la costa de Sonora este vulcanismo muestra una composición más dacítico.

Después de este proceso de subducción que finalizó en el Mioceno Medio, continuó una transición en la cual cambió el régimen tectónico de subducción a un movimiento transcurrente entre las placas Pacífico y Norteamérica, iniciándose un proceso de extensión y movimientos a rumbo en esta región. Las rocas volcánicas que se generaron en esta época extensiva por lo general son de composición toleítica y alcalina, estando su distribución en la península y dentro del Golfo de California, así como en la costa de Sonora.

Otro vulcanismo que es relativamente común en los alrededores del Golfo de California, es el vulcanismo calcialcalino que presenta edades menores a los 12 Ma; por ejemplo los campos volcánicos de Tres Vírgenes, Mencionares, La Reforma, Puertecitos, Sierra Pinta (Martín-Barajas, 2000) y Isla San Luis (Paz-Moreno, 1999) fueron emplazados después de la subducción. El origen de estas rocas no se ha explicado claramente, pero se cree que pueden ser producto del alto grado de contaminación cortical que presenta la corteza debido a tantos eventos de subducción que sufrió durante mucho tiempo (Martín-Barajas, 2000), y también por su grado de fusión parcial (Benoit et al., 2002).

En la costa de Sonora, particularmente en la región de Guaymas y Empalme, se presenta un vulcanismo principalmente calcialcalino (Fig. 4), el cual puede alcanzar espesores potentes (mayores a los 400 m.) y composiciones mayormente de dacíticas y riolíticas; no obstante, también existen rocas andesíticas. Por su parte, en la Sierra Santa

Úrsula (margen oeste del estudio), esta constituida por un vulcanismo calcialcalino el cual tiene una edad que oscila entre 23 y 11.4 Ma (Mora-Álvarez, 1992) y esta relacionado directamente con el ultimo evento de subducción del Neógeno.

El vulcanismo asociado a la extensión es moderadamente abundante para la región, ya que para las áreas de San Carlos, Sierra Libre, Sierra Santa Úrsula y Sierra del Bacatete se tiene la presencia de afloramientos de basaltos toleíticos en forma de mesetas que cubren discordantemente a las rocas calcialcalinas. En la Cuenca de Empalme los basaltos son mayormente de composición toleítica y presentan edades que oscilan entre 10.3 y 8.5 Ma (Mora-Álvarez, 1993), por estas características químicas y isotópicas esta litología se asocia a la extensión del Protogolfo.

Apertura del Golfo de California

La extensión asociada a la apertura del Golfo de California se extiende a las regiones aledañas, dentro de los estados de Sonora, Baja California y Baja California Sur y en las islas del mismo Golfo de California (Fig. 3). Esta extensión inició en el Mioceno Tardío y continua en la actualidad, algunos autores la consideran como una continuación de la extensión asociada a la provincia de Sierras y Cuencas (Moore y Curray, 1984; Stock y Hodges, 1989; Henry, 1989).

La apertura del Golfo de California se divide en dos principales fases, la primera se conoce como el Protogolfo y dio inicio a la apertura de Golfo de California (Karig y Jansky, 1972) que según varios autores ocurrió entre el Mioceno Tardío y el Plioceno temprano (12-5 Ma) (Stock y Hodges, 1989). La extensión que dio origen al Protogolfo estuvo orientada este-noreste, la cual representa el fin de la subducción alrededor de los 12 Ma y el inicio de un nuevo régimen tectónico, dado por el movimiento transcurrente entre las placas Pacífico y Norteamérica.

A esta etapa inicial de la apertura del Golfo de California, se encuentran asociadas varias cuencas que se formaron sincrónicamente a la apertura. Por lo regular la existencia de la mayoría de estas cuencas como un movimiento oblicuo entre la placa Norteamérica y la placa Pacífico, formándose varias de ellas en el lado oeste del Golfo de California. Entre las cuencas relacionadas a este evento extensivo se pueden mencionar la Cuenca de Santa

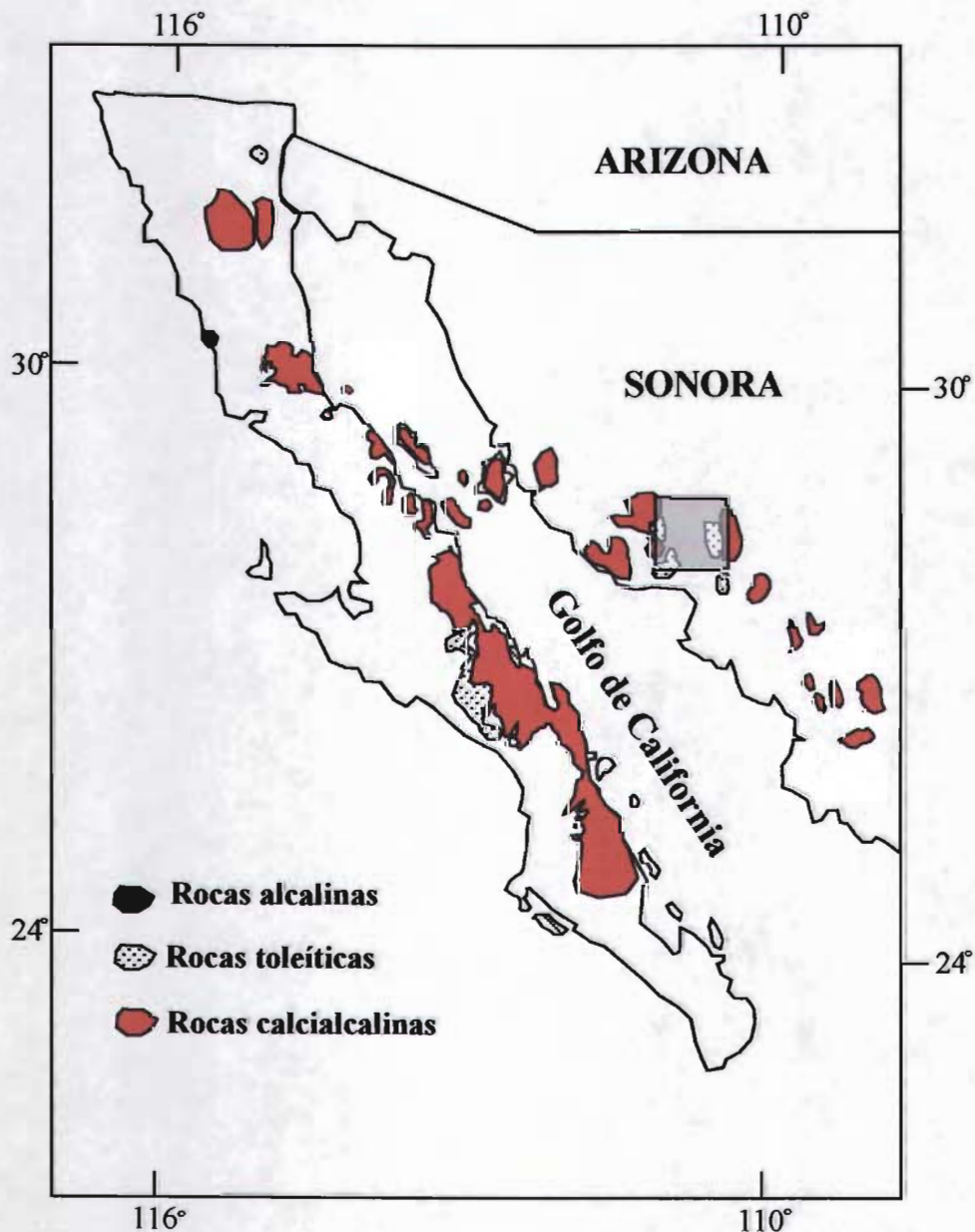


Figura 4.-Mapa de la región noroeste de México, donde se muestra la distribución del vulcanismo ocurrido del Mioceno Tardío al presente. (modificada de Sawlan, 1991, Paz-Moreno y Demant, 1999, Martín-Barajas, 2000 y Benoit et al. 2002).

Rosalía, la cual se formó en un ambiente transcurrente entre el Mioceno Tardío y el Pleistoceno, donde se depositaron hasta 500 metros de depósitos marinos y no marinos (Ochoa-Landin et al., 2000; Holt et al., 2000). En la Isla Tiburón afloran sedimentos marinos que documentan la invasión marina y una extensión oblicua en 8 Ma, con espesores que pueden alcanzar hasta 1500 metros (Gastil y Krummenacher, 1999); la Cuenca de Loreto en la porción sur del Golfo de California es otro ejemplo de las cuencas de origen transtensional, con una edad de subsidencia del Plioceno (Umhoefer et al., 1994). Además de las cuencas mencionadas, hay varias más relacionadas a un origen transcurrente, como en la región de los Cabos, en la porción sudoriental del Golfo de California (Isla María Madre y Punta Mita, Nayarit) y en el “Saltón Trough”.

La segunda etapa, es la apertura del Golfo de California ocurrida en el Plioceno y la cual continúa en la actualidad (Moore y Curray, 1989). Al igual que el protogolfo, esta se relaciona con el movimiento transcurrente, pero en este caso ya empieza la apertura del piso oceánico en la porción sur del Golfo de California, además en esta época ocurrió la mayor apertura en el actual Golfo de California, ya que según estudios más recientes se estima que la actual península de California se trasladó hasta 265 km (Oskin y Stock, 2003). En esta época también la Península de Baja California pasa de la placa Norteamérica a la placa Pacífico (Stock y Hodges, 1989). El movimiento transcurrente entre las dos placas continúa actualmente con una componente de extensión E-NE, la cual es similar a las anteriores extensiones mencionadas, además el fallamiento que ocurre hoy en día en las cercanías al golfo se relaciona a esta extensión.

Las estructuras relacionadas a esta etapa extensiva en Sonora son comúnmente fallas de tipo normal y fallas a rumbo las cuales se observan más bien en la región costera de Sonora como Empalme (Roldán-Quintana et al 2004), Bahía Kino y la Isla Tiburón (Gastil y Krummenacher, 1977; Vargas-Navarro, 2002; Gastil y Krummenacher, 1999).

La apertura del Golfo de California produjo ambientes deltaicos los que han sido poco estudiados ya que se encuentran muy pobremente expuestos por estar cubiertos por sedimentos cuaternarios (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998, Pacheco-Romero, 2004). En el paleodelta del río Colorado se ha medido un espesor de 6000 m de sedimentos. La Cuenca de Empalme está rellena por sedimentos que pueden alcanzar hasta 700 metros de espesor en ciertos lugares del Cuenca (Herrera-Revilla et al., 1984; Roldán-

Quintana, 2002). Las estructuras que se encontraron en este estudio parecen tener una relación muy directa con los eventos tectónicos, particularmente con el Protogolfo, dado a su dirección preferencial NW, N y NE y su edad relativa.

III.- GEOLOGIA LOCAL

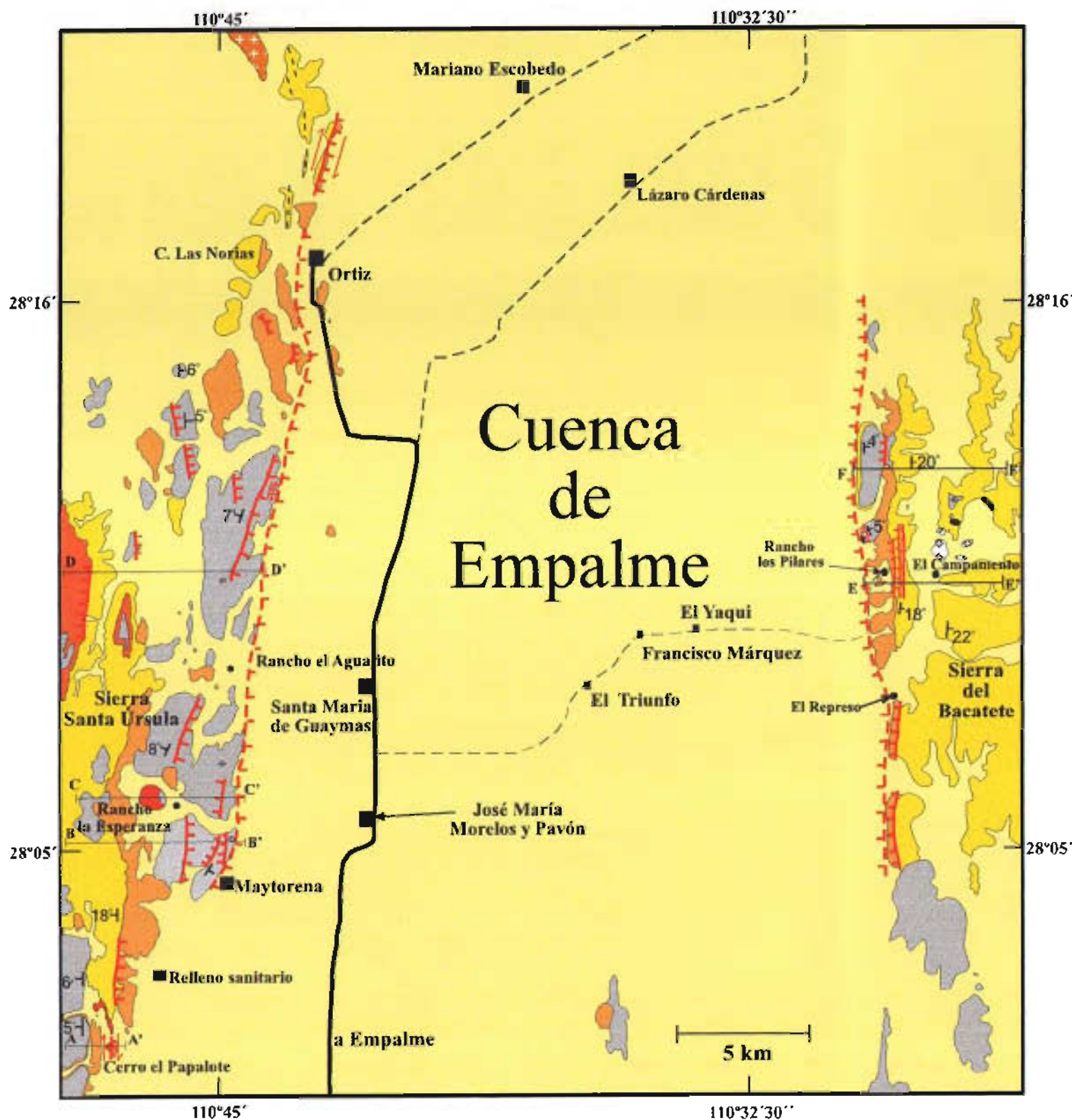
La distribución de los afloramientos en el área de estudio no es muy abundante, (Figs. 1 y 5), sin embargo la geología que se observó en el flanco oriental de la Sierra Santa Úrsula y en el flanco occidental de la Sierra del Bacatete fue suficiente para los fines de este trabajo. Para cada sierra se estudiaron los flancos que dan hacia la Cuenca de Empalme. En ambos bordes la geología es similar, aunque hay ligeras diferencias, pero en forma general la litología es la misma, ya que corresponden con las unidades de la geología regional como la granodiorita laramídica, vulcanismo neógeno, y el granófiro neógeno.

Flanco Oriental de la Sierra Santa Úrsula.

Se presenta un mapa geológico de la región y una columna estratigráfica (Figs. 5 y 6) cuya base está representada por rocas granodioríticas de edad laramídica (83-76 Ma) (Roldán-Quintana, 2002). Posteriormente hay un periodo de calma magmática hasta el Mioceno Temprano cuando se tienen rocas volcánicas de composición riolítica las cuales consisten de vitrófididos, domos y lavas. Inmediatamente encima de estas riolitas, se tienen derrames de rocas de composición dacítica que se presentan en forma de lavas, las cuales son cortadas por cuerpos intrusivos de granófiro. La parte superior de esta secuencia esta formada por tobas riolíticas intercaladas con los basaltos toleíticos más recientes, pasando finalmente a flujos de basalto en la porción superior.

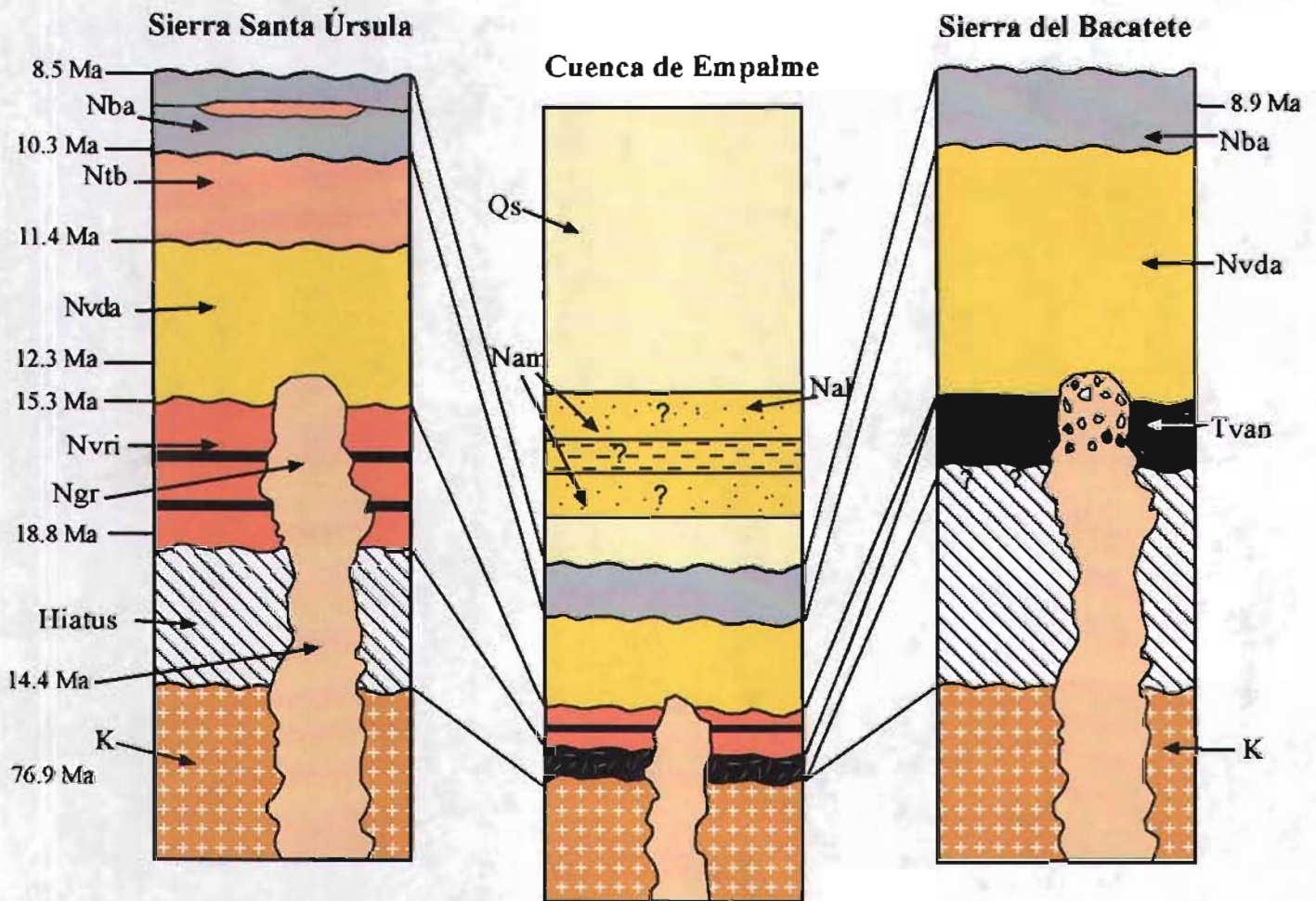
Flanco Occidental de la Sierra del Bacatete.

Aquí se tiene una columna estratigráfica (Fig. 6) que inicia con el mismo basamento de la Sierra Santa Úrsula, es decir rocas granodioríticas de edad laramídica. De la misma manera, se tiene un hiatus magmático hasta el Mioceno Temprano en donde se inicia con la extrusión de rocas volcánicas de composición andesítica, con textura "turkey track" formada por fenocristales de plagioclasa; encima de estas andesitas se tienen rocas de composición dacítica que se presentan en forma de lavas; a su vez estas dos unidades volcánicas son cortadas por rocas intrusivas de composición félsica, conocidas como granófiros que presentan en sus bordes brechas volcánicas (Fig. 6). Discordantemente se tienen flujos de basaltos toleíticos que forman extensas mesetas que constituyen las rocas volcánicas más recientes; y por ultimo, todas estas unidades son cubiertas por sedimentos y gravas del cuaternario.



- Explicación**
- Cuaternario
 - Aluvión
 - Neogene
 - Basaltos toleíticos
 - Tobas y conglomerados
 - Brecha volcánica
 - Granofiro
 - Lavas dacíticas
 - Lava domica y toba riolítica
 - Lavas andesíticas "Turkey track"
 - Cretácico
 - Granodiorita laramídica
- Simbología**
- Contacto geológico
 - Rumbo y echado
 - Falla normal
 - Falla a rumbo
 - Falla normal inferida
 - Lineamiento
 - Línea de sección
 - Población
 - Rancho
 - Carretera pavimentada
 - Camino de terracería

Figura 5.- Mapa geológico del área de estudio.



Leyenda

- | | | |
|----------------------------|---|-----------------------|
| Sedimento cuaternario (Qs) | Lava dacítica (Mvda) | Arenisca marina (Nam) |
| Basalto toleítico (Mba) | Lava domica y toba riolítica (Mvri) | Lutita marina (Nal) |
| Toba (Mtb) | Lava andesítica-basáltica "turkey track" (Mvan) | Contacto concordante |
| Granófiro (Mgr) | Granodiorita (K) | Contacto discordante |

Figura 6.- Columnas estratigráficas de la parte oriental de la Sierra Santa Úrsula, Cuenca de Empalme y de la parte occidental de la Sierra del Bacatete.

Las diferencias entre las columnas del flanco oriental de la Sierra Santa Úrsula y el flanco occidental de la Sierra del Bacatete, radican en que la zona de la Sierra Santa Úrsula no presenta la unidad de andesita con textura “turkey track”, no obstante Mora-Álvarez (1993) reporta estas rocas más hacia el oeste de la Sierra Santa Úrsula. Otra diferencia radica en que en la Sierra del Bacatete no se encontraron vitrófidos y lavas riolíticas que se observan en la base del vulcanismo Neógeno en la Sierra Santa Úrsula, ni se observaron las tobas que se intercalan con los basaltos toleíticos.

Granodiorita Laramídica

A diferencia de otras regiones costeras del estado de Sonora, los afloramientos de la granodiorita laramídica son escasos en la región de Empalme. En el área de estudio esta roca se presenta solo en un afloramiento, ubicado al norte del poblado de Ortiz en las cercanías del Rancho el Seco (Fig. 5). Mientras que para la porción norte de la Sierra del Bacatete (fuera de esta área) se tiene la presencia de un stock, a 3 km al oriente del poblado de Punta de Agua. El área que cubren las intrusivos cercanos al Arroyo El Seco no sobrepasa los 2 km², y en este lugar se encuentra cubierto por las lavas dacíticas de la secuencia neógena. Este intrusivo presenta un tamaño de grano que varía entre 1 y 4 milímetros, con una textura holocristalina, y localmente se observa una textura porfídica. La mineralogía más abundante para este intrusivo es la plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, y biotita, como minerales secundarios y en proporciones menores están la hornblenda, minerales opacos y accesorios.

Para la región de San Carlos hacia el sureste del área de estudio, se tienen reportadas dos edades radiométricas en K/Ar para la granodiorita San Antonio, las cuales dieron edades en hornblenda y biotita de 83 ± 2 y 81 ± 3 Ma respectivamente (McDowell, datos sin publicar; Mora-Álvarez, 1992). También en el área de San Carlos hay otros dos fechamientos de tonalitas obtenidos con el método de Rb-Sr, cuyas edades son de 83 ± 2 y 83 Ma (Roldán-Quintana, 2002). Sin embargo, la edad en rocas laramídicas más cercana a esta área, es la reportada por Mora-Álvarez (1992) al noroeste de la Sierra Santa Úrsula en el Rancho el Bayo (fuera del área de la Figura 5), para un intrusivo que dio una edad de 76.9 Ma por el método K/Ar. En base a las edades obtenidas en la región de San Carlos y Sierra Santa Úrsula se puede determinar una cierta migración del arco larámide, la cual

muestra una tendencia general del mismo arco que presenta edades progresivamente más jóvenes hacia el este.

Al microscopio estas rocas laramídicas presentan una textura holocristalina o porfídica con un predominio de las plagioclasas, que en su mayor parte tienen una composición de oligoclasa y andesina, los otros minerales esenciales son el cuarzo, y feldespato potásico. Los principales ferromagnesianos de esta roca son la biotita, y hornblenda esta última se encuentra en menor abundancia que la biotita; también se puede apreciar minerales accesorios como opacos, y otros accesorios tales como el apatito y la esfena.

Las plagioclasas al microscopio forman cristales subhedrales los cuales en ocasiones pueden estar parcialmente alterados a sericita y en ocasiones se muestra cierto zoneamiento, el cual indica que hubo un desequilibrio entre el líquido y el cristal durante el enfriamiento. El contenido de feldespato potásico es escaso en esta roca y se muestra en las superficies teñidas, al microscopio estos minerales alcalinos presentan una forma preferencial anhedral siendo la principal variedad la ortoclasa peritítica, y la microclina, estos cristales en ciertas ocasiones presentan una alteración sericítica. El cuarzo se encuentra comúnmente en forma anhedral y en varios cristales se observa ciertas impurezas en sus superficies.

La biotita es el principal ferromagnesiano, este se presenta al microscopio con una extensión casi perfecta, la forma de estos cristales es tabular y muestra coloraciones café que en ocasiones pueden variar a verde debido a la alteración a clorita. Los cristales de hornblenda son mucho más escasos en esta roca, presentan cristales muy poco conservados, los cuales muestran alteraciones a clorita. Algunos de estos minerales de hornblenda pueden presentar un maclado que es poco común en estas rocas, también otro rasgo de estos cristales es que presentan inclusiones de minerales opacos y pequeños cristales de biotita.

Vulcanismo Neógeno

Esta secuencia volcánica es la más abundante y representa las rocas ígneas más recientes que afloran alrededor de la Cuenca de Empalme (Figs. 5 y 6). Otro aspecto importante consiste en que gran parte de estas rocas se encuentran relacionadas con el arco miocénico, este arco aflora en gran mayor de la costa de Sonora y en los alrededores del Golfo de California (Sawlan, 1991; Roldán-Quintana, et al., 2002). También dentro de este vulcanismo hay rocas relacionadas a las primeras etapas de extensión (Fig. 4). La distribución de estas rocas extrusivas es homogénea tanto al este de la Sierra Santa Úrsula como al oeste de la Sierra del Bacatete, con composiciones que varían desde flujos de andesita, lavas y tobas de composición dacítica, lavas, vitrófidos y tobas de composición riolítica, y derrames basálticos de naturaleza toleítica.

Lava andesítica-basáltica “turkey track”.

Los derrames de lava de composición andesítica-basáltica representan la parte más antigua de la secuencia volcánica neógena (Fig. 5). Su distribución es muy reducida aunque en la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula no aflora, si se tiene conocimiento de su presencia más hacia el occidente de la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1992). En la Sierra del Bacatete es donde mejor se exponen los afloramientos de esta litología (Fig. 5), aflora sobre el Arroyo Los Pilares y al norte del campamento. Estos afloramientos se muestran como pequeños cerros en forma de lomeríos, donde se aprecian derrames de hasta 25 a 40 m de espesor con un rumbo general de 55° NO (Fig. 7a). La mineralogía de estas lavas es abundante en fenocristales de plagioclasa y otros minerales como piroxeno, homblenda, olivino, y minerales opacos u óxidos. La matriz es de color rojizo la cual al parecer esta muy vitrificada. A simple vista esta roca presenta una textura en “turkey track” (pisada de pavo) la cual se forma por el arreglo que muestra los fenocristales de plagioclasa, los que alcanzan longitudes de hasta 3 cm (Fig. 7b). No hay edades reportadas para esta unidad andesítica-basáltica, pero se tiene mucha similitud en textura y mineralogía con la unidad descrita por Mora-Álvarez (1992) al oeste de la Sierra Santa Úrsula, la cual a la vez guarda una posición stratigráfica muy similar, ya que aquí se observó que esta unidad esta debajo de los derrames de las lavas de composición dacítica.



Figura 7a .-Fotografías tomadas al norte del Rancho los Pilares, donde se muestran afloramientos de lavas andesitas-basálticas que muestran espesores de hasta 30 m, con un rumbo de 55°NO y echados de 5° al NE.

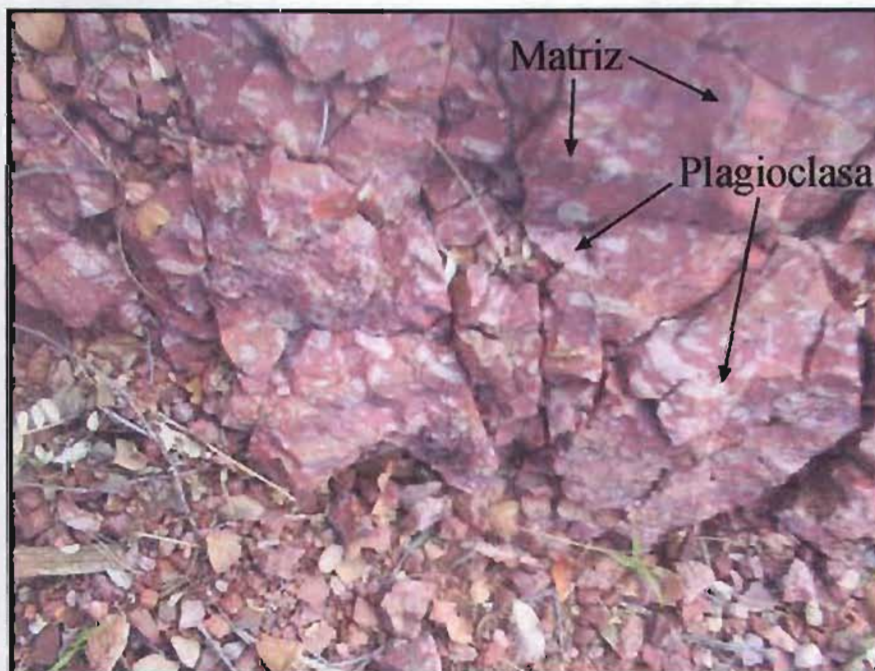


Figura 7b .- Acercamiento de los flujos de andesita-basáltica, donde se muestran los fenocristales de plagioclasa y la matriz fina, observándose una textura porfídica más bien conocida como "turkey track".

Por todas estas características se sugiere que esta unidad podría tener una edad entre 12 y 15 Ma. La edad menor es de la dacita que aflora en la Sierra Santa Úrsula, mientras que la mayor es de las rocas de composición ácida las cuales se observaron debajo de estas lavas andesíticas-basálticas al oeste de la Sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1993).

En lámina delgada esta roca presenta una textura porfídica con una matriz vítrea que presenta una coloración rojiza debido a una fuerte oxidación. La matriz está compuesta de vidrio, pequeños cristales de plagioclasas y minerales oxidados. La mineralogía esencial que se puede apreciar en esta roca es de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y olivino. Y como minerales accesorios se tiene la presencia de apatito y minerales opacos, como magnetita y hematita. Esta roca se caracteriza por el tamaño y gran contenido de fenocristales de plagioclasa (Fig. 8a), en donde se muestra como estos cristales pueden alcanzar hasta seis centímetros de longitud en muestra de mano. En este estudio petrográfico se observaron cristales de un centímetro de longitud. Las plagioclasas varían en composición desde oligoclasa (An_{13}) hasta labradorita (An_{60}), sin embargo la variedad más abundante es de andesina ($An_{35} - An_{58}$). Las plagioclasas de esta roca presentan maclas de albita con cristales que por lo general muestran formas subhedrales, los cuales en muchas ocasiones contienen impurezas de vidrio volcánico en sus superficies. Dentro de los ferromagnesianos presentes en esta roca, está el piroxeno, aunque en menor cantidad que los otros ferromagnesianos que se encuentran oxidados, la forma de estos piroxenos es subhedral a euhedral. Los cristales de piroxenos se aprecian con una coloración un poco verdosa a luz polarizada y su principal característica es su forma prismática. El ferromagnesiano dominante en esta roca es el anfíbol, el cual se muestra en pequeños cristales que tienen pocos milímetros largo (5-7 mm), también estos minerales se pueden observar cristales más pequeños que forman la matriz (Fig. 8b). Estos cristales se muestran bien oxidados en la mayoría y no muestran sus colores habituales, sin embargo por la forma prismática alargada bien conservada de estos cristales se puede deducir que la principal variedad a la que pertenecen es hornblenda (Fig. 8b). Otro ferromagnesiano que se puede observar de manera escasa es el olivino y se muestra muy alterado a iggdinsita, en ocasiones cuando esta alteración es total es muy difícil diferenciarlo, ya que se puede confundir con los anfíboles pues en ciertas veces tienen similitudes en sus formas.

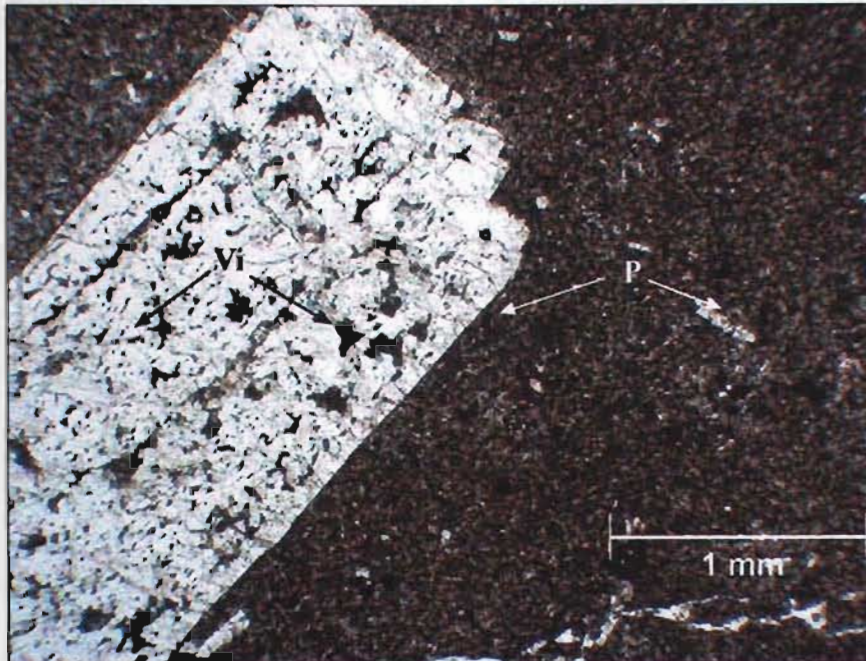


Figura 8a.- Fotomicrografía de la lava andesita-basáltica, donde se muestra un fenocristal de plagioclasa envuelto en una matriz fina, también se observa que los cristales de plagioclasa presentan impurezas de vidrio volcánico en sus superficies. Plagioclasa (P), Hornblenda (Hb), Vidrio (Vi).

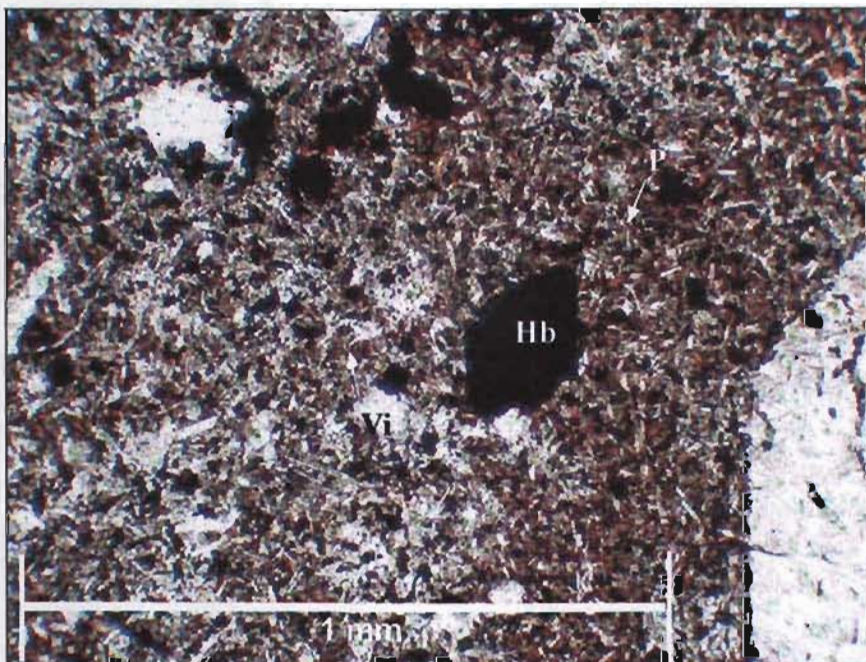


Figura 8b.- La fotomicrografía muestra un acercamiento de la matriz, en donde se observan pequeños cristales de plagioclasa, hornblenda y vidrio volcánico, también es evidente la forma de los cristales de hornblenda. Plagioclasa (P), Hornblenda (Hb), Vidrio (Vi).

Lava domica y toba riolítica

Las rocas riolíticas cubren a las andesitas “turkey track” tanto en la Sierra del Bacatete como en la Sierra Santa Úrsula (Fig. 6). Para esta litología riolítica se tienen registradas tres localidades en la porción este de la Sierra Santa Úrsula. 1) Un afloramiento está ubicado al oeste del Cerro el Papalote en la parte sur del área. 2) Otro afloramiento se ubica al oeste del Rancho la Esperanza y 3) uno más al norte de última localidad al noroeste del Rancho el Aguajito.

Los afloramientos de riolita para esta zona consisten en domos, además de tobas y vitrófidos, los cuales pueden alcanzar espesores hasta 150 m, a excepción de los domos que se presentan en pequeños cerros de poca altura (Fig. 9). En la Sierra del Bacatete no se observó este tipo de roca riolítica, al menos en la margen occidental de dicha sierra, sin descartar la posibilidad de encontrar esta unidad más hacia el oriente. La actitud y disposición de estas rocas es muy variable, ya que los derrames pueden presentar diferentes y variados rumbos e inclinaciones, siendo esta una característica de los derrames muy viscosos.

La mineralogía esencial de estas rocas riolíticas consiste de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y algunos cristales de ferromagnesianos. De estos la más abundante es la biotita y la hornblenda, esta última en menor cantidad. Se tienen registradas seis edades radiométricas de K/Ar con rangos entre 17.3 ± 2.8 y 12.3 ± 0.3 Ma (Mora-Álvarez, 1993). No obstante en este mismo trabajo de Mora-Álvarez (1993) se reporta una edad más antigua de 18.8 ± 3.7 Ma, localizada más hacia el oeste de la Sierra Santa Úrsula. La relación de estas rocas es discordante con las rocas volcánicas de composición andesítica-basáltica de la parte inferior y están concordantemente cubiertas por lavas de composición dacítica.

Al microscopio esta roca muestra una textura porfídica mostrando dos tipos de fases una con matriz más fina que la otra, la cual presenta un mayor contenido de cristales y una matriz más gruesa (Fig. 10). La mineralogía esencial para estas tobas es cuarzo, feldespato potásico, y plagioclasas como los principales cristales, y como ferromagnesianos se tiene la presencia de biotita y piroxeno. Por otra parte la mineralogía secundaria consiste de cuarzo, clorita y minerales opacos que normalmente son de hematita.

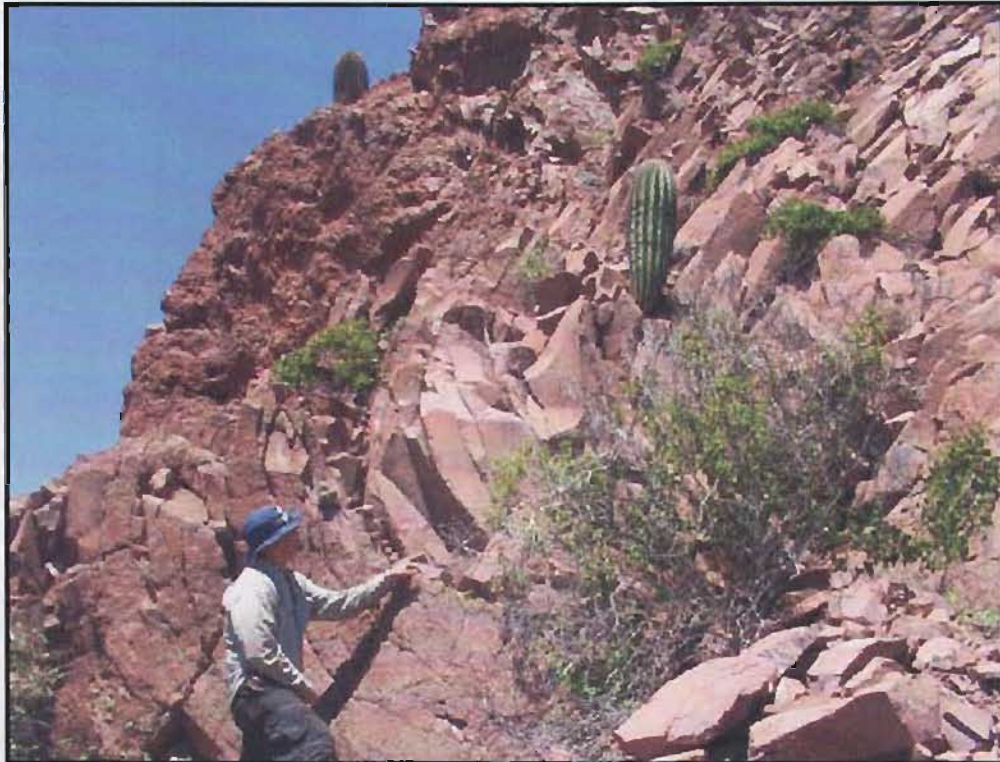


Figura 9.- Fotografía tomada al oeste del Cerro el Papalote, donde se muestra un afloramiento de riolitas que por su alta densidad forma estructuras del tipo cóncavo.

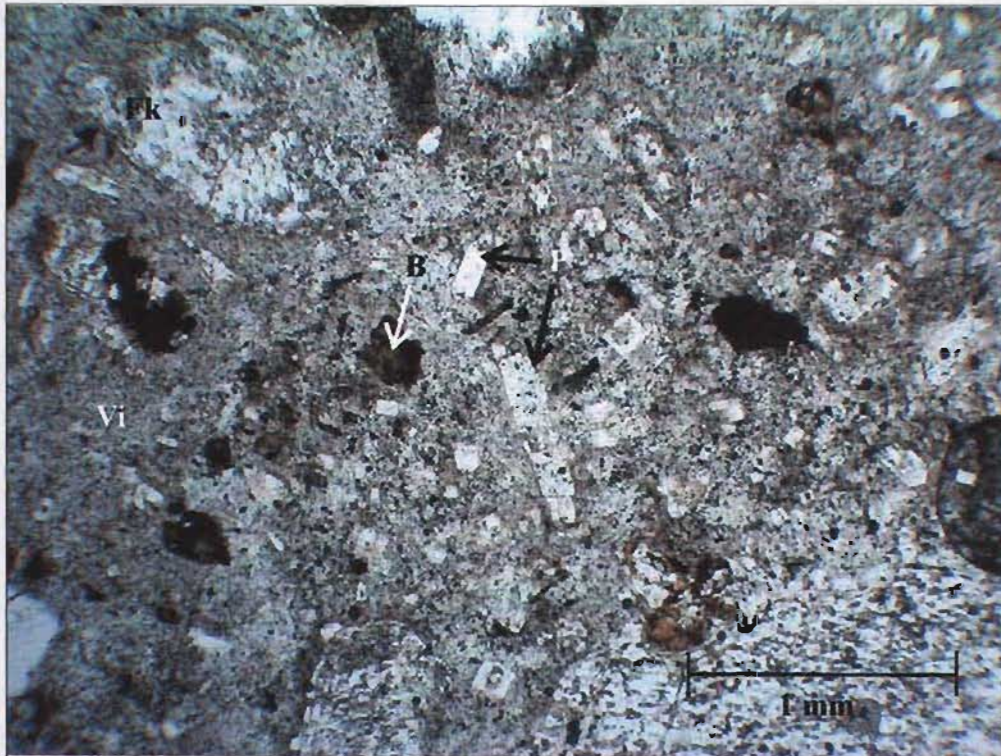


Figura 10.- Fotomicrografía de la toba riolítica, donde se observa una textura porfídica y una mineralogía esencial que consiste de cuarzo (C), feldespato potásico (FK), Plagioclasa (P), Biotita (B), Hornblenda (Hb), y Vidrio (Vi).

El mineral accesorio es el apatito y se encuentra en los cristales de cuarzo, este también se pueden observar en los cristales de plagioclasa y feldespato potásico. El cuarzo en esta muestra se observa tanto en la matriz como en cristales y estos presentan formas subhedrales. En estas rocas son evidentes las fracturas en las que están rellenas de cuarzo. Las plagioclasas en esta roca presentan una forma subhedral, sus composiciones varían entre An_6 a An_{15} (albita-oligoclasa) pero la mayor parte pertenecen a la albita. Por su parte el feldespato potásico en esta roca muestra como principales variedades a la microclina y el sanidino, estas tienen formas subhedrales y en ocasiones se puede observar la textura en criba, esta se forma debido a un desequilibrio composicional entre el cristal y el líquido en el momento de la formación del cristal. Los cristales biotita tienen forma subhedral y en ocasiones se encuentran alterados a clorita y otros parecen estar oxidados. Contiene también clinopiroxenos los cuales presentan formas subhedrales a euhedrales, en los cuales se puede apreciar su forma octagonal.

Mientras que el vitrófido está compuesto por una matriz vítrea y muestra una textura perlítica, los principales cristales que se observan son de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo (en menor proporción), y como ferromagnesianos se tienen cristales de biotita y piroxeno. Como mineralogía secundaria muestra clorita, y óxidos como la hematita y la magnetita; el principal mineral accesorio es el apatito.

El cuarzo es muy escaso, sin embargo los cristales existentes presentan una forma anhedral. Los feldespatos potásicos presentan una forma subhedral a euhedral, por otra parte hay algunos cristales que tienen la textura en criba (sieve) y otros tantos presentan vidrio en sus superficies. Las plagioclasas en esta roca vítrea son euhedrales con tamaños muy pequeños que no pasan de 1 mm de largo. La composición de las plagioclasas es principalmente albita-oligoclasa (An_{41} - An_{57}), pero también se tiene la presencia minoritaria de plagioclasas de andesina (An_9) y labradorita (An_9). Esto último quizás signifique que estas vitrófiditas acarrearon cristales de una roca más básica en su ascenso. Por otra parte hay algunos cristales que exhiben zoneamiento y están alineados (Fig. 11).

Por otro lado el vitrófido presenta fragmentos de roca, que al parecer son de composición granítica con cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y piroxenos. Estos últimos están parcial o totalmente alterados a clorita, mientras que pocos cristales están frescos.

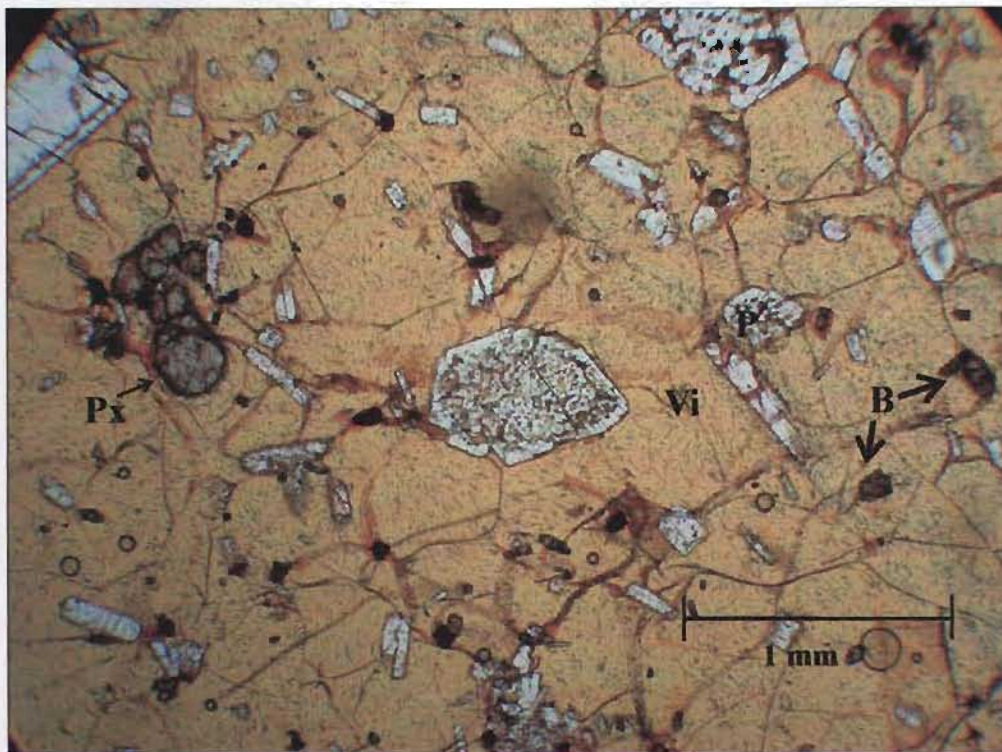


Figura 11.- Fotomicrografía del derrame de vitrofito riolítico, el cual muestra una textura perlítica. La mineralogía que se muestra es de fenocristales de plagioclasa (P), vidrio (Vi), piroxeno (Px), y biotita (B).

Lava dacítica.

Estas rocas son muy abundantes tanto en la porción oriental y la occidental de la Sierra Santa Úrsula y Sierra del Bacatete respectivamente. En la Sierra Santa Úrsula esta unidad aflora de manera continua desde el Cerro el Papalote hasta más al norte del rancho El Aguajito, de igual forma esta unidad se muestra al oeste y norte del poblado de Ortiz (Figs. 5 y 6). En la Sierra del Bacatete se observa esta misma distribución, ya que estas rocas se pueden ver desde la parte oriental de la mesa al norte del Bacatete hasta las porciones orientales de El represo, al sur del área (Fig. 5).

Los afloramientos de estas rocas dacíticas están constituidos principalmente por flujos, los cuales muestran en muchas ocasiones un bandamiento debido a juntas de enfriamiento (Fig. 12b). También se pueden observar derrames muy viscosos, ya que se muestran como flujos que pueden formar estructuras como pliegues, además es muy común observar la presencia de esferulitas, las cuales pueden alcanzar tamaños que van desde milímetros hasta cinco centímetros de diámetro. La actitud de esta unidad es muy variable, sin embargo en forma general estas lavas parecen buzarse hacia el oeste en la Sierra Santa Úrsula y al este en la Sierra del Bacatete.

El espesor de estas lavas puede rebasar los 300 m, formando pronunciados saltos que pueden observarse a distancia como se muestra en la Figura 12a. Estas rocas generalmente presentan una textura muy fina y su mineralogía se compone esencialmente de plagioclasa, cuarzo y poco feldespato potásico.

En la Sierra Santa Úrsula se tienen publicadas seis edades radiométricas por el método K/Ar, y estas dan edades de entre 12 ± 0.3 a 11.4 ± 0.3 Ma (Mora-Álvarez, 1993). De estas seis edades dos se hicieron en el área de estudio, con resultados de 11.8 ± 0.3 a 11.4 ± 0.3 Ma. En la Sierra Santa Úrsula estas rocas se encuentran en discordancia sobre las rocas riolíticas y son sobreyacidas por tobas riolíticas que en ocasiones se encuentran intercaladas con basaltos (Fig. 6). Mientras que en la Sierra del Bacatete estas rocas dacíticas tienen una relación discordante con las andesitas "turkey track" y son sobreyacidas por los basaltos toleíticos. Estas lavas en algunos lugares pueden ser cortadas por el granófiro neógeno, como en los afloramientos ubicados al NW del rancho El Aguajito, en la Sierra Santa Úrsula.



Figura 12a .- Fotografías tomadas en el Rancho la Esperanza. Vista panorámica de las lavas dacíticas, donde se muestra los gruesos espesores. Tomada desde el este.

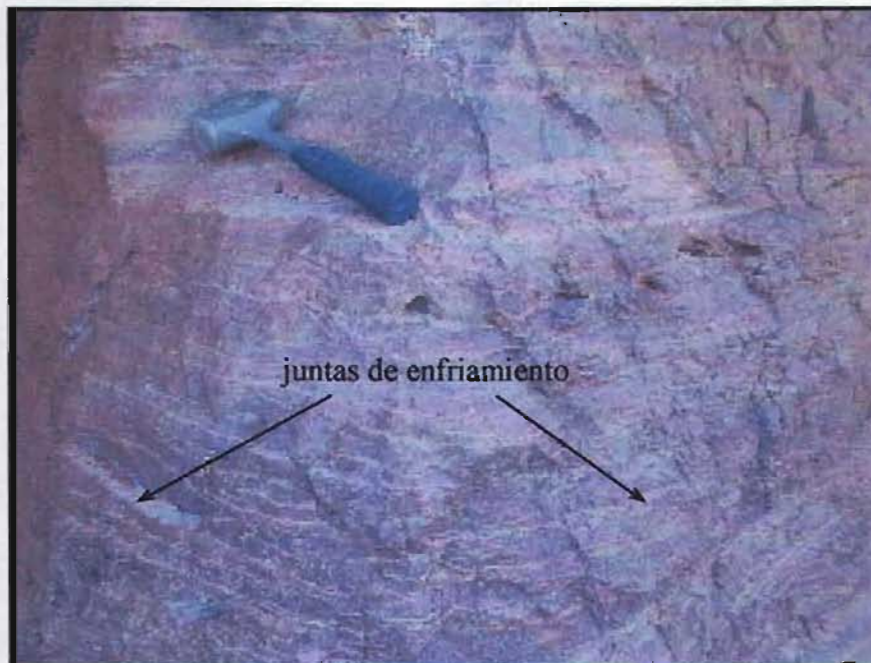


Figura 12b .- Acercamiento de las lavas en donde se aprecia bandeamiento debido a las juntas de enfriamiento.

Al microscopio, esta roca presenta una textura porfídica con una matriz vítrea en colores oscuros o claros. También se puede observar que la mineralogía principal está compuesta de cristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita, y piroxeno. Y como minerales accesorios contiene apatito y minerales opacos.

Esta roca se caracteriza por su gran contenido de fenocristales de feldespato potásico, en donde la principal variedad que se tiene son el sanidino y la ortoclasa, los cuales en ocasiones presentan macla Carlsbad sencilla; los cristales son subhedrales los cuales contienen en sus superficies impurezas que en muchos casos es vidrio volcánico. Las plagioclasas presentan composiciones que varían entre An_9 y An_{15} (albita-oligoclasa), las cuales se manifiestan con zoneamiento en algunos de los cristales, además muestran una textura en criba ("sieve"). Esto debido al desequilibrio térmico que hubo entre el líquido y el cristal durante el enfriamiento. Dentro de los cristales de plagioclasa con textura en criba ("sieve") se observa que presentan una forma de redonda a subredonda y en algunos de los casos se ve que el crecimiento de plagioclasa en las periferias del cristal fue considerable (Fig. 13a). El cuarzo en esta muestra se observa en cristales de forma anhedrales y es muy escaso, aunque también se tiene cuarzo secundario que rellena ciertas vetillas que tiene la roca, este puede ser muy abundante.

El principal mineral ferromagnesiano es el piroxeno (clinopiroxeno), estos cristales por lo normal presentan formas subhedrales a anhedrales. Otro ferromagnesiano presente es la biotita aunque en menor cantidad que el piroxeno, la forma de estas biotitas es subhedral. La oxidación parece afectar un poco a ambos minerales. Otra característica de estas dacitas es que presentan un gran contenido de esferulitas, las cuales pueden variar en sus dimensiones (Fig. 13b).

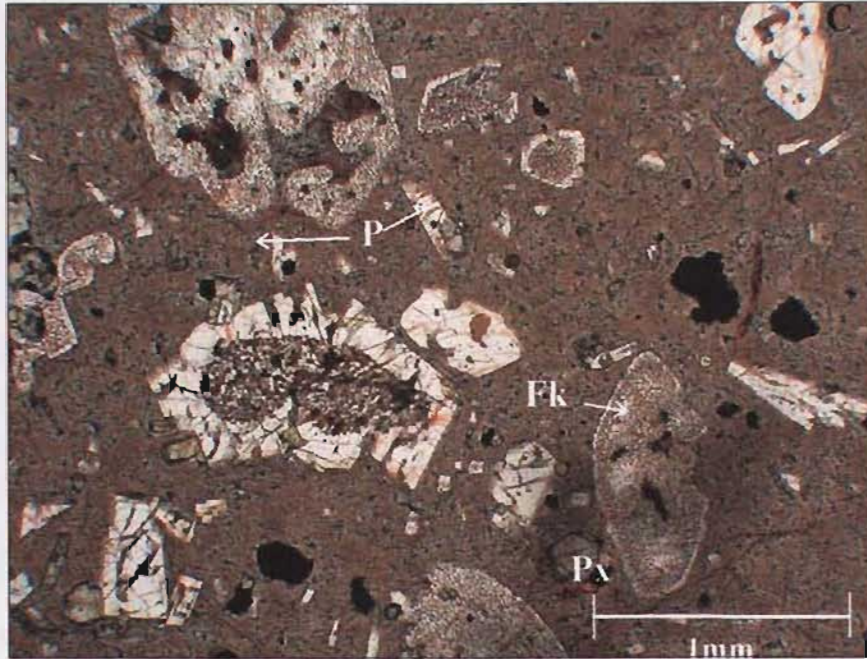


Figura 13a.- Fotomicrografía de una dacita, donde se observa una textura porfídica, también se muestra como algunas plagioclasas muestran una textura en criba. La mineralogía que muestra esta roca es feldespato potásico (FK), plagioclasa (P), cuarzo (C), y como ferromagnesianos hay piroxeno (Px) y Biotita (B). En ciertos cristales se puede apreciar vidrio.

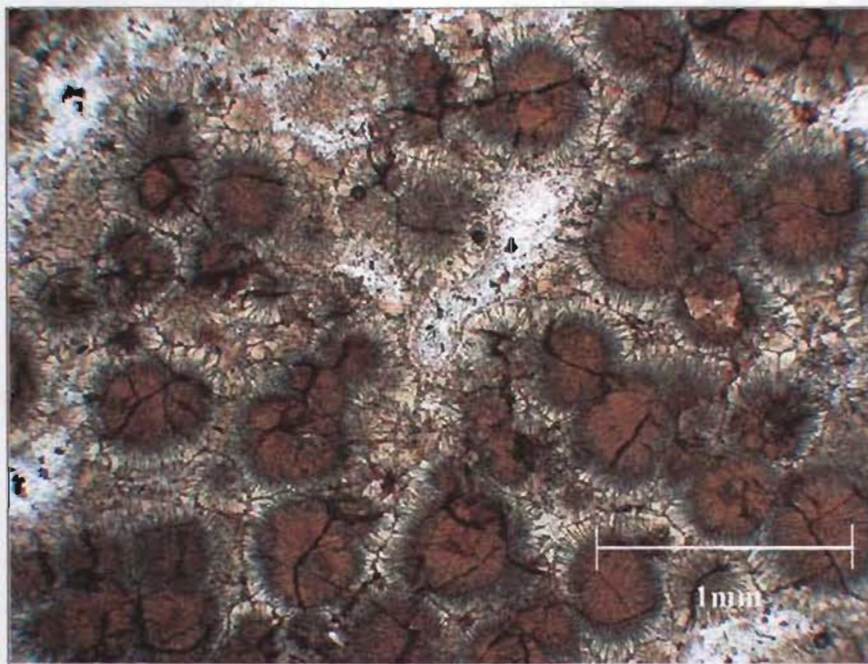


Figura 13b.- Fotomicrografía de una dacita, donde se observa una gran cantidad de esferulíticas, siendo esto una característica muy común en estas lavas.

Granófiro

Los afloramientos del intrusivo neógeno en el área son muy abundantes, tanto en la Sierra Santa Úrsula como en la Sierra del Bacatete (Fig. 6). En la Sierra Santa Úrsula los afloramientos de esta roca se pueden observar desde el norte de Empalme en la antigua cantera (sureste Sierra Santa Úrsula) hasta los alrededores del poblado de Ortiz, al norte (Figs. 5 y 6). En la Sierra del Bacatete estas rocas afloran sobre una distancia de ocho kilómetros, desde la parte sur hasta el norte de la sierra. Para esta región se puede observar que el granófiro presenta una morfología característica de diques, los cuales tienen un rumbo general de N-S con pequeñas variaciones al NE (Fig. 14a). También se puede observar que hay afloramientos aislados los cuales forman pequeñas lomas someras de muy poca altura. Generalmente, esta roca se encuentra en contacto por falla con las rocas dacíticas, situación muy común en ambos márgenes de la cuenca.

El granófiro presenta variaciones en el tamaño del grano, que van desde grano medio hasta grano fino. Se puede confundir con lavas o tobas de composición intermedia a ácida, por ejemplo: al oeste del Rancho La Esperanza. En el campo se pueden observar como estas facies van cambiando gradualmente y al parecer las más finas se relacionan con las porciones más superficiales o externas del granófiro, mientras que las facies que presentan cristales más gruesos se relacionan con las partes internas del cuerpo intrusivo.

Estos intrusivos neógenos muestran coloraciones claras y presentan una mineralogía esencial de cuarzo, plagioclasa, y feldespato potásico con muy escasa presencia de minerales ferromagnesianos. Dentro de estos se puede distinguir a la biotita, horblenda y moscovita, esta última tan solo se observó en granófiro de la Sierra del Bacatete, y con menor presencia se observan óxidos de hierro. Una importante característica distintiva de los granófiro es la gran cantidad de huecos miariolíticos que en ocasiones puede presentar (Fig. 14b), la abundancia de estos está relacionada a las cantidades de líquidos y gases que tenían estas rocas a la hora de su formación. Es importante remarcar que estos huecos en ocasiones pueden estar rellenos de cuarzo o zeolitas. Todas estas características hacen inferir un posible emplazamiento somero, y un control estructural N-S.

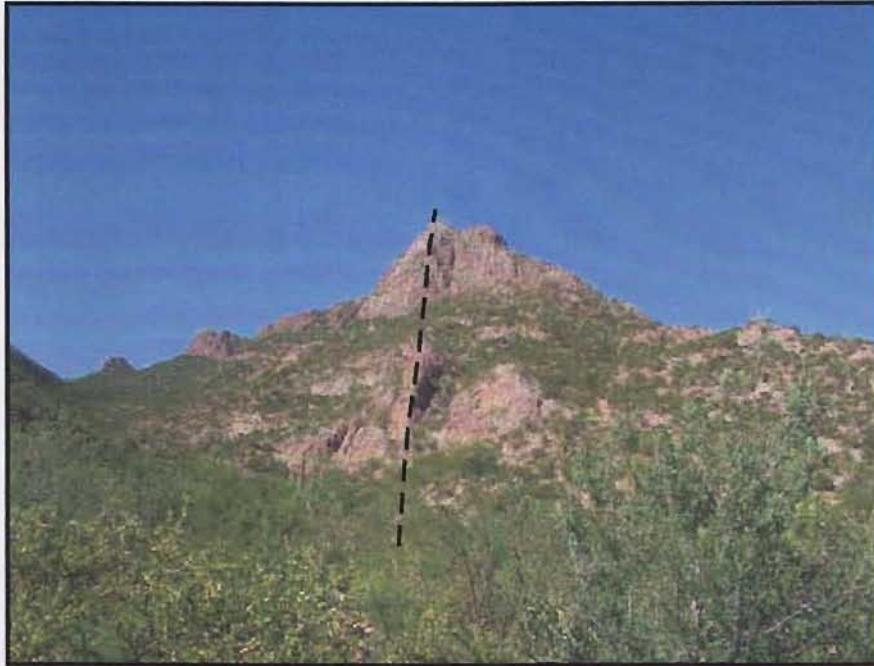


Figura 14a.- Fotografías de granófiros ubicados en el Rancho la Esperanza. Dique de granófiro, esta morfología es común para la mayoría de estos afloramientos. Tomada de N a S.



Figura 14b.- Acercamiento del granófiro, donde se puede observar la textura miarolítica, con una gran abundancia de huecos, producto de la abundancia de gases y fluidos que tenía al ser emplazado.

Las edades radiométricas que se tienen registradas para este granófiro son muy escasas de hecho tan solo hay una edad publicada por el método de K/Ar de 14.4 Ma (Mora-Klepeis et al., 1997). En estudios más recientes se han obtenidos nuevas edades Ar/Ar para los granófiros de la Sierra Santa Úrsula, las cuales han dado edades entre 11 y 10 Ma (Gans com. pers.). Estos datos recientes son congruentes con las relaciones de campo vistas en este trabajo, ya que al oeste del rancho El Aguaje en la porción central de la Sierra Santa Úrsula, se observa como la roca granofírica asimila fragmentos de las rocas dacíticas, lo que sugiere que las rocas intrusivas cortan a las rocas volcánicas.

Al microscopio puede presentar una textura porfídica la cual gradúa hacia los bordes de los cuerpos a facies cristalinas mas fina. Esta roca esta constituida por minerales esenciales tales como el cuarzo (25-34 %), plagioclasa (22-29 %), y feldespato potásico (23-32 %) como ortoclasa y microclina, siendo la primera la más abundante. Las facies más finas muestran las rocas con un mayor contenido de cuarzo. El conteo de puntos de estas rocas indica una composición monzogranítica (Tabla I y Figura 15).

Entre de los minerales ferromagnesianos se tiene la presencia de biotita (0.1-4.5 %) y hornblenda (0.1-0.6 %), ambas se encuentran en proporciones muy bajas predominando las biotitas, que por lo general se encuentran fuertemente oxidados. Como minerales secundarios se tienen óxidos que normalmente pertenecen a pequeños cristales de hematita y magnetita, en ocasiones se puede observar cristales de esferulitas o de zeolitas. Otro mineral secundario que se observa es la sericita aunque solo en ciertos afloramientos de la porción oeste de la Sierra del Bacatete, este mineral se produce por la alteración del feldespato potásico o plagioclasas. Como mineral accesorio de esta roca intrusiva, se observó el apatito que se encuentra en las superficies de los feldespatos y el zircón.

El cuarzo comúnmente presenta una forma anhedral ya que en ocasiones se encuentra rellenando huecos y forma cristales alargados en forma radial (ciertos granófiros del Bacatete) (Fig. 16). Esta forma característica tiene una relación muy directa con los huecos miarolíticos, los cuales son lugares propicios para la formación de otros minerales, pocas veces se le observa con impurezas en la superficie de estos cristales. Las plagioclasas por su parte tienen una forma subhedral a anhedral y en unas ocasiones presentan un alteración sericítica, la composición de estas varía entre oligoclasas y albitas (An_6 a An_{20}).

Tabla I. Clasificación modal de las rocas granóficricas de la Cuenca de Empalme.

	M-05	M-25	M-28A	M-32	M-97-98	M-98-27
Pg	29	26.7	28.9	26.3	22.3	27.4
Cz	27.8	34.4	33.1	27.5	29.4	25.7
A	32	23.5	24.1	30.6	32.2	27.8
Bi	3.4	1	1.6	2.9	4.5	0.1
Hb	0.1	0	0.2	0.6	0.3	0.6
Px	0	0	0.1	0.3	0	0
Op	5.1	2.7	4.5	5.2	4.3	7.2
Mi	2.6	11.7	7.2	6.6	7	11.2

Clasificación: Monzogranito Monzogranito Monzogranito Monzogranito Monzogranito Monzogranito

Pg:plagioclasa, Cz:cuarzo, A:feldespato potásico, Bi:biotita, Hb:hornblenda, Px:piroxeno,

Op:opacos, Mi:huecos miarolíticos.

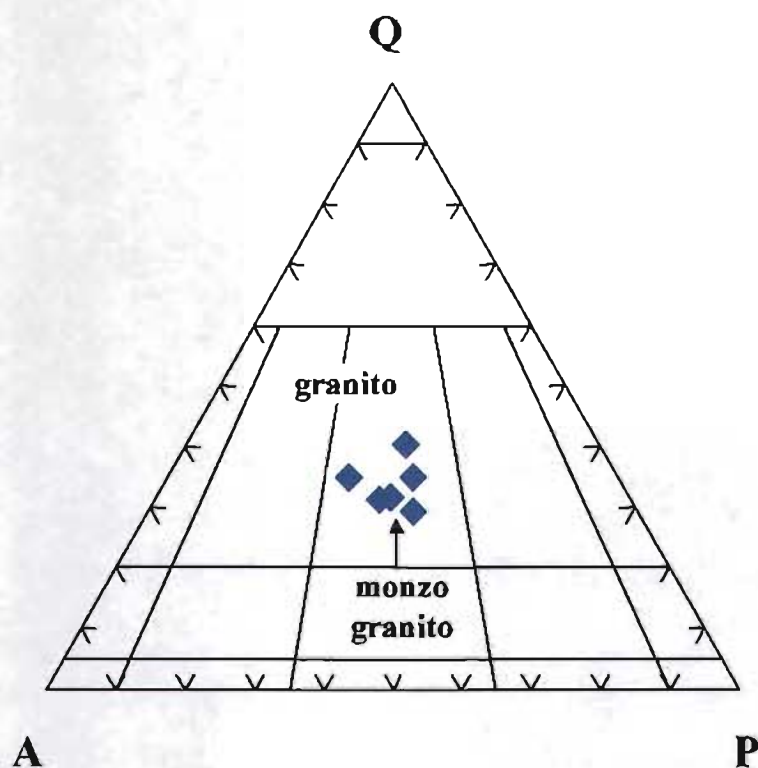


Figura 15.-Diagrama QAP (Streckeisen, 1976), que muestra los diferentes campos de rocas intrusivas. La distribución de las rocas granóficricas de la Cuenca de Empalme, muestran una clara tendencia hacia monzo-granitos. Q=cuarzo, A=feldespato alcalino, P=plagioclasa.

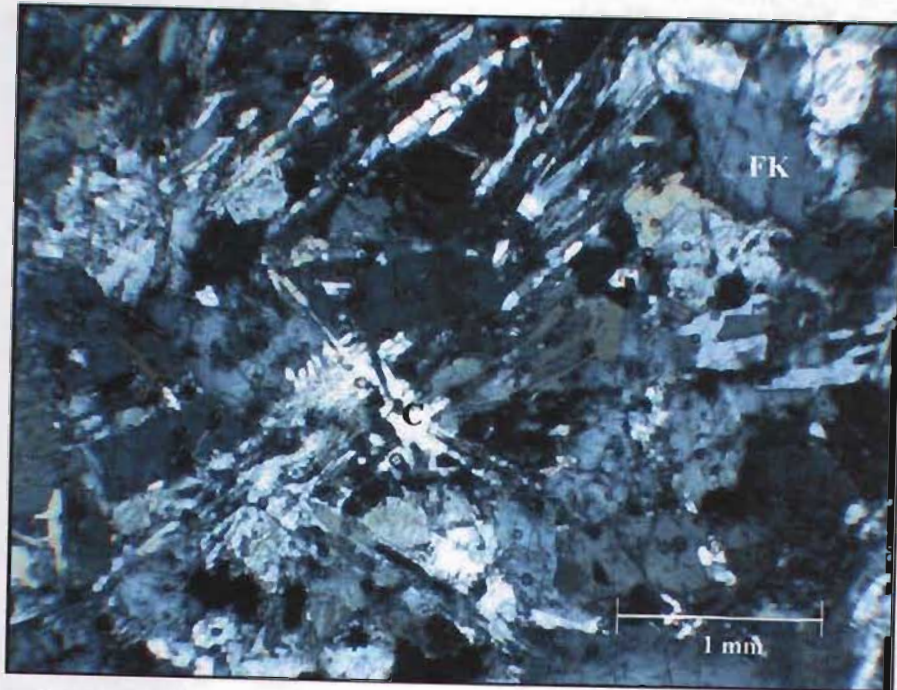


Figura 16.- Fotomicrografía de un granófiro de la Sierra del Bacatete, donde se muestra la mineralogía esencial con cuarzo (C) y feldespato potásico (FK). En esta lamina se observa como el cuarzo esta relleno de huecos y formando cristales un poco alargados y radiales con formas poco comunes.

El feldespato potásico muestra una forma subhedral en gran parte de sus cristales (Fig. 17a), y en ocasiones presenta alteración sericítica e inclusiones de apatito y óxidos. También en ciertas ocasiones se puede apreciar los cristales de ortoclasa con una textura pertítica, la cual nos indica que este mineral sufrió una exsolución durante el proceso de cristalización.

Otra característica importante al microscopio es la textura granófirica y la micrográfica (Fig. 17b) la cual consiste de un intercrecimiento de cuarzo irregular y feldespato potásico, estas texturas nos indica un cristalización tardía de fluidos residuales. Las cavidades o huecos miariolíticas anteriormente mencionados varían en sus tamaños desde 0.3 mm hasta 4 mm de diámetro, estas cavidades se asocian con esferulitas, textura granófirica, textura micrográfica y también tienen un relleno parcial de cuarzo como anteriormente se había mencionado. Las formas de estas cavidades varían de alargadas a subredondas, y al parecer lo que nos indican estos huecos El contenido de estos huecos puede llegar a ser de bajo a moderadamente abundante (2.6-11.7%) (Tabla I).

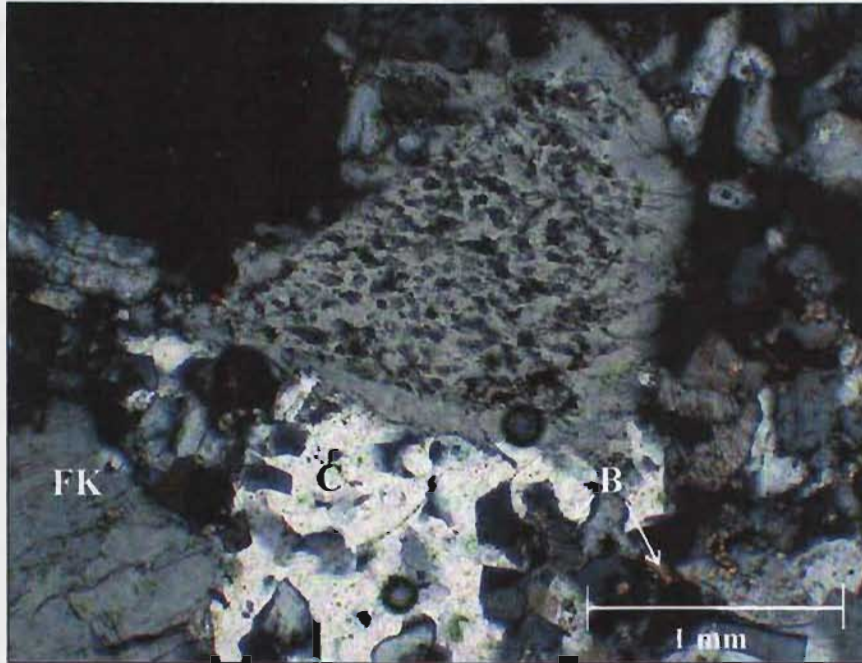


Figura 17a.- Fotomicrografía del granofiro, la cual presenta cristales de cuarzo (C) como relleno, feldespato potasico (FK), y la Biotita (B) es el principal ferromagnesiano el cual se observa en cantidades moderadas.

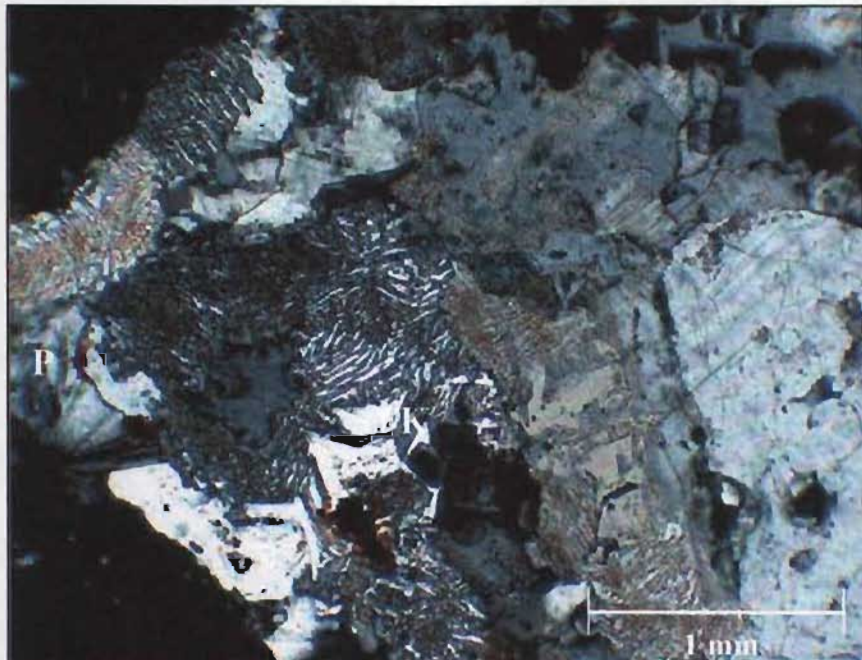


Figura 17b.- Fotomicrografía del granofiro, la que muestra la típica textura micrográfica, donde se observa el intrecrecimiento de cuarzo en el feldespato.

Brecha volcánica.

Esta roca brechoide se observa tan solo en algunos afloramientos aislados en la Sierra del Bacatete, aproximadamente a unos dos kilómetros al noreste del rancho El Campamento (Fig. 5). Mientras que para la Sierra Santa Úrsula no se ha reportado la presencia de estas brechas volcánicas.

Esta unidad volcánica presenta una gran cantidad de fragmentos con formas que van desde moderada a fuertemente angulosos, con una gran predominancia de pedazos de roca del mismo granófiro, aunque en mucha menor proporción se observan fragmentos de rocas volcánicas específicamente de dacitas. La matriz de esta roca brechada tiene una coloración rojiza debido a una intensa oxidación y exhibe una fuerte silificación (Fig. 18). Esta brecha muestra una gran cantidad de vetillas que al parecer son de origen hidrotermal ya que se muestran bien alteradas, como ejemplo de esto se observa una mineralogía de alunita, calcedonia, hematita y otros óxidos, además esta acompañada de fuerte alteración sericitica, esta última en menor proporción. Para esta roca no se tienen registradas edades radiométricas, sin embargo por las relaciones de campo y la gran cantidad de fragmentos de granófiro, se cree que se derivan de las etapas finales de cristalización de los granófiros, por lo que se piensa que son ligeramente más jóvenes que estos últimos.

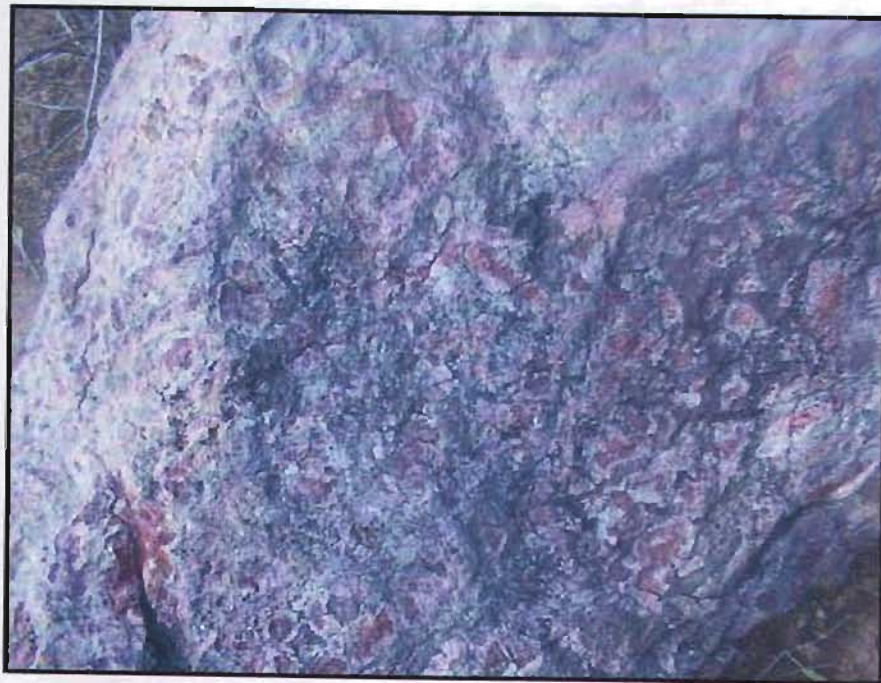


Figura 18.- Acercamiento de la brecha volcánica, observándose los fragmentos de roca regularmente angulosos y con una fuerte silificación.

Toba

Esta roca volcánica representa la unidad más superior del vulcanismo ácido y consiste en una toba, la cual en algunos casos puede estar interestratificada con los derrames de basalto toleítico (Figs 19a y 19b). Mora-Álvarez (1993) observó que esta roca tobacea se encuentra discordantemente sobre la roca dacítica y pueden tener espesores que varían de 50 a 110 m en las porciones más occidentales y centrales de la Sierra Santa Úrsula.

En el área de estudio esta toba se extiende poco, en los lugares donde se puede observar aflorando esta el occidente del rancho El Aguajito y las mesetas de basalto que se encuentran en la parte norte de la ciudad de Empalme. Esta roca tiene una importancia significativa ya que representa la transición tectónica de esta zona, pues es la última evidencia de vulcanismo de arco para esta región. Por lo que se refiere a la Sierra del Bacatete, no se encontraron evidencias de esta unidad, ni aun interestratificado con los basaltos de esta zona.

Esta toba consiste de derrames de cenizas que se observan muy poco consolidadas, con espesores de entre pocos metros hasta unos 20 metros y con tiene fragmentos de roca como basalto, granófiro y pómez. Estos fragmentos muestran formas moderadamente subangulosas y con dimensiones que apenas alcanzan alrededor de un centímetro. De los pocos cristales que se alcanzan a observar, corresponden a plagioclasas que presentan una forma subhedral y un tamaño máximo de 0.5 centímetros. El afloramiento de esta toba que se ubica al norte de Empalme, presenta un rumbo de 15° NO y un echado de 20° hacia el este.

En esta toba ácida no se tienen reportadas edades radiométricas ya que presenta muy pocas fases cristalinas (Mora-Álvarez, 1993). Sin embargo en este último trabajo se asume que por su posición estratigráfica se puede tomar un rango de edad entre 11.4 Ma (edad menor de las rocas dacíticas) y 9.2 Ma (edad del basalto que se presenta interestratificado con esta toba). La toba ácida cubre discordantemente a las dacitas y esta intercalado y sobreyacido por el basalto.

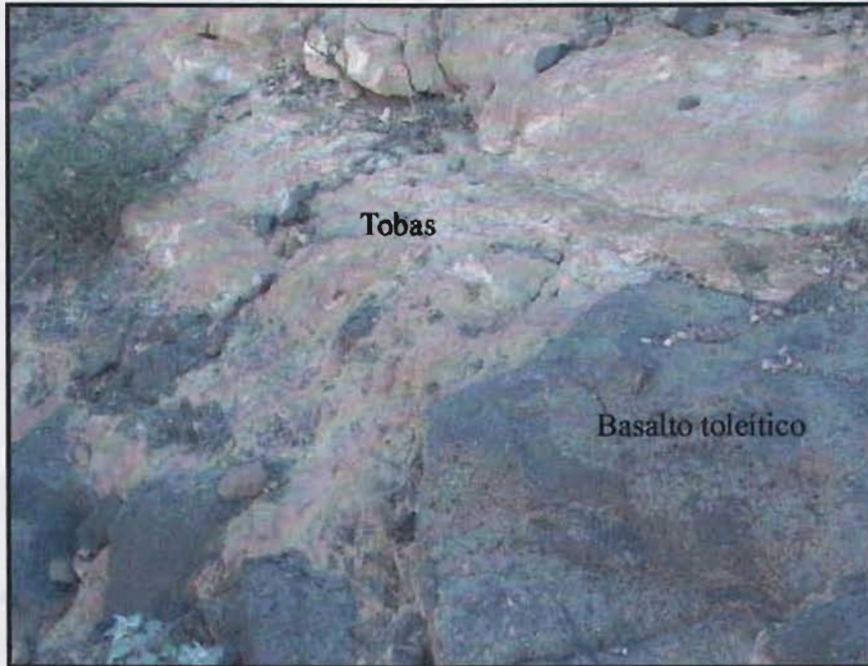


Figura 19a.- Afloramientos de las tobas del Mioceno Tardío y basaltos toleíticos, al norte de Empalme donde se observan intercaladas.



Figura 19b.- Vista panorámica de estas unidades al norte de Empalme, donde se muestra que las tobas y conglomerados presentan espesores de hasta 60 m.

Basalto toleítico

El basalto está ampliamente distribuido en la región, ya que aflora en la Sierra El Aguaje, al oeste de la Sierra Libre y en San Carlos. Dentro del área de estudio la distribución de estas rocas basálticas también es muy amplia, donde más aflora es en el límite oriental de la Sierra Santa Úrsula y en el Cuenca de Empalme, desapareciendo su presencia en las cercanías a Ortiz (Fig. 5). La consistente presencia de esta litología en la parte este del Cuenca de Empalme, se puede deber a su asociación espacial con fallas mayores en ambas partes de la cuenca. Por otra parte, en la margen oriental de la cuenca, flanco oeste de la Sierra del Bacatete, su distribución se intensifica en la parte norte y sur de esta margen (Fig. 5). Estas rocas también afloran en la porción sur-centro del Cuenca de Empalme, donde se muestra que estos afloramientos presentan una fuerte alineación N-S (Fig. 5).

Los derrames de basalto se presentan en forma de mesetas, pueden alcanzar espesores de decenas de metros hasta 200 m de altura en algunos afloramientos (Fig. 20b) Esta roca es afectada por fallas normales recientes lo que provoca que la gran parte de las mesetas se encuentren basculadas con echados muy someros que van de 3° a 10°. Estas mesetas en forma general buzan hacia el oeste en la Sierra Santa Úrsula, mientras que en la Sierra del Bacatete buzan al este.

La mineralogía principal que se observa en estas rocas es plagioclasa, olivino y piroxeno y como minerales secundarios se pueden ver la presencia de óxidos de fierro tales como hematita y magnetita. Otra importante característica de estas rocas es la presencia de una gran cantidad vesículas y amígdalas en ciertas partes de las mesetas. En algunos casos la presencia abundante de amígdalas produce colores claros en los afloramientos como ejemplo al oeste del rancho El Aguajito.

Las edades radiométricas que se tienen para esta roca básica son cuatro edades K/Ar obtenidas por Mora-Álvarez (1992), en la región de la Sierra Santa Úrsula las cuales oscilan entre 10.3 y 8.5 Ma. Aunadas a estas fechas se tiene otro fechamiento al este de la Sierra del Bacatete en el pozo de Leyva que da una edad de 8.9 Ma (McDowell et al., 1997).



Figura 20a.- Afloramiento de basaltos al noroeste del Rancho la Esperanza, donde se muestra un derrame de basalto que esta discordantemente sobre el granófiro. La linea roja representa el contacto entre estas dos unidades. Tomada de S a N.



Figura20b.- Afloramientos de basaltos toleíticos en la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula, donde se observa la morfología típica en mesetas. Tomada de E a O.

Otras edades (Ar/Ar) más recientes de la Sierra el Aguaje, Sierra Santa Úrsula y Sierra Libre, son muy similares a las de Mora-Álvarez (1992) ya que se colocan en un rango de 11 a 8.5 Ma (Gans y Otros, 2003). Los derrames de basalto cubren discordantemente a los granófiros y a las demás unidades volcánicas e intrusivas, aunque también se encuentran intercaladas con las tobas ácidas anteriormente descritas (Figs. 20a y 20b).

Al microscopio esta roca volcánica presentan una textura intergranular y en ciertas ocasiones intersticial, esta roca muestra diferencias en su tamaño de grano de una muestra a otra según la parte del derrame que se examine, ya que las partes más altas del derrame es común encontrar una textura más fina (Figs. 21a y 21b). La mineralogía esencial de estas rocas volcánicas consiste en plagioclasa con composiciones que oscilan entre An_{12} a An_{54} , contiene también olivino, y piroxeno el cual se encuentra en su variedad de clinopiroxeno (pigeonita). Como mineralogía secundaria se tiene la presencia de clorita, idingsita, calcita y pequeños cristales de plagioclasa encima de los piroxenos.

Las plagioclasas presentan formas de subhedral a euhedral con composiciones primordiales de andesina y labradorita aunque también hay un poco de oligoclasa, y en ciertas ocasiones se muestran un poco alteradas a sericita. El olivino por su parte presenta una forma anhedral y es el principal fenocristal, algunos de estos cristales a veces presenta una alteración de total a parcial de sus cristales a idingsita (Fig. 21b). Los piroxenos no tienen bien definida su forma ya que normalmente se encuentran cementando a las plagioclasas, la principal variedad que se observa es de pigeonita. Otra característica de esta roca al microscopio es la gran cantidad de vesículas que presenta, las cuales pueden ser de varias formas y tamaños, además algunas son amígdalas ya que al parecer se encuentran rellenas de calcita y zeolitas. Estas vesículas y amígdalas se formaron debido que esta roca era rica en gases volátiles al momento de su extrusión.



Figura 21a.- Fotomicrografía del basalto, el cual muestra su textura intergranular y su principal mineralogía consiste de olivino (Ol), plagioclasa (P) y piroxenos (Px).

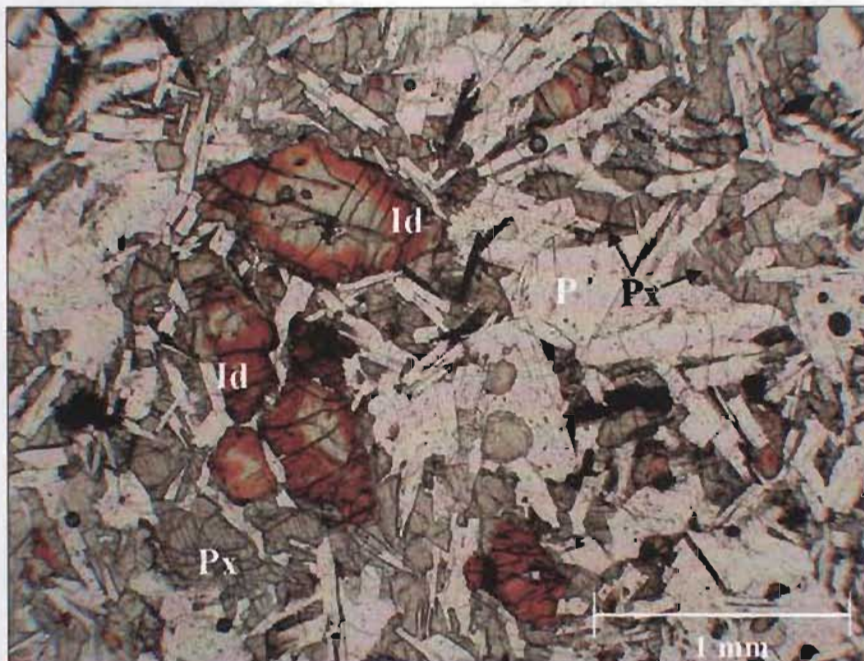


Figura 21b .- Fotomicrografía tomada a luz natural, en donde se muestra la diferencia entre los piroxenos y el olivino, ya que el olivino se muestra en cristales alterados a idingsita (Id) en sus bordes.

IV.- GEOQUÍMICA

Para esta investigación de la Cuenca de Empalme se incluyó como uno de los principales objetivos el estudio petrogenético de las rocas ígneas neógenas de la zona que bordea esta cuenca. Para ello, se analizó la información geoquímica para entender la génesis y el marco tectónico de estas rocas. En este estudio se analizaron un total de doce muestras por elementos mayores y elementos traza, incluyéndose dos muestras con análisis de tierras raras (Tablas III, IV y V). De estas muestras, cuatro corresponden a rocas granofíricas, tres a rocas de la secuencia riolítica, dos dacitas, y una muestra corresponde a un basalto toleítico. La distribución y recolección de las muestras se hizo en ambos bordes de la cuenca (Fig. 22), por lo que corresponde al borde oeste en la Sierra Santa Úrsula se analizaron un total de diez muestras (Tabla III y IV), mientras que las otras dos muestras se colectaron en el borde este en la Sierra del Bacatete (Tabla V).

En base a anteriores trabajos de esta zona ya se tenía cierto conocimiento de la composición de las rocas, entre los que se incluye un trabajo de Mora-Álvarez (2000) quien hizo geoquímica de elementos mayores y elementos traza para nueve rocas (una granodiorita laramídica y ocho muestras volcánicas de la secuencia neógena). Anteriormente cochame et al. (1985) analizó por elementos mayores y elementos traza once muestras de la Sierra Santa Úrsula, un intrusivo laramídico, siete rocas volcánicas, y tres muestras de granofiro. En estudio más reciente, Roldán-Quintana (2002) analizó por elementos mayores seis muestras de rocas granofíricas distribuidas en la Sierra Santa Úrsula y en la Sierra del Bacatete.

Después de haber obtenido los resultados de los análisis de este estudio, se precedió a hacer una evaluación de los resultados. En esta etapa la composición de cada muestra se redondeó a 100 % y posteriormente se sustrajo el contenido de volátiles para cada una de las muestras. Después de esto, los análisis se graficaron en varios diagramas de clasificación y discriminación tectónica. Ya obtenidos los diagramas se pudo comparar con los anteriores trabajos e interpretar como evoluciono la composición de estos magmas.

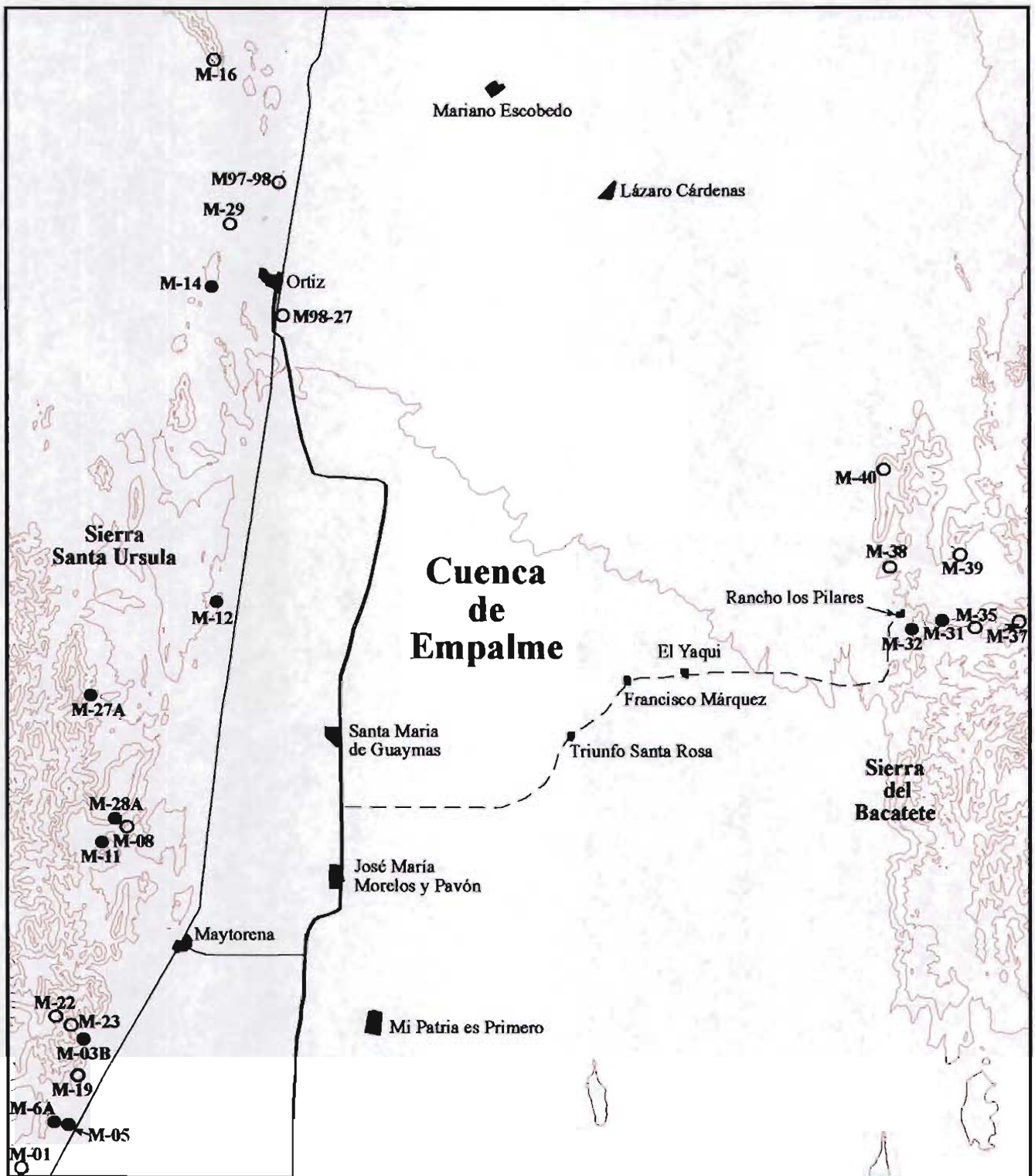


Figura 22.- Mapa de localización de las muestras para petrografía y geoquímica. Los círculos oscuros indican muestras para geoquímica y petrografía, y los círculos claros son solo para petrografía.

Preparación de Muestras

Las muestras colectadas en este estudio fueron quebradas en el campo en fragmentos de unos 5 a 6 centímetros de diámetro, esto con el objeto de que pudieran entrar fácilmente en el equipo que se utilizó para quebrar y evitar alguna contaminación. Se seleccionaron cuidadosamente las muestras, de forma tal que los fragmentos estuvieran libres de alteraciones y contaminaciones. Las muestras recolectadas en este estudio de la Cuenca de Empalme fueron procesadas en el laboratorio de preparación de rocas de la Estación Regional Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM.

La preparación consistió primero en el lavado con agua destilada y cepillo con cerdas de plástico de cada uno de los fragmentos, los cuales fueron colocados por alrededor de 24 horas en hojas de papel para su secado. El paso siguiente consistió en triturar los fragmentos de roca con la ayuda de una máquina quebradora "Braun Chipmunk", la cual previamente se había precontaminado con la misma muestra se redujo sus quijadas de tal modo que se obtuvieran muestras de menos de 1 cm de diámetro. Antes que se pasara todos fragmentos de una muestra se contaminaba la quebradora pasando unos cuantos fragmentos (los menos puros o frescos) y después el resto. Posteriormente el material quebrado se colocó en una mesa, en donde se realizó un cuarteo utilizando el método del pastel, donde se separó una pequeña porción homogénea de 150 a 100 miligramos para ser pulverizada. La pulverización se realizó utilizando un molino "Herzog", con un contenedor de alúmina. Cada muestra fue procesada en el molino por alrededor de 10 minutos, hasta que se obtuvo en los granos una textura como harina, la cual pudiera pasar por la malla 200.

Entre una muestra y otra, ambos equipos fueron limpiados minuciosamente para minimizar el riesgo de contaminación. Para la quebradora de quijada, las piezas de hierro que estaban en contacto directo con la roca fueron quitadas y posteriormente limpiadas con un cepillo, agua y jabón, y se realizó un secado rápido con acetona; para las partículas de polvo se utilizó aire a presión y un extractor. Para la limpieza del molino, el contenedor se limpió con agua destilada y se secó con papel y acetona; después se molió un pequeña cantidad de cuarzo sin impurezas (previamente quebrado), para terminar de limpiar el molino por abrasión y se lavó de nuevo con agua destilada y se secó con acetona. Ya que se pulverizaron cada una de las muestras, estas fueron colocadas en recipientes de plástico para ser enviadas a su respectivo laboratorio.

Metodología analítica

Los análisis químicos de las muestras de este estudio, se llevaron a cabo utilizando dos técnicas analíticas. Una de ellas fue por fluorescencia de rayos X; con esta se obtuvo la concentración de los elementos mayores como óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , N_2O , K_2O y P_2O_5) y la concentración de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb). Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), instalado en el Instituto de Geofísica de la UNAM, en la ciudad de México. La otra técnica que se utilizó en este trabajo fue por ICP-MS (Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente); mediante la cual se obtuvieron los resultados de las tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) de dos muestras. Esta técnica analítica fue realizada en el laboratorio de geoquímica de la universidad del Estado de Washington.

Tabla II.- Localización de muestras para geoquímica.

Muestra	Tipo de roca	Localidad	coordenas UTM
M-03B	Granófiro	al norte de Empalme	0522811, 3109260
M-05	Granófiro	Cerro el Papalote	0520695, 3098975
M-6a	Vitrofiro	Cerro el Papalote	0520430, 3099050
M-08	Granófiro	Rancho la Esperanza	0522875, 3109175
M-11	Riolita	Rancho la Esperanza	0521766, 3109050
M-12	Basalto toleítico	Mesa San Alejandro	0526105, 3117750
M-14	Lava dacítica	oeste de Ortiz	0525950, 3128800
M-22	Lava dacítica	oeste relleno sanitario	0520751, 3102602
M-27a	Toba riolita	oeste Aguajito	0520625, 3114201
M-28a	Granófiro	Guaymas	0520729, 3115201
M-31	Lava dacita	Arroyo Los Pilares	0551703, 3117209
M-32	Granófiro	Arroyo Los Pilares	0551605, 3117106

Granófiro

Elementos Mayores

En la Tabla III se muestra la composición de los elementos mayores, elementos traza así como la mineralogía normativa CIPW para rocas granofíricas, y para una muestra de esta roca intrusiva se hizo un análisis de tierras raras (Tabla V). Como se puede observar el contenido de sílice en las rocas granofíricas varía entre 68.72 y 72.0 % lo cual corresponde a una roca félsica y de composición granítica. La composición normativa de esta roca indica que su principal mineralogía consiste de minerales como cuarzo, ortoclasa y albita. En base a esta composición normativa y a la mineralogía modal, estos granofiros se pudieron clasificar como monzograníticos (Tabla III).

En los diagramas de variación de óxidos contra sílice (Fig. 23), estas rocas porfídicas se graficaron junto con algunas rocas de la secuencia volcánica neógena (dacitas y riolitas), los cuales en general muestran un comportamiento similar. En estos diagramas se observa un decrecimiento en la mayoría de los óxidos con respecto a sílice, aunque hay ciertos óxidos como el K_2O que presenta una tendencia ligeramente creciente en las cuatro muestras, también es evidente que el contenido de sodio y magnesio muestra una distribución más dispersa y heterogénea, e incluso se observa que una de ellas (M-28A) muestra un contenido moderadamente alto de magnesio (Fig. 23, Tabla III).

La composición granítica de estas rocas granofíricas se observa también en el Figura 24 para rocas intrusivas, en la cual se grafica álcalis contra sílice. Aquí se muestra que las todas las muestras analizadas se ubican en el campo de los granitos (Fig. 24), lo cual ratifica los resultados del estudio de petrografía. Por otra parte una de las principales características químicas de estas rocas porfídicas es el gran contenido de potasio, la cual se puede observar en la Tabla III y en la Figura 25, en donde se ve que estas muestras caen en el campo de serie calcialcalina y alto en potasio, en esta grafica como en forma de ejercicio se grafico el promedio potasio de todos los granofiros. La composición subalcalina de estos intrusivos se comprueba en la Figura 26, en la cual se discriminan las rocas alcalinas de las subalcalinas.

Tabla III. Elementos mayores, composición normativa (CIPW) y elementos traza de las rocas granófiricas de la Sierra Santa Úrsula y de la Sierra del Bacatete.

No Muestra	Elementos mayores en peso %			
	M-03B	M05	M-08	M28A
SiO ₂	68.77	68.47	71.38	69.79
TiO ₂	0.74	0.82	0.53	0.75
Al ₂ O ₃	14.65	14.58	13.64	13.83
Fe ₂ O ₃	4.28	4.08	2.94	3.67
MnO	0.06	0.08	0.05	0.06
MgO	0.77	0.60	0.65	1.38
CaO	2.13	2.47	1.81	1.46
Na ₂ O	4.11	3.76	3.24	3.08
K ₂ O	4.39	4.47	4.70	4.25
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.12	0.09
PXC	0.49	1.00	1.15	2.27
SUMA	100.55	100.50	100.21	100.62
%				
Q	22.89	24.03	30.03	31.24
Or	25.80	26.27	27.68	25.50
Ab	34.57	31.61	27.30	26.46
An	8.49	9.66	8.30	6.80
Co	0.00	0.00	0.22	1.74
Di	0.77	1.07	0.00	0.00
Hy	1.56	1.00	1.61	3.47
Mt	2.86	2.43	1.94	2.21
He	0.80	0.94	0.57	0.91
Il	1.41	1.56	1.01	1.45
Ap	0.35	0.39	0.26	0.20
ppm				
Rb	160	157	194	158
Sr	199	219	188	186
Ba	970	1158	1102	952
Y	48	53	42	42
Zr	365	473	228	371
Nb	15	23	11	15
V	46	41	34	45
Cr	5	40	6	39
Co	9	44	6	14
Ni	8	7	6	7
Cu	7	10	6	4
Zn	39	55	6	76
Th	19	15	25	22
Pb	15	18	22	22
Rb/Sr	0.80	0.72	1.03	0.85

Análisis hechos por fluorescencia de rayos X, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, por Rufino Lozano Santacruz.

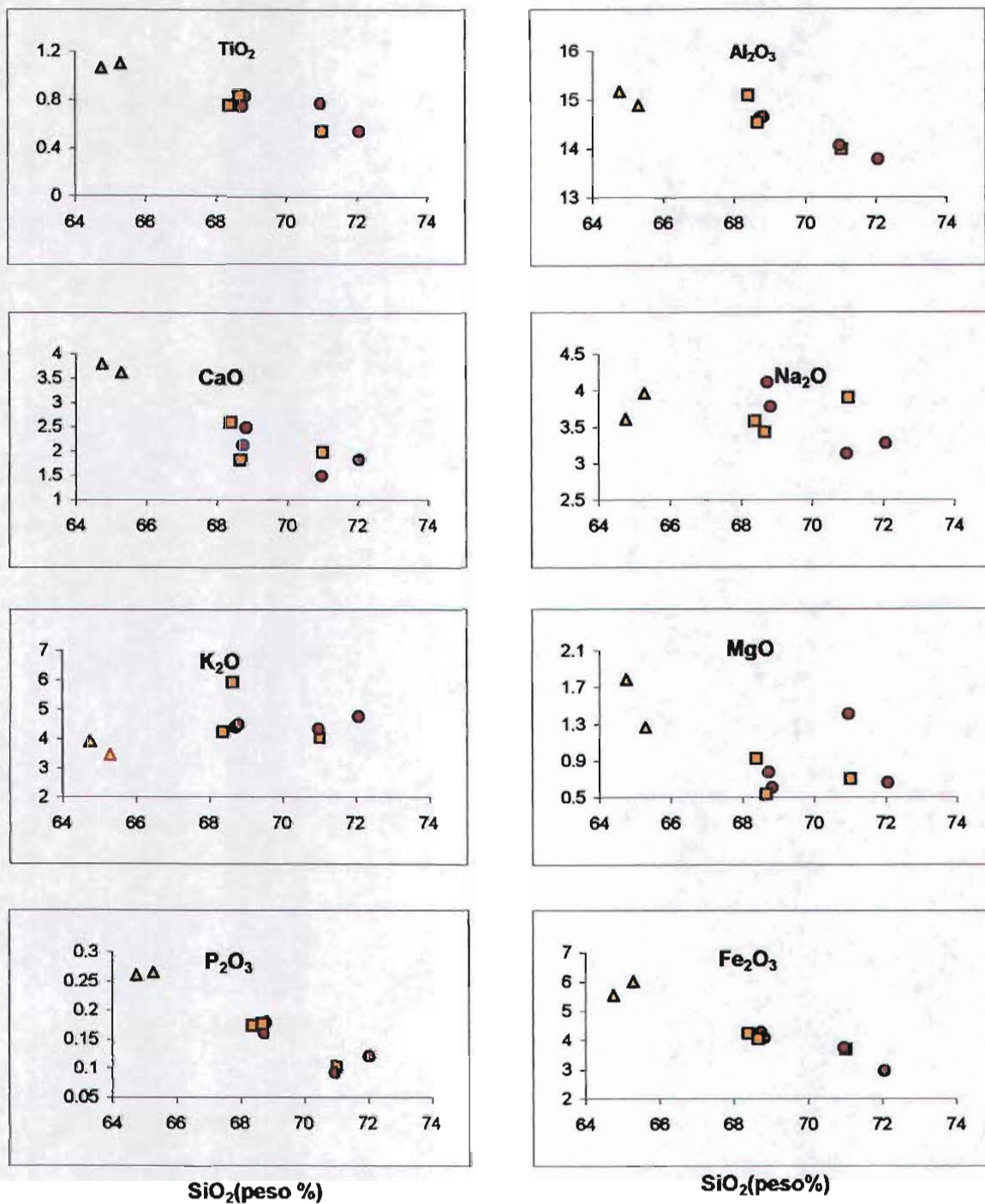


Figura 23.- Diagrama de variación de los elementos mayores contra sílice, para los granófiros (●), rocas riolíticas del Mioceno Medio (■) y las lavas dacíticas (△).

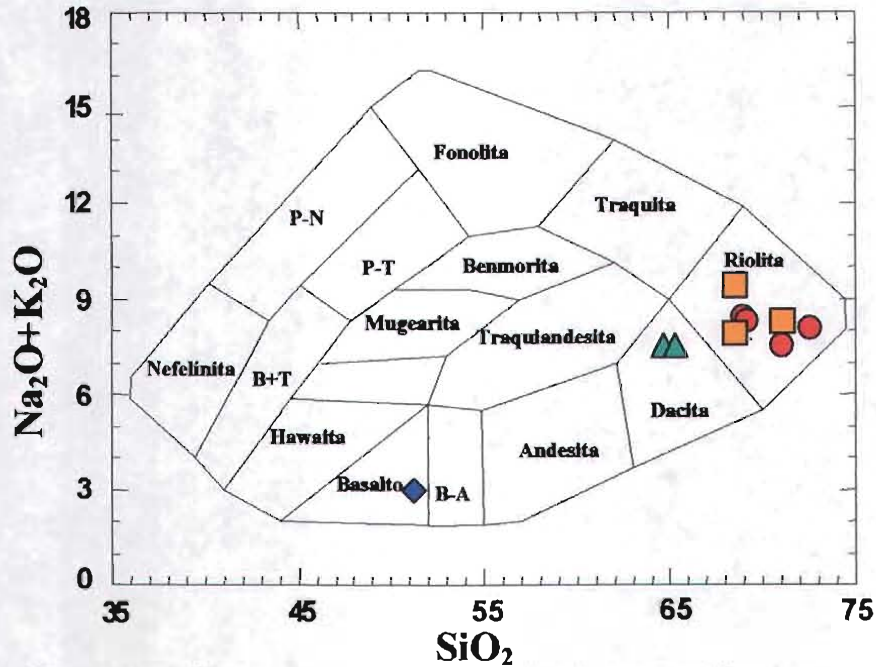


Figura 24.- Diagrama composicional álcalis contra sílice tomado de Cox (1989), en donde se muestra que los granófiros y las rocas volcánicas del norte de Empalme presentan una composición riolítica, así como 2 dacitas y un basalto. P-N: fono-nefelina, P-T: Fono-trefita, B+T: tefrita + basanita, B-A: andesita basáltica.

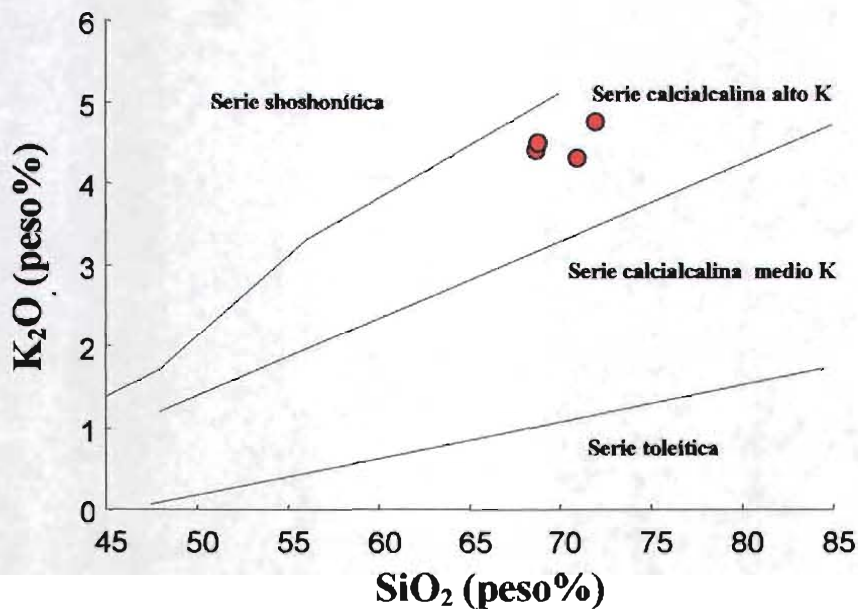


Figura 25.- Diagrama K₂O-SiO₂ tomado de LeMaitre (1989), donde se muestra el alto contenido de potasio en los granófiros.

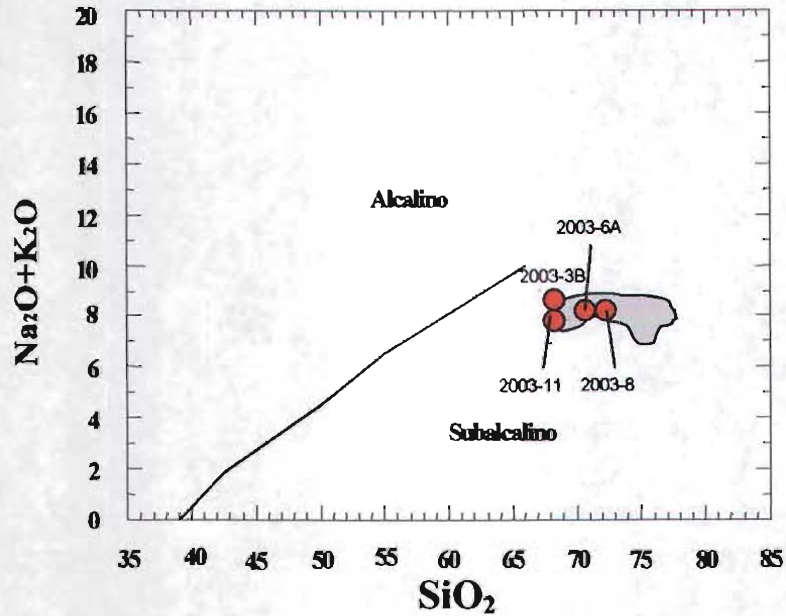


Figura 26.- Diagrama de álcalis contra sílice propuesto por Irving y Baragar (1971), donde se muestra que las rocas félsicas de la porción oeste de la Cuenca de Empalme caen dentro de una afinidad subalcalina. El área sombreada corresponde a los granófiros estudiados por Roldán-Quintana (2002).

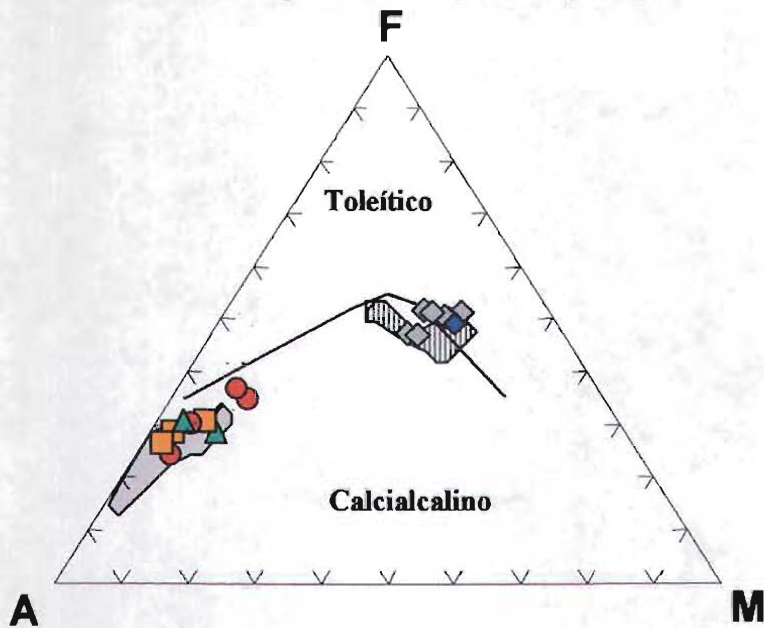


Figura 27.- Diagrama de Irving y Baragar (1971), donde se muestra la afinidad calcialcalina de las rocas félsicas de la porción oeste de la Cuenca de Empalme. El área sombreada corresponde granófiros estudiados por Roldán-Quintana (2002), los diamantes claros son basaltos de Roldán-Quintana (2004), mientras que el área rallada corresponde a basaltos estudiados por Paz-Moreno (1992).

La composición calcialcalina se confirma en el diagrama de AFM en donde se muestra como las rocas granofíricas de este estudio se alinean con el espectro de las rocas granofíricas estudiadas por Roldán-Quintana (2002) en los márgenes de la Cuenca de Empalme, esta tendencia es normal en la mayoría de las rocas calcialcalinas (Fig. 27).

Utilizando la serie de diagramas de Maniar y Piccoli (1989) para describir el ambiente tectónico se obtuvo que estas rocas granofíricas tienen una mayor afinidad con las rocas graníticas de arco volcánico. Por otra parte, con la ayuda del diagrama ACK-ACNK, se muestra una tendencia peraluminosa en tres de las muestras, excepto en una muestra que es metaluminosa (Fig. 28).

Elementos traza

Para las rocas granofíricas de la Cuenca de Empalme se analizaron las concentraciones de algunos elementos traza (Tablas III y V), elaborándose diagramas de variación contra sílice como se muestra en la Figura 42. Observando las gráficas se muestra que los elementos traza como el Sr, Nb, Zr y el Y en las rocas granofíricas presentan una tendencia decreciente respecto a sílice; mientras que elementos como el Rb y el Pb tienen una tendencia creciente. Por otra parte el Zn y el Ba presentan una tendencia dispersa.

Con el fin de comparar la concentración de los elementos traza en los granófiros neógenos y los intrusivos laramídicos, se hizo un diagrama de estroncio contra rubidio (Fig. 30), donde se muestra como se separan fácilmente. En esta gráfica se muestra que las rocas laramídicas presentan una tendencia decreciente en el estroncio cuando aumenta el rubidio, mientras que los intrusivos neógenos muestran una distribución más dispersa y menor contenido de estroncio. Sin embargo, la diferencia entre estas dos rocas se puede explicar debido al grado de diferenciación que presentan ambas rocas, ya que el contenido de estroncio es claramente mayor en las rocas laramídicas mientras que en los granófiros se nota un claro empobrecimiento. Esta diferenciación también se nota en las relaciones de Rb/Sr donde los granófiros de la Cuenca de Empalme (incluidos los de Roldán-Quintana, 2002) tienen un promedio de 1.48 en esta relación, lo que los hace un intrusivo fuertemente diferenciado y bajo en concentraciones de calcio (Faure, 1986).

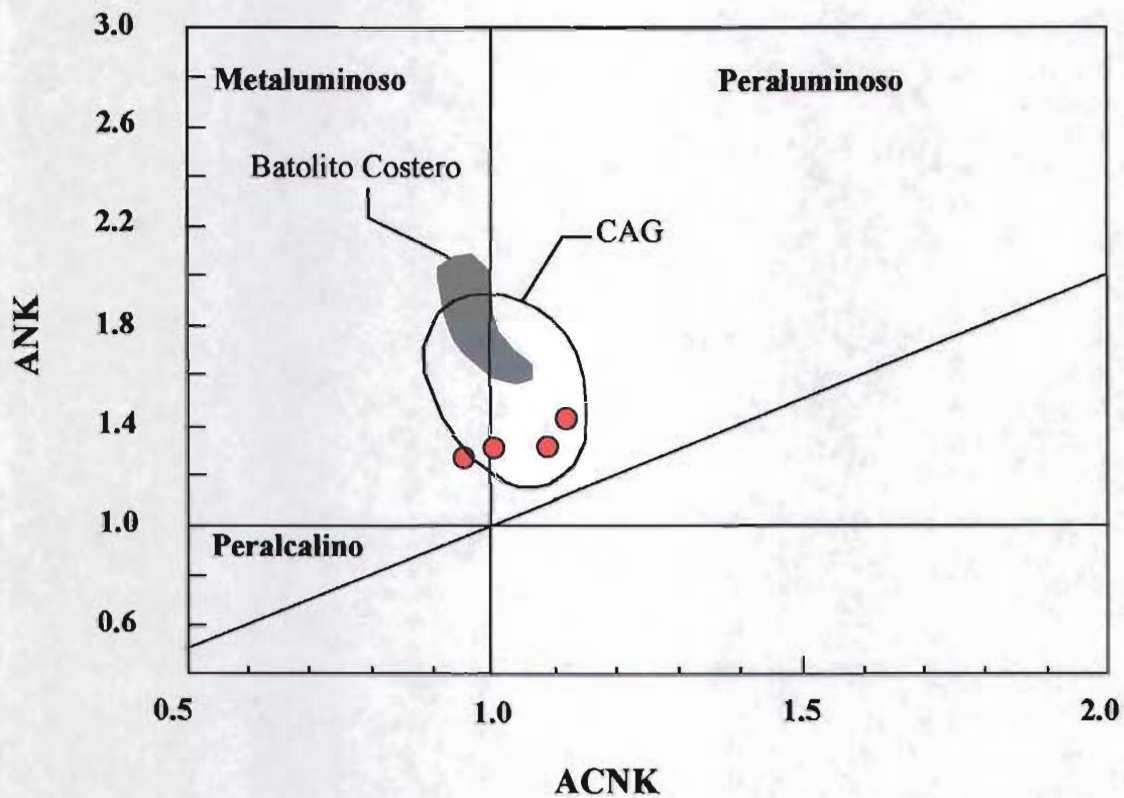


Figura 28.- Diagrama de ANK contra ACNK para rocas graníticas propuesto por Maniar y Piccoli (1989), en el cual se observa que los granófiros (círculos) se encuentran mayormente en el campo peraluminoso. Además caen en el campo de granitos de arco volcánico continental (CAG). A/CNK: proporción molar de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, A/NK: proporción mola de $Al_3O_2/(Na_2O+K_2O)$. El espectro del batolito costero tomado de Vargas-Navarro (2002).

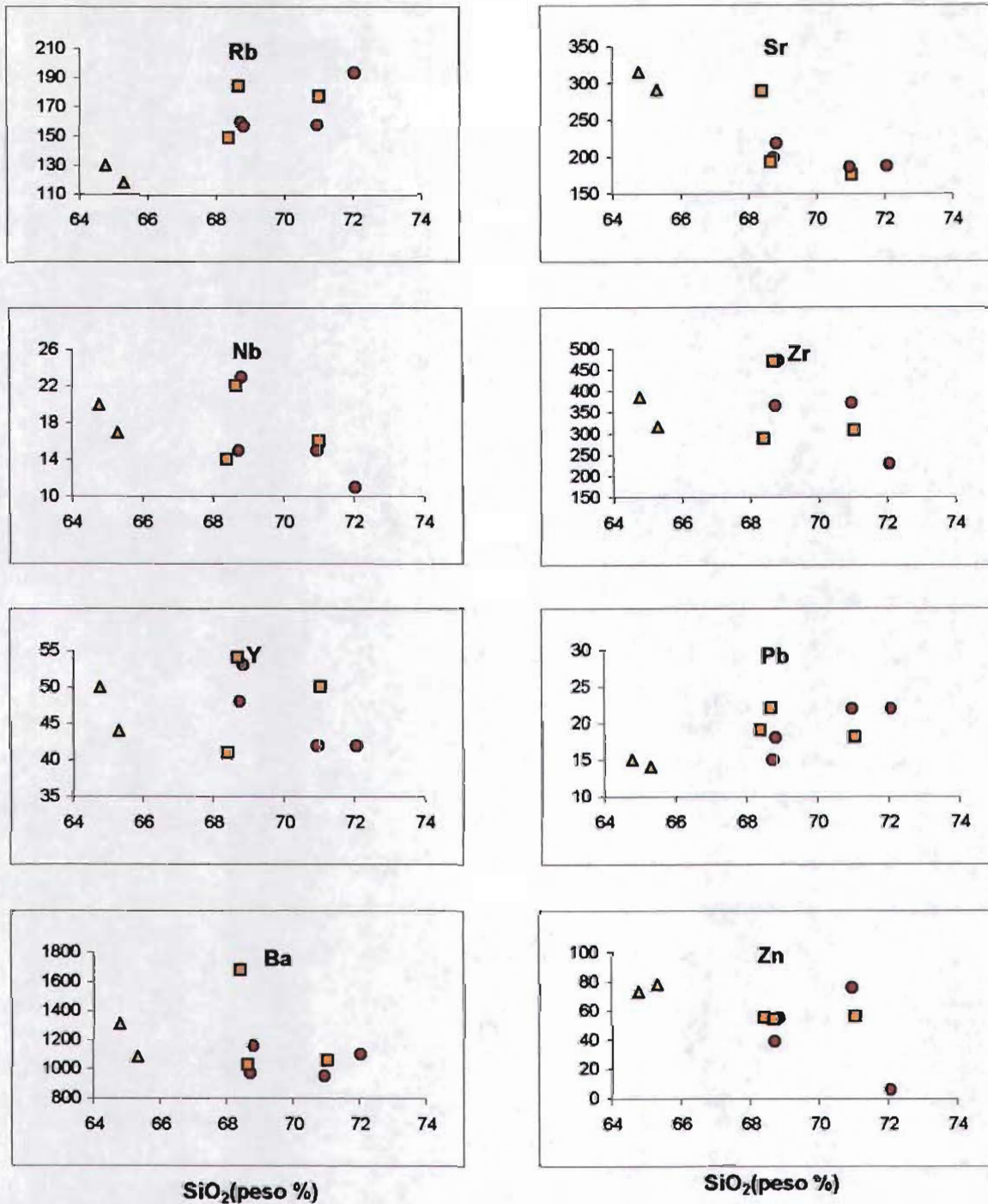


Figura 29.- Diagrama de variación de elementos traza contra sílice, donde se observan granófiros (●), rocas riolíticas (■) y dacitas (△) del Mioceno Medio.

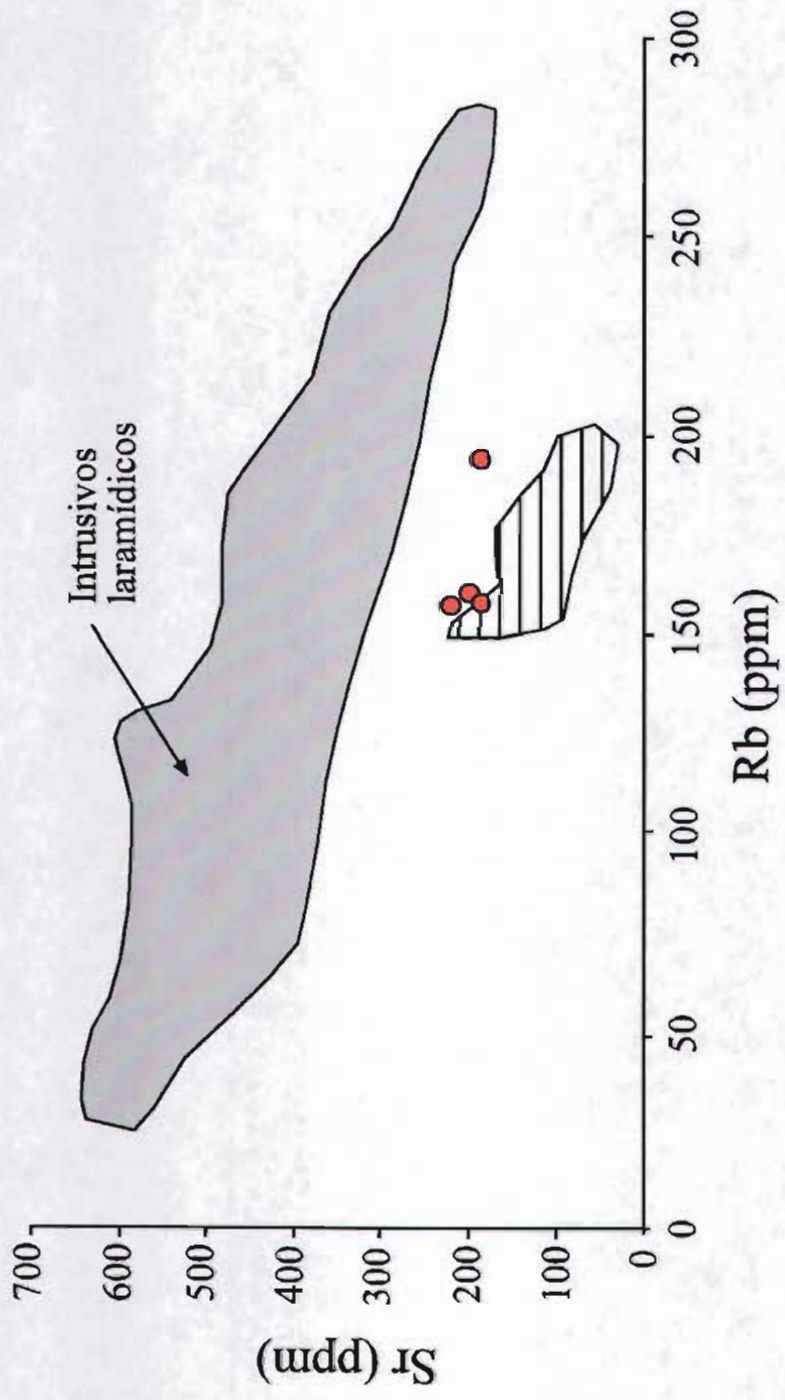
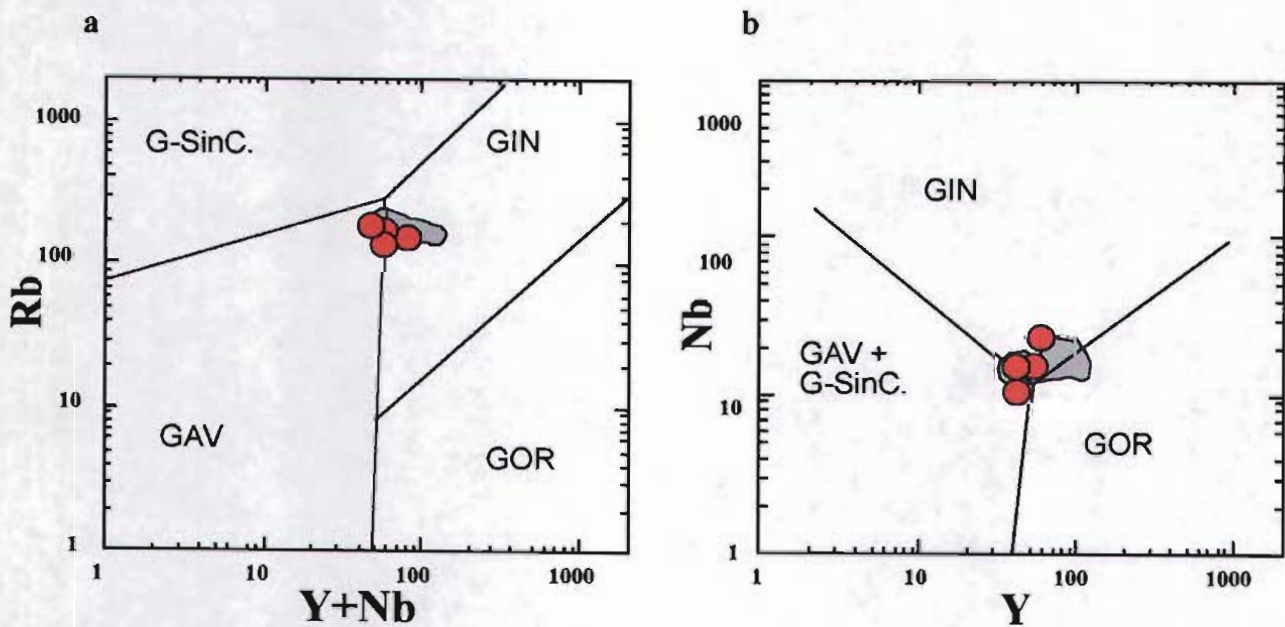


Figura 30.- Diagrama Sr-Rb, en el cual se muestra un espectro de intrusivos laramídicos y por otro lado los intrusivos neógenos de la Cuenca de Emplame. Las muestras de rocas laramídicas (espectro gris) y los granófiros (espectro rayado) se obtuvieron de Roldán-Quintana (2002), mientras los círculos son de los granófiros analizados en este trabajo.

Mientras que los intrusivos laramídicos (Roldán-Quintana, 2002) presentan una relación Rb/Sr promedio de 0.36, lo que nos indica que es menos diferenciado y con concentraciones mayores de calcio.

Por otra parte, con los análisis de los elementos traza se graficaron diagramas de discriminación tectónica (Pearce et al., 1989), los cuales usan las relaciones de Rb contra Y+Nb y Nb contra Y (Figs. 31a y 31b respectivamente). En la Figura 31a se observa que una muestra se ubica en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG) y otra muestra cae dentro de granito intra-placa (GIN) y dos más se ubican en el límite de estos dos campos. En la Figura 31b, se observa que tres muestras caen en granitos intra-placa (GIN) y una en granitos de arco volcánico (VAG). La actitud de los elementos traza en estas gráficas nos indica que no son intrusivos meramente de arco volcánico y que quizás representen intrusivos relacionados a una transición tectónica entre una subducción y el inicio de la extensión del Golfo de California (Mioceno Tardío).



Figuras 31a y 31b.-Diagramas de discriminación para ambientes tectónicos de rocas graníticas basado en las relaciones de Nb-Y y Rb-Y+Nb, propuesta por Pearce et al. (1984). (GAV=granitos de arco volcánico; GOR=granitos orogénicos; GIN=granitos intraplaca; GAV+G-SinC.=granitos de arco volcánico más granitos sincolisionales). Los espectros de color gris son de los granitoides estudiados por Roldán-Quintana (2002).

Vulcanismo Neógeno

Elementos Mayores

En la Tabla IV se muestra la concentración de los elementos mayores y algunos elementos traza obtenidos por XRF, así como la composición mineralógica normativa (CIPW) para algunas muestras representativas del vulcanismo neógeno de la región. En la Tabla V se muestran los resultados de algunos elementos traza, incluyendo el grupo de tierras raras para dos muestras de la Sierra del Bacatete, los cuales fueron obtenidos por ICP-MS.

El sílice en estas rocas volcánicas neógenas presenta variaciones, con composiciones que varían entre dacita, riolita, y basalto. La concentración de sílice de las rocas dacíticas es de 64.2 y 64.8 %, mientras que en las riolitas es entre 67.5 y 69.2 %, y en el basalto toleítico la concentración de sílice es de 51.04 %. En los diagramas de SiO₂ contra otros óxidos de elementos mayores, se observa claramente la tendencia de dos grupos analizados de dacitas y riolitas (Fig. 23) (no se incluye el basalto). En estas gráficas de variación se muestra de forma clara una tendencia decreciente en la mayoría de los óxidos con respecto al sílice (Ca, Fe, Al, Ti, P, Mg), mientras que el sodio presenta una tendencia plana y el potasio una tendencia creciente respecto al sílice.

Para obtener la composición de las rocas volcánicas se usó el diagrama de discriminación de Cox et al (1979) basado en la composición de álcalis contra sílice. En este diagrama se observan dos muestras que caen en el campo de las dacitas, tres en el campo de las riolitas y una muestra en el campo de los basaltos (Fig. 24). En el diagrama de Lemaitre et al. (1971), el cual grafica potasio contra sílice, también se pueden observar estas composiciones, y además se observa que las dacitas y riolitas son rocas de composición calcialcalina y alto contenido en potasio (Fig. 32). Por otro lado, se muestra la composición toleítica de los derrames basálticos del norte de Empalme, los cuales son coherentes con otros análisis hechos por Mora-Álvarez (1992) y Roldán-Quintana (2004) sobre el mismo tipo de roca. El diagrama ternario de AFM también muestra esta tendencia, ya que las lavas y tobas de composición dacíticas y riolíticas caen dentro del campo de las rocas calcialcalinas (Fig. 27). En este diagrama al igual que el anterior, la muestra de basalto se ubica dentro del campo toleítico.

Tabla IV. Elementos mayores, composición normativa (CIPW) y elementos traza de las rocas volcánicas de las sierras de Santa Úrsula y del Bacatete.

No. Muestra	Elementos mayores en % peso					
	M-6A	M-11	M-27A	M-14	M-22	M-12
SiO ₂	69.20	67.50	68.64	64.20	64.77	51.04
TiO ₂	0.52	0.74	0.83	1.06	1.09	1.40
Al ₂ O ₃	13.62	14.90	14.53	15.05	14.78	15.56
Fe ₂ O ₃	3.59	4.18	4.03	5.50	5.98	11.79
MnO	0.06	0.05	0.07	0.08	0.09	0.18
MgO	0.68	0.91	0.53	1.78	1.26	7.60
CaO	1.93	2.55	1.82	3.77	3.60	9.29
Na ₂ O	3.80	3.53	3.42	3.58	3.94	2.83
K ₂ O	3.93	4.17	5.93	3.89	3.45	0.33
P ₂ O ₅	0.10	0.17	0.18	0.26	0.26	0.17
LOI	2.97	1.36	0.60	1.19	1.15	0.48
Total	100.40	100.06	100.57	100.34	100.36	100.68
%						
Q	28.06	25.04	22.17	19.47	20.82	6.01
Or	23.79	24.91	35.00	23.14	20.54	1.90
Ab	32.97	30.26	28.91	30.52	33.56	23.84
An	8.74	11.69	6.81	13.64	12.53	28.73
Co	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	0.33	0.00	0.82	2.75	2.86	13.30
Hy	1.58	2.28	0.94	3.17	1.83	24.59
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.94
Mt	2.82	2.78	2.37	3.42	3.90	2.57
Il	1.01	1.43	1.58	2.04	2.09	2.66
Hm	0.45	0.85	0.99	1.25	1.23	0.00
Ap	0.22	0.37	0.39	0.57	0.59	0.37
ppm						
Rb	177	149	184	130	118	5
Sr	176	289	193	315	291	249
Ba	1060	1678	1028	1311	1087	297
Y	50	41	54	50	44	21
Zr	307	288	470	386	316	103
Nb	16	14	22	20	17	8
V	28	56	52	84	72	191
Cr	8	8	50	57	31	195
Co	9	9	37	25	26	48
Ni	6	11	9	11	7	156
Cu	7	11	15	14	10	54
Zn	56	55	54	73	78	108
Th	21	14	16	18	8	<3
Pb	18	19	22	15	14	<5

Análisis hechos por fluorescencia de rayos X, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, por Rufino Lozano Santacruz.

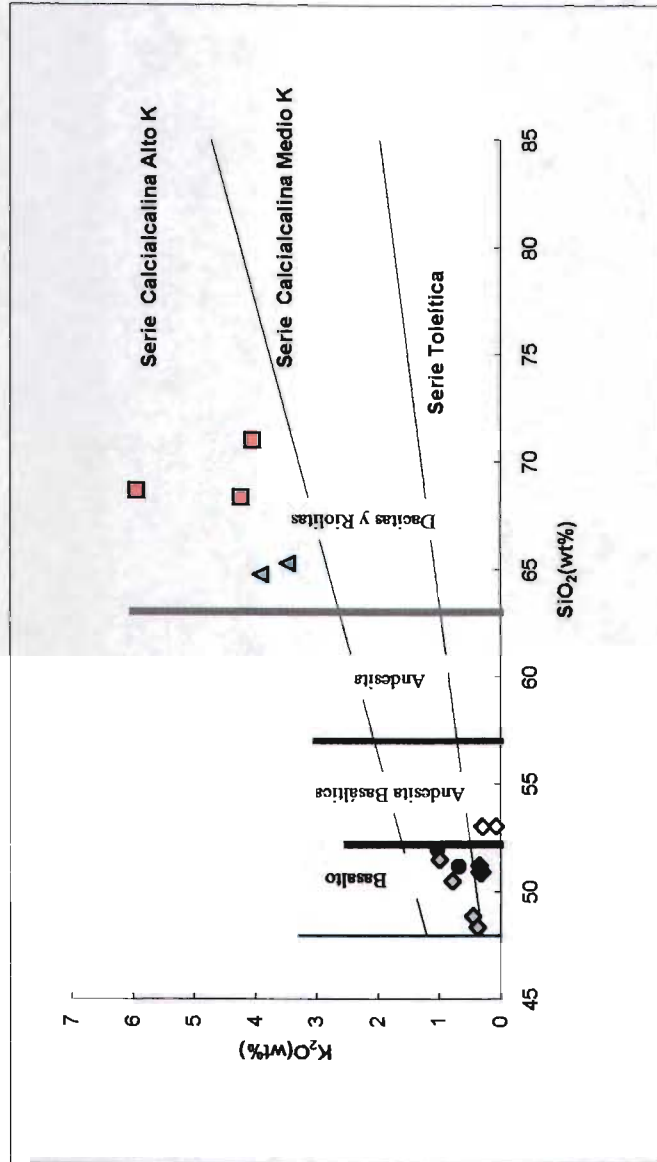


Figura 32.- Diagrama K_2O-SiO_2 de LeMaitre (1971). Donde se observa el comportamiento de estos elementos en las rocas volcánicas asociadas a la Cuenca de Empalme. Misma simbología que las otras figuras, además aquí se incluyen muestras de Roldán-Quintana (2004) (diamantes) y Mora-Álvarez (2000) (círculos).

Elementos Traza

El comportamiento de los elementos traza se puede ver en los diagramas de variación contra sílice (excepto el basalto toleítico). En estos diagramas se observa que varios elementos traza como el Zr, Nb, Y, y Ba tienen una clara distribución dispersa (Fig. 29). En cambio otros elementos muestran una ligera tendencia decreciente tales como el Sr y el Zn, y algunos elementos trazas como el Rb y Pb que presentan una tendencia creciente contra el sílice.

Para la muestra de basalto se utilizó el diagrama ternario de discriminación tectónica de Meschede (1986), el cual utiliza tres elementos traza como el zircón, neodimio e yterbio (Fig. 33). En esta figura se muestra como la única muestra analizada de basalto se ubica en el campo C, el cual significa basaltos toleíticos intraplaca o basalto de arco volcánico. De estos dos tipos de basaltos el primero parece ser el más concordante con esta muestra, ya que en los elementos mayores también se obtiene esa composición. En esta figura se muestra los espectros de basaltos de la Cuenca de Guaymas y La Esperanza, siendo esta última la que más coincide con el basalto de Empalme, también se incluyen tres muestras de basaltos analizados por Roldán-Quintana (2004) en la Cuenca de Empalme.

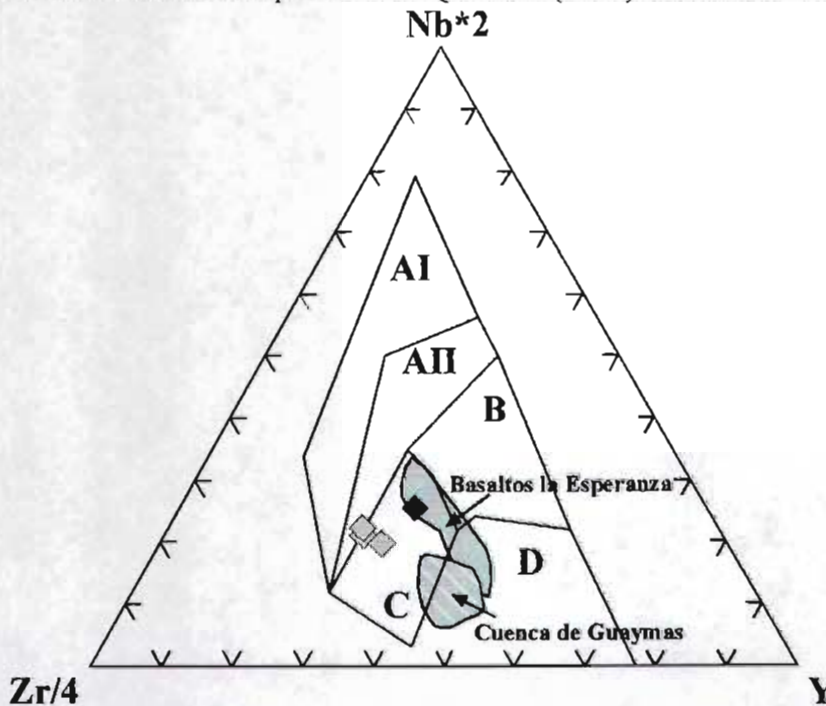


Figura 33.- Diagrama ternario de Zr/4-Nb*2-Y tomado de Meschede (1986). En esta grafica se puede ver como el basalto analizado en este estudio cae en el campo C. (AI: basaltos alcalinos intraplaca, AII: toleítico intraplaca, B: basaltos de cordillera medio oceánica MORB, C: toleítico intraplaca y basaltos de arco volcánico VAB, D: MORB y VAB). Las áreas sombreadas y ralladas son de basaltos tomados de Sawlan (1991), mientras que los diamantes claros son tomados de Roldán-Quintana (2004).

Tierras Raras

La composición de tierras raras se analizó en dos muestras de la Sierra del Bacatete, y corresponden a un granófiro y ha una dacita. Estas muestras se seleccionaron con el objeto estudiar una posible relación genética entre estas rocas. Como resultado se vio que la composición de tierras raras es muy similar para ambas rocas (Tabla V). Los contenidos de tierras raras de estas dos muestras fueron normalizados en base a la abundancia de la condrita (Anders and Grevesse, 1989). Los valores de la \sum REE son ligeramente más abundantes para dacita 254 ppm, mientras que para el granófiro es de 237 ppm (Tabla V).

En el diagrama normalizado de tierras raras se muestra como estas rocas presentan un tendencia muy similar con un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras ($(La/Lu)_{cn}= 5.87-6.19$) y empobrecidas en tierras raras pesadas ($(Ce/Yb)_{cn}= 4.81-4.88$). Se observa que después del europio (HREE) hay una tendencia muy plana tanto en el granófiro como en la dacita (Fig. 34). Este patrón es muy similar a las tierras raras estudiadas por Roldán-Quintana (2002) en rocas granofíricas en los márgenes de la Cuenca de Empalme. En estos patrones también se observa una anomalía de europio, que en este caso es negativa en ambas muestras ($Eu^*/Eu= 0.45-0.48$), esta se puede considerar de baja a moderada (Henderson, 1984).

Además, en el diagrama de multielementos se muestra una tendencia muy similar para ambas rocas y aunado a esto se ve una fuerte anomalía negativa de estroncio en las dos rocas (Fig. 35), por otra parte también hay una alta relación de Rb/Sr en ambas muestras (Tabla V). Estas características son comunes en rocas graníticas de con bajos contenidos de calcio (Faure, 1992). Aunque en ambas gráficas estas rocas presentan espectros muy simétricos, la roca que presenta un poco más enriquecida en tierras raras es la dacita (Tabla V).

Tabla V. Tierras raras y algunos elementos traza (ppm) para rocas ígneas de la Sierra del Bacatete.

No. Muestra	dacita (M-31)	granófiro (M-32)
La	51.29	46.39
Ce	98.81	93.95
Pr	11.46	10.59
Nd	44.50	41.26
Sm	10.34	9.61
Eu	1.54	1.34
Gd	9.54	8.82
Tb	1.62	1.54
Dy	10.09	9.53
Ho	2.07	1.95
Er	5.79	5.52
Tm	0.87	0.84
Yb	5.43	5.24
Lu	0.86	0.82
Σ REE	254	237
LREE	216	202
HREE	36	34
(La/Lu) _{cn}	6.19	5.87
(Ce/Yb) _{cn}	4.88	4.81
Eu*/Eu	0.48	0.45
Eu/Sm	0.15	0.14
Ba	1325	1128
Th	16.86	17.81
Nb	22.15	21.01
Y	56.91	53.97
Hf	12.05	12.99
Ta	1.65	1.67
U	4.91	5.21
Pb	15.46	13.06
Rb	162	170.15
Cs	3.12	4.54
Sr	73	80
Sc	7.3	7.45
Zr	466	506
Rb/Sr	2.22	2.13

Análisis hechos por ICP-MS, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica de la Universidad del Estado de Washington.

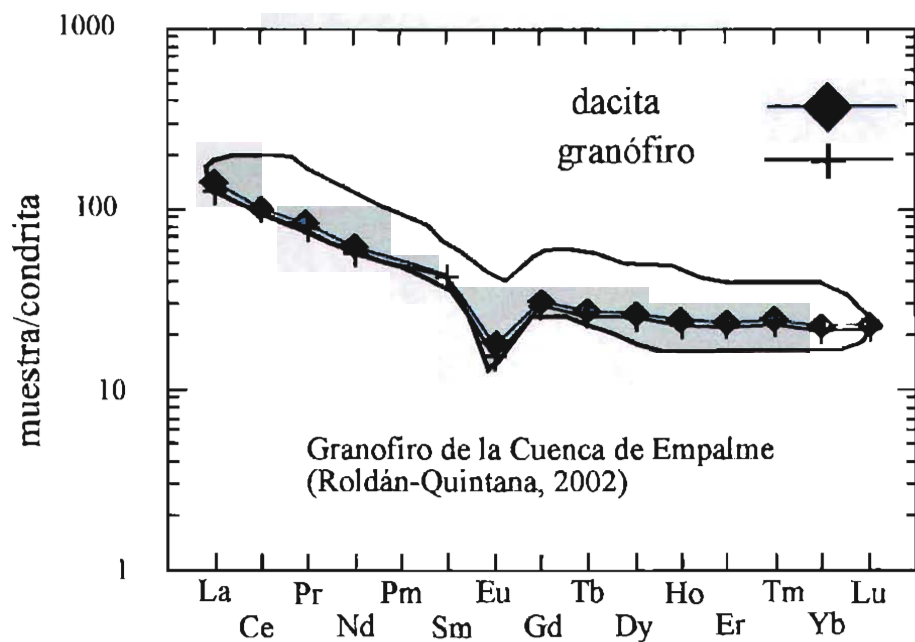


Figura 34.-Diagrama de tierras raras, para muestras de las rocas ígneas de la Sierra del Bacatete.

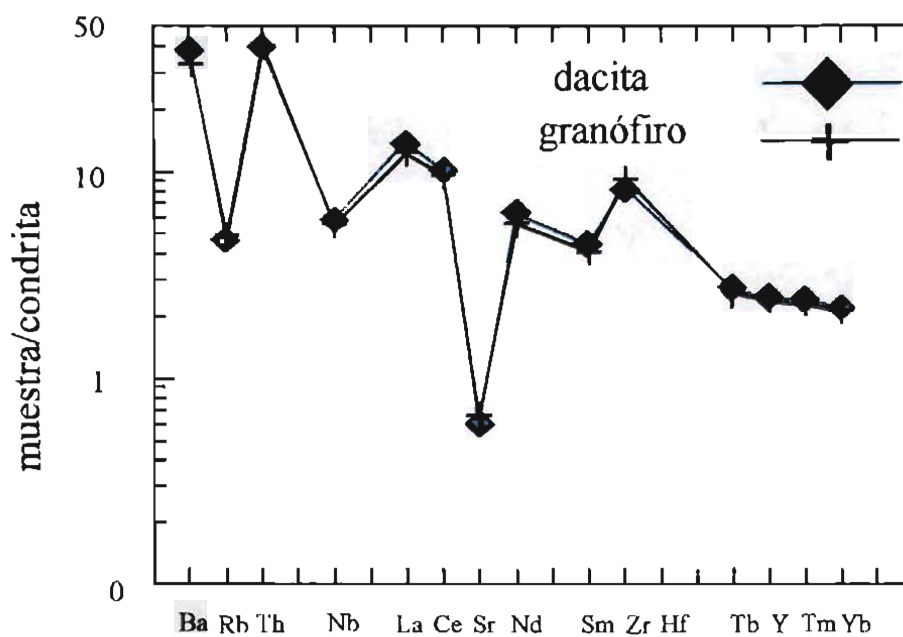


Figura 35.-Diagrama de multi-elementos normalizado, para muestras de las rocas ígneas de la Sierra del Bacatete.

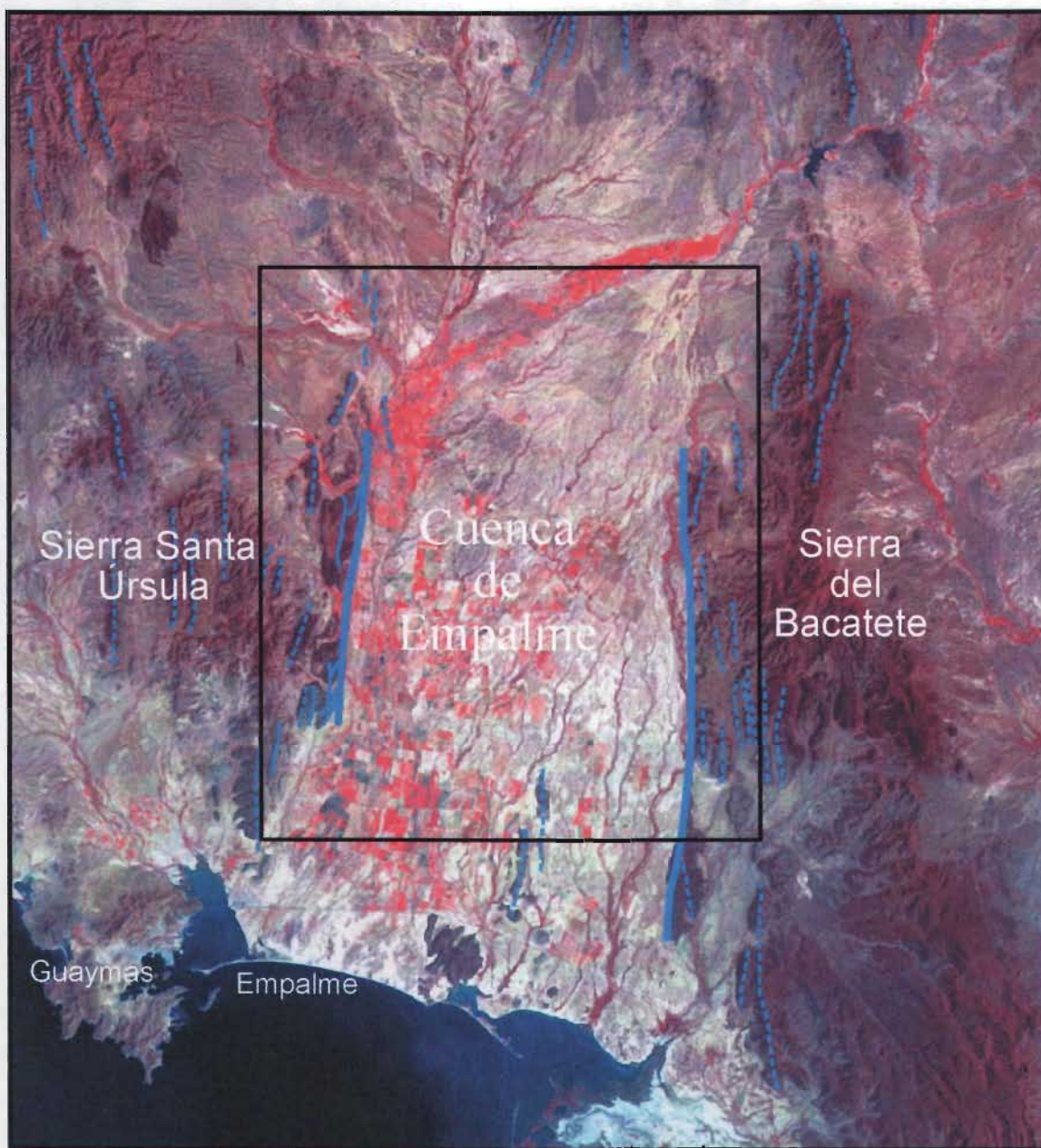
V.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Cuenca de Empalme se encuentra bordeada por la Sierra Santa Úrsula y por la Sierra del Bacatete, mostrando características de pilares tectónicos. La mayoría de las fallas normales que se presentan en las márgenes de estas sierras buzan hacia la Cuenca de Empalme, rellena principalmente de sedimentos clásticos (Fig. 36) y de basaltos. De acuerdo a datos de pozos y datos geofísicos, los sedimentos de la Cuenca de Empalme pueden alcanzar un espesor de hasta 700 metros o más, sin embargo el espesor promedio oscila entre 350 y 400 metros (Herrera-Revilla et al., 1984). Esta estructura regional de la porción central costera de Sonora ha sido mencionada como una estructura asociada a una cuenca tectónica (Lonsdale, 1989; Mora-Álvarez, 1992; Roldán-Quintana, 2002, Roldán-Quintana, 2004). Esta cuenca anteriormente se ha interpretado como una continuidad de la Fosa de Guaymas o Cuenca de Guaymas la cual se encuentra dentro del Golfo de California (Lonsdale, 1989). A su vez, la Cuenca de Hermosillo hacia el norte se ha interpretado como una estructura asociada al mismo sistema de cuencas (Calmus et al., 1998). En el presente estudio se observaron y midieron una serie de estructuras tales como fallas con desplazamiento lateral derecho y fallas normales, las cuales casi siempre están en los mismos planos de falla. Estas estructuras en general presentan rumbos preferenciales N-S, con pequeñas variaciones NE-SO y NW-SE. A continuación se describe en forma cronológica las principales estructuras que se observaron en el área de estudio.

Fallas a rumbo.

El fallamiento a rumbo con desplazamiento lateral derecho de la región se relaciona con los movimientos transcurrentes que ocurrieron en las primeras etapas del Protogolfo (12-5 Ma) y la apertura del Golfo de California (5 Ma al presente) en el marco de un régimen tectónico transformante lateral derecho entre la placa Pacífico y la placa Norteamérica, donde la dirección general de extensión fue ENE-WSW (Stock y Hodges, 1989), afectando la parte de este de Baja California y Baja California Sur, y extendiéndose a las costas sonorenses.

En la Cuenca de Empalme no se ha reportado anteriormente el fallamiento a rumbo relacionado a la apertura del Golfo. En este estudio se observa que estas estructuras ocurren



Simbología

- Fallas** —————
- Lineamientos interpretados** - - - - -
- Área de estudio** □

Figura 36.- Imagen de satélite de la Cuenca de Empalme tomada del ARIA, donde se muestran las principales fallas y lineamientos del área de estudio.

en los pilares estructurales en ambos lados de la Cuenca de Empalme. Las fallas a rumbo derecho se observaron en los contactos entre las rocas granofíricas y rocas intermedias (dacita), de edad entre 15.3 a 11.4 Ma. Por otra parte, no se encontraron evidencias de estas fallas a rumbo en los basaltos toleíticos (10.3-8.5 Ma), ya que esta roca aparentemente se encuentra afectada por fallas normales, lo cual sugiere que los movimientos laterales derechos son previos a 10.3 Ma. Estas fallas presentan echados muy altos, del orden de 70 a 80 grados, con estrías horizontales (Figs. 37 y 38) y generalmente estas superficies de falla buzanan hacia la Cuenca de Empalme. Los rumbos de estas fallas por lo común son N-S con algunas variaciones al NW y NE.

Las localidades donde se pueden ver este tipo de falla están al norte del poblado de Ortiz, y al este del Rancho los Pilares (Fig. 37), en la Sierra del Bacatete; y en el Cerro el Papalote al norte de la ciudad de Empalme (Figs. 38a y 38b). En otro lugar donde se encontró esta clase de fallas fue al norte del poblado de Palo Verde, ubicado al norte de la Cuenca de Empalme, muy cerca de la zona de estudio. Aquí se muestra una zona de falla muy bien definida en donde se aprecian estrías que indican fallamiento a rumbo con desplazamiento lateral derecho. Las rocas afectadas por estas fallas se encuentran muy alteradas y aparentemente pertenecen a la Formación Baucarit del Mioceno.



Figura 37.- Fotografías de las fallas en el Arroyo Los Pilares en la Sierra del Bacatete. En la foto se muestra una falla con movimiento lateral derecho que es cortada por una falla normal más reciente



Figura 38a.- Fotografía tomada en el Cerro el Papalote, donde se muestra una falla a rumbo con un movimiento lateral derecho



Figura 38b.- En esta imagen tomada en el mismo plano que la fotografía de arriba se muestra sobrecrecimiento posterior de estrías, el cual representa un fallamiento normal. Fotos tomadas E-O.

Fallas normales

En el área de estudio las fallas normales son las estructuras más recientes y abundantes, muchas de estas son producto de reactivación de las fallas con movimiento lateral derecho, ya que se muestran en los mismos planos de falla y por ende presentan rumbos similares (Fig. 39 y Fig. 40). Al igual que las fallas a rumbo, estos desplazamientos se puede observar con estrías, pero en este caso las estrías son verticales. Estas a su vez se encuentran sobreimpuestas en las estrías de las fallas a rumbo (Fig. 38b). Esta relación cronológica se confirma cuando las superficies de falla con movimiento lateral derecho son cortadas por fallas normales (Fig. 37). Este cambio en el sentido del fallamiento se interpreta como un cambio cinemático debido a una inversión de los esfuerzos σ_1 y σ_2 (Fig. 39).

Coincidentemente los lugares donde se muestran estas fallas son los mismos que las fallas con movimiento lateral, pero las localidades con fallamiento normal son más abundantes que las otras. Un ejemplo es la falla que se encuentra al oeste del relleno sanitario de la ciudad de Empalme (parte suroeste del área de estudio), en donde se observa con claridad la presencia de un escarpe de falla que pone en contacto a la dacita contra el granófiro. Las rocas basálticas de 10.3 a 8.5 Ma, presentan escarpes abruptos asociados a fallamiento, pero la ausencia de indicadores cinemáticos (estrías) en sus planos de falla no permite caracterizar de manera adecuada la naturaleza de estas fallas. Sin embargo, el fallamiento normal observado en las rocas volcánicas felsicas, es claramente el más reciente, por lo que se considera que las fallas que afectan estos basaltos son normales. Los rumbos de las fallas en los basaltos oscilan entre 17 NW y 30 NE (Fig. 41). Las fallas normales en la zona de estudio presentan en general echados altos que oscilan entre 68 y 85 grados y en muy pocos casos se observa fallas de bajo ángulo (Figura 38a). Las superficies de falla se encuentran buzando hacia la Cuenca de Empalme tanto en la margen de la Sierra Santa Úrsula como en la margen de la Sierra del Bacatete (Figs. 42 y 43), dando un carácter escalonado a las márgenes de dichas sierras (Figs. 44, 45 y 46). Por otra parte, también existen fallas que buzan en dirección contraria a la Cuenca de Empalme, siendo estas últimas menos abundantes.

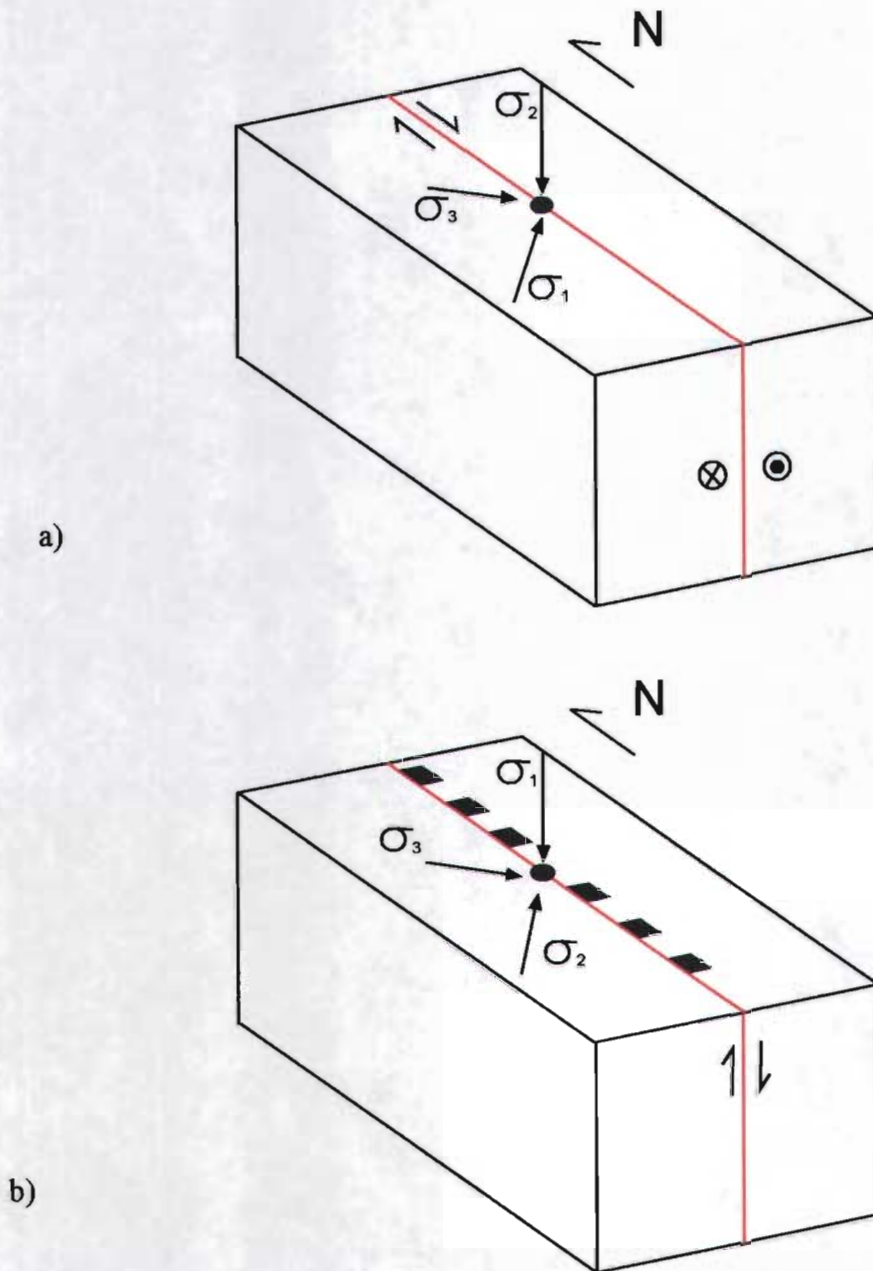
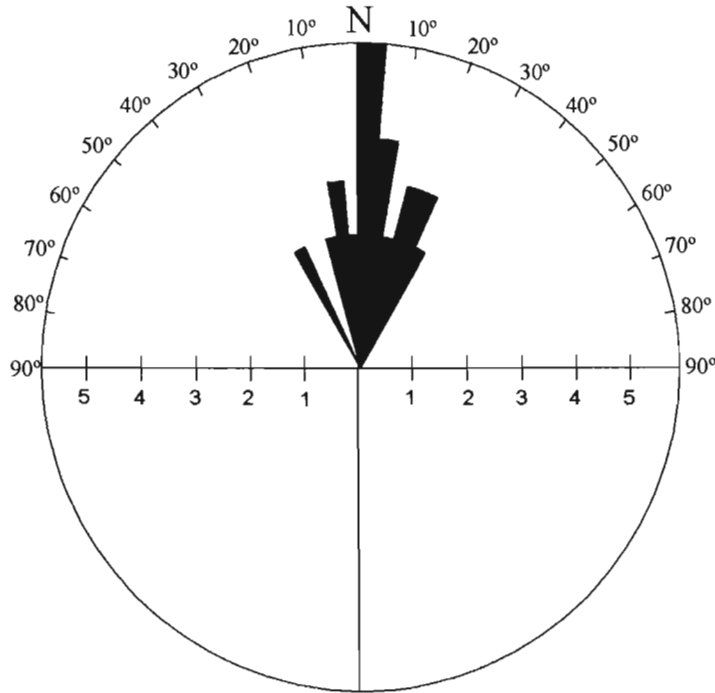
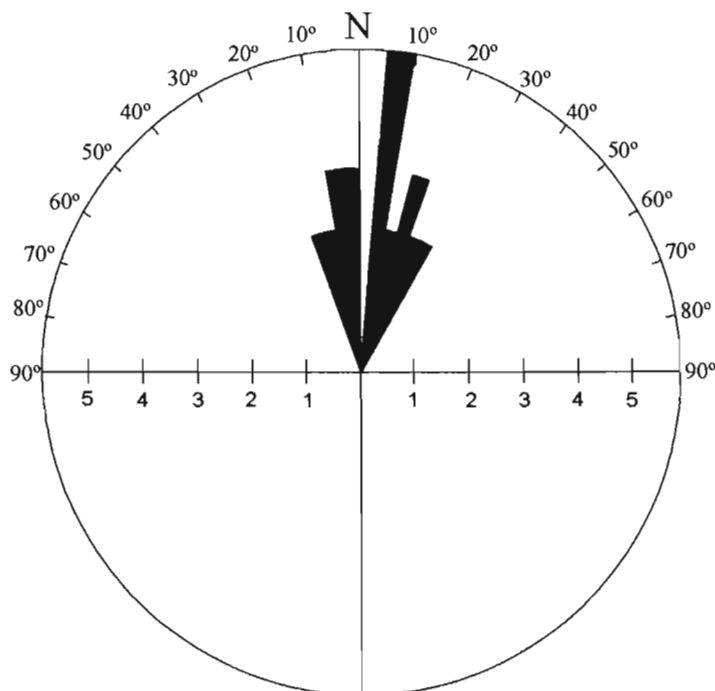


Figura 39.- Modelo esquemático que muestra la evolución cinemática en dos etapas de la Cuenca de Empalme. a) primera etapa con σ_1 horizontal y de orientación NE-SO y σ_2 , vertical durante la cual se generan fallas N-S con desplazamiento lateral derecho. b) segunda etapa caracterizada por la inversión de σ_1 y σ_2 que provoca la reactivación de las fallas a rumbo previas en fallas normales. Este esquema contempla dos etapas asociadas a la apertura del golfo de California en esta región, pero no incluyen la posibilidad que las fallas N-S que limitan la Cuenca de Empalme sean a su vez fallas normales asociadas a la fase previa de Basin and Range y reactivadas al inicio de la apertura del Golfo de California.



No. 18

Figura 40.- Diagrama de rosas, en el cual se muestra los rumbos principales de las fallas que se midieron tanto en la Sierra Santa Úrsula como en la Sierra del Bacatete. En este diagrama se muestra que los principales rumbos de las fallas son N-S, y en menor proporción NO y NE.



No. 17

Figura 41.- Diagrama de rosas de las fallas y lineamientos que afectan exclusivamente a los basaltos, en donde se observa que este fallamiento es principalmente hacia el NNE, aunque hay algunas fallas con un rumbo NO. Estos se tomaron tanto en la Sierra Santa Úrsula como en la Sierra del Bacatete.

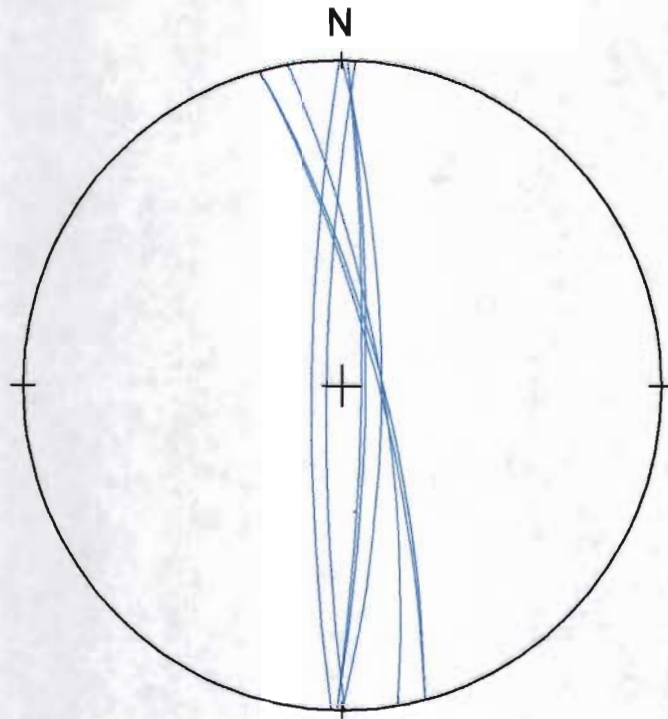


Figura 42.- Estereograma de los planos de falla medidas en la Sierra Santa Úrsula, donde se muestra que este fallamiento varía del NNO al N y la mayor parte de las fallas se encuentran buzando al este, hacia la Cuenca de Empalme.

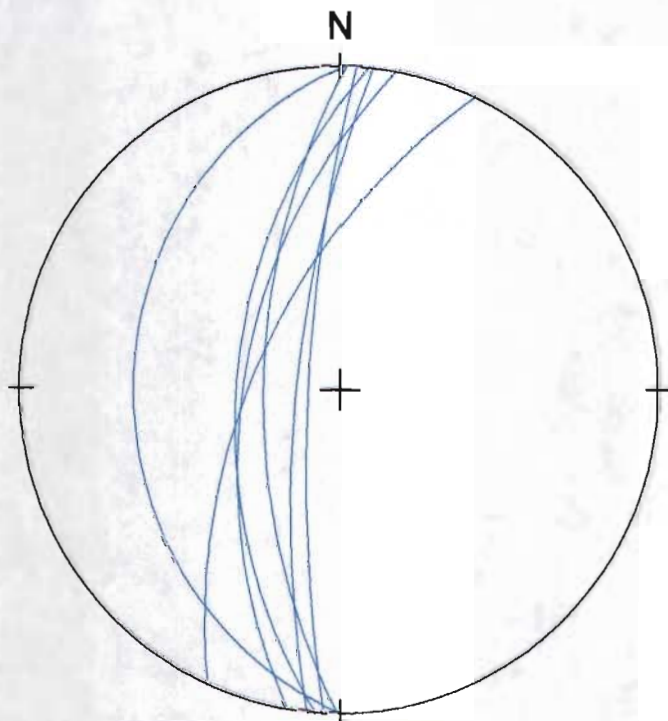


Figura 43.- Estereograma de los planos de falla medidas en la Sierra del Bacatete, donde se muestra que el fallamiento presenta un rumbo NE y se encuentran buzando hacia la Cuenca de Empalme.

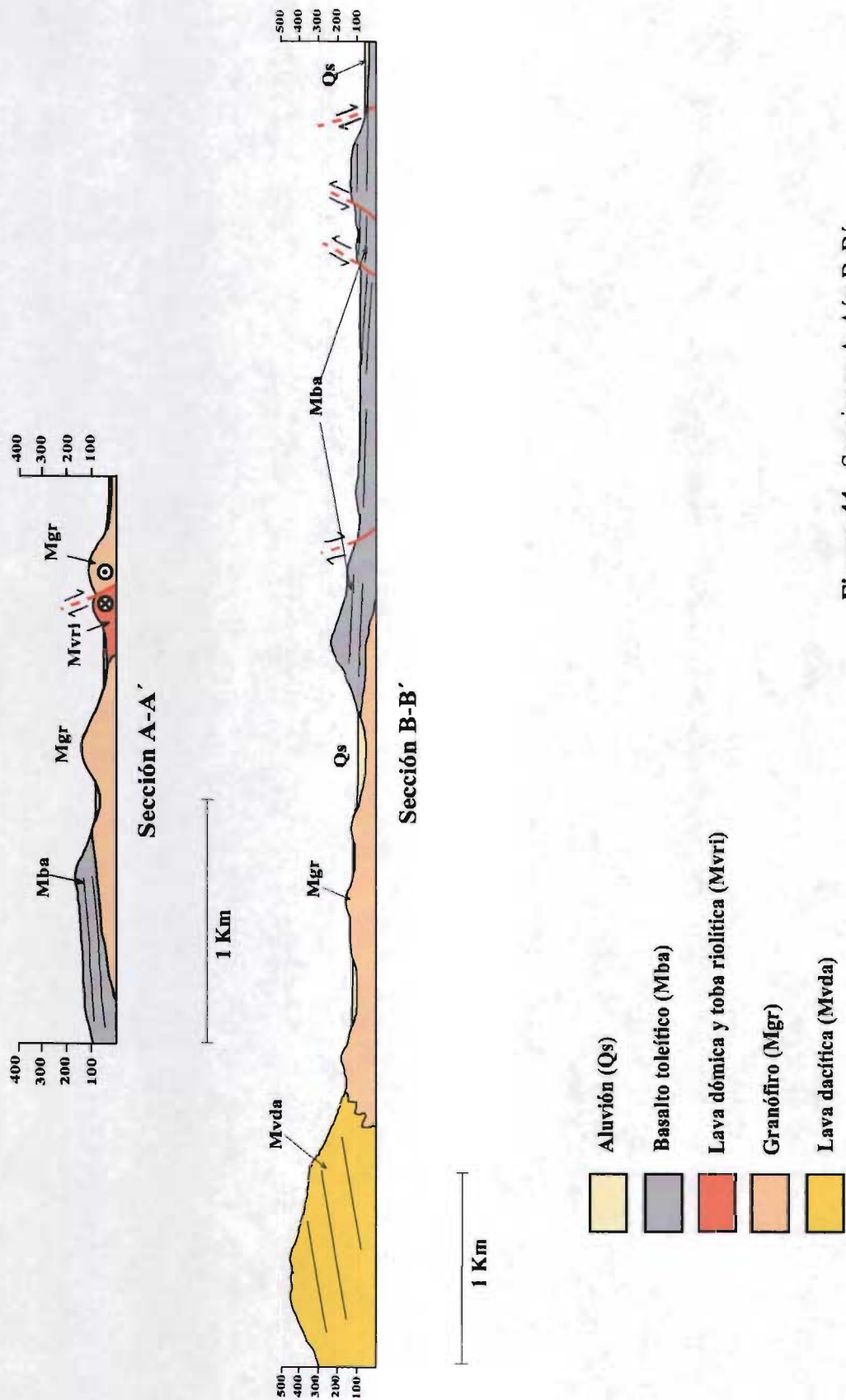


Figura 44.- Secciones A-A' y B-B'.

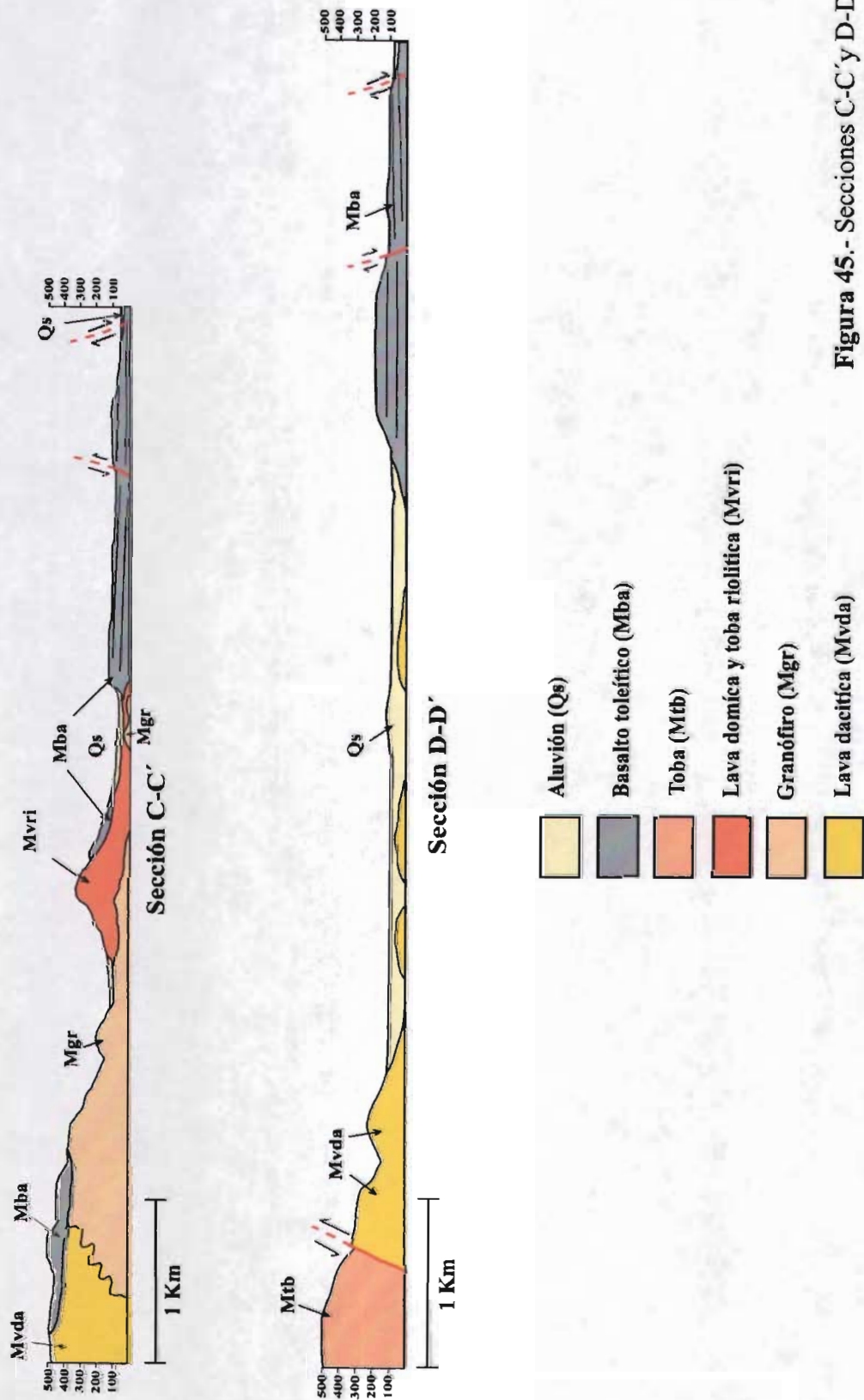


Figura 45.- Secciones C-C' y D-D'.

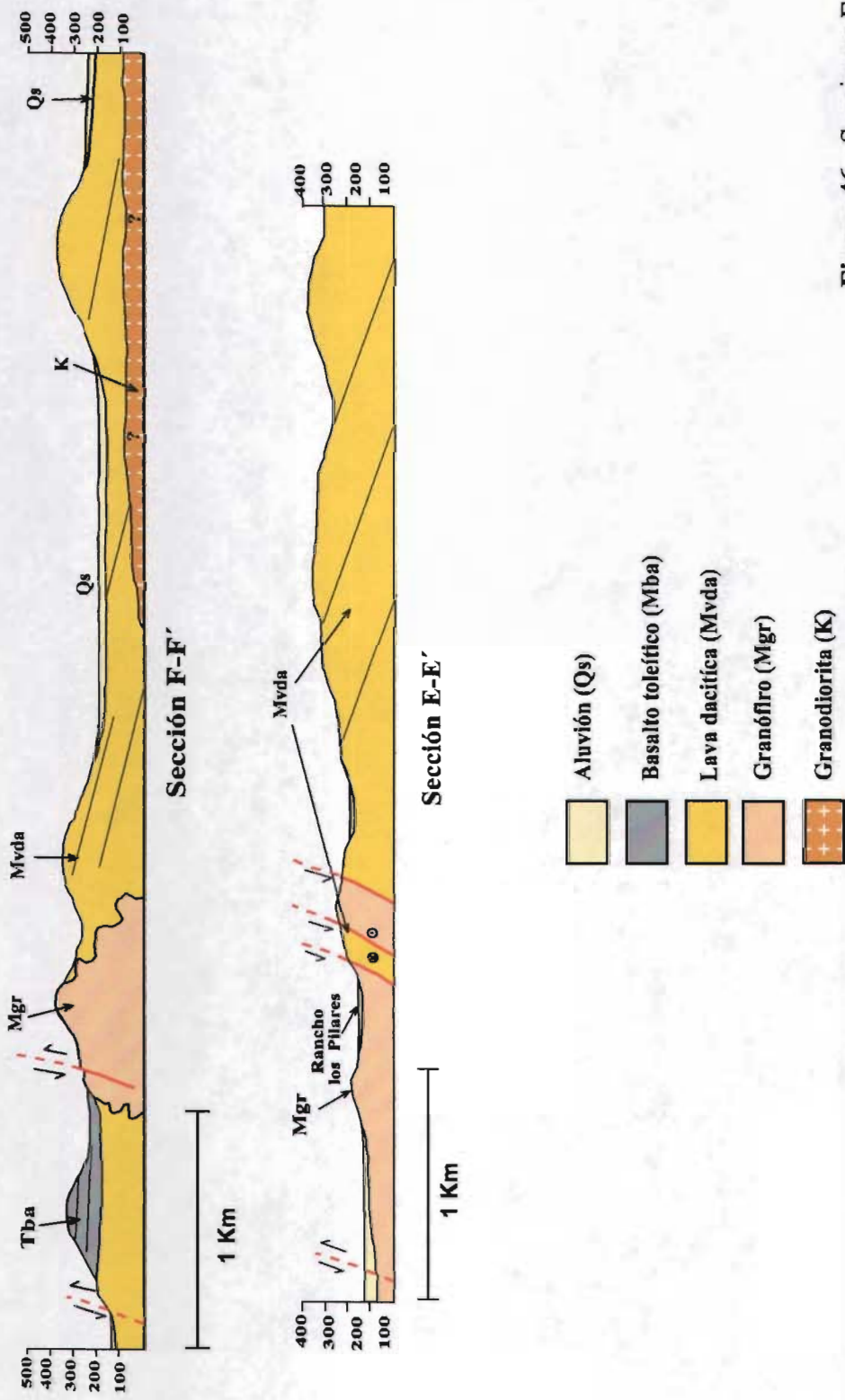


Figura 46.- Secciones E-E' y F-F'.

Por lo general en las zonas de falla que yuxtaponen rocas granofíricas contra lavas de composición dacítica, se desarrolla una deformación frágil representada por rocas brechadas (Fig. 5), siendo mas común que se desarrollen en las lavas dacíticas. Este tipo de brechas se observan en la Sierra Santa Úrsula, en el Cerro El Papalote, al suroeste del área (Fig. 5), al oeste del relleno sanitario de la ciudad de Empalme, en la parte centro-sur de la Sierra Santa Ursula, y al norte de la población de Ortiz. En la porción este de la cuenca, en la Sierra del Bacatete, se observaron estas mismas brechas; Se encontraron al oriente del Rancho los Pilares por el Arroyo Los Pilares (Fig. 5) y de igual forma que en la Sierra Santa Úrsula estas brechas se encuentran afectando las mismas rocas. Esta misma deformación frágil se observa más al norte, cerca del poblado de Palo Verde y la Misa, este afloramiento se encuentra fuera del área de estudio. En este lugar la deformación parece afectar rocas que posiblemente pertenecen a conglomerados de la Formación Baucarit.

El desarrollo de estas brechas puede alcanzar espesores que van desde uno hasta diez metros. Los fragmentos que presenta son de un mismo tipo de roca, por lo que se clasifico como una brecha monolitológica. Los fragmentos presentan dimensiones mayores a un milímetro y menores a cincuenta centímetros de diámetro, por lo que si se puede catalogar como brecha de falla (Davis y Reynolds, 1996). La matriz de estas brechas es muy fina y al igual que varios fragmentos presentan una alteración hidrotermal, en particular se muestra la presencia de sericita, esta alteración pudo haberse dado durante la formación de esta deformación frágil. Es importante también señalar que en estas rocas los fragmentos se observan rotados y trasladados. Esta característica se puede mostrar tanto a descripción de mano como en descripción petrográfica (Figs. 47a y 47b).

Lineamientos

Los lineamientos son una importante herramienta en el entendimiento de la geología estructural de una zona en particular, además pueden dar una información regional y generalizada de los rasgos estructurales. En muchos casos los lineamientos que se observan registrados en la topografía pueden indicar fallas o zonas de falla. En este estudio se analizaron los rasgos lineales en base a imágenes de satélite (Fig. 36) y fotografías aéreas blanco y negro (INEGI 1:50,000). Estos lineamientos se agruparon para su análisis en dos



Figura 47a.- Fotografía de una lava dacítica brechada, la cual se encuentra asociada a una falla normal, ubicada al oeste del relleno sanitario.

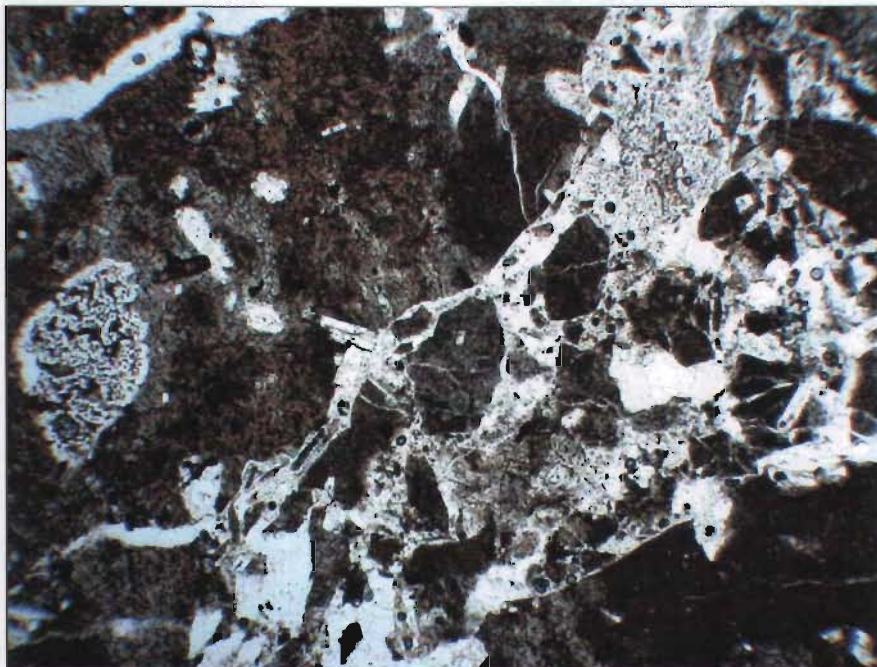
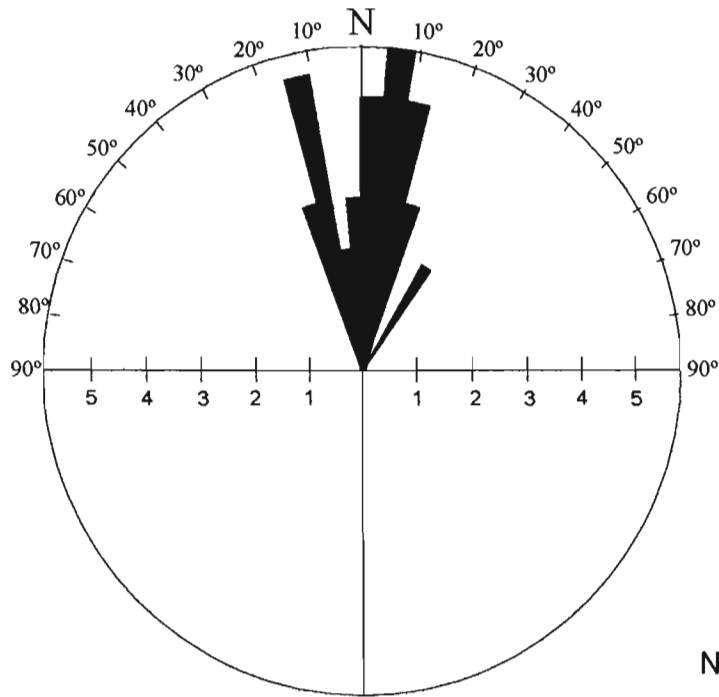


Figura 47b.- Microfotografía de una brecha, en donde se muestra como los fluidos penetraron las zonas más finamente pulverizadas.

grupos, en el borde occidental y el borde oriental, no obstante también se analizó estos rasgos en forma conjunta.

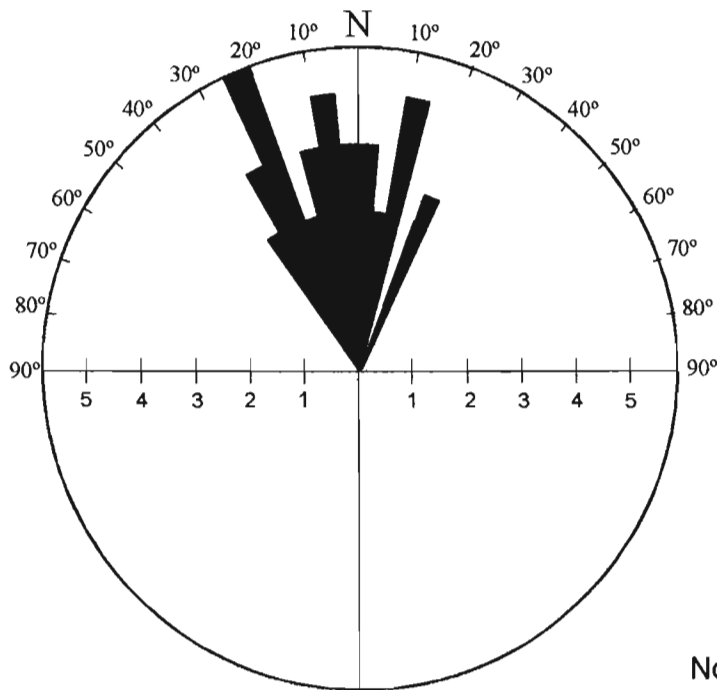
Para este trabajo se hizo énfasis especial en el análisis de los lineamientos estructurales y su relación con las fallas presentes. Por ejemplo gran parte de los lineamientos en la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula presentan rumbos que oscilan entre 20° NW y 20° NE, pero la tendencia mayor se registra hacia los lineamientos con rumbo N-NE (Fig. 48). Por su parte en la porción occidental de la Sierra del Bacatete se observa que los lineamientos estructurales muestran una orientación que varía entre 30° y 20° NW y 15° NE, sin embargo en esta porción oriental del área de estudio los lineamientos tienen una orientación principal al NW y menor grado al N, lo cual ya no es muy similar a la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula (Fig. 49).

En forma generalizada se puede observar que los lineamientos y las fallas que se midieron en este estudio presentan cierta concordancia, esto especialmente en los rumbos N-S. Lo anterior se muestra tanto los diagramas de rosa de los lineamientos de la Sierra del Bacatete y Sierra Santa Úrsula (Figs. 48 y 49), y en el diagrama de rosas que muestra las fallas de toda el área (Fig. 40).



No. 17

Figura 48.- Diagrama de Rosas de los lineamientos estructurales de la porción este de la Sierra Santa Úrsula. En este diagrama se muestra como los principales lineamientos presentan una tendencia NE aunque también cierta tendencia hacia el norte y el noroeste.



No. 20

Figura 49.- Diagrama de Rosas de los lineamientos estructurales de la porción oeste de la Sierra del Bacatete. En este diagrama se muestra como los principales lineamientos presentan tendencias hacia el norte, noroeste y noreste. Sin embargo la tendencia principal es hacia el noroeste.

VI.- DISCUSIÓN

La Cuenca de Empalme se encuentra dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California, por lo tanto es una zona clave para estudiar la transición entre la subducción que tuvo lugar hasta el Mioceno Medio, y el inicio de la extensión ocurrida en el Mioceno Tardío, la cual esta relacionada con la apertura del Golfo de California.

Las estructuras encontradas en los bordes de la Cuenca de Empalme, son fallas que presentan dos fases de movimiento: el movimiento más antiguo es lateral derecho, al cual se sobrepone un movimiento puramente normal. Este último movimiento genera las estructuras normales, que al parecer son las que mejor modelan la Cuenca de Empalme y son las responsables de la mayor subsidencia de esta cuenca. Las unidades más claramente afectadas por estas fallas son las lavas dacíticas de entre 12.3 a 11.2 Ma (Mora-Álvarez, 1992) y granofiros de 14.4 Ma (Mora-Álvarez, 2000). En los contactos entre estas dos rocas ígneas, se observa una fase de movimiento lateral derecho y una fase puramente normal en el mismo plano, esto se interpreta como un cambio cinemático para esta zona. Por otra parte, las mesetas de basaltos toleíticos que tienen edades de entre 10.3 a 8.5 Ma (Mora-Álvarez, 1992) están solamente afectadas por la fase más reciente relacionada con el fallamiento normal. En base a esta información disponible, la edad del fallamiento se relaciona a la fase Protogolfo. Es importante mencionar la posibilidad de que los sedimentos que rellenan la Cuenca de Empalme, pudieran estar afectados por fallas, sin embargo hasta el momento no se tiene información más precisa para aseverar esto.

El hecho de que las fallas a rumbo de la Cuenca de Empalme sean más antiguas que las fallas normales podría ser algo contradictorio con la cronología estructural y el contexto regional de mayoría de las cuencas que están distribuidas en la península de Baja California y el Golfo de California, ya que para el Mioceno Tardío empezaba el sistema tectónico extensivo (Protogolfo), y en el cual se formaron cuencas con fallas normales principalmente, posterior como es bien sabido, en el Plioceno hay un incremento de fallas a rumbo con desplazamiento lateral derecho, las cuales ya estaban relacionadas con la apertura del Golfo de California (Angelier et al., 1981; Stock y Hodges, 1989; Zanchi, 1994; Ochoa et al., 2000). Estas características parecen no concordar con las fallas de esta área, ya que en la Cuenca de Empalme, la extensión Protogolfo produjo fallamiento a rumbo con desplazamiento lateral derecho y fallamiento normal. Además en otra región

cerca, en la Sierra la Tinaja en San Carlos, hay evidencias de bloques de rocas volcánicas (Mioceno Tardío) con rotación en el sentido de las manecillas de reloj, lo cual es típico en las fallas a rumbo con desplazamiento lateral derecho (Gans com. pers.). Con esto se puede concluir que las fallas de la región son de la extensión Protogolfo, pero con la novedad de que también hay fallas a rumbo.

El estudio petrogenético de las rocas ígneas neógenas arroja importante información sobre la evolución de las rocas volcánicas que se generaron en los bordes y dentro de la Cuenca de Empalme, pues con base en estos estudios se ha determinado la presencia de rocas volcánicas asociadas a la última etapa del arco magmático miocénico, rocas asociadas a un ambiente tectónico transicional y rocas asociadas a las primeras etapas de extensión.

La geoquímica de las rocas volcánicas intermedias y félsicas de la zona muestra una composición calcialcalina, típica de rocas de arco volcánico de margen continental. La edad de estas rocas ha sido determinada en la Sierra Santa Úrsula, donde presenta edades entre 23 y 12.3 Ma (Mora-Álvarez, 1992), lo cual corresponde con la última fase de subducción de las placas Farallón y Guadalupe debajo de la Norteamericana.

Por otra parte, hay rocas como el granófiro y una lava dacítica (12.3-11.4 Ma) que presentan características químicas distintivas. El granófiro muestra firmas geoquímicas relacionadas con arco volcánico, pues la composición es calcialcalina (Figs. 38-40) y de granitos de arco volcánico (Fig. 41). Sin embargo, en la química de elementos traza enseña características diferentes a las rocas de arco volcánico, pues en los diagramas de discriminación tectónica expone una tendencia a roca intrusiva de origen intraplaca (Figs. 44a y 44b), siendo poco común para esta región de Sonora, ya que tan solo se conocen intrusivos asociados al arco volcánico laramídico. Comparando los elementos traza de los granófiros con los intrusivos laramídicos, se observa una gran diferencia, lo cual se muestra en la gráfica de Sr/Rb (Fig. 43) y en las relaciones de Rb/Sr, en donde se nota que los granófiros son más ricos en Rb, lo cual indica que este es una roca más diferenciada.

Las concentraciones de tierras raras en el granófiro y en la dacita de la Sierra del Bacatete, muestran anomalías negativas de europio con patrones ligeramente enriquecidos de tierras raras ligeras (LREE) y empobrecidos en tierras raras pesadas (HREE), sugiriendo que los granófiros y las dacitas pudieran derivar de una fuente rica en plagioclasa cálcica y posiblemente granate, cuyo fraccionamiento pudo producir los patrones negativos de Eu y

las inclinaciones de las LREE y HREE. La inclinación de los patrones de los granófiros es menor, a la firma de los intrusivos laramídicos estudiados en Sonora (Valencia-Moreno, 1998; Roldán-Quintana, 2002) debido a que el posible contenido de granate de esta fuente quizás fue menor.

De las características químicas de los granófiros de Empalme se deduce, que se crearon en ambiente tectónico transicional, es decir en las últimas etapas de subducción y en las primeras manifestaciones de la extensión del Golfo de California. Mientras que las rocas dacíticas también se formaron en un mismo ambiente transicional, ya que los patrones de tierras raras indican que estas dos unidades son cogenéticas, esta información sobre rocas transicionales coincide con las observaciones hechas por Mora-Klepeis y McDowell (2004), en las dacitas entre 12.3 y 11.4 Ma de la Sierra Santa Ursula.

Por otro lado, las mesetas de rocas maficas estudiadas en este trabajo y en los estudios de Mora-Álvarez (1992) y Roldán-Quintana (2002), son las rocas más recientes de la secuencia volcánica del área, la composición química y la mineralogía de estos basaltos nos indica una tendencia mayormente toleítica, con edades del Mioceno Tardío que van de entre 10.3 a 8.5 Ma (Mora-Álvarez, 1992; McDowell et al., 1997), además esta litología basáltica muestra una clara composición intraplaca (Fig. 47). Por las siguientes características estas rocas se relacionan directamente a la extensión del Protogolfo, cuando el ambiente tectónico era netamente extensivo.

En la Cuenca de Empalme se tienen registros de pozos y estudios geofísicos, los cuales indican potentes espesores de sedimentos entre 350 y 400 metros para la porción sur de la cuenca (Herrera-Revilla et al., 1984), en este mismo estudio se indica la presencia de conglomerados, areniscas y arcillas. En base a estos estudios se infiere que parte de estas unidades litológicas podrían tener la presencia de sedimentos marinos, los cuales tengan relación con invasiones marinas relacionadas al Protogolfo. Relacionado a este mismo problema, en la costa de Hermosillo al noroeste del área se han encontrado microfósiles marinos del Mioceno Tardío (Gómez, 1971). Sin embargo, para poder aseverar con más certeza la estratigrafía del bloque hundido de la Cuenca de Empalme, se requieren estudios geofísicos más detallados de sismología, gravimetría y magnetometría que abarquen toda el área, y posteriormente algunas perforaciones, en los cuales se pudieran realizar estudios de micropaleontología y/o fechamientos isotópicos en las rocas ígneas.

VII.- CONCLUSIONES

- Las estructuras en los bordes de las Sierras Santa Úrsula y del Bacatete, delimitan la Cuenca de Empalme y consisten en fallas a rumbo con un movimiento lateral derecho y posteriormente fallas normales que presentan rumbos N-S, y variaciones al NE y al NO, lo cual indica que la extensión en la Cuenca de Empalme estuvo orientada mayormente O-E, estas estructuras están asociadas a la evolución de Cuenca de Empalme.

-La evolución de las estructuras a rumbo y normales se desarrolló en el tiempo del evento tectónico Protogolfo, en el Mioceno Tardío. Por otra parte no se descarta la posibilidad de encontrar fallas que tengan relación con la actual apertura del Golfo de California, en particular las fallas que pudieran afectar a los sedimentos de la cuenca.

-En cuanto a la evolución geoquímica de las rocas ígneas, se observó un cambio progresivo en la composición química, donde se observaron rocas asociadas a eventos de arco volcánico continental hasta rocas asociadas a extensión. Se distinguieron unas rocas que muestran una tendencia transicional (granófiros y dacitas). Este cambio en la química de las rocas, se deben al fin de un régimen en subducción y al inicio de la extensión en el Mioceno Tardío.

- Una parte de la secuencia volcánica neógena, particularmente las rocas dacíticas del Mioceno Tardío, presentan composición intermedia-ácida similares con la geoquímica de los granófiros, esto tanto en los elementos mayores como en los elementos traza y tierras raras. Sin embargo, es en las tierras raras donde se muestran patrones y tendencias casi idénticas tanto en los diagramas de tierras raras como en los arañigramas. Por lo que se interpreta que estas rocas ígneas son cogenéticas y provienen de una etapa transicional, que de alguna manera la fuente magmática fue afectada.

- Las rocas granófiricas se presentan como diques con rumbo N-S y se muestran cortando a la mayor parte de la secuencia volcánica, su composición mineralogía las clasifica como de composición monzogranítica o granítica, que también se puede observar en la mineralogía normativa (CIPW). Por lo tanto existe una correlación entre la petrografía y la química de

estas rocas graníticas. Además estas rocas intrusivas son rocas altamente diferenciadas, ya que presentan composiciones altas en sílice, potasio, tierras raras ligeras y relaciones de Rb/Sr altas.

- La génesis de los granófiros neogénicos de esta región, está relacionada a un ambiente tectónico transicional, ya que en ocasiones muestra evidencias de una roca de arco volcánico y en otras no, por lo que estos intrusivos se pudieron haber formado en las últimas fases de la subducción y en los primeras etapas de la extensión que dio lugar al Protogolfo, siendo en estas última etapa en donde tuvo más cambios en su composición.

-La unidad volcánica que muestran una relación muy directa con la extensión que dio origen a la apertura del Golfo de California, es el basalto. Aunque solo se analizó una muestra del basalto, está enseña una clara composición química toleítica, además la mineralogía concuerda con este resultado. También las edades de entre 10.3 y 8.5 Ma son otra característica que la relaciona con la extensión del Golfo de California.

BIBLIOGRAFIA

- Anders, E., and Grevesse, N., 1989, Abundances of the elements: Meteoric and solar: *Geochimica et Cosmochimica Acta Geochim*, v. 53, p. 197-214.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., 1969, Mesozoic magmatic events of the northern Sonora coastal region Mexico: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 1, p. 3-4.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., and Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347-357.
- Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R. C., Bellon, H., Cotten, J., Bourgois, J., and Michaud, F., 2002, Geochemical Diversity of Late Miocene Volcanism in Southern Baja California, Mexico: Implication of the Mantle and Crustal Sources during the opening of an Asthenospheric Window: *The Journal of Geology*, v. 110, p. 627-648.
- Berg, R. R., 1962, Mountain in flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado: *Am. Assoc. Of Petrol. Geol. Bull.*, v. 46, p. 2019-2032.
- Calmus, T., Poupeau, G., Defaux, T., y Labrin, T., 1998, Apatite fission track ages in Sonora, Mexico: a recording of Basin and Range events and opening of the Gulf of California, Puerto Vallarta, Jalisco, *Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Geos*, v. 18, p. 293.
- Cárdenas-Vargas, J., 1992, *Monografía geológico-minera del estado de Sonora: Consejo de Recursos Minerales*, publicación M-8e, 220pp.
- Cochemé, J. J., 1981a, Preliminary report on volcano-plutonic rocks of central and eastern Sonora: *Geological Society of America, 77th Annual Meetings, Abstracts with Programs*, vol. 13, p. 49.
- Cochemé, J. J., 1981b, Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique): *Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus*, tome. 293, p. 989-992.
- Coney, P. J., and Reynolds, S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J., 1979, *The interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin, London*, 450pp.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., y Cochemé, J. J., 1983, El Batolito Larámide (90-40 Ma) de Sonora: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C., Memoria Técnica XV*, p. 63-95.
- Davis, G. H., and Reynolds, S. J., 1996, *Structural Geology of Rocks and Regions*, 2nd Edition, 776 pp.
- Delgado-Argote, L. A., 2000, *Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California Central: Tesis para obtener el grado de doctor en ciencias (UNAM)*, 175pp.
- Dokka, R. K., and Merridam, R. H., 1982, Late Cenozoic extension of northeastern Baja California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 371-378.
- Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology: The Ohio State University Columbus, Ohio*, 589pp.

- Gans, P. B., Blair, K., Macmillan, I., Wong, M., and Roldán-Quintana, J., 2003, Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: a preliminary report: Geological Society of America, Abstracts with Programs 99th Annual meeting cordilleran Section, p. 21.
- Gastil, R. G., and Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 189-198.
- Gastil, R. G., and Krummenacher, D., 1999, Geology and paleontology of Southwestern Isla Tiburón, Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 16, p. 1-34.
- Gilbert, G. K., 1928, Studies of the basin-range structure: U.S. Geological Survey Professional Paper 153, pp. 92.
- Gómez, P., 1971, Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el Estado de Sonora, México: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, notas técnicas, p. 77-78.
- González-León, C. M., Roldán-Quintana, J., and Rodríguez-Guerra, E. P., 1992, Deformaciones Servier y Laramide: su presencia en Sonora. Boletín del Departamento de Geología, UNISON, v. 9, p. 1-18.
- Grijalva-Noriega, F. J., and Roldán-Quintana, J., 1998, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, p. 145-156.
- Henderson, P., 1984, Rare Earth Element Geochemistry: Department of Mineralogy, British Museum (Natural History), London, U.K. p. 275-308.
- Henry, C. D., 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 1147-1156.
- Henry, C. D., and Aranda-Gomez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C. D., and Aranda-Gomez, J. J., 2000, Plate interactions control Middle-Late Mioceno, proto-Gulf and Basin and Range Extension in the southern Basin and Range: Tectonophysics, v. 318, p. 1-26.
- Herrera-Revilla, I., Rodríguez-Castillo, R., Campos-Coy, G., Ortega, A., y Medina, R., 1984, Ampliación del estudio geofísico del Valle de Guaymas, Sonora: Reporte conjunto de la UNAM y SARH, 216pp.
- Holt, J. W., Holt, W. E., and Stock, J. M., 2000, An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalia basin, Baja California Sur, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 540-549.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.
- Karig, D. E., and Jansky, W., 1972, The protogulf of California: Earth and Planetary Science Letters, v. 17, p. 169-174.
- King, E. R., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625-1722.

- Lee, J., Miller, M. M., Crippen, R., Hacker, B., and Ledesma-Vazquez, J., 1996, Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California-evidence from the southern Sierra de Juárez: Geological Society of America Bulletin, v. 108, p. 505-525.
- Le Maitre, R. W., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the IUGS, subcommission on the systematics igneous rocks, Blackwell Sci. Public., 29pp.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, E.L., et al., eds., The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. N, p. 499-521.
- MacMillan, I., Gans, P., and Roldán-Quintana, J., 2003, Voluminous Mid-Miocene silicic volcanism and rapid extension in the Sierra Libre, Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs 99th Annual meeting cordilleran Section, p. 26.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 635-643.
- Martín-Barajas, A. M., Stock, J. M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., and López-Martínez, M., 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 407-424.
- Martín-Barajas, A. M., 2000, Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 72-83.
- McDowell, F. W., and Roldán-Quintana, J., 1991, Timing of the late Tertiary extension in central Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts With Programs, v. 23, p. A247.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., and González-León, C. M., 1994, The Tarahumara Formation, a neglected component of the Laramide arc in Sonora: Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco Boletín Informativo, II Época, p. 1349-1360.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., and Amaya-Martínez, R., 1997, The interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1349-1360.
- Meschede, M., 1986, A method of discrimination between different types of mid-oceanridge basalts and continental tholeiites with the Nd-Zr-Y diagram: Chemical Geology, v. 56, p. 207-218.
- Miller, D. M., Nilsen, T. H., and Bilodeau, W. L., 1992, Late Cretaceous to Early Eocene geologic evolution of the U.S. Cordillera: in The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S., The Geology of North America, Geological Society of America, p. 205-260.
- Miyashiro A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: American Journal of Science, v. 274, p. 321-355.
- Mora-Álvarez, G., 1992, History of Cenozoic Magmatism in The Sierra Santa Ursula of the western Sonora, Mexico: MS Thesis, University of Texas at Austin, 183pp.
- Mora-Álvarez, G., 1993, Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Ursula, en Sonora, y el magmatismo de la Región del Golfo de California:

- Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 1, p. 123-146.
- Mora-Kepleis, G., McDowell, F. W., and Ortega-Rivera, A., 1997, Late Miocene felsic volcanism in the west-central Sonora: An expression of rift or subduction-related magmatism?: Geological Society of America Annual Meeting Salt Lake City, Utah [Abstracts with Programs], p. A481.
- Mora-Álvarez, G., and McDowell, F. W., 2000, Miocene volcanism during late Subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of the western Sonora, Mexico: Geological Society of America, Special Paper 334, p. 123-141.
- Mora-Kepleis, G., and McDowell, F. W., 2004, Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico: an expression of rift or subduction-related magmatism?: Journal of South American Earth Sciences, v. 17, p. 297-310.
- Moore, D. G., and Curray, J. R., 1982, Geologic and tectonic history of the Gulf of California, in Curry, J. R., Moore, D. G., et al., ed., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington D.C. U.S. Government Printing Office, p. 1279- 1296.
- Nagy, E. A., 2000, Extensional deformation and paleomagnetism at the western margin of the Gulf extensional province, Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, México: Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 857-861.
- Ochoa-Landín, L., Ruiz, J., Calmus, T., Pérez-Segura, E., and Escandón, F., 2000, Sedimentology and stratigraphy of the upper Mioceno el Boleo formation, Santa Rosalía, Baja California, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 17, p. 83-95.
- Oskin, M., and Stock, J., 2003, Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin Basin, northern Gulf of California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 115, p. 1173-1190.
- Pacheco-Romero, M., 2004, Estructura y evolución de la cuenca de Altar, Sonora: a partir de la integración de datos geofísicos y geológicos: Tesis para obtener el grado de maestro en ciencias (CICESE), 140pp.
- Paz-Moreno, F. A., 1992, Le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'état du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique, implications pétrogénétiques: Tesis de doctorado en ciencias de université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, 153pp.
- Paz-Moreno, F. A., and Demant, A., 1999, The Recent Isla San Luis volcanic centre: petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 93, p. 31-52.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination Diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956-983.
- Prof-Ledesma, R. M., 1991, Chemical geothermometers applied to the study of thermalized aquifers in Guaymas, Sonora, Mexico; a case history: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 46, p. 49-59.

- Rodríguez-Castañeda, J. L., 2002, Tectónica Cretácica y Neógena en la margen suroeste del alto de Cananea, Sonora, Norte-Central: Tesis para obtener el grado de doctor en ciencias (UNAM), 217pp.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico: in Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., eds., Geological Society of America, Special Paper 254, p. 69-80.
- Roldán-Quintana, J., 2002, Caracterización del arco magmático Mesozoico entre San Carlos-Maycoba, Sonora: Tesis para obtener el grado de doctor en ciencias (UNAM), 207pp.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., y Lozano-Santacruz, R., 2004, El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, p. 320-334.
- Sawlan, M. G., 1991, Magmatic Evolution of the Gulf of California rift: in The Gulf and Peninsular Province of the Californias, edited by J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, AAPG Memoir 47, p. 301-371.
- Sheridan, M. F., Wilson, R. T., and Johnpeer, G. D., 1979, Geology of the coastal región near Guaymas, Sonora: Boletín del Departamento de Geología UNISON, v. 2, p. 1-15.
- Stewart, J. H., and Roldán-Quintana, J., 1994, Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-2238, Scale 1:1,000,000, with a descriptive text.
- Stock, J. M., and Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of the Baja California to the Pacific Plate: Tectonics, v. 8, p. 99-115.
- Stock, J. M., and Hodges, K. V., 1990, Miocene to recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico: Journal of Structural Geology, v. 12, p. 315-328.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth Sci. Rev., v. 12, p. 1-33.
- Suter, M., Martínez-López, M., Legorreta-Quintero, O., 2001, Quaternary intra-arc Extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 693-703.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., and Renne, P., 1994, Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California: Geology, v. 22, p. 649-652.
- Valencia-Moreno, M. A., 1998, Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico (PhD dissertation): The University of Arizona, Tucson Az., 164pp.
- Valencia-Moreno, M. A., Ruiz, J., Barton, D. M., Patchett, P. J., Zurcher, L., Hodkinson, D. G., and Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of North Western Mexico: Identification of the southern edge of the North America Precambrian basement: Geological Society of America Bulletin, v.113, p. 1409-1422.
- Vargas-Navarro, P. P., 2002, Geología y Geoquímica de las rocas magmáticas del área de Bahía Kino: Tesis para obtener el título de geólogo, UNISON, 83pp.
- Vega-Granillo, R., 2000, Geología urbana de la ciudad de Guaymas. Informe final Conacyt-UNISON, p. 17-30.

- Weber, R., 1980, New observations on the Late Triassic flora of the Santa Clara Formation, Sonora, Mexico: Reading; United Kingdom, IDP International Paleobot. Conference Abstracts, p. 61.
- Weber, R., 1985a, Las plantas fósiles de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío, Sonora, México); Estado actual de las investigaciones, in Weber, R., ed., 3rd Congreso Latinoamericano de Paleoecología, Simposio Sobre Flora del Triásico Tardío, su Fitogeografía y Paleoecología: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Memoria, p. 125-137.
- Wilson, F. I., and Rocha, S. V., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 962A, 80pp.
- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis: Chapman & Hall, London, Eds., Glasgow New York, 466pp.
- Wilson, R. T., 1978, Reconnaissance geology and petrology of the San Carlos area, Sonora, Mexico (MS Thesis): Arizona State University, 107pp.
- Zanchi, A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: from basin and range extension to transtensional tectonics: Journal of Structural Geology, v. 16, p. 1619-1639.