

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**MECANISMOS DE ASCENSO, EMPLAZAMIENTO
Y EVOLUCION MAGMATICA DE VARIOS
PLUTONES AL OESTE DE LA SIERRA SAN
PEDRO MARTIR, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

GABRIEL CHAVEZ CABELLO

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. JULIO DE 1998

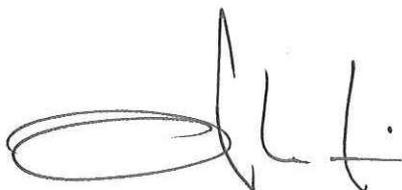


TESIS DEFENDIDA POR
GABRIEL CHÁVEZ CABELLO
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE



Dr. John Fletcher MacKrain

Director del Comité



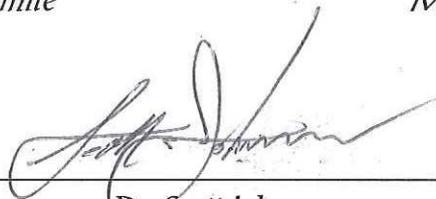
Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Miembro del Comité



Dra. Margarita López Martínez

Miembro del Comité



Dr. Scott Johnson

Miembro del Comité



Dr. Enrique Gómez Treviño

*Jefe del Departamento de Geofísica
Aplicada*



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

7 de julio de 1998

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

**DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**MECANISMOS DE ASCENSO, EMPLAZAMIENTO Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE
VARIOS PLUTONES AL OESTE DE LA SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR, BAJA
CALIFORNIA, MEXICO.**

TESIS

**que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado
de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:**

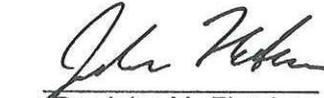
GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

Ensenada, Baja California, México. Julio de 1998.

RESUMEN de la Tesis de Gabriel Chávez Cabello, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA APLICADA. Ensenada, Baja California, México. Julio de 1998.

MECANISMOS DE ASCENSO, EMPLAZAMIENTO Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE VARIOS PLUTONES AL OESTE DE LA SIERRA DE SAN PEDRO MÁRTIR, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

Resumen aprobado por:



Dr. John M. Fletcher
Director de tesis

La parte central de la Sierra de San Pedro Mártir contiene una asociación de granitoides Cretácicos de tamaño variable y una zona inferida de discontinuidad cortical que se piensa divide el Batolito de las Sierras Peninsulares(BSP) dentro de un cinturón oeste con afinidad de arco de islas y un cinturón este con afinidad de arco de margen continental. Mecanismos de emplazamiento contrastantes entre los plutones San José, Encinosa, Santa Cruz, Potrero y San Pedro Mártir parecen estar controlados por variaciones en la velocidad de la deformación durante el ascenso y emplazamiento del magma así como por contrastes litológicos locales. Los plutones tonalíticos San José, Potrero y San Pedro Mártir contienen foliación interna concéntrica, mientras que los plutones máficos Santa Cruz y Encinosa no están foliados. Los plutones San José y Potrero presentan relaciones discordantes y concordantes con respecto a la roca encajonante, Encinosa y Santa Cruz discordantes y San Pedro Mártir preferentemente concordantes. Las relaciones discordantes sugieren emplazamientos por procesos quebradizos tales como diques y rebaje magmático (*stoping*), mientras que las relaciones concordantes y deformación dúctil sobre la roca encajonante, sugieren procesos como expansión de la cámara magmática *in-situ*, flujo hacia abajo de la roca encajonante y/o esfuerzos externos impuestos.

La deformación finita alrededor de los diferentes plutones varía de aplanamiento cercanamente puro a fuertemente elongada, reflejando parcialmente interacciones complejas entre deformación regional y asociada a los emplazamientos. Tres principales generaciones de plegamiento y clivaje son observadas. Los plegamientos D1 y D2 así como los clivajes de plano axial son subparalelos a el rumbo estructural regional, y pre-fechan el emplazamiento del plutón Potrero. Los plegamientos D3 y las fábricas formadas sincrónicamente con el emplazamiento de este plutón, son más fácilmente reconocidas en sus extremos NW y SE, los cuales se encuentran en las sombras de deformación regional. S3 varía de ser un clivaje débilmente desarrollado a una fábrica totalmente transpuesta en el contacto del plutón.

La discontinuidad cortical inferida esta dentro de una zona de rocas fuertemente deformadas entre los plutones Potrero y San Pedro Mártir. En una distancia de ~500 m, el grado metamórfico varía de sub-esquistos verdes en el oeste a esquistos verdes de grado medio en el este y, está definido por una transición de una filita sin porfiroblastos a un esquisto de biotita-muscovita con andalusita. La discontinuidad no separa fundamentalmente rocas diferentes; si ésta fue una zona de falla mayor, la evidencia ha sido destruída en esta área por deformación dúctil intensa, desarrollada tardiamente durante al emplazamiento del plutón San Pedro Mártir.

Palabras clave: San Pedro Mártir, plutón, emplazamiento.

ABSTRACT of the Thesis of Gabriel Chávez Cabello, presented as partial requirement to obtain the MASTER IN SCIENCES in EARTH SCIENCES, with option in APPLIED GEOPHISICS. Ensenada, Baja California, Mexico. July 1998.

ASCENT MECHANISMS, EMPLACEMENT AND MAGMATIC EVOLUTION OF SEVERAL PLUTONS LOCATED ON THE WEST SIDE OF THE SIERRA SAN PEDRO MARTIR, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

The central Sierra San Pedro Martir contains an association of Cretaceous granitoids of varying size, and the inferred crustal discontinuity that is thought to divide the Peninsular Ranges Batholith into a western belt of island arc affinity and an eastern belt of continental-margin arc affinity. Contrasting emplacement mechanisms among San Jose, Encinosa, Santa Cruz, Potrero and San Pedro Martir plutons, seems to be controlled mainly by strain rate and compositional variation during emplacement. The tonalitic San Jose, Potrero and zoned tonalitic-granodioritic San Pedro Martir plutons contain a concentric internal foliation, whereas the mafic Santa Cruz and Encinosa plutons are unfoliated. San Jose and Potrero plutons show both discordant and concordant relationships with the country rocks, whereas Encinosa and Santa Cruz are discordant and San Pedro Martir mainly is concordant. Discordant relations suggest emplacement by brittle processes such as diking and/or stoping, whereas concordant relations and ductile wall-rock deformation suggest processes such as *in-situ* magma-chamber expansion, diapirism, downward wall-rock flow and/or externally imposed stresses.

Finite strains around different plutons vary from nearly pure flattening to strongly constrictional, which may partly reflect complex interactions between regional and emplacement-related strains. Three main generations of folding and cleavages are observed. D1 and D2 folds and axial plane cleavages lie subparallel to the regional NW structural trend, and pre-date emplacement of the Potrero pluton. D3 folds and fabrics formed synchronously with emplacement of this pluton, and are most easily recognized on its NW and SE ends, which lie in the regional strain shadow. S3 varies from a weakly-developed spaced cleavage to a fully-transposed fabric at the pluton contact.

The inferred crustal discontinuity lies within a zone of strongly deformed rocks between the Potrero and Sierra San Pedro Martir plutons, where over a distance of 500 m, metamorphic grade varies from subgreenschist in the west to middle greenschist in the east, and is defined by a transition from nonporphyroblastic phyllite to andalusite-bearing muscovite-biotite schist. The discontinuity does not separate fundamentally different rocks, and if it was once a major fault zone, the evidence has been destroyed in this area by later, intense ductile deformation related to the emplacement of San Pedro Martir pluton.

Keywords: San Pedro Martir, pluton, emplacement.

DEDICATORIA

A mi

Esposa

Vicky

y a nuestras
familias

Chávez-Cabello

y

Cuellar-Treviño

Por todo su amor

AGRADECIMIENTOS

Especialmente quiero agradecer a JOHN M. FLETCHER, SCOTT E. JOHNSON y a MARCUS CH. TATE por su excelente asesoría, motivación y empuje para la culminación de este trabajo. Por enseñarme gran parte de los conocimientos que he adquirido sobre arcos magmáticos.

A HÉCTOR ROMERO-ESPEJEL con quien discutí la mayoría de las ideas plasmadas en este trabajo y sobre todo por sus críticas y acertadas sugerencias. A RAMÓN MENDOZA por su asistencia siempre oportuna y sobre todo por su amistad. A JOSE MOJARRO, LUIS GRADILLA Y GABRIEL RENDÓN quienes fueron colaboradores esenciales para la realización de este trabajo. Al personal de la biblioteca, especialmente a CECY y BLANCA por su gran apoyo en la localización de literatura. A ARTURO NUÑEZ DÓRAME y a DAVID ACEVEDO por su agradable compañía durante algunas salidas a campo.

A FRANCISCO SUÁREZ, MARGARITA LÓPEZ, LANCE FORSYTHE, ENRIQUE GÓMEZ, JOSE M. ROMO, JOSE ACOSTA CHANG y LUIS MENDOZA por todo su apoyo. A las secretarías de la división por hacernos la vida más simple.

A la División de Ciencias de la Tierra por aceptarme y brindarme todas las facilidades de trabajo, a LUIS DELGADO ARGOTE Y ARTURO MARTIR BARAJAS por su respaldo y motivación en el departamento de GEOLOGIA del CICESE.

Al CONACYT por brindarme el apoyo económico durante mi estancia en CICESE.

A mis inolvidables amigos y compañeros de generación: Tomás, Carlos, Reyes, Oscar, Juan Carlos, Fernando, Rafael, Alfredo, Ulises, Joel, Ernesto, Mariano, Ramón y Juan E. Felipe, Diana, Carlos S., Isabel, Kathya L., Ma. Elena, Beatriz, Antonio y a todos los que omito pero que admiro por su sincera amistad.

A mis compañeros del equipo de Soccer del CICESE: Horacio Martínez, Mario Garcia, Roberto Soto, Jorge Niebla, Addier López, Guillermo Sosa, Juan Peralta, Héctor Avalos, Martín Gaynor, Daniel Hernández y sobre todo a la porra.

CONTENIDO

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN		
I.1	Definición del problema y objetivos del estudio	1
I.2	Anatomía de un batolito	3
I.3	Alcances	3
I.4	Localización, vías de acceso y clima	4
I.5	Metodología	6
I.6	Trabajos previos	10
CAPITULO II: GEOLOGIA REGIONAL		
II.1	Introducción	11
II.2	Plutonismo	12
II.3	Rocas encajonantes	13
II.4	Metamorfismo y estructuras	15
CAPITULO III: LITOLOGIA Y PETROGRAFIA		
III.1	Introducción	16
III.2	Roca encajonante	17
III.2.1	Formación Alisitos	17
III.2.2	Esquistos Grises	19
III.2.3	Rocas Meta-igneas	20
III.3	Plutones	
III.3.1	Plutón Encinosa	20
III.3.2	Plutón Potrero	26
III.3.2.1	Fase 1 Tonalita de hornblenda y biotita	27
III.3.2.2	Fase 2 Tonalita de biotita y hornblenda	31
III.3.3	Otros plutones	
III.3.3.1	Plutón San José	34
III.3.3.2	Plutón San Pedro Mártir	35
III.3.3.3	Plutón Santa Cruz	36
CAPITULO IV: DEFORMACION REGIONAL Y POR EMPLAZAMIENTO		
IV.1	Deformación regional	36
IV.2	Rasgos texturales y estructurales de los plutones	38
IV.2.1	Plutón Encinosa	38
IV.2.2	Plutón Potrero	39
IV.2.2.1	Foliaciones	39
IV.2.2.2	Enclaves	41
IV.2.2.3	Diques	42
IV.2.2.4	Fracturas y fallas	42
IV.2.3	Otros plutones	
IV.2.3.1	Plutón San José	48
IV.2.3.1.1	Foliaciones	48
IV.2.3.1.2	Enclaves	48
IV.2.3.1.3	Diques	48
IV.2.3.1.4	Fracturas y fallas	49
IV.2.3.2	Plutón San Pedro Mártir	49
IV.2.3.2.1	Foliaciones	49
IV.2.3.2.2	Enclaves	49
IV.2.3.2.3	Diques	50
IV.2.3.2.4	Fracturas y fallas	51
IV.2.3.3	Plutón Santa Cruz	51
IV.3	Relaciones de contacto plutón-roca encajonante	51

CONTENIDO (continuación)

IV.3.1	Plutón Encinosa	52
IV.3.2	Plutón Potrero	54
IV.3.3	Otros plutones	
IV.3.3.1	Margen sureste del plutón San José	57
IV.3.3.2	Plutón San Pedro Mártir	57
IV.3.3.3	Plutón Santa Cruz	59
IV.4	Análisis de deformación finita	59
IV.4.1	Estrategia de muestreo	60
IV.4.2	Localización de las muestras	60
IV.4.3	Marcadores de deformación	61
IV.4.4	Análisis de laboratorio	61
IV.4.5	Resultados	61
IV.4.6	Interpretación	68
IV.5	Relaciones de tiempo-espacio entre emplazamiento y deformación regional	70
IV.5.1	Introducción	70
IV.5.2	Plutones Pre-tectónicos	71
IV.5.3	Plutones Sin-tectónicos	71
IV.5.4	Plutones Post-tectónicos	72
IV.5.5	Clivajes regionales y emplazamientos	73
CAPITULO V: MECANISMOS DE ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS		
V.1	Introducción	78
V.2	Procesos que generan espacio dentro de la corteza	80
V.3	Mecanismos de ascenso de magmas	81
V.3.1	Ascenso a través de diques	81
V.3.2	Ascenso a través de diapiros	84
V.4	Mecanismos de emplazamiento de magmas o Procesos de transferencia de materiales (PTM)	92
V.4.1	Introducción	92
V.4.2	Rebaje magmático (stopping)	93
V.4.3	Hojas cónicas, subsidencia de calderas y diques anulares	95
V.4.4	Levantamiento de techos (Lacolitos)	97
V.4.5	Hundimiento de pisos (Lopolitos)	98
V.4.6	Elevación de bloques a lo largo de fallas	99
V.4.7	Diapiros y plutones expandidos radialmente o inflados	99
V.4.8	Fusión de roca encajonante	102
V.5	Mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas presentes dentro del área de estudio	103
V.5.1	Área oeste	104
V.5.2	Área centro	104
V.5.3	Área este	106
V.6	Características comunes entre los plutones del área de estudio	107
CAPITULO VI: DISCUSION		
VI.1	Mecanismos de deformación	115
VI.2	Plutón Encinosa	117
VI.3	Plutón Potrero	118
VI.4	Otros plutones	
VI.4.1	Plutón San José	119
VI.4.2	Plutón Santa Cruz	121

CONTENIDO (Continuación)

VI.4.1	Plutón San Pedro Mártir	122
CAPITULO VII: GEOQUIMICA		
VII.1	Evolución de magmas primarios	125
VII.2	Análisis químicos	128
VII.2.1	Elementos mayores	128
VII.2.2	Elementos traza	130
VII.2.3	Tierras raras	133
VII.3	Discusión	137
CAPITULO VIII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		140
LITERATURA CITADA		142
ANEXOS		155
A	Mapa geológico	
B	Petrografía, técnicas analíticas y datos geoquímicos	156

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Arcos magmáticos. (a) Arco de islas oceánico y (b) arco de margen continental activo (Tomado de Wilson, 1989). CO:Corteza oceánica.	4
2	Geología regional y localización del área de estudio. (a) modificado de Todd et al. (1988) y (b) de Gastil et al. (1990). (c) plutones y rocas encajonantes dentro del área de estudio.	5
3	(a) Subdivisión composicional de las intrusiones graníticas y, (b) distribución de las rocas encajonantes prebatolíticas del Jurásico-Cenozoico temprano en el BSP (Gastil, 1983).	14
4	Toba lítica de la Formación Alisitos en el borde de los plutones Potrero y Santa Cruz.	18
5	Localización de muestras para análisis modal y análisis químicos (estrellas rellenas) y de deformación finita (estrellas vacías) en los plutones Encinosa y Potrero. Además, se muestra el contacto inferido entre las unidades THb-Bi y TBi-Hb dentro del plutón Potrero y bloques (achurado) de roca encajonante en el sur del plutón.	21
6	(a) Diagrama QFP para la clasificación de rocas plutónicas con plagioclasas $<An_{50}$ establecido por The International Unión of Geological Sciences (Streckeisen, 1976). El triangulo discontinuo en el vértice de las plagioclasas corresponde al acercamiento mostrado en (b). El diagrama presenta los valores de la composición modal de cuarzo (Q), plagioclasa (P) y feldespatos potásicos (F), ajustados al 100%.	22
7	Textura porfídica con cristales subhedrales de plagioclasa (Plg) en matriz microcristalina de plagioclasa y hornblenda (Hbl). Muestra EP-4 (NX, 4x).	23
8	Textura hipidiomorfica granular con cristales subhedrales de plagioclasa y clinopiroxeno (Cpx). Muestra EP-6 (NX, 4x).	23
9	Textura hipidiomorfica granular dentro de la muestra EP-2; nótese la gran abundancia de cuarzo (Qz) en la muestra (NX, 4x).	25
10	Fig. 10 Minerales accesorios (M.Acc) arreglados anularmente dentro de las plagioclasas. Muestra EP-2 (NX, 4x).	25
11	Autolitos dentro del plutón Encinosa. Nótese los bordes abruptos y formas angulares.	26
12	Autolito porfídico clásico del plutón Potrero, mostrando el contacto de su borde con la matriz tonalítica (ancho de foto ~10 cm).	28
13	Recristalización de feldespato (F) y cuarzo (Qz) en estado sólido. Nótese la recristalización alrededor de las plagioclasas (Plg). Ancho de foto 4mm (NX, 4x).	29

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACION)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
14	Zonación, maclas tipo albita y synnuesis e inclusiones dentro de cristales de plagioclasa (Plg). Muestra PP-5 (THb-Bi; 4mm, 4x).	30
15	Biotita (Bi) con fuerte clivaje reemplazando hornblenda (Hbl). Minerales opacos (Op); muestra PP-12 (NX, 4x).	30
16	Hornblenda (Hbl) con macla simple (PP-13; NX, 4x). La longitud del cristal es de 3mm.	31
17	Muscovita (Mu) y clorita (Cl) de alteración dentro de plagioclasa (Plg; NX, 4x).	33
18	Patrón de foliación magmática y distribución de las fases tonalíticas que componen el plutón San José. THbs: Tonalita de hornblenda (bloques) y biotita, THbp:Tonalita de hornblenda prismática y TP:Tonalita porfídica (Figura 39 de Murray, 1978).	40
19	(a) Dique típico en el borde sur y este del plutón Encinosa. (b) Fragmentos de roca encajonante parcialmente asimilados y desprendidos del techo de la cámara magmática del plutón Encinosa (área G-7).	39
20	Patrón de foliación magmática y deformación de autolitos dentro del plutón Potrero, vista en planta. Tonalita de hornblenda y biotita (THb-Bi), tonalita de biotita y hornblenda (TBi-Hb) y borde de deformación en estado sólido (BDES). La línea punteada separa las unidades THb-Bi y TBi-Hb. En el extremo sur se observan xenolitos de la roca encajonante.	43
21	Polos y planos promedio para las foliaciones magmáticas presentes en el plutón Potrero. (a) Todos los datos del plutón, (b) datos del este y oeste, (c) datos del oeste, y (d) datos del este.	44
22	Comparación de polos y planos promedio de foliaciones en la roca encajonante cercana al plutón Potrero con respecto al total de los datos de foliación magmática del plutón. (a) Regional, (b) zona de foliación triple al noroeste, (c) al este y sureste del plutón, y (d) todos los datos de foliación magmática del plutón Potrero.	45
23	Autolitos máficos porfídicos con relaciones axiales contrastantes. (a) margen oeste, (b) parte central y (c) margen este del plutón Potrero.	46
24	Patrón de fracturamiento, fallamiento y diques dentro del plutón Potrero. Las fracturas están agrupadas con diferente grosor de línea de acuerdo a las características citadas en el texto.	47
25	Tonalita de hornblenda y biotita con alargamiento extremo de minerales en el extremo oeste del plutón SPM.	50

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACION)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
26	(a) Pliegue menor desarrollado en una toba lítica presentando $S_0=S_1$. (b) Anticlinal con inmersión al noroeste y plano axial buzante al este, norte del área de estudio.	53
27	Contacto local entre bloques de roca encajonante hundidos dentro del cuerpo de magma del plutón Potrero (área J-9, 10).	55
28	(a) Fragmentos líticos fuertemente aplanados durante la creación de espacio para el emplazamiento del plutón Potrero (área E-11). (b) Veta menor de magma acortada durante la expansión de la cámara magmática del plutón Potrero (área G-11).	56
29	Deformación extrema en rocas encajonantes próximas al contacto con el plutón San Pedro Mártir (área G-12).	58
30	Marcadores de deformación hipotéticos que muestran la convención de ejes (x, y y z) utilizados durante el análisis de deformación finita. (a) partículas con deformación cilíndrica y (b) partículas con deformación aplanada.	62
31	Diagrama R_t/ϕ para la muestra PP-1. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.	63
32	Diagrama R_t/ϕ para la muestra PP-2. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.	64
33	Diagrama R_t/ϕ para la muestra PP-3. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.	65
34	Diagrama R_t/ϕ para la muestra SPM-1. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.	66
35	Diagrama de Flinn que separa los campos de deformación cilíndrica y planar para las muestras del área de estudio	67
36	Patrones de foliación hipotéticos esperados alrededor de plutones pre-tectónicos (a y b), sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (e y f) emplazados bajo condiciones forzadas (a, c y e) y pasivas (b, d y f). Las líneas discontinuas muestran foliaciones formadas durante emplazamiento y las continuas son formadas durante deformación regional. Nótese que los patrones de foliaciones pueden ser esencialmente idénticos a lo largo de los lados del plutón, pero difieren cerca de sus puntas (Paterson et al., 1991).	72
37	Diagrama secuencial que describe la historia deformacional y magmática para el área de estudio. Nótese la influencia del emplazamiento del plutón Potrero y San José para la desviación de S_2 y generación de S_3 .	74

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACION)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
38	Fig. 40 Procesos y mecanismos que controlan y resisten la propagación de los diques. (a) Magma en contacto con roca encajonante intacta. (b) Dilatación de fractura. (c) Propagación de fractura controlada por el esfuerzo tensil en la punta del dique. (d) La presión del magma disminuye de la región fuente a la punta del dique. (e) La pérdida de calor ocasiona solidificación del magma (Hoek, 1996).	83
39	Diagrama que representa el transporte de calor en un dique propagándose a cierta velocidad (V). La cristalización ocurre en la capa de la frontera termal (CFT; Hoek, 1996).	84
40	Ascenso a través de diapiros. (a) Modelo del comportamiento de diapiros de diferente composición dentro de matrices variables (Grout, 1945). (b) Deformación finita en roca encajonante para un diapiro en forma de hongo (Dixon, 1979). Ver texto para explicación detallada.	86
41	(a) Modelo de expansión de cámara magmática tanto por intrusión de diapiros como de diques. (b) Modelo de emplazamientos de diapiros. (c) Modelo de emplazamiento de diques en el que se crea y expande la cámara magmática.	89
42	Histograma de velocidades de ascenso de magmas graníticos de varias fuentes en m/s. Las velocidades de ascenso son más grandes para magmas transportados por diques. R, Ramberg (1967); F, Fyfe (1970); M Marsh (1982); MHT, Mahon et al. (1988); CyM, Clemens y Mawer (1992); PKL Petford et al. (1993); WyP, Weinberg y Podladchikov (1994). Figura 5 de Petford (1996).	90
43	Diagrama generalizado mostrando varios modelos para ascenso y emplazamiento de granitoides; todos iniciando con ascenso diapirico: (1) Ascenso diapirico continuo con tectonismo ausente, la detención del ascenso ocurre debido a flotación acompañada de expansión tardía; (2) ascenso a través de un sistema mayor de fallas extensionales verticales, el magma asciende a niveles más altos con mayor aporte de magma ocasionando un comportamiento caldérico; (3) ascenso diapirico es detenido por cambios de viscosidad en la frontera del Moho, ocurriendo dispersión lateral y regeneración de plutones corticales; (4) Los diapiros pueden algunas veces ascender a la corteza media e intersectar fallas de rumbo produciendo finalmente plutones elongados con expansión tardía; (5) el magma puede ascender a través de zonas de cizalla lístrica desde las zonas de fusión bajo la corteza ocasionando hojas lístricas rellenas de granito o hasta calderas asimétricas; (6) el magma en ascenso puede intersectar zonas de fallas trascurrentes profundas que crean espacio para el ascenso y emplazamiento de magmas. Para todos los casos la fuente esta localizada dentro del manto litosférico (Pitcher, 1993; después de Hutton, 1988a).	90

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACION)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
44	Importancia de los PTMCC con respecto a la profundidad (Paterson y Vernon, 1995).	92
45	Diagrama que esquematiza las relaciones de corte tridimensional producidas durante el emplazamiento de un plutón en un ambiente extensional. 1-rebaje magmático (stopping); 2-levantamiento del techo; 3-deformación dúctil de la roca encajonante y flujo de retorno de la aureola; 4-asimilación de la roca encajonante, fusión y anatexis y 5-desplazamiento lateral de la pared por fallamiento o plegamiento (Paterson et al., 1991).	94
46	Sección de los esfuerzos actuantes en el techo de una cámara magmática. (a) El exceso de presión expande la cámara formando fracturas cónicas que son rellenadas por magma para formar diques cónicos (etapa inicial). (b) El decremento de presión del magma ocasiona contracción en la cámara permitiendo el colapso del techo, limitado por fracturas circulares que son rellenadas por magma para formar diques anulares (etapa final; Anderson, 1936).	96
47	Estructura de caldera que muestra el hundimiento del techo de la cámara magmática (cauldron subsidence; Pitcher, 1979).	96
48	Formas extremas de lacolitos. (a) Lacolito ponchado limitado por fallas periféricas; (b) lacolito tipo árbol de navidad (Corry, 1988), nótese el apilamiento de lacolitos de dimensiones menores hacia zonas más someras de la corteza.	98
49	Lopolito clásico en la cima de una cámara magmática (Corry, 1988).	99
50	Sección de un diapiro cortante (a) y un plutón inflado (b). Los bordes de los recuadros son indicadores pasivos tanto de la deformación como del volumen necesario para el emplazamiento (Paterson et al., 1991).	100
51	Marcadores pasivos horizontales y elipses de deformación finita asociados a un cuerpo esférico (diapiro idealizado). (a) No corta y (b) cortante (Schmeling, 1988). Tanto los horizontes como los elipses inicialmente no estaban deformados, nótese la alta deformación cerca y detrás de la esfera.	101
52	Sección esquemática del oeste al este dentro del área de estudio que muestra el cambio en las relaciones de contacto plutón-roca encajonante.	105
53	Mapa geológico y representaciones esquemáticas de las secciones tectónicas propuestas para el plutón SPM (Ortega-Rivera et al., 1997). Nótese la intrusión diapírica siempre sugerida para explicar la zonación asimétrica del plutón.	110

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACION)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
54	Diagramas de Harker para muestras del plutón Potrero y Encinosa. THb-Bi:Tonalita de hornblenda y biotita, TBi-Hb:Tonalita de biotita y hornblenda; diamantes rellenos corresponden a muestras del plutón Potrero y cuadros vacíos al plutón Encinosa.	131
55	Diagramas tipo Harker traza-traza (a y b) y mayor-traza (c, d y e) para muestras del plutón Potrero y Encinosa . THb-Bi:Tonalita de hornblenda y biotita, TBi-Hb:Tonalita de biotita y hornblenda; diamantes rellenos corresponden a muestras del plutón Potrero y cuadros vacíos al plutón Encinosa.	132
56	Patrones de elementos de las tierras raras en muestras del plutón Potrero y Encinosa, sobrepuestos a las zonas de tierras raras propuestas por Gromet y Silver (1987) para el BSP (a, b y c). THb-Bi: Tonalita de hornblenda y biotita, TBi-Hb: Tonalita de biotita y hornblenda.	134
57	Edades, isopleas de Sr y zonas de tierras raras definidas dentro del BSP (Gastil, 1983; DePaolo, 1981; Gromet y Silver, 1987; respectivamente. Los plutones del área de estudio se muestran en la parte inferior de la figura.	136
58	Patrones de elementos de las tierras raras en muestras promedio del plutón Potrero y Encinosa, sobrepuestos a las zonas de tierras raras propuestas por Gromet y Silver (1987) para el BSP y comparadas con patrones de tierras raras de rocas encajonantes comunes dentro del BSP.	139

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>		<u>Página</u>
I	Valores de Rs, K y S para cada una de las muestras analizadas.	67
II	Trayectorias posibles de deformación seguidas por las muestras analizadas.	69
III	Tiempo relativo entre emplazamientos y clivajes regionales para los plutones del área de estudio.	76
IV	Resumen de las características observadas para diques y diapiros (Modificada de Paterson, 1997; despues de Marsh, 1982).	91
V	Comparación de las características de los plutones en el área de estudio.	113

MECANISMOS DE ASCENSO, EMPLAZAMIENTO Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE VARIOS PLUTONES AL OESTE DE LA SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

I.1 Definición del problema y objetivos del estudio

La corteza terrestre es una capa delgada compuesta de diferentes placas tectónicas que son transformadas continuamente, de manera diferencial, debido a la transferencia de materia y energía proveniente del manto que fluye a través de sus fronteras (Wilson, 1989). Por lo tanto, en estas zonas ocurren los mayores incrementos de temperatura y presión que controlan la extensión y velocidad de procesos como deformación, metamorfismo y el ascenso de fluidos a través de la corteza (Cox *et al.*, 1979; Wilson, 1989; Philpotts, 1990). Existen tres diferentes tipos de fronteras entre las placas: convergente, divergente y transtensional. Las fronteras convergentes son conocidas como márgenes destructivos de placa y es aquí donde la litósfera oceánica es subducida dentro del manto para dar origen a los arcos magmáticos. Si los arcos se desarrollan por la subducción de una placa oceánica bajo otra placa oceánica, se conocen como arco de islas oceánico (Fig. 1a); y si se desarrolla entre una placa oceánica y una continental, se les denomina arco de margen continental activo (Fig. 1b).

Las zonas de arco corresponden al ambiente geológico que más ha contribuido al crecimiento y evolución de la corteza terrestre (Buddington, 1959; Wilson, 1989; Paterson y Vernon, 1995), principalmente por el aporte de grandes volúmenes de magmas generados por la fusión parcial de corteza oceánica y manto superior bajo las zonas de subducción. Otro evento asociado al fenómeno de subducción, y que contribuye también al crecimiento de la corteza, es la acreción mecánica de terrenos exóticos que han viajado sobre las placas oceánicas; estos pueden corresponder desde un sistema completo de arco de islas oceánicas, hasta fragmentos de corteza continental que han sido desprendidos por cizalla profunda, arrastrados miles de kilómetros y finalmente acrecionados a bordes continentales

con características tectónicas y litológicas diferentes. Uno de los ejemplos más espectaculares que muestran el crecimiento de corteza continental por ambos procesos, corresponde a la margen oeste de Norte América, que en los últimos 200 Ma, ha experimentado la acreción de más de treinta y ocho terrenos y el emplazamiento de batolitos como Sierra Nevada, Columbia Británica y el de las Sierras Peninsulares (BSP; Beck *et al.*, 1980; en Skinner y Porter, 1989).

La evolución de los arcos magmáticos es un problema complejo que esencialmente involucra la generación, ascenso y emplazamiento de grandes volúmenes de magmas que provienen desde profundidades de ~100 km (Wilson; 1989). Composicionalmente los magmas pueden ser muy variados y dependen inicialmente de la composición de la fuente y del porcentaje de fusión parcial y de procesos de diferenciación como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación de rocas encajonantes. Después de la fusión parcial, los magmas tienden a ascender por desequilibrio gravitacional y exceso de presión en la zona de acumulación del magma (Gilbert, 1877; en Buddington, 1959). Actualmente, existe una amplia controversia en el estudio de los procesos físicos que controlan el ascenso y emplazamiento de magmas generados dentro de estos sistemas. El mayor debate sobre el ascenso y emplazamiento de magmas, se centra en los siguientes aspectos: 1) ¿cómo es realizado el espacio en la corteza continental para el emplazamiento de magmas provenientes del manto?, 2) ¿cuál es el mecanismo principal que controla el ascenso del magma a través de la corteza? y 3) ¿cuáles son los mecanismos de emplazamiento involucrados en el ascenso y emplazamiento final de magmas? (procesos de transferencia de materiales, PTM), entre otros (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993; Paterson y Vernon, 1995). En este trabajo, presentaremos un estudio de un sistema de arco magmático clásico formado en un ambiente convergente mesozoico (Gastil *et al.*, 1975; Todd *et al.*, 1988). En este estudio se hace énfasis en los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas correspondientes a los plutones Potrero, Encinosa, Santa Cruz y San Pedro Mártir; además se estudia una zona que correspondería a una superficie de acreción de un arco oceánico al oeste y un arco continental al este (Gastil *et al.*, 1978,

1990, 1993; Walawender *et al.*, 1990; Todd y Shaw, 1985; Silver y Chappel, 1988; Gromet y Silver, 1985) en Baja California, México (Fig. 2).

1.2 Anatomía de un batolito

Los batolitos son más la regla que la excepción dentro de arcos magmáticos, estos cuerpos plutónicos pueden llegar a ser muy complejos y presentar más de 100 km² de superficie expuesta. Generalmente se componen por la coalescencia de plutones con composición, edad y mecanismos de ascenso y emplazamiento variables (Pitcher, 1993). Ejemplos espectaculares de batolitos existen sobre toda la margen oeste del continente Americano. El batolito de las Sierras Peninsulares del sur de California, E.U. y norte de Baja California, es considerado uno de los mejor expuestos en el mundo, lo que permite realizar estudios detallados, ofreciendo así la oportunidad de acrecentar nuestro entendimiento sobre arcos magmáticos antiguos, pobremente expuestos y fuertemente deformados (Gromet y Silver, 1987; Silver y Chappel, 1988; Clarke, 1992; Paterson y Vernon, 1995).

1.3 Alcances

Con base en el estudio de la deformación de la roca encajonante y estructuras de flujo en los plutones del área de estudio, se definieron los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas correspondientes para tres plutones. Su interpretación consistió en la comparación de las características de campo con las definidas en modelos experimentales de ascenso y emplazamiento de magmas citados en la literatura reciente (Schmelling *et al.*, 1988; Cruden, 1988; Paterson *et al.*, 1991; Clemens y Mawer, 1992; Weinberg y Podladchikov, 1994; Petford, 1996; Paterson *et al.*, 1996). Así como también se definieron los factores físicos que controlaron la mecánica de ascenso y emplazamiento de magmas y la deformación de la roca encajonante.

1.4 Localización, vías de acceso y clima

El área de estudio se encuentra localizada en línea recta aproximadamente a 150 km al sureste de la Cd. de Ensenada, Baja California; dentro del recuadro formado por las coordenadas geográficas: 30° 51' a 30° 58' de latitud norte y 115° 36' a 115° 44' de longitud oeste (Fig. 1). El acceso es a través del camino de terracería que conduce al observatorio nacional de San Pedro Mártir. Este camino entronca con la carretera federal No. 1 a la altura del km 141.5 entre Ensenada y San Quintín. Conduciendo hacia el este ~60 km se ingresa a la porción noroeste del área de estudio.

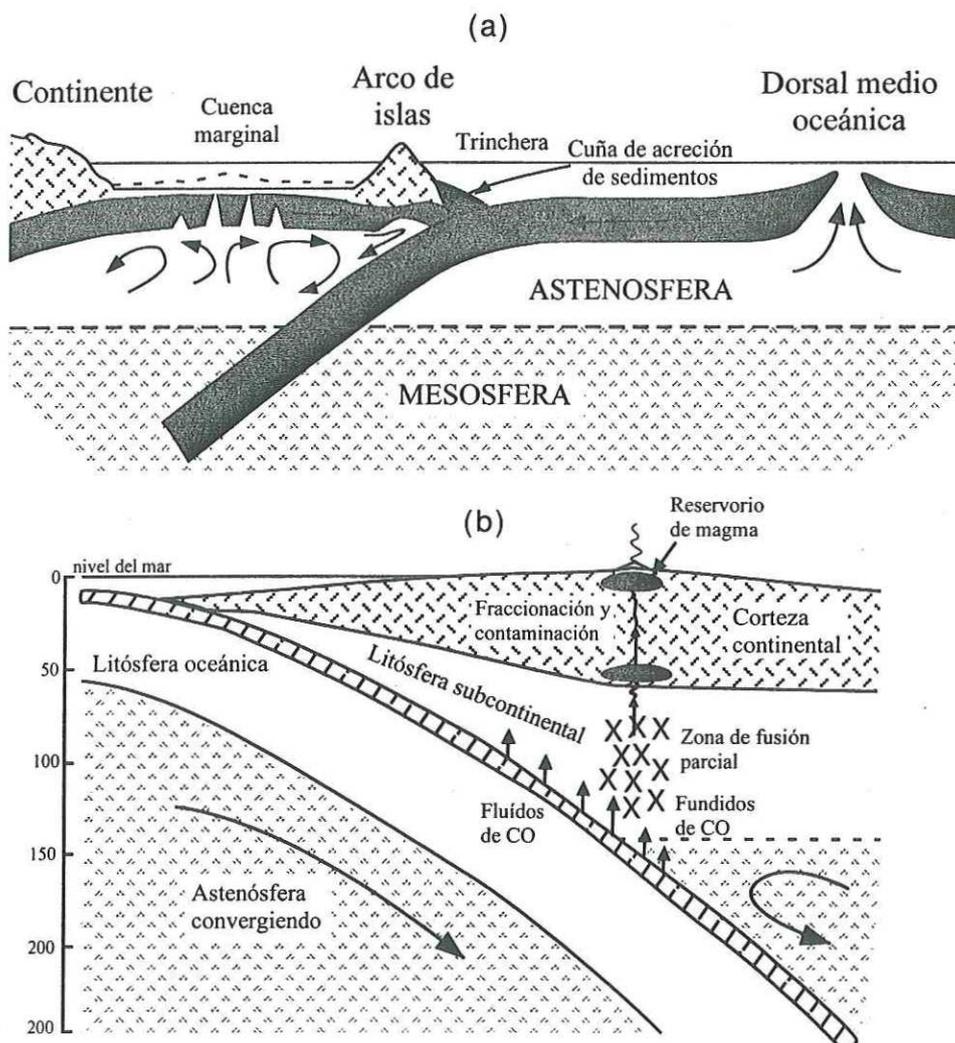


Fig. 1 Arcos magmáticos. (a) Arco de islas oceánico y (b) arco de margen continental activo (Tomado de Wilson, 1989). CO: Corteza oceánica.

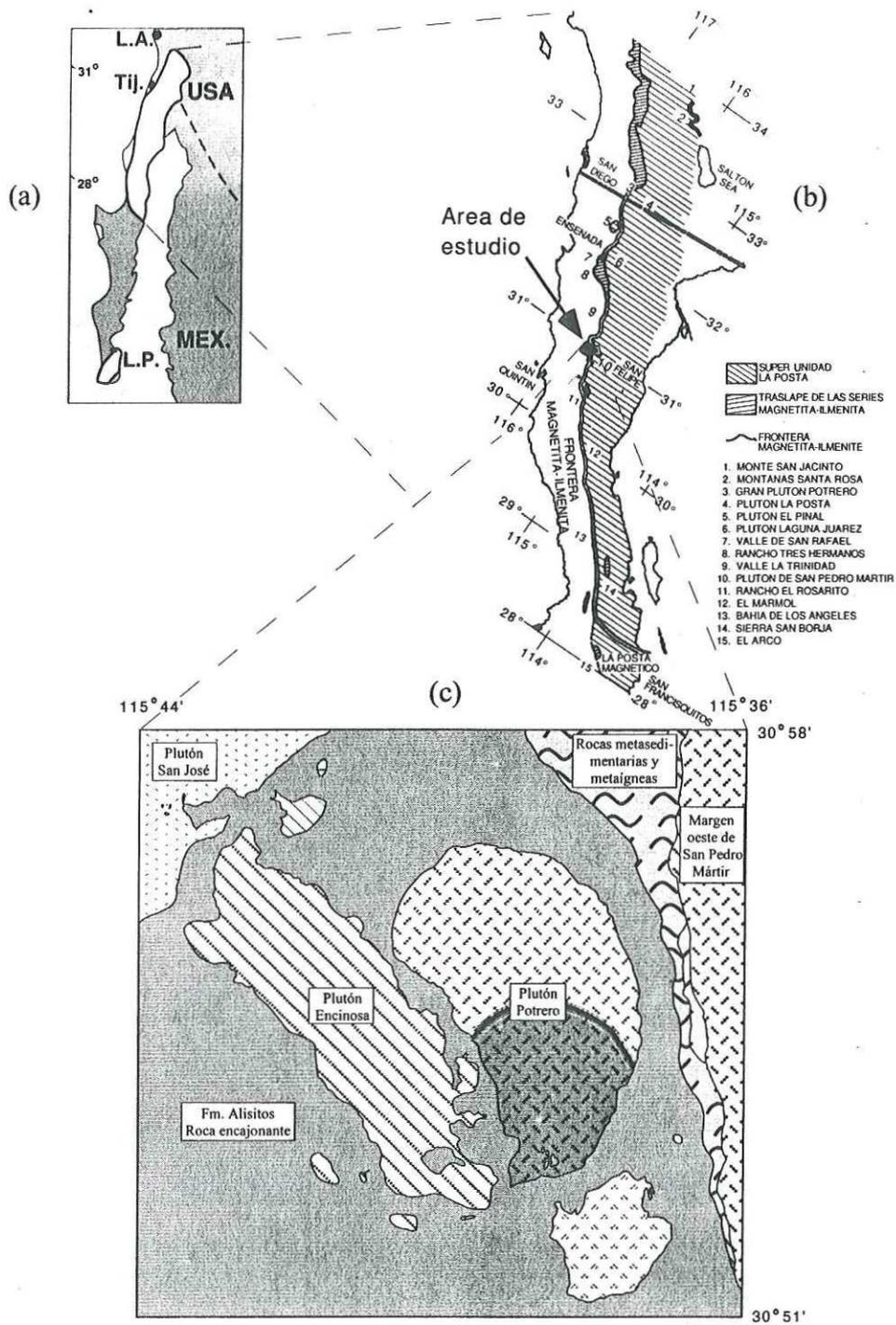


Fig. 2 Geología regional y localización del área de estudio. (a) modificado de Todd *et al.* (1988) y (b) de Gastil *et al.* (1990). (c) plutones y rocas encajonantes dentro del área de estudio.

1.5 Metodología

Se realizó una compilación bibliográfica de los artículos más recientes relacionados con la geología y geoquímica del BSP, y sobre mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas. Se construyó un mapa geológico escala 1:20,000 de una superficie de ~140 km² que incluyó los plutones Potrero, Encinosa, Santa Cruz, margen sureste de San José, margen oeste de San Pedro Mártir y otros cuerpos menores (Fig. 2c). El mapa topográfico base fue elaborado a partir de las cartas topográficas H11B54 y H11B55 (INEGI, 1976). Además, con el uso de fotografías aéreas a color escala 1:25,000 (INEGI, 1986), se elaboró una mapa fotogeológico para apoyar la cartografía. La cartografía fue realizada en nueve semanas distribuidas entre los meses de noviembre de 1996 a Junio de 1997.

Durante el trabajo de campo más de cien muestras fueron colectadas. Aproximadamente sesenta muestras fueron analizadas petrográficamente para definir composiciones modales del plutón Potrero y Encinosa; siguiendo el método de conteo de puntos en secciones pulidas (Van der Plas y Tobi, 1965). Otras muestras se utilizaron en el estudio de fábricas microestructurales de plutones y en la roca encajonante. Los resultados de los análisis modales fueron utilizados para clasificar las rocas con base en los diagramas de Streckeisen (1976).

En veinticuatro muestras fueron realizados análisis químicos de elementos mayores, traza y tierras raras. El análisis de elementos mayores y tierras raras se efectuó utilizando un equipo de fluorescencia de rayos-X (FRX). La trituración de las muestras se llevo a cabo con un triturador de quijadas con el fin de reducir las esquirlas a un diámetro de 0.1 a 1cm aproximadamente. Finalmente, utilizando un pulverizador automático de cilindros de acero (Rockwell), las muestras fueron reducidas a un diámetro < 200 µm antes de ser analizadas. Tanto el triturador de quijadas como el pulverizador fueron lavados utilizando acetona antes de cada trituración y/o pulverización. Una primera porción de la muestra fue triturada, pulverizada y desechada para limpiar los residuos de la anterior muestra, y de esta forma reducir los efectos de errores en los datos producto de contaminación directa de las muestras.

Previo al análisis por FRX, cada muestra fue homogeneizada antes de la elaboración de pastillas mediante fusión con tetraborato de litio (LiBO_4), utilizadas para la determinación de los elementos mayores y traza. El equipo empleado fue un espectrómetro Siemens SRS-1 XRF. Durante este tiempo, pero de forma separada, se determinaron las concentraciones de FeO , H_2O^+ , H_2O^- , y CO_2 ; utilizando los métodos convencionales gravimétricos y de titulación (Norrish y Chappell, 1967). Muestras de referencia internacional fueron analizadas por duplicado (Govindaraju, 1989) para la calibración del equipo.

Finalmente, para los elementos traza se empleó la técnica de análisis por activación con neutrones (AAN); 1gr de cada muestra fue introducido en una bolsa de polietileno de 1cm^2 antes de ser llevadas a irradiación con el fin de medir los fotopicos de baja energía de Ho y Nd sin problemas de atenuación. Las muestras fueron irradiadas en varios grupos entre tiempos de 10 a 30 minutos con períodos de irradiación largos a bajo flujo de positrones ($\sim 2 \cdot 10^{12} \text{ n cm}^2/\text{s}$). Los primeros conteos se realizaron después de 7 días de decaimiento, empleando 60 minutos de conteo para la determinación de La, Sm, Ho, Yb y Lu. Un nuevo conteo de 90 minutos fue realizado a los 14 días después de la irradiación para la determinación de Ce, Nd, Eu y Tb. Debido a que Dy tiene una vida media mucho más corta, fue determinado de forma separada, para esto, muestras más pequeñas fueron irradiadas por periodos más cortos. Análisis por duplicado de estándares caseros así como de referencia internacional fueron utilizados para la calibración y monitoreo de las exactitudes del equipo. La precisión fue evaluada utilizando un estándar casero durante y entre las mediciones de las muestras problema.

Con los resultados de elementos mayores, traza y tierras raras, se elaboraron diagramas de Harker y de multielementos para comparar los comportamientos composicionales entre y dentro de los plutones. Además, se hizo una discusión sobre la evolución composicional de los plutones Potrero y Encinosa con base en el comportamiento y zonificación de las tierras raras propuesta por Gromet y Silver (1987).

Dos muestras fueron fechadas utilizando el método de U/Pb en circones. Uno de los fechamientos fue en una tonalita de hornblenda y biotita (THb-Bi) del plutón Potrero y el otro

en la fase de tonalita porfídica (TP) aflorante en la punta sur del plutón San José. Los circones fueron separados magnéticamente y las concentraciones de U y Pb (ppm) se realizaron con el apoyo de una microsonda de alta resolución (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe, SHRIMP), con la cual se determina si existen circones heredados que puedan introducir edades ficticias. Después de lo anterior, utilizando la técnica de análisis por dilución isotópica con espectrometría de masas con ionización termal, se determinaron las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para el cálculo de las edades.

Cuatro muestras de tobas líticas de la roca encajonante cercanas al borde del plutón Potrero, fueron utilizadas para análisis de deformación finita. El procedimiento seguido para caracterizar las deformaciones consistió en los siguientes aspectos: (a) Colección de muestras deformadas (PP-3 y SPM-1) y no deformadas (PP-1 y PP-2) por los emplazamientos, b) medición de rumbos de foliación e inclinación de la lineación de partículas para la orientación de la muestra y para efectuar los cortes sobre los que se midió la geometría de las partículas, (c) el corte inicial sobre la muestra se realizó paralelo al eje de mayor alargamiento de las partículas y dos más perpendiculares que corresponden a los ejes intermedio y menor, (d) la identificación de partículas se realizó a escala macroscópica, (e) solo se consideraron muestras de tobas líticas y únicamente se midieron fragmentos líticos, por ser las partículas representativas de la muestra. De esta forma se evitó la mezcla de partículas con diferente composición y sobre todo que no eran comunes en todas las muestras ya que se podría sobreestimar o subestimar la deformación, (f) el conteo, orientación y medición de ejes mayores y menores en las partículas para cada cara (xy, yz y xz) se realizó con el apoyo del programa NH Image (Kanagawa, 1993). Los datos generados fueron exportados al programa MacStrain (Kanagawa, 1992) para agilizar el análisis en diagramas R_f/ϕ (Figs. 31, 32, 33 y 34). Los valores estimados de elipticidad para cada muestra (R_s), se presentaron en un diagrama de Flinn con el objetivo de determinar el tipo de deformación.

Con el apoyo del programa CONTACT (Spear, 1993) se modeló el posible incremento de la temperatura en la roca encajonante durante intrusiones subsecuentes para

el área de estudio. El programa modela considerando las siguientes limitantes: (a) la transferencia de calor es unidimensional (hojas verticales), (b) no considera la circulación de fluidos, (c) el ensamble mineral en la roca encajonante debe de estar en equilibrio con las condiciones de presión y temperatura (sin sufrir fusión parcial) y (d) considera que los cuerpos en proceso de enfriamiento no están en movimiento (existe igualdad de densidades entre el plutón y la roca encajonante en la zona de flotabilidad) y el emplazamiento es instantáneo.

Los parámetros de entrada son:

(1) Radio del cuerpo (m). Aquí se determinan las dimensiones del modelo.

(2) Temperatura de la roca encajonante ($^{\circ}\text{C}$). Corresponde a la temperatura de la roca encajonante antes de la intrusión. Valores de 100 y 400 $^{\circ}\text{C}$ simularían un nivel somero e intermedio de intrusión dentro de la corteza, respectivamente.

(3) Temperatura del magma ($^{\circ}\text{C}$). Corresponde a la temperatura del magma en el tiempo de la intrusión.

(4) Intervalo de temperatura para la cristalización total ($^{\circ}\text{C}$). Corresponde a la diferencia entre la temperatura de intrusión y la del sólido; valores típicos son entre 100 y 300 $^{\circ}\text{C}$.

(5) Calor de cristalización (J/kg). Este valor representa la cantidad de calor liberada por el magma durante la cristalización. Este calor se une al calor liberado por el enfriamiento del magma. El porcentaje de cristales en el magma al momento de la intrusión deben ser tomados en consideración. Por ejemplo, un magma granítico que contiene 50% de cristales al momento de la intrusión podría liberar tan solo 100,000 J/kg durante la cristalización del líquido residual.

(6) Conductividad termal ($\text{W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{K})$). Valores típicos para rocas de la corteza están dentro del intervalo de 1.5 a 3.0 $\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$.

(7) Capacidad de calor ($\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$). Se asume que la capacidad de calor de rocas y magma es aproximadamente el mismo. Valores típicos en rocas de la corteza son de ~ 1000 $\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$.

(8) Densidad (kg/m^3). La densidad de la roca encajonante y de la intrusión son iguales. Por ejemplo: 2500 kg/m^3 para granito; 3000 kg/m^3 para basalto; y 3500 kg/m^3 para peridotitas.

Partiendo de un gradiente paleotermal de $30 \text{ }^\circ\text{C/km}$, y considerando el espesor máximo conocido de la Formación Alisitos de $6,5 \text{ Km}$ (Allison, 1974), y una densidad de $2,700 \text{ kg/m}^3$, se efectuó el modelado termal de la corteza en el área de estudio.

Los parámetros considerados más importantes son: radio del plutón, temperatura de intrusión, porcentaje de cristales y líquido presentes, así como el intervalo de temperatura entre el tiempo de intrusión y la cristalización total del cuerpo. El orden de intrusión de acuerdo a la edad relativa de emplazamiento entre los cuerpos es crucial en el modelado; en este caso, se consideró primero la intrusión del plutón Encinosa después Potrero y, finalmente, San Pedro Mártir sucesivamente. Se modeló el incremento de la temperatura de la corteza para temperaturas de intrusión de 1050 (Encinosa) y $950 \text{ }^\circ\text{C}$ (Potrero y San Pedro Mártir) con intervalos de cristalización total del cuerpo de 300 y $200 \text{ }^\circ\text{C}$, respectivamente. Se hace énfasis en las curvas que representan la trayectoria del incremento de calor para muestras localizadas a 5 y 10 km del borde del plutón considerando intervalos de intrusión entre cada cuerpo de 2 y 5 Ma , basado en que la edad del plutón Potrero es de 102 Ma (U/Pb) y la de San Pedro Mártir de 97 Ma (U/Pb); la edad de Encinosa se desconoce pero de acuerdo a Johnson (1998, com. pers.) debe estar entre 108 y 102 Ma . Se consideraron muestras a 5 y 10 km con el objeto de no sobrestimar el incremento de calor alrededor de los plutones y sobre todo debido a las limitantes ya citadas del programa.

Finalmente, se integró la información de campo y de laboratorio con el fin de definir la posible fuente de los magmas y los factores físicos que controlaron la evolución mecánica de ascenso y emplazamiento para cada uno de los plutones dentro del área de estudio.

1.6 Trabajos previos

Es muy probable que la Sierra San Pedro Mártir corresponda a la localidad más visitada en Baja California, tanto con fines de reconocimiento (Woodford y Harriss, 1938;

Silver *et al.*, 1956, 1963; Gastil, *et al.*, 1973b, 1975) como de investigación detallada (Smith, 1974; Murray, 1978; Eastman, 1986; Macormick, 1986; Gastil *et al.*, 1990; Ortega-Rivera *et al.*, 1997). Se han publicado más estudios sobre San Pedro Mártir y San José que sobre los plutones Potrero, Encinosa y Santa Cruz dentro del área de estudio.

El plutón Encinosa es uno de varios plutones no delimitados dentro del mapa de Gastil *et al.* (1975), y fue hasta el trabajo de Murray (1978) que con la utilización de fotografías aéreas infirió el contacto del plutón con su roca encajonante. Sin embargo, fue hasta este trabajo cuando se definió detalladamente su contacto, ya que en la parte sur la intrusión es fuertemente irregular. Composicionalmente los plutones Potrero y Santa Cruz fueron definidos por Gastil *et al.* (1975) como granodioríticos, mientras que Murray (1978) los define como tonalítico y cuarzo-diorítico con base en un perfil de muestras en cada plutón, coincidiendo con los resultados presentados en este estudio.

CAPITULO II

Geología regional

II.1 Introducción

El Batolito de las Sierras Peninsulares mesozóicas del sur de California y Baja California, forma parte de la gran cadena de batolitos circum-pacíficos, los cuales han sido fragmentados en diferentes tiempos por efectos de cizallamiento entre el límite de las placas Norte América y Pacífico (Todd *et al.*, 1988; Fig. 1a). El BSP muestra un paralelismo con la margen suroeste de Norte América, asociada a la extinta trinchera que controló las diferentes actividades magmáticas en la margen y dentro del continente desde el Jurásico tardío hasta fines del Terciario (Silver y Chappell, 1988). La zona del batolito tiene un ancho de 80 a 100 km y se extiende por alrededor de 1600 km desde Los Angeles, E.U. hasta la punta sur de la Península de Baja California; aunque al sur del paralelo 28° se encuentra cubierto por rocas del Cenozóico de la Formación Comondú y aflora nuevamente en el bloque Los Cabos (Gastil, 1983; Frizzell, 1984; Todd *et al.*, 1988; Fig. 1a); al este, los plutones alcanzan a aflorar en el estado de Sonora, México (Gastil, 1983).

II.2 Plutonismo

El BSP contiene varios centenares de plutones con diámetros entre 1 y 50 km (Gastil *et al.*, 1975; Gastil *et al.*, 1991). La composición de los plutones es predominantemente tonalítica en todo el batolito, presentando los siguientes porcentajes: tonalita 73%, granodiorita 23%, gabro 2% y granito *sensu stricto* 2% (Gastil, 1990). La Información geoquímica, cronológica, isotópica y litológica ha sido integrada para la definición de los dos cinturones de plutones dentro del BSP (Fig. 2b).

El cinturón del oeste presenta edades de 140 a 105 Ma, mientras que el del este de 105 a 80 Ma (Silver y Chappell, 1988). Incrementos de SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, Ba, Rb, Sr, Pb, Zr, Zn, Ga, tierras raras y disminuciones de: Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Y, Sc, V, Cr, Ni y Cu han sido definidos del oeste hacia el este a través del BSP (Gromet y Silver, 1987; Silver y Chappell, 1988). Incrementos en las relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.703 a 0.708 han sido definidas en el cinturón del oeste (0.705 límite superior). Valores de δ¹⁸O de 6.0 a 7.0 por mil, están presentes en el oeste mientras que hasta 12.8 por mil en el este.

Valores de ε_{Nd} muestran una disminución sistemática pasando de 7.9 cerca de la costa oeste de Baja California a -5.9 y -6.4 en el lado este de la depresión del Salton (DePaolo, 1980, 1981). Con base en éstas relaciones geoquímicas se concluye, hasta hoy, que una litósfera de afinidad oceánica debió dar origen a los plutones del oeste, mientras que una de afinidad continental transicional originó los plutones del este (Gastil *et al.*, 1975; Gastil *et al.*, 1990; Todd y Shaw, 1985; Gromet y Silver, 1987; Silver y Chappell, 1988; Walawender *et al.*, 1990). Con base en las edades y valores isotópicos, el cinturón del oeste puede representar un arco relativamente estático construido sobre litósfera oceánica, mientras que el cinturón este, más joven aparentemente, fue desarrollado como un arco de margen continental que migró hacia el este con el tiempo (Silver y Chappell, 1988; Todd *et al.*, 1988; Walawender *et al.*, 1990).

II.3 Rocas encajonantes

Las rocas metasedimentarias del Proterozoico tardío-Paleozoico superior, representan facies de ambiente marino somero que pasan a facies de talud y cuenca profunda hacia el suroeste. Este cambio se interpreta como sedimentación sobre un margen continental pasivo tipo Atlántico y subsecuentemente a una apertura intracontinental (Stewart, 1972; Gastil, 1993). El grado de metamorfismo, la deformación y la escasez de afloramientos de estas rocas, limita su correlación estratigráfica y el trazado del límite entre las facies de agua somera y las de profunda en el suroeste de Norte América (Stewart, 1972, *et al.*, 1984; Gastil, 1993). Los metasedimentos del Paleozoico y el flysch mesozoico son las rocas que fueron incorporadas en los plutones del cinturón este del BSP (Todd y Shaw, 1985; Todd *et al.*, 1988; Silver y Chappell, 1988; Gastil *et al.* 1990; Gastil, 1993).

Evidencias de rocas asociadas a un arco volcánico, del Jurásico Temprano, están presentes en Cedros y Vizcaino, Baja California (Kimbrough, 1984). Otra localidad está en Calamajué, donde fechamientos en dacitas arrojan edades de 156 Ma (Griffith y Hoobs, 1993). Phillips (1993) estudió la Formación Olvidada en la localidad de El Mármol y concluyó que ésta se desarrolló en un ambiente de cuenca trasarco o marginal, debido a la interdigitación que presentan los sedimentos de origen continental, volcánicos y derrames ígneos. Con base en fragmentos de rudistas y gasterópodos, se estima una edad Aptiano-Albiano correlacionandola temporalmente a la Formación Alisitos (Allison, 1974; Beggs, 1984).

Con base en lo anterior, se comprueba que las manifestaciones de subducción bajo la margen suroeste del cratón de Norte América pueden ser tan antiguas como Jurásico medio, lo que es consistente con la ocurrencia de rocas volcánicas mesozoicas en Arizona y Sonora (Gastil *et al.*, 1981). Además, se cree que existió contemporaneidad en la actividad del arco magmático ubicado en Sonora con respecto al arco Alisitos durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. La diferencia es que el arco Alisitos estaba localizado más al oeste y es de tipo arco de islas y el otro continental, ambos estaban conectados a través de

una falla transforme relacionada a la posición de la falla de Agua Blanca en el norte de Baja California (Gastil *et al.*, 1981; Suarez-Vidal, 1993).

La determinación de facies de antearco, intraarco y trasarco en las formaciones Alisitos y Santiago Peak del norte de Baja California y sur de California, respectivamente, fueron utilizadas para definir las relaciones entre el arco de islas y el arco continental (Gastil *et al.*, 1981; Beggs, 1984; Busby-Spera, 1988; Gastil, 1993; Phillips, 1993; Griffith y Hobbs, 1993). El emplazamiento del BSP ocurrió de manera contemporánea a la depositación de capas de las formaciones Alisitos y Santiago Peak durante el Jurásico superior-Cretácico, ya que en la parte oeste del BSP los plutones intrusionan la secuencia volcanosedimentaria de estas formaciones; mientras que en la parte este los plutones intrusionan depósitos tipo flysch del Triásico-Cretácico inferior (Gastil *et al.*, 1975; ver Fig. 3b).

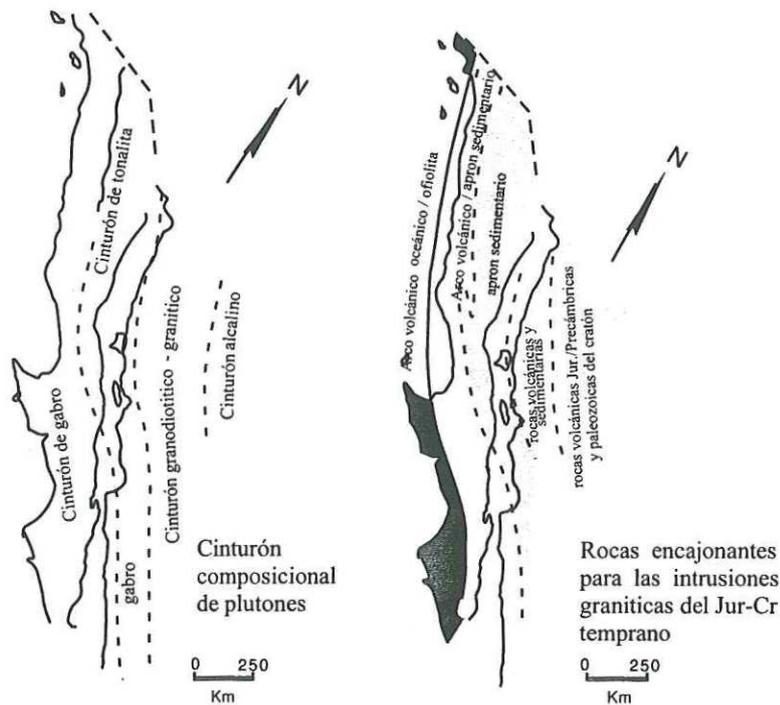


Fig. 3 (a) Subdivisión composicional de las intrusiones graníticas y, (b) distribución de las rocas encajonantes prebatolíticas del Jurásico-Cenozoico temprano en el BSP (Gastil, 1983).

II.4 Metamorfismo y estructuras

El emplazamiento del BSP ocasionó un metamorfismo del tipo Abukuma de Japón y Sierra Nevada, California, donde existe la combinación de metamorfismo regional y de contacto (Gastil *et al.*, 1975). Esto ocasionó el oscurecimiento de las relaciones de contacto con las rocas encajonantes. Además, durante este tiempo, ocurrieron contracciones en el borde continental con dirección W-SW y E-NE con transporte tectónico hacia el SW, que ocasionó la formación de fallas, foliaciones, ejes de pliegues y zonas de cizalla con rumbo NW-SE paralelas al rumbo del BSP (Gastil *et al.*, 1975; Gastil, 1993; Todd y Shaw, 1985; Todd *et al.*, 1988; Silver y Chappell, 1988). Las rocas encajonantes cambian de rocas volcánicas y volcanoclásticas con metamorfismo de las facies de esquistos verdes en las formaciones Santiago Peak y Alisitos del Jurásico-Cretácico temprano en el oeste (Todd y Shaw, 1979), a metasedimentos de facies de anfibolita y migmatitas del esquistos Julian del paleozoico en el este (Gastil, 1990, 1993).

Las diferencias en la fuente, la composición, el tipo de rocas encajonantes y el grado de metamorfismo entre los cinturones, sugieren la existencia de una importante discontinuidad litosférica cortical (Silver y Chappell, 1988; Todd *et al.*, 1988). Gastil *et al.* (1978, 1981) y Todd *et al.* (1988) interpretaron la discontinuidad como una sutura entre un arco de islas Jurásico tardío-Cretácico temprano y el cratón de Norte América, sugiriendo que la sutura ocurrió en el Jurásico tardío en el sur de California y en el Cretácico temprano-tardío en Baja California. Sin embargo, Thompson y Girty (1994) interpretaron esto como un evento anterior al Triásico y sugieren que corresponde con la transición de corteza oceánica y continental del margen pasivo Proterozóico tardío-Paleozóico. En este caso las divisiones en la figura 1 resultarían de la intrusión del BSP a través de esta transición antigua, separando así rocas de diferente edad, origen y grado de metamorfismo. Un segmento de la zona de sutura inferida entre los cinturones plutónicos en el BSP forma parte del área de estudio, por lo que más adelante se discute su significado de forma general.

CAPITULO III

LITOLOGÍA Y PETROGRAFÍA

III.1 Introducción

Cuando rocas de la corteza media y superior interaccionan dentro de un sistema de arco magmático, experimentan cambios abruptos en el esfuerzo diferencial y la temperatura, reflejandose principalmente en deformación y metamorfismo ocasionado por la intrusión de cuerpos plutónicos, que al paso del tiempo modifican el gradiente geotérmico y el estado regional de esfuerzos (Buddington, 1959; Pitcher, 1979; Marsh, 1982; Bateman, 1984; Paterson y Vernon, 1995; Paterson, *et al.*, 1996). Evidencias de estos cambios se presentan dentro del área de estudio donde cinco plutones con edad, composición, mecanismos de ascenso y emplazamiento diferentes, intrusionaron rocas volcanosedimentarias. Inferimos que las propiedades mecánicas de las rocas encajonantes han cambiado en respuesta a cada uno de los emplazamientos.

La roca encajonante, por efectos de P y T, experimentó desde reducción de tamaño de grano hasta fusión parcial, que posiblemente se incorporó a los magmas que ascendieron de niveles profundos de la corteza, probablemente, modificando las huellas isotópicas que los caracterizan. Los cuerpos plutónicos presentan cambios en mecanismos de emplazamiento, edad y composición; siendo más viejos, más evolucionados y con mecanismos de emplazamiento característicos de medios quebradizos a tipo dúctil del oeste hacia el este, a través de un transecto de ~9 km entre las áreas H-5 a F12 (Anexo 1). A continuación, se describirá detalladamente la roca encajonante de los plutones Potrero y Encinosa. La información de los plutones San José (Murray, 1978) y San Pedro Mártir (Eastman, 1986; McCormick, 1986) ha sido obtenida en su mayor parte de la literatura.

separa al norte a facies similares a la Formación Santiago Peak y al sur la Formación Alisitos (Gastil, 1975; Suarez-Vidal, 1993).

Dentro del área de estudio, la Formación Alisitos corresponde ampliamente a la roca encajonante. Esta Formación, como es característico, presenta una variación litológica amplia predominando las tobas líticas (Fig. 4), limolitas, areniscas de grano fino, lutitas, calizas metamorizadas (zona sur del plutón San José), brechas volcánicas y aglomerados (parte oeste del plutón Encinosa). Con excepción de las calizas, todas las demás litologías han sido observadas en el resto del área de estudio al menos en estratos aislados y con espesores < 1 m.

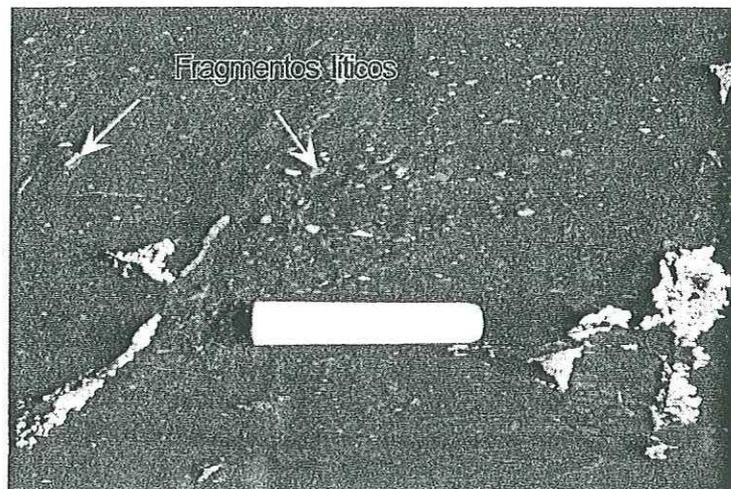


Fig. 4 Toba lítica de la Formación Alisitos en el borde de los plutones Potrero y Santa Cruz.

El interés principal sobre la roca encajonante radica en las relaciones de contacto que mantiene con los cuerpos intrusivos, y en el estudio del grado de deformación desde zonas deformadas regionalmente hasta los bordes de los plutones (zonas de foliación triple) y zonas intra-plutónicas. Las relaciones de contacto y la variación en la deformación finita,

contribuyen a definir minuciosamente las relaciones de tiempo entre emplazamiento y deformación regional así como también permiten alcanzar las conclusiones más importantes sobre la mecánica de ascenso y emplazamiento de magmas (Buddington, 1959; Paterson y Fowler, 1993; Paterson y Vernon, 1995); por lo anterior, gran parte de los resultados de este trabajo están fundamentados en resultados alcanzados en estos dos temas.

III.2.2 Esquistos grises

Afloran al oeste del plutón SPM y bordean gran parte de su contacto dentro del área de estudio. La litología dominante dentro de esta unidad es un esquisto cuarzo-feldespático de muscovita y biotita. Presenta diques actinolíticos y capas de *hornfels* de epidota, con tonalidad verde intenso. Además, en proporciones menores, esta unidad también contiene rocas meta-plutónicas y estratos meta-pelíticos (sedimentarios no volcánicos). El origen de esta unidad, hasta el momento, es incierto ya que no se conoce si efectivamente pertenece a la Formación Alisitos o tiene otra asociación. Es importante mencionar que algunos contactos gradacionales fueron reconocidos al noreste del plutón Potrero, ya que se presenta la repetición de estratos de ambas unidades dentro de pliegues intrincados entre los plutones Potrero y SPM. El contacto geológico propuesto en el mapa entre la unidad metapelítica y la Formación Alisitos, fue marcado por la ocurrencia del primer estrato rico en muscovita y biotita. Porfiroblastos de andalusita y cristales menores de silimanita se presentan en los estratos de más alto grado localizados cerca del borde del plutón SPM.

La litología de la unidad metapelítica permite el desarrollo de foliación y lineación mineral intensa en todo el borde del plutón SPM, apreciándose además una actitud concordante. Interdigitaciones e intercalaciones de rocas metavolcánicas y metasedimentarias no volcánicas han sido interpretadas como pertenecientes a un ambiente de cuenca marginal con aporte de sedimentos de un arco volcánico al oeste (?) y de margen continental al este para el sur de California (Gastil, 1981; Todd *et al.*, 1988). Quizás la asociación litológica presente dentro del área de estudio, podría representar parte de este ambiente pero en su extensión hacia el sur, al igual como ha sido reconocido por Phillips

(1993) en la localidad de El Marmol donde definió a la Formación Olvidada como una unidad representativa de sedimentos de cuenca trasarco.

III.2.3 Rocas Metaígneas

Este nombre ha sido utilizado para identificar de forma general a rocas de composición tonalítica a granodiorítica, similares a la composición del plutón SPM, que presentan metamorfismo y foliación intensa ocasionada por emplazamiento plutónico (Eastman, 1986). Dos cuerpos de rocas metaígneas afloran en el borde occidental del plutón SPM presentando, al igual que la unidad de esquistos grises, fuerte foliación y lineación mineral.

Esta unidad en conjunto con la unidad de esquistos grises, separan el contacto directo entre la Formación Alisitos y el plutón SPM en casi toda el área, sin embargo, al sur ocurre el contacto entre Alisitos y SPM. Se sugiere que deben realizarse estudios detallados encaminados a determinar la afinidad real de las rocas metaígneas y contribuir a descifrar aún más la intrincada relación entre los plutones del oeste y este dentro del BSP.

III.3 Plutones

III.3.1 Plutón Encinosa

El plutón Encinosa se encuentra en la parte centro suroeste del área de estudio, presenta una forma alargada orientada noroeste-sureste con bordes muy irregulares (Anexo 1). El trabajo de campo complementado con el análisis petrográfico de seis muestras de este plutón (Fig. 5), permite definir que es el plutón más máfico y con mayor variación composicional (Fig. 6).

El plutón Encinosa presenta cuerpos dioríticos hasta tonalíticos intrusionados por diques gabroicos con texturas preferentemente porfídicas (Fig. 7) hasta granulares con cristales anhedrales a subhedrales (Fig. 8). El ensamble mineral predominante está compuesto por: plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo, clinopiroxenos y feldespato

potásico. Los minerales accesorios más importantes son: minerales opacos, apatito y circón. Los minerales de alteración más comunes son: clorita y muscovita.

Las texturas porfídicas con cristales anhedrales a subhedrales y baja zonación mineral, es la característica predominante en el plutón Encinosa; sugiriendo que el cuerpo experimentó un enfriamiento rápido que, aunque permitió alta nucleación de minerales como hornblenda y clinopiroxenos, no desarrolló cristales euhedrales y/o zoneamientos importantes sobre todo en las plagioclasas.

Las plagioclasas presentaron formas anhedrales a subhedrales con tamaños de 0.1 hasta 10 mm, composicionalmente varían de An₃₀ - An₄₅, promediando An₄₀ (Oligoclasas). Maclas de albita están presentes en menor proporción comparadas con las tipo carlsbad.

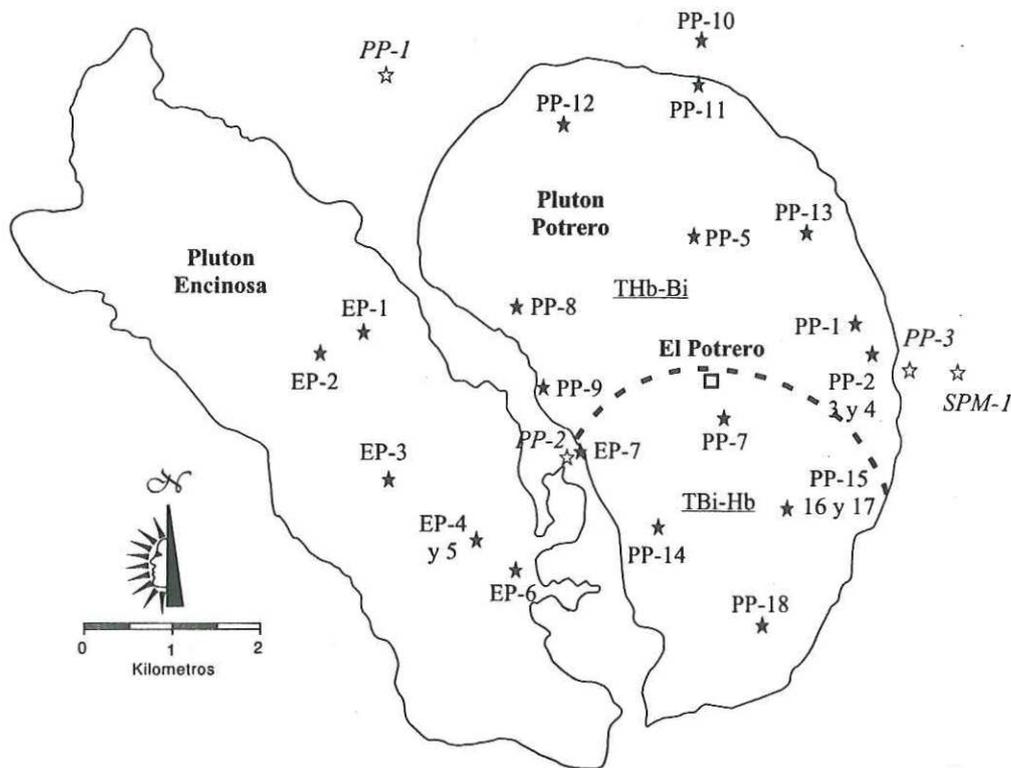


Fig. 5 Localización de muestras para análisis modal y análisis químicos (estrellas rellenas) y de deformación finita (estrellas vacías) en los plutones Encinosa y Potrero. Además, se muestra el contacto inferido entre las unidades THb-Bi y TBi-Hb dentro del plutón Potrero y bloques (achurado) de roca encajonante en el sur del plutón.

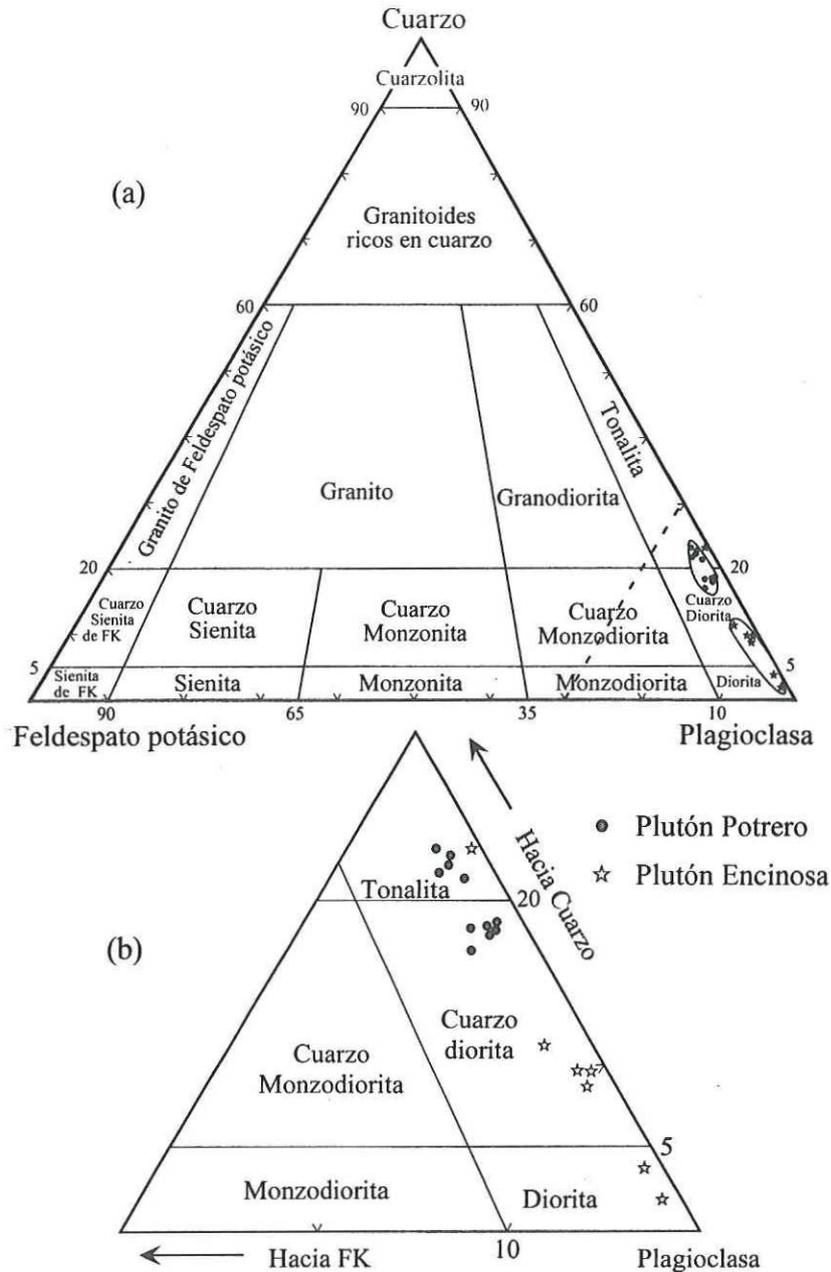


Fig. 6 (a) Diagrama QFP para la clasificación de rocas plutónicas con plagioclasas $<An_{50}$ establecido por The International Unión of Geological Sciences (Streckeisen, 1976). El triángulo discontinuo en el vértice de las plagioclasas corresponde al acercamiento mostrado en (b). El diagrama presenta los valores de la composición modal de cuarzo (Q), plagioclasa (P) y feldspatos potásicos (F), ajustados al 100%.

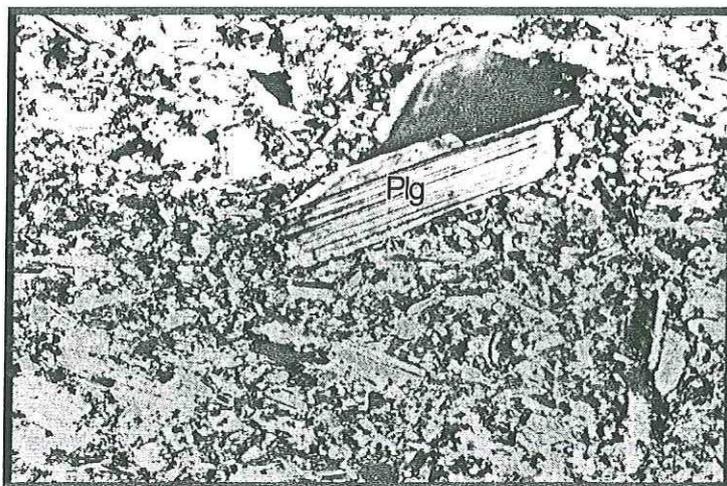


Fig. 7 Textura porfídica con cristales subhedrales de plagioclasa (Plg) en matriz microcristalina de plagioclasa y hornblenda (Hbl). Muestra EP-4 (NX, 4x).

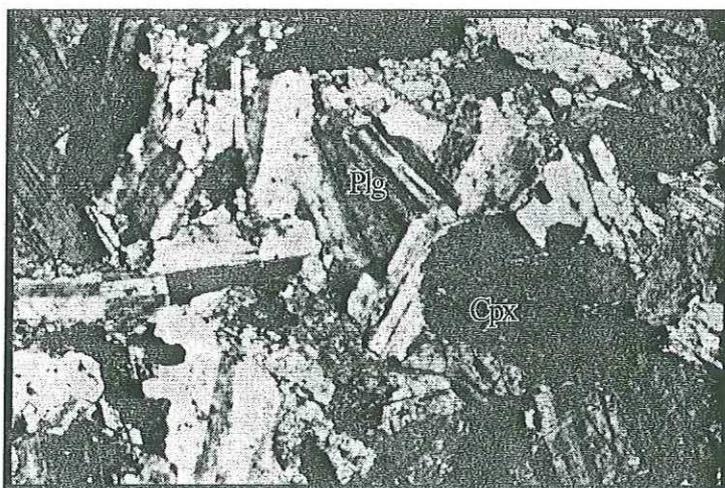


Fig. 8 Textura hipidiomórfica granular con cristales subhedrales de plagioclasa y clinopiroxeno (Cpx). Muestra EP-6 (NX, 4x).

El cuarzo forma cristales anhedrales y escasamente subhedrales con tamaños de 0.1 a 2 mm promediando en general <1 mm. La mayoría de los granos son irregulares y presentan extinción ondulosa moderada. Además, el cuarzo es el mineral con mayor variación, ya que se presentaron rocas desde gabros hasta tonalitas (EP-2; Fig. 9).

La biotita generalmente presenta formas anhedrales de 0.1 hasta 5 mm (Fig. 10) con pleocroísmo de café claro a oscuro. La biotita, la hornblenda y el clinopiroxeno proporcionan el color oscuro de la roca.

La hornblenda ocurre principalmente de forma anhedral y raramente subhedral con tamaños de 0.1 a 5 mm. Los minerales opacos están principalmente asociados a clinopiroxeno, hornblenda y biotita. Evidencias de reemplazamiento están prácticamente ausentes.

Los feldespatos potásicos ocurren únicamente rellenando intersticios entre los minerales principales. Una gran cantidad de anillos formados por minerales accesorios han sido observados dentro de las plagioclasas, permitiendo diferenciar tiempos de nucleación entre algunos minerales (Fig. 10). Alteración de biotita a clorita es observada en las muestras EP-1, 2 y 3 (Fig. 10).

Los diques son más comunes dentro que en el borde del plutón, varían composicionalmente desde gabróicos hasta tonalíticos. Existen dos tipos principales de enclaves dentro de cuerpos plutónicos: (a) Autolitos o enclaves microgranitoides: corresponden a globulos de magma, fragmentos de diques o hasta fragmentos de la roca parcialmente fundida que dió origen al magma; cada uno debe estar genéticamente asociado al plutón de lo contrario, deben ser denominados como: (b) Xenolitos; éstos corresponden a todo fragmento extraño o no relacionado a la historia magmática del plutón incorporado durante el ascenso o el emplazamiento del plutón.

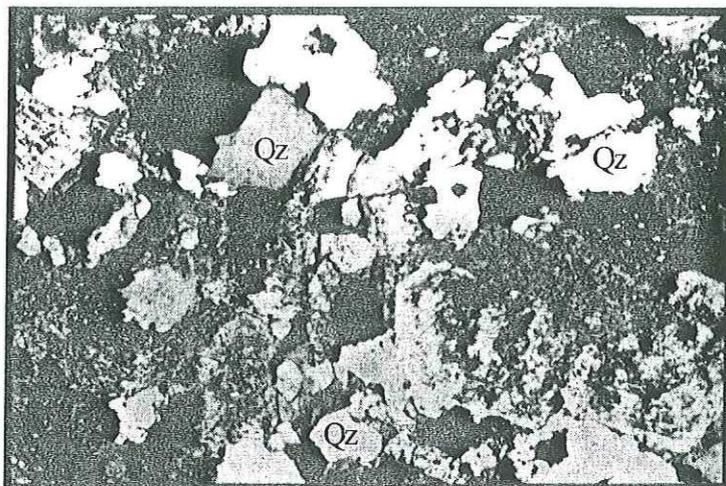


Fig. 9 Textura hipidiomórfica granular dentro de la muestra EP-2; nótese la gran abundancia de cuarzo (Qz) en la muestra (NX, 4x).



Fig. 10 Minerales accesorios (M.Acc) arreglados anularmente dentro de las plagioclasas. Muestra EP-2 (NX, 4x).

Los autolitos presentan formas muy irregulares, composiciones máficas y pueden llegar a ocupar más de 60% en volumen en algunos afloramientos (Fig. 11); texturalmente son porfídicos hasta microgranulares con bordes difusos. Los xenolitos de roca encajonante presentan tamaños y formas variables y ocurren principalmente en el borde sureste del plutón (área J-7).

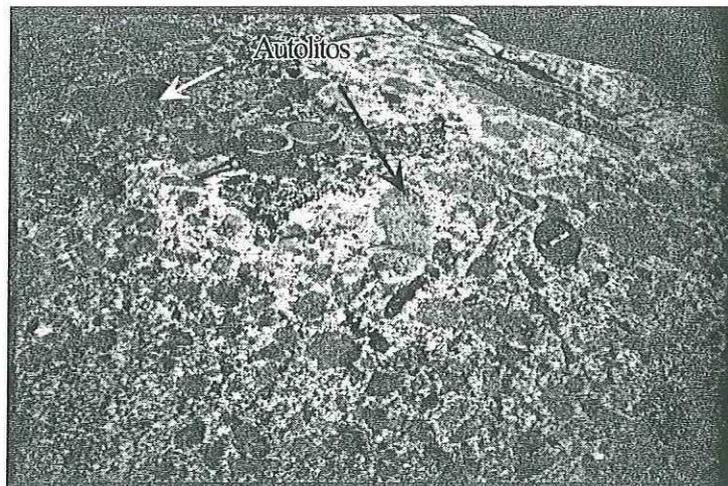


Fig. 11 Autolitos dentro del plutón Encinosa. Nótese los bordes abruptos y formas angulares.

III.3.2 Plutón Potrero

El plutón Potrero se encuentra en la parte central del área de estudio, su forma es alargada con orientación de su eje mayor noroeste-sureste y presenta bordes mucho más regulares comparados con los del plutón Encinosa. En campo se definió como un cuerpo composicionalmente homogéneo. Sin embargo, petrográficamente, se definió que esta compuesto por dos unidades mineralógicas distintas. La unidad tonalítica de hornblenda y biotita (THb-Bi) en la mitad noreste y la unidad tonalítica de biotita y hornblenda (TBI-Hb) en

el suroeste (Fig. 5). El ensamble mineral principal para ambas unidades es: plagioclasa + cuarzo + hornblenda + biotita, superando el 95% en volumen de la roca. El contacto inferido entre las unidades está definido por la inversión en la relación Hb/Bi >1 , el cual sigue una trayectoria NW-SE casi paralelo al eje mayor del plutón (Fig. 5). Los porcentajes promedio de hornblenda y biotita para la unidad THb-Bi son: Hb = 13.5% y Bi = 6.5%; mientras que para la unidad TBi-Hb: Hb = 4.7% y Bi = 9.2%. La Tabla B1 del anexo B presenta la localización en coordenadas geográficas y detalles de las muestras. La Tabla B2 muestra los valores de la composición modal para muestras de los plutones Encinosa y Potrero. Petrográficamente, las muestras del plutón Potrero presentan un intervalo de composición muy estrecho y caen dentro del campo de tonalitas y cuarzo-dioritas (Fig. 6).

Los diques dentro del plutón Potrero son escasos, pero varían de máficos a aplíticos. Los diques máficos en la mayoría de los casos presen evidencias de cizallamiento en estado plástico. Con base en las texturas presentes en los autolitos máficos del plutón Potrero, se definieron dos tipos: Autolitos porfídicos (con fanerocristales de plagioclasa y hornblenda; Fig. 12) y equi-granulares (grano medio) existen por todo el plutón; no obstante, los porfídicos son más grandes (desde ~5 cm hasta 2 m), abundantes y caracterizados por presentar cristales de plagioclasa cruzando sus bordes (Fig. 12). Xenolitos de la roca encajonante fueron reconocidos únicamente en la parte sur del plutón (área J-9).

III.3.2.1 Fase 1 Tonalita de Hornblenda y Biotita

Esta unidad representa la mitad noreste del plutón. Es común observar grandes bloques con bordes redondeados y textura hipidiomórfica granular (grano medio a grueso) con mayor tamaño de grano hacia el borde con la roca encajonante (Fig. 12; enclave cercano). El contenido de hornblenda decrece hacia el centro del plutón y sigue hacia el suroeste a través de la tonalita de biotita y hornblenda. Recristalización de cuarzo y un poco en feldespatos esta presente en el borde noreste (Fig. 13). El promedio de la composición modal de cinco muestras de esta unidad es: plagioclasa:61.4%, cuarzo:16%, hornblenda:13.5%, biotita:6.5%, feldespatos potásicos:2% y minerales accesorios:<1%.

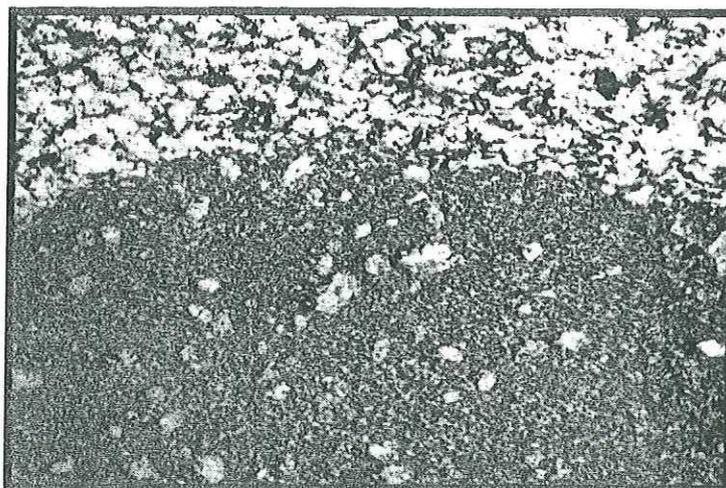


Fig. 12 Autolito porfídico clásico del plutón Potrero, mostrando el contacto de su borde con la matriz tonalítica (ancho de foto ~10 cm).

Las plagioclasas presentaron formas anhedrales a subhedrales con tamaños de 0.1 hasta 10 mm, composicionalmente variaron de An_{23} - An_{35} , promediando An_{30} (Oligoclasas). Las maclas más comunes fueron de albita y carlsbad, la zonación es normal (núcleo más rico en calcio) y muy abundante, generalmente define la forma del borde del cristal (Fig. 14). Synneusis es común en las plagioclasas, incluso con zonación continua a través de los cristales (Fig. 14), además presenta anillos de minerales accesorios siendo el más común apatito. Los Anillos de minerales accesorios paralelos a la zonación indican que su aparición dentro del ensamble mineral es anterior a la cristalización de las plagioclasas (Eastman, 1986). El zoneamiento de plagioclasa sugiere que el plutón experimentó enfriamiento lento. La deformación en cristales de plagioclasa es notoria por la ocurrencia de fracturas y por el ligero plegamiento de maclas de albita (muestras PP-11 y PP-1; Fig. 13).

El cuarzo forma claramente cristales anhedrales y en escasas ocasiones subhedrales con tamaños de 0.5 a 3mm promediando en general 1.5 mm. La mayoría de los granos son

irregulares y presentan extinción ondulosa moderada. En las muestras PP-11 y PP-1 el cuarzo se observa claramente recristalizado rodeando a otros cristales (Fig. 13).

La biotita es uno de los principales minerales en la roca, pero su contenido nunca es mayor que el de hornblenda. Generalmente presenta formas subhedrales con tamaños de 0.2 hasta 10 mm (Fig. 15). Se caracteriza por presentar pleocroísmo de ligero a café oscuro. Junto con la hornblenda define claramente la foliación magmática. El reemplazamiento más claro es de biotita sobre hornblenda, observándose inclusive relictos de hornblenda dentro de la biotita (Fig. 15).

La hornblenda ocurre principalmente en formas euhedrales bien definidas con tamaños que varían desde 0.1 a 10 mm. Es el mineral máfico más común y variable en esta unidad, frecuentemente es reemplazado por biotita y en algunos casos presentó maclas simples (PP-13; Fig. 16). Además, presenta inclusiones de minerales opacos y no se observan relictos de piroxenos. Hornblenda, biotita y minerales opacos se encuentran asociados dentro del ensamble mineral (Fig. 15).

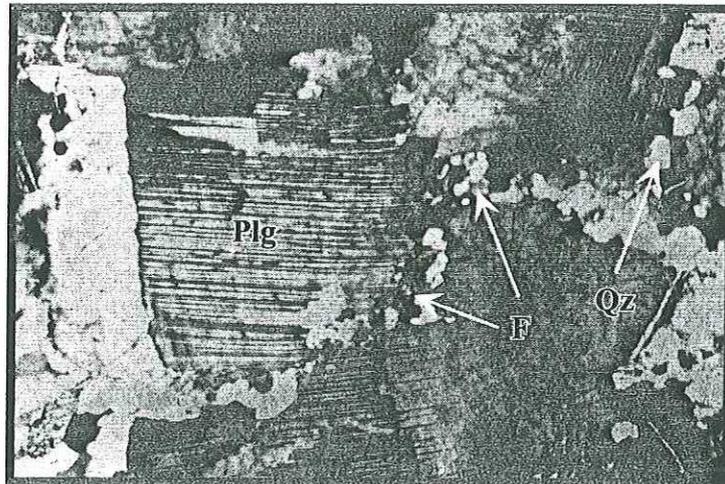


Fig. 13 Recristalización de feldespato (F) y cuarzo (Qz) en estado sólido. Nótese la recristalización alrededor de las plagioclasas (Plg). Ancho de foto 4mm (NX, 4x).

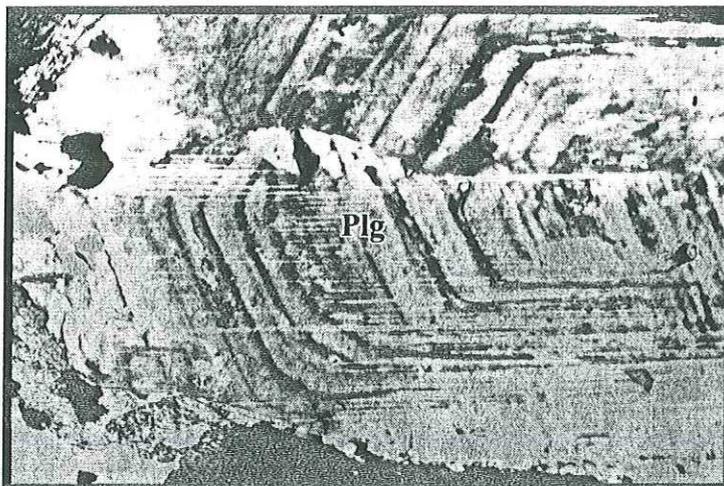


Fig. 14 Zonación, maclas tipo albita y synnuesis e inclusiones dentro de cristales de plagioclasa (Plg). Muestra PP-5 (THb-Bi; 4mm, 4x).

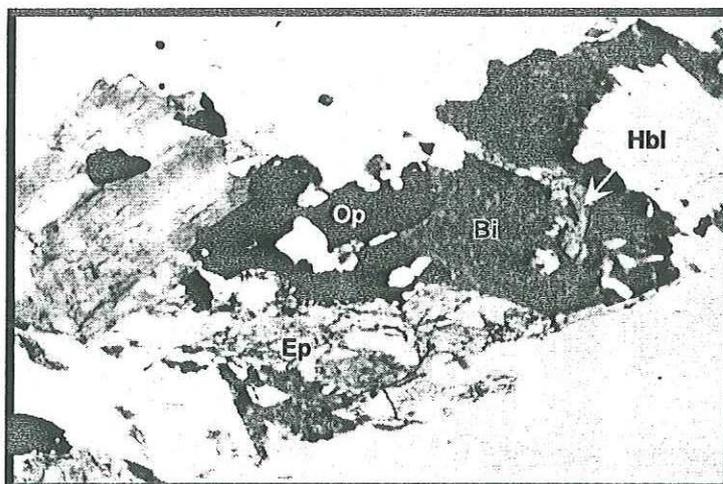


Fig. 15 Biotita (Bi) con fuerte clivaje reemplazando hornblenda (Hbl). Minerales opacos (Op); muestra PP-12 (NX, 4x).

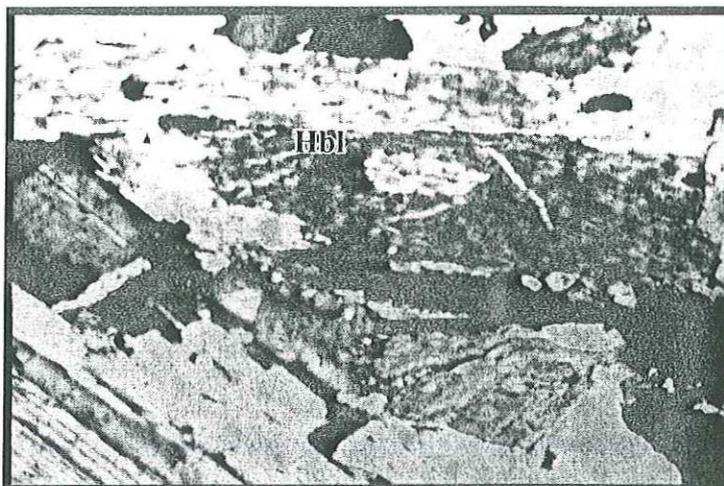


Fig. 16 Hornblenda (Hbl) con macla simple (PP-13; NX, 4x). La longitud del cristal es de 3mm.

Los feldespatos potásicos son escasos y frecuentemente se encuentran relleno de intersticios entre cristales y la esfena llega a ser abundante en los autolitos. Los minerales accesorios más comunes son opacos, apatito, circón, allanita y epidota. Con mucho menor abundancia, se observaron minerales de alteración como muscovita y clorita.

De los pocos diques que existen dentro del plutón Potrero, la mayoría se concentra en su borde noreste. Su composición varía de máfica a félsica. Los autolitos, como en todo el plutón, son de composición máfica y con texturas predominantemente porfídicas. No se observaron xenolitos de la roca encajonante en esta unidad.

III.3.2.2 Fase 2 Tonalita de Biotita y Hornblenda

Esta unidad compone la mitad suroeste del plutón. Las diferencias más importantes con la unidad THb-Bi son: (a) el contenido de biotita es mayor que el de hornblenda, (b) la foliación magmática es menos intensa y, (c) no se observó recristalización de cuarzo y feldespatos. Texturalmente no existen diferencias, ambas son hipidiomórficas granulares

(grano medio a grueso). El contenido de biotita decrece hacia el centro del plutón y continua hacia el noreste a través de la tonalita de hornblenda y biotita.

El promedio de la composición modal de seis muestras de esta unidad es: plagioclasa:67.1%, cuarzo:16.9%, biotita:9.1%, hornblenda:4.7%, feldespato potásico:1.6% y minerales accesorios:<3%.

Las plagioclasas siguen siendo tempranas en la etapa de nucleación de minerales. Los tiempos relativos de nucleación de los minerales son: minerales accesorios, hornblenda, biotita, plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásicos. Los cristales de plagioclasas son muy parecidas a las de la unidad THb-Bi, presentaron formas anhedrales a subhedrales con tamaños de 0.1 hasta 10 mm, su composición varía de An_{20} - An_{35} , en promedio es de composición An_{28} (Oligoclasas). Las maclas más comunes fueron de albita y carlsbad, la zonación es normal y abundante. Una característica muy importante es que la muscovita aparece en casi todas las plagioclasas como mineral de alteración principalmente a través de los planos de las maclas de albita (Fig. 17). Synneusis fue menos frecuente y no se presentaron anillos de minerales accesorios en las plagioclasas.

El cuarzo esta presente en forma de cristales anhedrales y en escasas ocasiones subhedrales con tamaños de 0.5 a 4 mm promediando en general 2 mm. La mayoría de los granos son irregulares y presentan extinción ondulosa moderada. En la muestra PP-15 se observaron indicios de lo que al parecer es recristalización de cuarzo alrededor de cristales de plagioclasa.

La biotita es el tercer mineral principal en la roca. Generalmente presenta formas subhedrales con tamaños de 0.1 hasta 10 mm. Presenta pleocroismo de cafe ligera a cafe oscuro, junto con la hornblenda define la foliación magmática aunque menos intensa que en la THb-Bi. Los reemplazamientos de hornblenda por biotita y esta ultima a su vez por epidota son comunes como en la THb-Bi (Fig. 15) pero se presenta con mayor frecuencia. El producto de alteración más comun de la biotita es la clorita.

La Hornblenda euhedral con tamaños de 0.1 a 10 mm es comun, aunque mucho menos abundante que en THb-Bi. Su reemplazamiento por biotita es frecuente y sigue

presentando maclas simples. El comportamiento de los minerales menos abundantes en la roca (feldespatos potásicos y esfena), minerales accesorios y de alteración es prácticamente el mismo comparado con la unidad THb-Bi.



Fig. 17 Muscovita (Mu) y clorita (Cl) de alteración dentro de plagioclasa (Plg; NX, 4x).

Diques aplíticos con espesor <math><1\text{m}</math> afloran en la parte sureste del plutón. No se observaron diques máficos dentro de esta unidad. Los autolitos no presentan diferencias texturales ni composicionales respecto a los de la unidad THb-Bi. A diferencia de la unidad THb-Bi, en la unidad TBi-Hb si se observaron xenolitos de roca encajonante en el extremo sur del plutón (Fig. 5).

III.3.3 Otros plutones

III.3.3.1 Plutón San José

En vista de planta, el plutón San José tiene una forma de lagrima orientada norte-sur. En general, petrológica y químicamente es muy uniforme. El 96% del volumen del plutón está representado por rocas leucocráticas (tonalita) y schlieren máfico, las inclusiones máficas representan del 1-2%, un 3% corresponde a rocas dioríticas y el resto (1-2%) a melanotonalita, gabro, diques y vetas. El ensamble mineral de las tonalitas está compuesto por: 55-70% de plagioclasa, 10-25% de cuarzo y 15-25% de minerales máficos, con mayor contenido de hornblenda que biotita. Feldespatos potásicos no son visibles en muestra de mano y ocurren en <0.25% del volumen total de la roca.

Murray (1978) definió tres pulsos de magma texturalmente diferentes. El primer pulso, localizado al norte, lo definió como tonalita de hornblenda (stubby) y biotita (THbs), que además incluye un borde de textura gnéisica que está en contacto con la roca encajonante. El segundo lo nombró tonalita de hornblenda prismática (THbp) y aflora en la parte central del plutón. Al tercero se le conoce como unidad de tonalita porfídica (TP; Fig. 18) y aflora en la parte sur.

Los contactos entre las unidades son muy variables, pueden ocurrir desde gradacionales hasta cointrusiones. Entre la TP y la THbp, el contacto es gradual desde el punto de vista petrográfico y estructural. Mientras que entre THbp y THbs cambia de gradacional hasta abrupto con presencia de cointrusión en el norte, y cambios de composición de dioríticas a tonalíticas.

Diques y vetas son comunes, para los primeros la composición varía de máfica hasta pegmatítica pasando por toda la gama. Se observaron también diques compuestos y con cambios gradacionales de composición. Las vetas consisten de cuarzo y epidota o una combinación de ambos. Los autolitos son de composición diorítica, predominantemente de grano fino a medio, su distribución es uniforme, aunque al noreste del plutón, en el contacto entre las unidades THbp y THbs se observa una concentración importante de ellos. Los xenolitos de la roca encajonante son rocas calcosilicáticas, tobas de estratificación delgada

y limolitas, se concentran hacia los bordes del plutón ocurriendo más frecuentemente en el suroeste.

III.3.3.2 San Pedro Mártir

Este plutón presenta una geometría oval con una longitud de 30 km de largo por 20 km de ancho. Forma una meseta inclinada al oeste con escarpes con una pendiente más pronunciada en el este que en el oeste. Composicionalmente esta zonificado, presentando cuatro fases mayores que cambian gradacionalmente de tonalita de hornblenda y biotita en el borde oeste a granodiorita de biotita, granodiorita de muscovita y biotita hasta, finalmente, una granodiorita de muscovita microscópica y biotita. Algunas de las variaciones de oeste a este que caracterizan a este plutón son: (a) la composición cambia a más evolucionada (incrementándose el contenido de cuarzo, feldespatos y biotita), (b) disminución del tamaño de grano de los minerales y (c) los diques, enclaves y vetas son más abundantes.

La tonalita de hornblenda y biotita ocupa casi la mitad del área de afloramiento de todo el plutón, el contenido promedio de los minerales presentes es: plagioclasa 53.6%, cuarzo 26.4%, biotita 12.2%, hornblenda 3.6%, feldespato potásico 3.1%, esfena 0.8% y 0.3% de minerales accesorios (opacos, epidota, clorita, circon y allanita).

La granodiorita de biotita representa la zona de mayor concentración de biotita, valores promedio de la composición modal de cuatro muestras indican: 44.9% plagioclasa, 30.5% cuarzo, 15.9% biotita, 8.3% feldespato potásico y 0.4% de esfena. La granodiorita de muscovita y biotita fue dividida en una facies interna y otra externa. La facies externa de presenta mayor contenido de muscovita primaria visible en muestra de mano que la facie interna. El promedio de la composición modal obtenida de cinco muestras es: 40.3% plagioclasa, 38.6% cuarzo, 10.9% feldespato potásico, 7.8% biotita y 2.5% muscovita.

Los diques varían composicionalmente de máficos hasta pegmatíticos con espesores de centímetros hasta metros y se concentran en el borde oeste del plutón. Se observan autolitos de composición diorítica a cuarzo-diorítica con texturas porfídicas. Sus tamaños

varían de pocos centímetros hasta varios metros. Los xenolitos de la roca encajonante ocurren de forma importante únicamente dentro de la granodiorita de muscovita y biotita muy cerca del borde este del plutón. La composición, forma y tamaño son muy variables, los más comunes son de rocas metaplutónicas, calcosilicáticas y anfibolíticas.

III.3.3.3 Plutón Santa Cruz

El plutón Santa Cruz es uno de los plutones más antiguos y pequeños dentro del área de estudio. Como no fueron efectuados análisis petrográficos ni químicos, con cierta reserva, se puede mencionar que su composición es cuarzo-diorítica. Presenta una textura hipidiomórfica granular (grano medio). Diques máficos son comunes en su borde norte. No se observaron autolitos ni xenolitos en de este plutón.

CAPITULO IV

DEFORMACION REGIONAL Y POR EMPLAZAMIENTO

IV.1 Deformación Regional

Desde el punto de vista regional las zonas de cizalla, ejes de plique y foliaciones mantienen un rumbo NW-SE paralelo a la orientación del BSP (Gastil *et al.*, 1975; Todd *et al.*, 1988; Gastil, 1993). Sin embargo, la cartografía detallada permitió definir que en los bordes de los plutones las orientaciones cambian y están fuertemente controladas por el contacto plutón-roca encajonante, observandose relaciones que pasan de concordantes hasta discordantes (Gastil *et al.*, 1975; 1983; Murray, 1978; Schmidt, 1996; Johnson y Tate, en prensa), sugiriendo que pueden ocurrir la gran mayoría de los mecanismos de emplazamiento de magmas (Buddington, 1959; Gastil, 1975; Silver y Chappell, 1988).

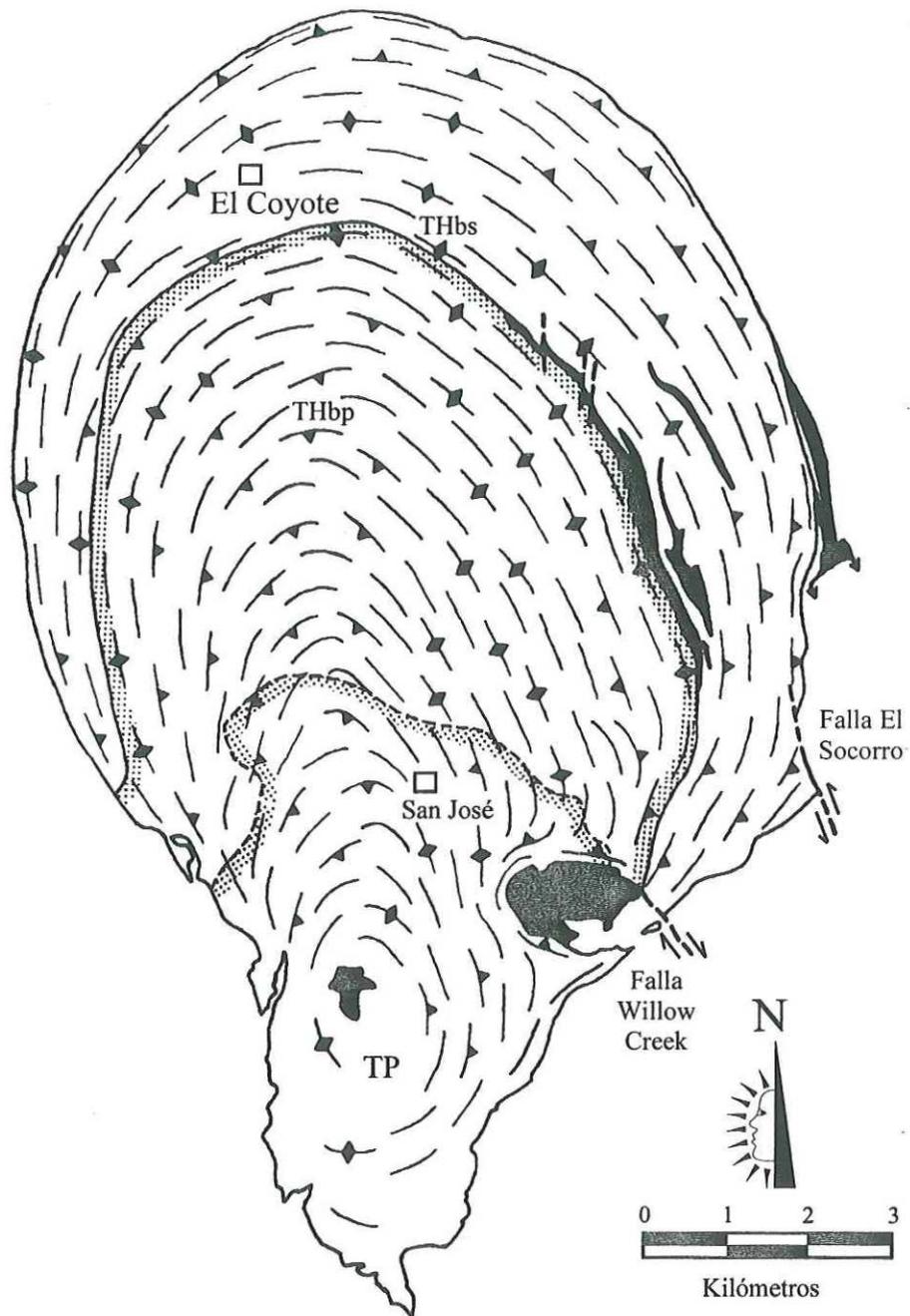


Fig. 18 Patrón de foliación magmática y distribución de las fases tonalíticas que componen el plutón San José. THbs: Tonalita de hornblenda (bloques) y biotita, THbp: Tonalita de hornblenda prismática y TP: Tonalita porfídica (Figura 39 de Murray, 1978).

Las interpretaciones fotogeológicas realizadas por Gastil *et al.* (1975) y Murray (1978) permitieron definir, aunque burdamente, el rumbo de las foliaciones regionales al menos en ~75 % del área de estudio. Durante este trabajo fueron definidas dos fallas laterales con inclinación vertical en la parte sureste del plutón. La más grande corresponde a la falla El Socorro, mapeada por Murray (1978) como tipo lateral izquierdo y la segunda es la falla Willow Creek que presenta desplazamiento lateral derecho (área B-3; Fig. 18).

Durante este trabajo, una tercer falla importante fue mapeada al norte del plutón Potrero, presenta un rumbo de $110^{\circ} / 75^{\circ} W$ y desplazamiento lateral izquierdo, al parecer esta falla se originó producto de empuje lateral durante la generación de espacio en el momento del emplazamiento del plutón Potrero (área C-9).

Pliegues isoclinales recumbentes hacia el oeste (Anexo-1) con plano axial $345^{\circ} / 65^{\circ} E$ e inmersión de $45^{\circ} NW$, al noroeste del área de trabajo, son desviados alrededor del plutón Potrero cambiando su rumbo a $300^{\circ} / 65^{\circ} E$ en el norte hasta $0^{\circ} / 75^{\circ} E$ en el Sureste. Estos pliegues y las zonas de triple foliación al NW y SE del plutón Potrero, corresponden a las estructuras más distintivas dentro de la roca encajonante (Anexo-1). Otro rasgo importante corresponde a la evidente variación de la cantidad de acortamiento experimentado por la roca encajonante alrededor del plutón Potrero. En su contacto oeste se observa un pliegue anticlinal principal que pasa de ser abierto a apretado y recumbente al oeste, pero por mucho no se compara a los pliegues isoclinales fuertemente apretados observados en el borde este entre los plutones Potrero y SPM. Además, en la zona de foliación triple al NW del plutón Potrero se presenta baja deformación. Más adelante se presentan los resultados obtenidos en análisis de deformación finita para muestras de estas localidades.

IV.2 Rasgos texturales y estructurales de los plutones

IV.2.1 Plutón Encinosa

Este plutón representa al cuerpo texturalmente más heterogéneo e irregular en el contacto con la roca encajonante (ver anexo 2). No presenta foliación magmática, lineación mineral ni enclaves deformados (Fig. 11). En el borde del plutón predominan diques de

composición diorítica (Fig. 19) que intrusionan la roca encajonante, incorporando dentro del plutón grandes bloques de roca encajonante (área G-7).

Parte de lo que representaría el techo de la cámara magmática esta expuesto (área G-7) observandose de forma excepcional migmatización local y rebaje magmático (stopping, Fig. 20).

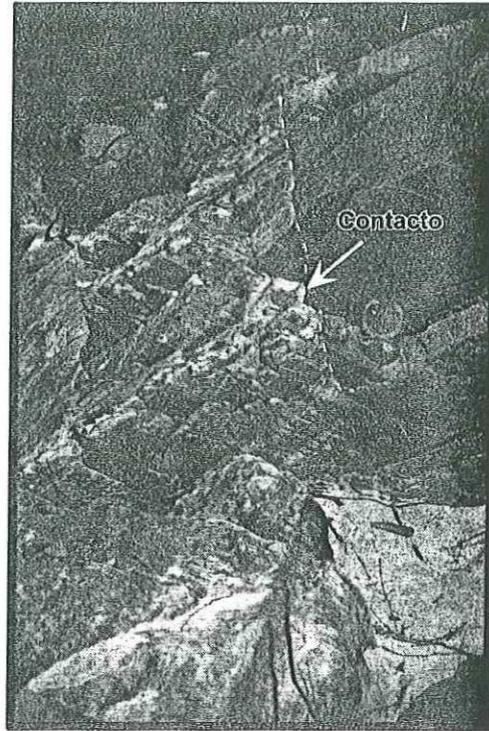
IV.2.2 Plutón Potrero

Este plutón se caracteriza por ser foliado, fuertemente fracturado y por presentar enclaves con relaciones axiales fuertemente variables. A continuación se presenta una descripción detallada de cada uno de estos elementos, haciendo énfasis en su distribución espacial.

IV.2.2.1 Foliaciones

Las foliaciones magmáticas y en estado sólido fueron medidas con la orientación de cristales de hornblenda y biotita. Los enclaves microgranitoides se presentan generalmente orientados paralelos al rumbo de la foliación. La foliación magmática define ampliamente la forma del plutón Potrero (Fig. 20; Anexo 2). La intensidad es doblemente asimétrica ya que disminuye paulatinamente del borde este hacia el centro del plutón hasta desaparecer, y se incrementa hacia el oeste sin alcanzar la intensidad observada en el este. La foliación en estado sólido ocurre únicamente en el borde este y noreste del plutón y fué definida por la identificación de recristalización principalmente de cuarzo y un poco en feldespatos (Paterson *et al.*, 1989; muestras PP-1 y 11; Fig. 13). La mayor intensidad de ambas foliaciones ocurre hacia el este del plutón y se encuentran en la unidad tonalítica de hornblenda y biotita.

(a)



(b)

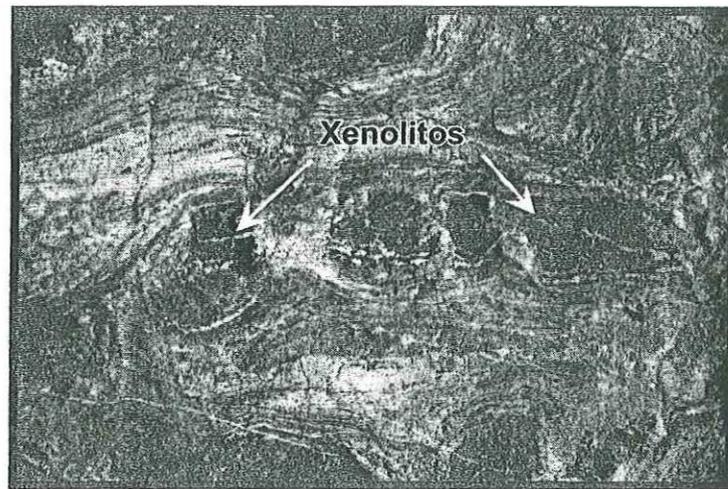


Fig. 19 (a) Dique típico en el borde sur y este del plutón Encinosa. (b) Fragmentos de roca encajonante parcialmente asimilados y desprendidos del techo de la cámara magmática del plutón Encinosa (área G-7).

Ambas foliaciones conservan el rumbo de la foliación regional de la roca encajonante y del eje mayor del plutón Potrero. En el lado este del plutón los rumbos e inclinaciones de la foliación magmática y en estado sólido, son muy cercanos a los observados en la roca encajonante (Fig. 21 y 22). En ambos lados del plutón las foliaciones presentan rumbos muy cercanos, a diferencia de sus inclinaciones (Fig. 22), en el este alcanzan hasta 75° mientras que en el oeste promedian 55° , ambas inclinadas hacia el este.

IV.2.2.2 Enclaves

Tanto los autolitos porfídicos como microgranulares presentan variaciones en frecuencia y relaciones axiales (aplanamiento) desde el centro hacia los márgenes del plutón (Fig. 20). En el margen oeste las relaciones axiales promedio, vistas en planta, son de 2-1 a 3-1 (Fig. 23a), mientras que en el centro del plutón presentan relaciones de 1-1 a máximo 1.5-1 (Fig. 23b). En el margen este se caracterizan por presentar relaciones axiales extremas desde 5-1 hasta 15-1 como máximo, promediando relaciones de 8-1 (Fig. 23c). Además, el grado de aplanamiento y formas de los autolitos son típicamente irregulares en la parte central y oeste (Fig. 23a y 23b, respectivamente), mientras que en la margen este los bordes de los enclaves son rectos (Fig. 23c).

Dentro del plutón los autolitos pueden encontrarse tanto en grupos alineados como aislados, caracterizándose por presentar rumbos aproximadamente paralelos a los de la foliación magmática. Respecto al origen de los enclaves, se presentan tres posibles explicaciones (Gross, 1984): (a) diques sin-plutónicos que pueden ser fragmentados después de su emplazamiento; (b) fragmentos de la corteza o rocas encajonantes desprendidos durante el ascenso del magma (xenolitos), y (c) fragmentos no fundidos de la roca fuente del magma que fueron arrastrados durante la separación del magma de la roca fuente. Para el caso del plutón Potrero, con base en el arreglo de enclaves y tipo de bordes, se sugiere que son diques sin-plutónicos fragmentados, ya que existe una gran cantidad de autolitos que muestran cristales en sus bordes, creciendo en equilibrio con el magma circundante, indicando intercambio químico entre los autolitos y la matriz tonalítica que los contiene.

IV.3.2.3 Diques

Los diques son escasos dentro del plutón Potrero (Fig. 24). Aún así, variaciones composicionales y diferencias temporales de emplazamiento pueden ser reconocidas entre diques máficos y aplíticos en la parte este del plutón. La forma y tamaño de los diques varía considerablemente, no así las orientaciones principales, ya que diques máficos y algunos intermedios presentan rumbos perpendiculares a los planos de foliación mineral del plutón, mientras los aplíticos y algunos intermedios, preferentemente son paralelos en rumbo pero inclinados en dirección casi perpendicular a los planos de foliación.

Varios diques de composición máfica con rumbo paralelo a la foliación magmática, muestran cizallamiento. Lo anterior nos permite interpretar el control estructural ejercido por planos de foliación sobre un grupo de fracturas y éstas a su vez, sobre los diques que presentan cizalla y fallamiento menor en estado plástico, que desplazan diques más antiguos. Las relaciones ortogonales en cuanto a rumbo e inclinación de fracturas y diques respecto a la foliación magmática (Fig. 24), sugieren que ocurrió contracción radial y axial así como fracturamiento durante el enfriamiento del plutón, proporcionando planos de debilidad que facilitaron la intrusión de diques intermedios y félsicos tardíos.

IV.3.2.4 Fracturas y Fallas

Existen tres grupos principales de fracturamiento (a) fracturas con geometrías preferentemente curvilíneas casi siempre paralelas a la foliación magmática, (b) fracturas rectas que bisectan el fracturamiento asociado a la foliación ocasionando un drenaje cercano al tipo reticular (Fig. 24) y (c) fracturas con rumbo noreste-suroeste que cortan el contacto plutón roca encajonante.

En general, el plutón se caracteriza por presentar una gran cantidad de elementos estructurales como fracturas y en menor cantidad diques que están esencialmente controlados por los planos de foliación. Algunos diques asociados a fracturas ocasionan la separación de bloques dentro del plutón, ocasionando contrastes fuertes en el relieve topográfico. Algunas fracturas a escala fotografía aérea dividen el plutón e inclusive cruzan el contacto plutón-roca encajonante (Fig. 24). Con base en lo anterior, no se descarta que el

origen de este fracturamiento esté no solo controlado por el enfriamiento del cuerpo sino también, por esfuerzos tensiles regionales postmagmáticos.

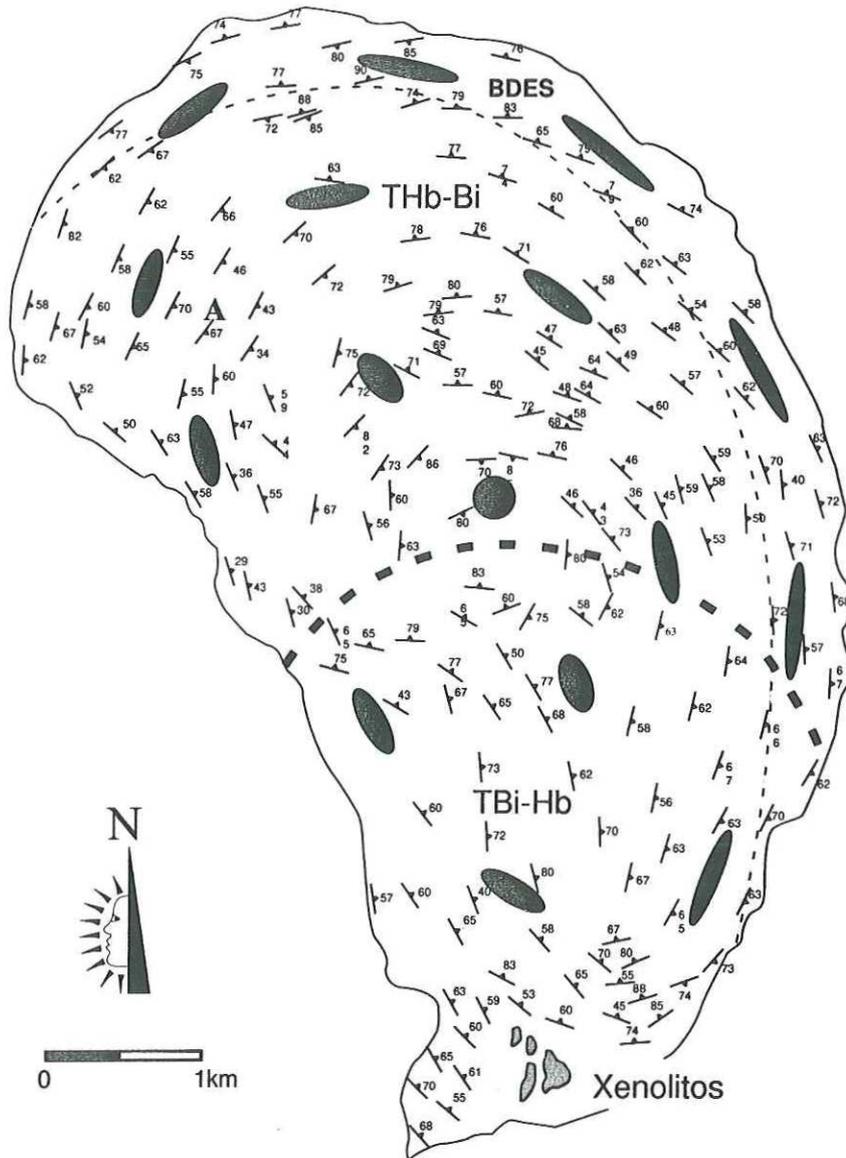


Fig. 20 Patrón de foliación magmática y deformación de autolitos dentro del plutón Potrero, vista en planta. Tonalita de hornblenda y biotita (THb-Bi), tonalita de biotita y hornblenda (TBi-Hb) y borde de deformación en estado sólido (BDES). La línea punteada separa las unidades THb-Bi y TBi-Hb. En el extremo sur se observan xenolitos de la roca encajonante.

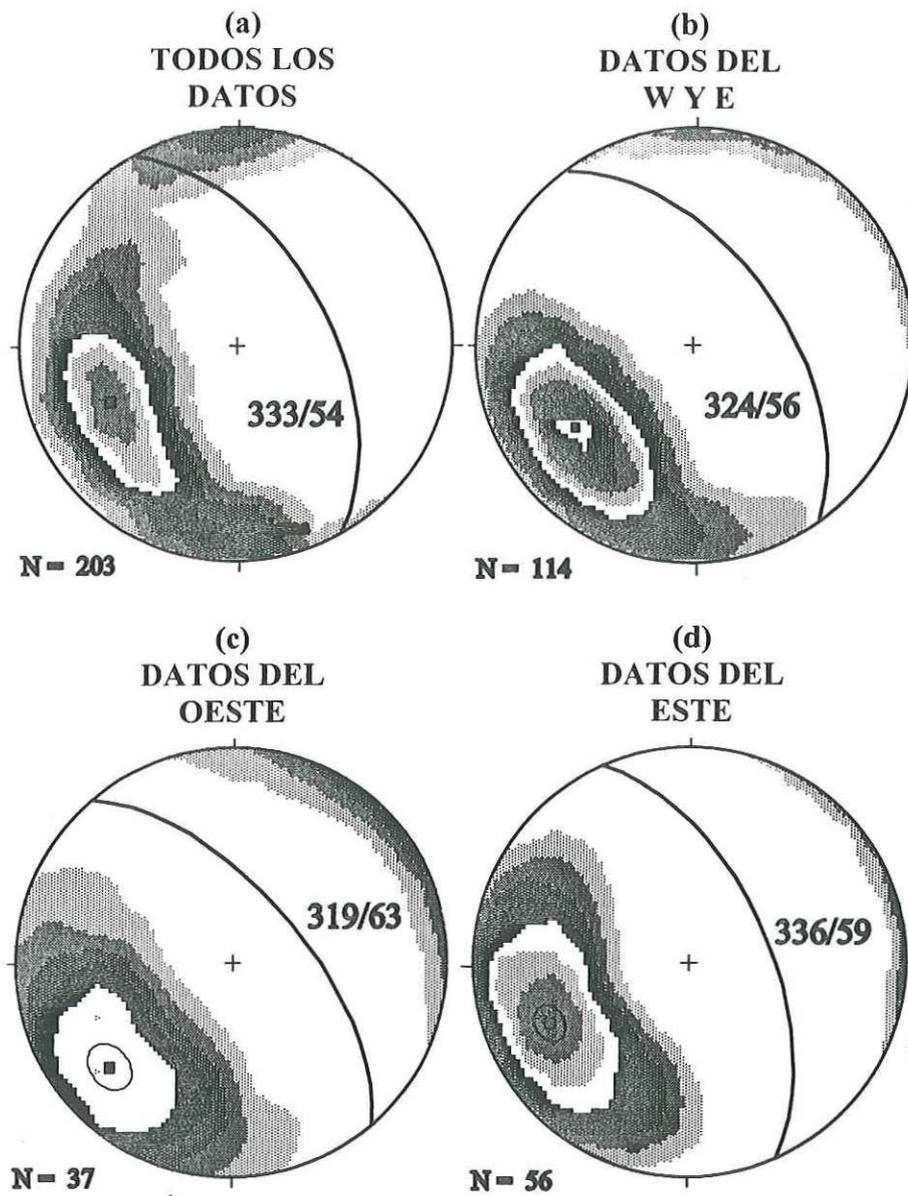


Fig. 21 Polos y planos promedio para las foliaciones magmáticas presentes en el plutón Potrero. (a) Todos los datos del plutón, (b) datos del este y oeste, (c) datos del oeste, y (d) datos del este.

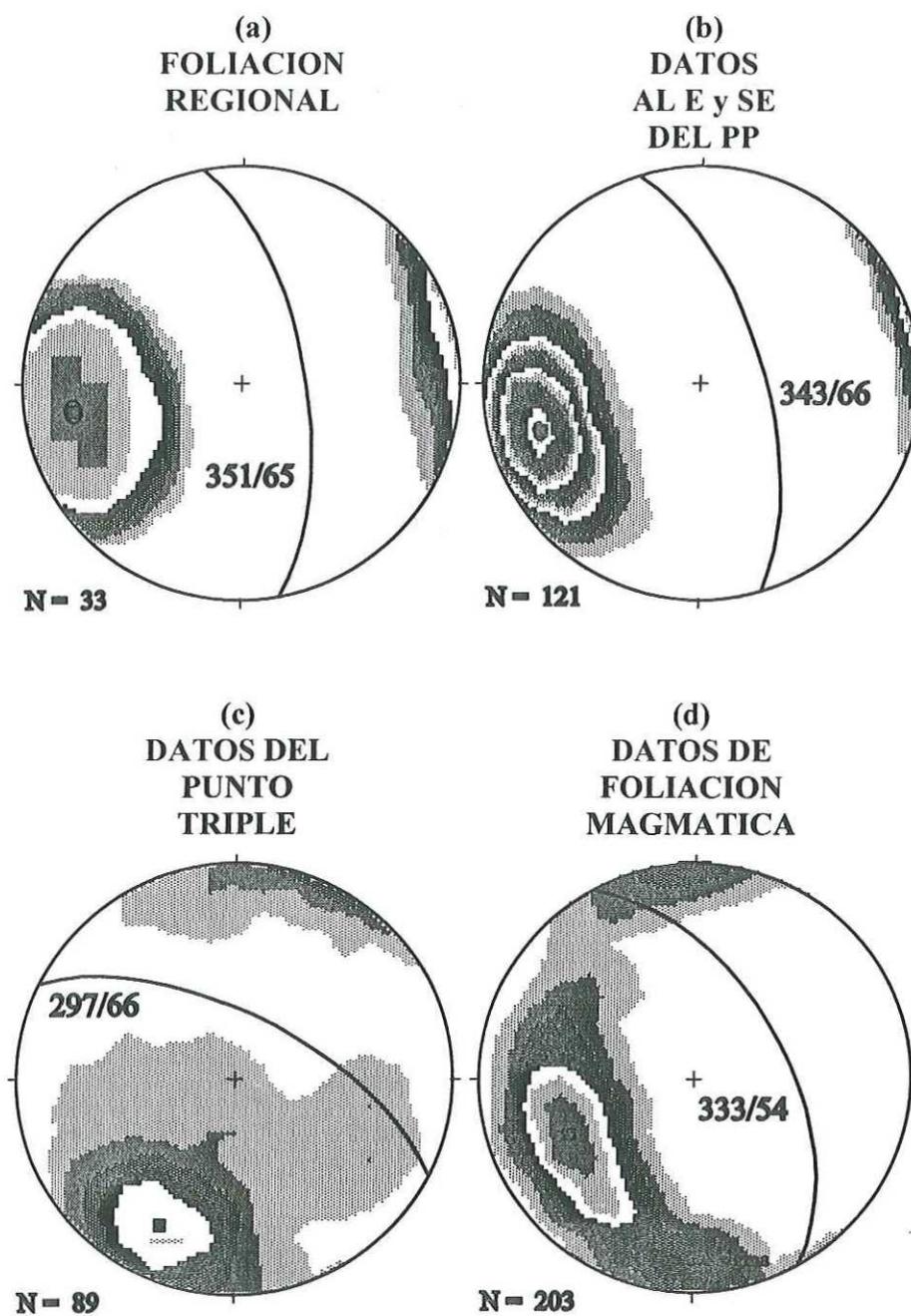


Fig. 22 Comparación de polos y planos promedio de foliaciones en la roca encajonante cercana al plutón Potrero con respecto al total de los datos de foliación magmática del plutón. (a) Regional, (b) zona de foliación triple al noroeste, (c) al este y sureste del plutón, y (d) todos los datos de foliación magmática del plutón Potrero.

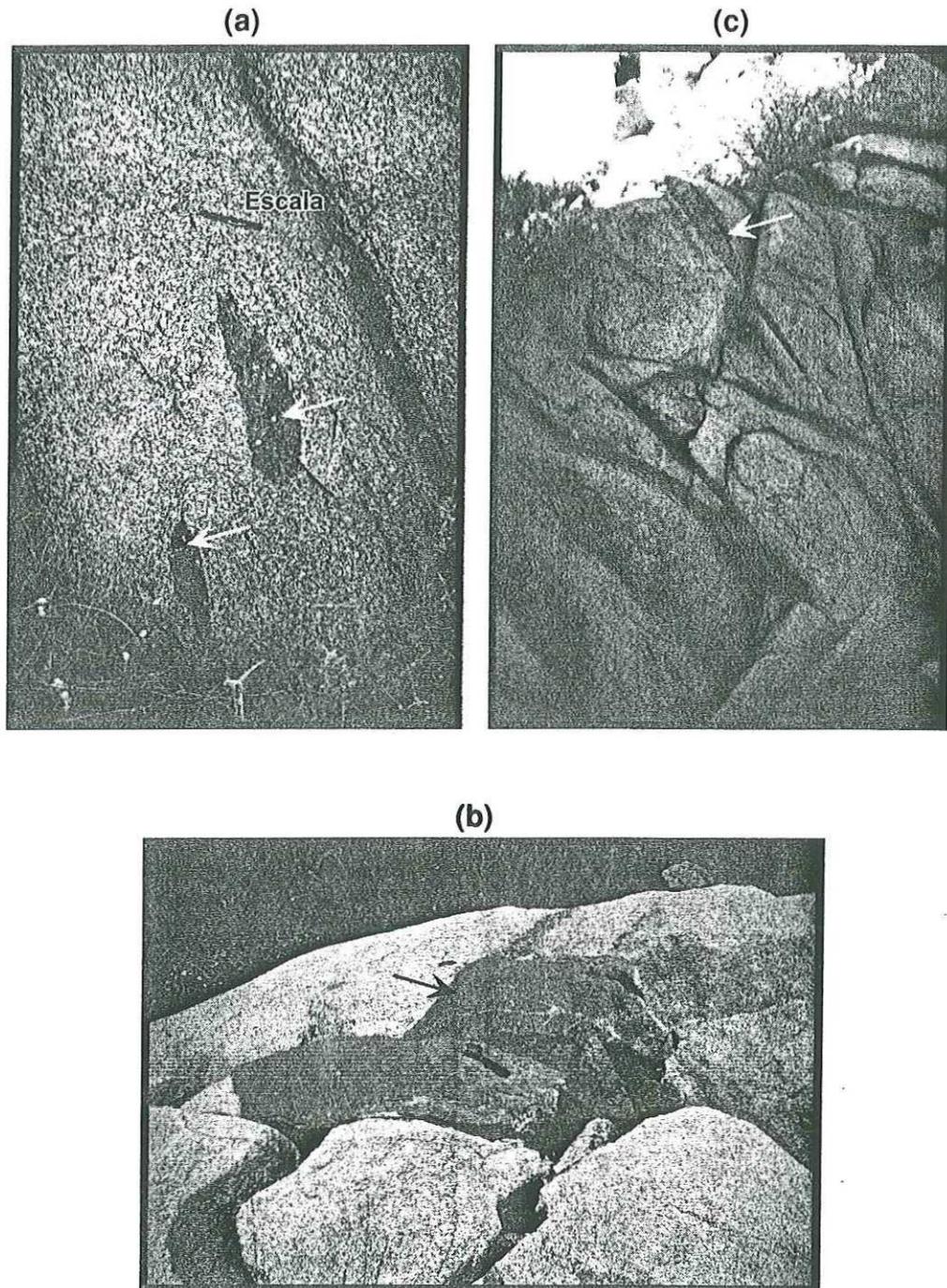


Fig. 23 Autolitos máficos porfídicos con relaciones axiales contrastantes. (a) margen oeste, (b) parte central y (c) margen este del plutón Potrero.

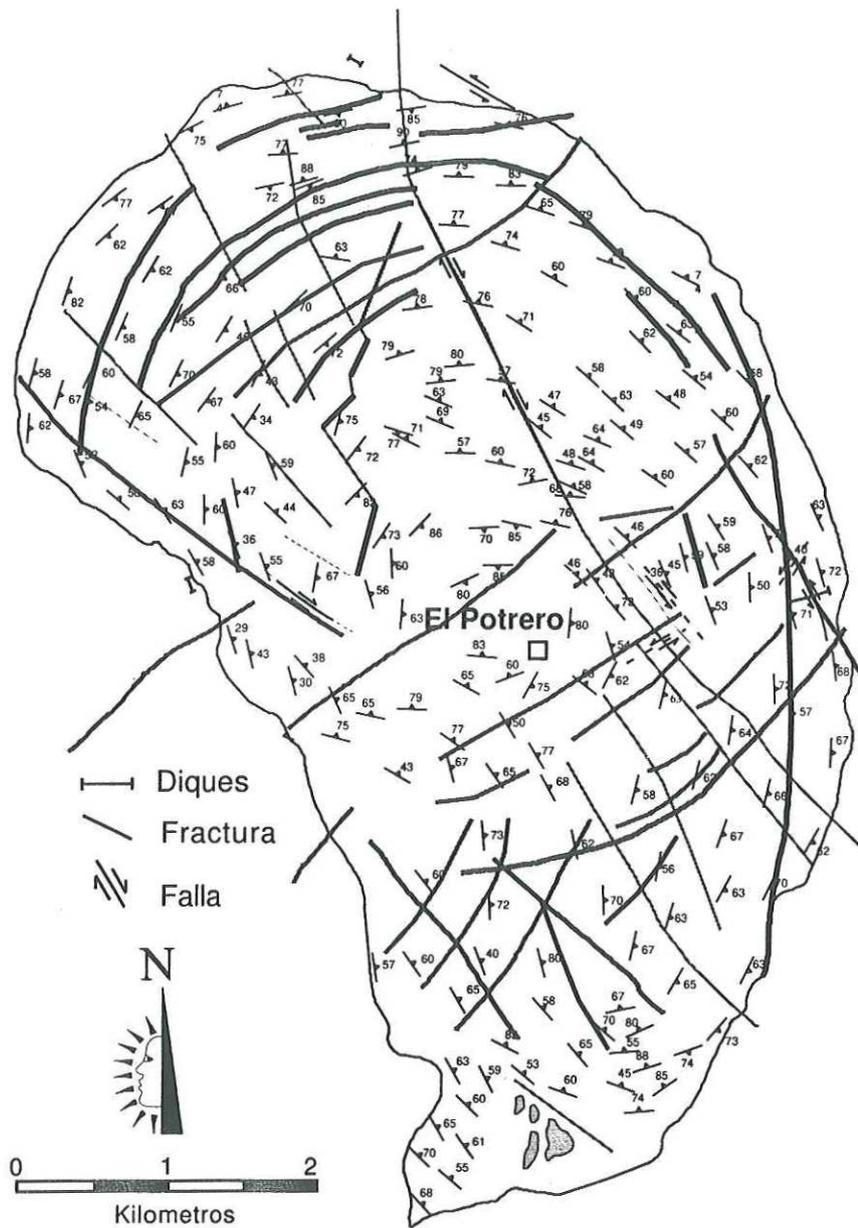


Fig. 24 Patrón de fracturamiento, fallamiento y diques dentro del plutón Potrero. Las fracturas están agrupadas con diferente grosor de línea de acuerdo a las características citadas en el texto.

IV.2.3 Otros Plutones

IV.2.3.1 Plutón San José

IV.2.3.1.1 Foliaciones

Las estructuras más importantes dentro del plutón San José están definidas por la orientación planar de minerales como hornblenda y biotita, enclaves y *schlieren* que en conjunto definen una foliación (Fig. 18) que es muy intensa en el borde norte y disminuye progresivamente hacia el sur hasta desaparecer (Murray, 1978). En el norte, la orientación de las foliaciones magmáticas y de la roca encajonante son iguales, contrariamente a lo que ocurre en el sur y suroeste.

La intensidad de la foliación disminuye abruptamente después del contacto norte pero presenta un ligero incremento en intensidad en el contacto THbs y THbp para seguir decreciendo gradualmente hasta TP. El rumbo de la foliación es, en general, paralelo al contacto interno entre las unidades THbs y THbp, no así entre la THbp y la TP (Fig. 18). Respecto a la roca encajonante, el contacto es paralelo excepto cuando existe fallamiento interno y/o en el contacto plutón-roca encajonante (Murray, 1978).

IV.2.3.1.2 Enclaves

Las relaciones axiales en autolitos varían abruptamente de poco deformados en el sur (igual o <2:1) a fuertemente deformados en el norte y noreste cerca del contacto con la roca encajonante (relaciones axiales de hasta 20:1), preferentemente orientados paralelos a la foliación magmática.

IV.2.3.1.3 Diques

La mayoría de los diques siguen los patrones de fracturamiento del plutón, ocurriendo inclusive perpendicularmente al rumbo de la foliación magmática. Su mayor concentración se presenta en el borde suroeste del plutón.

IV.2.3.1.4 Fracturas y fallas

Después de la foliación, el fracturamiento y fallamiento en el plutón son los elementos estructurales más conspicuos. Cuatro grupos de fracturas han sido definidas: (a) fracturas paralelas a la foliación, (b) fracturas verticales y perpendiculares a la foliación, (c) fracturas regionales sin relación a la foliación magmática y (d) fracturas sin patrón cercano a la foliación magmática ni al rumbo regional (Murray, 1978).

Dos fallas mayores pueden ser reconocidas en fotografías aéreas. Ambas fallas están localizadas en el sureste y desplazan el contacto plutón-roca encajonante (Fig. 18). La falla principal fue nombrada por Murray (1978) como falla El Socorro. Esta es una falla lateral izquierda vertical con rumbo N 15° a 20° W y desplazamiento de ~970 m. La segunda falla se conoce como Willow Creek y es tipo lateral derecha, al parecer, también vertical con rumbo N 40° a 45° y desplazamiento total de ~475 m. (Murray, 1978).

IV.2.3.2 Plutón San Pedro Mártir

IV.2.3.2.1 Foliación

Al igual que en los plutones tonalíticos Potrero y San José; el plutón SPM presenta como rasgo estructural principal a la foliación magmática. Esta foliación ha sido descrita como concéntrica al plutón, paralela y más pronunciada en el borde que en el núcleo (Eastman, 1986; McCormick, 1986).

La deformación extrema en el borde oeste, que desaparece abruptamente hacia el centro del plutón, se manifiesta en aplanamiento y extensión de minerales en la tonalita de hornblenda y biotita proporcionando un aspecto metaigneo a la roca (Fig. 25). El rumbo de la foliación siempre es muy cercano a la orientación del borde del plutón, presentando inclinaciones de 50° en el oeste hasta 90° en el este, siempre hacia el centro del plutón.

IV.2.3.2.2 Enclaves

Los autolitos presentan orientación paralela al rumbo de la foliación magmática. La mayor concentración y aplanamiento ocurren cerca del contacto oeste con la roca encajonante, hasta casi desaparecer en la parte central (Eastman, 1986). Las formas y

tamaños de los autolitos son muy variables y ocurren preferentemente en grupos. Muestran formas desde circulares hasta lineares, estas últimas definen el aplanamiento extremo experimentado en el oeste del plutón. Xenolitos de la roca encajonante ocurren en el borde este del plutón y presentan deformación fuerte y metamorfismo de alto grado.

IV.2.3.2.3 Diques

Al igual que los autolitos, los diques se concentran hacia el borde oeste del plutón y muestran un arreglo preferencial al rumbo de la foliación magmática (Eastman, 1986), aunque también ocurren con rumbos perpendiculares, sugiriendo que ocurrió contracción radial y axial durante el enfriamiento del cuerpo. Es importante hacer notar que los diques sinplutónicos siempre están cortados por diques aplíticos tardíos al igual que en el plutón Potrero.

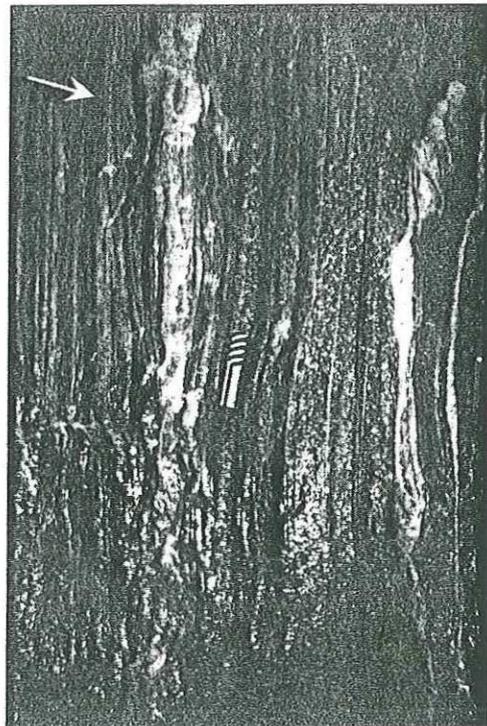


Fig. 25 Tonalita de hornblenda y biotita con alargamiento extremo de minerales en el extremo oeste del plutón SPM.

IV.2.3.2.4 Fracturas y fallas

Dentro del plutón ocurren fracturas paralelas y perpendiculares a la foliación mineral, y hasta quizás fallamiento. Ambos elementos pueden ser reconocidos desde fotografías aéreas (Eastman, 1986). Los rasgos más prominentes son los escarpes formados por fallas normales al este y oeste del plutón. Además, grandes bloques con patrones de drenaje independientes sugieren que las fallas pueden estar jugando un papel muy importante en su control. También existe un grupo de elementos curvilíneos orientados concéntricamente al plutón, que podrían haber sido originados por enfriamiento o hasta por esfuerzos tensionales post-emplazamiento (Eastman, 1986).

IV.2.3.3 Plutón Santa Cruz

Este plutón, al igual que el plutón Encinosa, no presenta foliación ni lineación mineral, así como tampoco enclaves que pudieran en un momento registrar deformación asociada al emplazamiento o a esfuerzos regionales. En el borde norte, diques máficos que cortan la roca encajonante complican las relaciones de contacto, pero sin ocasionar deformación durante su emplazamiento. El fracturamiento observado no es pervasivo como en los plutones tonalíticos ni tampoco presenta un patrón definido. Como uno de los rasgos más importantes, se puede mencionar que algunos bloques de roca encajonante fueron casi incorporados a la masa cristalina en el borde noreste del plutón (área J-11 y K-11).

IV.3 Relaciones de contacto plutón-roca encajonante

Todos los plutones intrusionan en su totalidad rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Alisitos, excepto el plutón SPM que no se conoce en detalle el tipo de roca encajonante. En la pequeña parte de éste plutón incluida dentro del área de estudio, existe una unidad de rocas metaígneas que separan el contacto directo entre la Formación Alisitos y el plutón de SPM. A excepción de una porción más al sur donde se observa el contacto directo entre la tonalita de SPM y tobas líticas de la Formación Alisitos (área M-13).

Los plutones intrusieron rocas pre-deformadas que presentan foliaciones que varían ampliamente en intensidad. A escala de afloramiento, la estratificación puede cambiar de poco deformada a plegada isoclinalmente (área B-6, Fig. 26a), presentando incluso estructuras de boudinage que ocurren posiblemente a escala regional. La estratificación es paralela a S_1 y forma anticlinales y sinclinales isoclinales con inmersión al noroeste, con plano axial buzando al este en el norte del área (área B-6, Fig. 26b). Estas estructuras regionales tienen relaciones concordantes y discordantes con plutones individuales. La desviación de S_2 durante el emplazamiento del plutón Potrero, al noroeste y norte del área, permitió el desarrollo de un tercer clivaje (S_3), totalmente traspuesto a S_2 en el borde del plutón.

Las relaciones de contacto plutón-roca encajonante son determinantes en la inferencia de mecanismos de ascenso y de emplazamiento de magmas que, inclusive pueden variar en un mismo plutón tanto lateral, vertical y temporalmente durante su emplazamiento y explicar más detalladamente la historia evolutiva del emplazamiento y comportamiento mecánico de la roca encajonante (Buddington, 1959; Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Vernon, 1995).

IV.3.1 Plutón Encinosa

Es el único plutón de los cinco en discusión en el que las relaciones de contacto plutón-roca encajonante son constantes. La forma alargada del plutón con eje mayor NW-SE, sugiere que este cuerpo podría ser el más concordante con la roca encajonante. Sin embargo, observaciones de campo indican todo lo contrario, ya que este plutón corta abruptamente la inclinación de la foliación de la roca encajonante así como a estructuras plegadas (área G a K-7, 8).

Un pliegue sinclinal limita casi todo el contacto del plutón en la parte suroeste. Este pliegue pasa de ser abierto con plano axial vertical en el noroeste a apretado y recumbente hacia el oeste en el sur. Pequeñas intrusiones cuarzo-dioríticas se separan del cuerpo principal del plutón Encinosa. Estas intrusiones menores se localizan al suroeste del plutón

Encinosa (área J,K-4 a 6). Su emplazamiento ocurre a través de diques y comúnmente, estos presentan contactos abruptos y dicordantes.

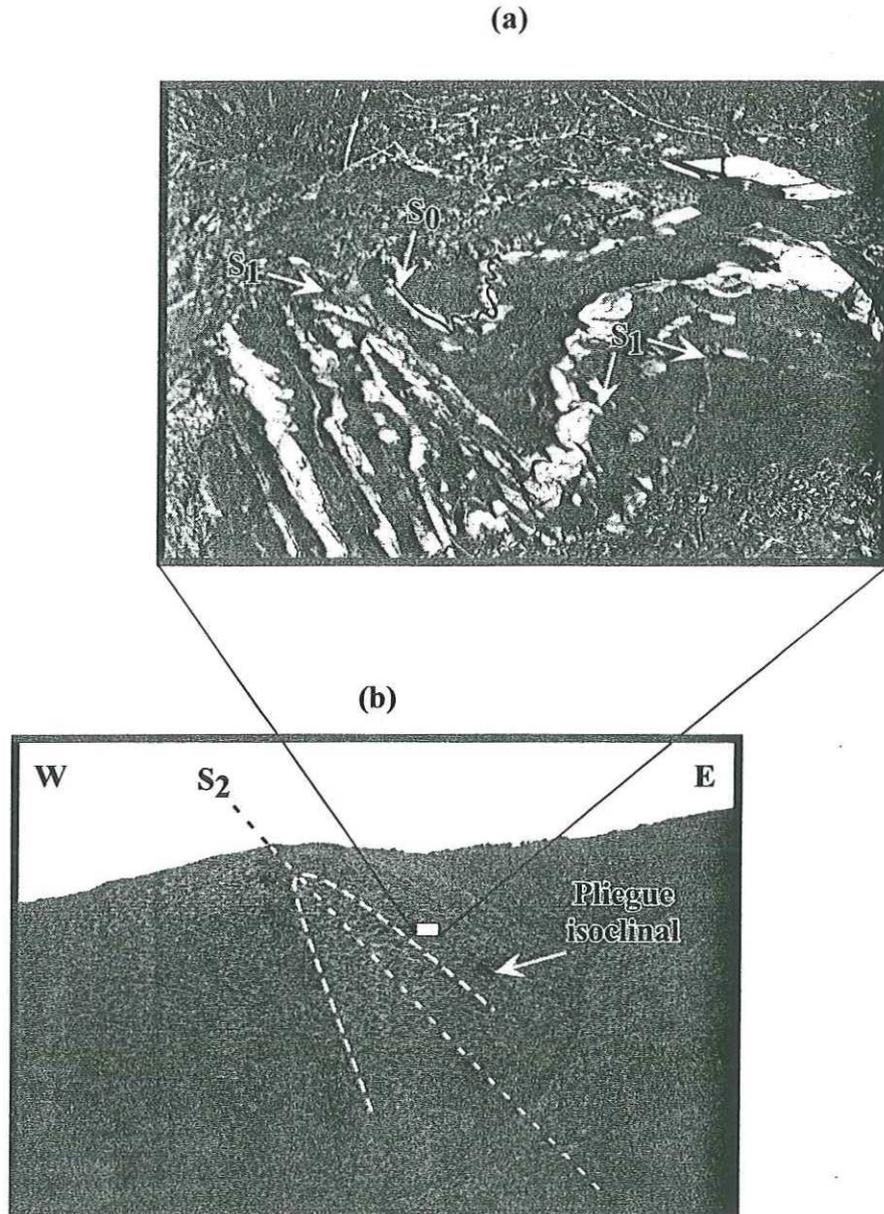


Fig. 26 (a) Pliegue menor desarrollado en una toba lítica presentando $S_0=S_1$. (b) Anticlinal con inmersión al noroeste y plano axial buzante al este, norte del área de estudio.

En el contacto sur del plutón, los pliegues locales son cortados abruptamente por el plutón y son comunes las intrusiones a través de fracturas (diques) y el hundimiento de bloques de dimensiones fuertemente variables (área J-7). Un pliegue anticlinal separa al plutón Encinosa del plutón Potrero (ANEXO A). El anticlinal es abierto en el arroyo Potrero y apretado con plano axial buzando hacia el este en la parte sur. Nuevamente, el magma intrusionó a través de diques que cortan la foliación de la roca encajonante ocasionando contactos irregulares (área H-7; Fig. 19a). Las evidencias de fusión parcial y hundimiento de bloques (stoping) producto del rebaje magmático sobre el techo de la cámara magmática del plutón Encinosa, afloran sobre el cause del arroyo Potrero (área G-7, Fig. 19b):

En el borde noreste del plutón es posible ver un cambio gradual en el rumbo de la foliación. La foliación está claramente desviada de un rumbo NW-SE paralelo al borde del plutón y al rumbo regional, a NE-SW perpendicular y paralela al contacto del plutón San José en su parte sureste (área C y D-4,5). Al noroeste se encuentra la zona más deformada y se localiza exactamente entre el plutón San José y Encinosa. La foliación es totalmente traspuesta a un rumbo NE-SW perpendicular al regional sin presentar evidencias de cambios graduales. Ambos cambios de gradual a traspuestos en el noreste y noroeste, parecen estar controlados por el emplazamiento del plutón San José al noroeste del área (Anexo-1). Sobre todo por las unidades THbs y THbp que fueron las que ejercieron la mayor expansión de la cámara magmática y deformación de las rocas encajonantes durante el emplazamiento del plutón San José (Scott Johnson, com. pers., 1998).

IV.3.2 Plutón Potrero

Se observaron variaciones de oeste a este en la geometría del contacto, patron e intensidad de las estructuras de flujo en el borde del plutón y la deformación en la roca encajonante producto del emplazamiento del plutón Potrero. Así mismo las relaciones de contacto plutón-roca encajonante son discordantes en el oeste y cambian a concordantes en el este. En el contacto sur y suroeste las relaciones son fuertemente discordantes, ya que varias estructuras plegadas están cortadas abruptamente por el plutón (área I-8 y J-9). Las

evidencias de rebaje magmático son contundentes ya que bloques de roca encajonante que aún preservan estratificación están dentro de la tonalita Potrero (área J-9, 10; Fig. 27).

En el borde noroeste y sureste el ángulo entre la foliación de la roca encajonante y el borde del plutón se reducen. Se encuentran zonas de triple foliación (ZTF) en los extremos del plutón (áreas I-11, 12 y C-5, 6) formando parte importante de los rasgos estructurales a su alrededor. Además, pliegues isoclinales en la roca encajonante son desviados del rumbo regional NW-SE en la parte norte hacia una orientación paralela al contacto (área B-6). Tanto las ZTF como los pliegues desviados, forman parte o definen la zona de transición concordante-discordante en el contacto plutón-roca encajonante (áreas I-10, 11 y C-7, 8, 9). Fueron definidas como zonas de relación concordante las zonas en las que el rumbo e inclinación de la foliación metamórfica en la roca encajonante era similar al rumbo del borde del plutón, inclinación del contacto y de las foliaciones magmáticas y/o en estado sólido (área E a G-11 y anexo 2).



Fig. 27 Contacto local entre bloques de roca encajonante hundidos dentro del cuerpo de magma del plutón Potrero (área J-9, 10).

Las áreas de relación concordante corresponden a las zonas donde la intensidad de la deformación es mayor. Por ejemplo en la Figura 28a pueden verse tobas líticas cerca del contacto que están fuertemente aplanadas (Fig. 28a) e incluso se observaron inyecciones iniciales de magma a través de fracturas y que fueron altamente deformadas, probablemente al final del emplazamiento (Fig. 28b), además de estructuras de boudinage en cuerpos ígneos menores y en estratos de la roca encajonante.

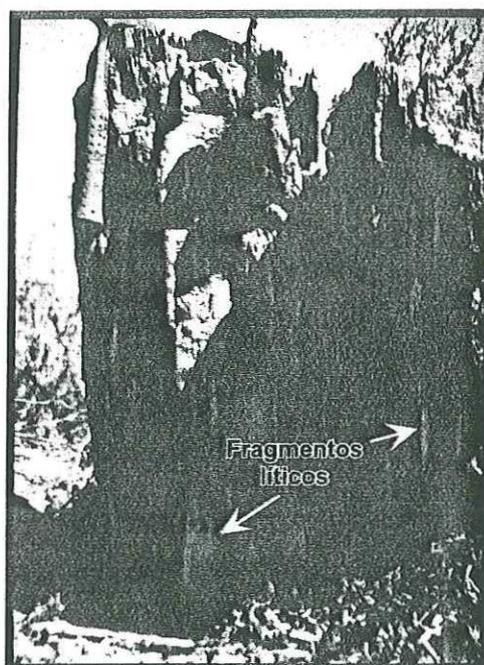


Fig. 28 (a) Fragmentos líticos fuertemente aplanados durante la creación de espacio para el emplazamiento del plutón Potrero (área E-11). (b) Veta menor de magma acortada durante la expansión de la cámara magmática del plutón Potrero (área G-11).

IV.3.3 Otros Plutones

IV.3.3.1 Margen sureste del plutón San José

Murray (1978) describió ampliamente las relaciones de contacto alrededor del plutón San José y encontró variaciones sistemáticas de norte a sur. La geometría del contacto cambia de ser suave y concordante en las dos terceras partes al norte del plutón a irregular y discordante al sur. La intensidad tanto de la deformación penetrativa en las rocas encajonantes como de las estructuras de flujo dentro del plutón, también decrecen progresivamente en la misma dirección. Al norte, las foliaciones presentan inclinaciones paralelas a las de la roca encajonante de 65° a 90° mientras que en el sur y suroeste, al parecer el fracturamiento ocurrido pre o sin-emplazamiento facilitó la intrusión de diques y el avance del rebaje magmático (stopping), ya que grandes bloques de la roca encajonante fueron casi desprendidos ocasionando contactos irregulares.

Durante el desarrollo del trabajo de campo de esta tesis, se comprobaron las abruptas relaciones de contacto definidas por Murray (1978) para la parte sureste del plutón San José, que corresponden a la zona de contacto de la unidad de tonalita porfídicas con la roca encajonante. Entre el plutón menor llamado Willow Creek (Murray, 1978) y el plutón San José, son comunes las relaciones de contacto altamente discordantes.

La irregularidad del contacto plutón-roca encajonante en la parte suroeste del plutón San José, no es equiparable a la presente en la parte sureste, además de que difiere extremadamente de los contactos observados en el norte del plutón. El plutón tonalítico Willow Creek (área B-4) presenta composición y relaciones de contacto con la roca encajonante (Murray, 1978) muy similares a la unidad de tonalita porfídica del plutón San José. Lo anterior, además de su cercanía, permite sugerir que ambos cuerpos podrían haber sido emplazado contemporáneamente.

IV.3.3.2 Plutón San Pedro Mártir

En este trabajo solamente fué cartografiado parte del contacto oeste del plutón SPM con la roca encajonante. La relación plutón roca encajonante a nivel local siempre fue

concordante. Sin embargo, a escala mapa, se observa que la unidad de esquistos grises está progresivamente cortada por el plutón SPM del noreste al sureste del área, hasta alcanzar a estar en contacto directo con tobas líticas de la Formación Alisitos en el sur (área M-13). Se determinó que la evolución de la deformación de las tobas líticas de la Formación Alisitos, evoluciona de aplanada en el contacto con el plutón Potrero hasta cilíndrica en el contacto con SPM (Fig. 29). Se observó una fuerte lineación mineral en las tobas líticas y en los esquistos sobre toda la margen del plutón SPM, presentando fuerte inclinación hacia el noreste.

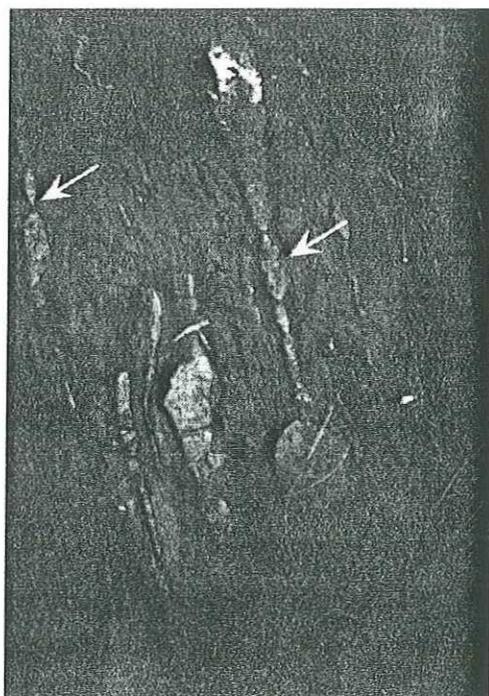


Fig. 29 Deformación extrema en rocas encajonantes próximas al contacto con el plutón San Pedro Mártir (área G-12).

IV.3.3.3 Plutón Santa Cruz

Este plutón se encuentra en la parte meridional del área de estudio. En el norte del plutón las relaciones de contacto son complejas debido a la presencia de diques que intrusionan irregularmente a la roca encajonante se observan bloques casi incorporados dentro de la masa cristalina (área K-11, 12). El rumbo de la foliación está cortada abruptamente en el contacto norte mientras que en el sur y sureste son burdamente concordantes (área L, M-11). Localmente, sobre el contacto no se aprecia deformación asociada al emplazamiento del plutón. La foliación que rodea burdamente al plutón, parece no haber sido formada por efectos locales de emplazamiento sino, que pudo haber sido desviada desde un rumbo regional NW-SE a la posición que envuelve al plutón debido al efecto del emplazamiento de los plutones cercanos Potrero y SPM.

En la parte noreste del plutón existe una zona de triple foliación (ZTF) que alberga un anticlinal apretado, buzante al norte, la deformación observada en esta zona (área I-11, 12) parece haber sido formada por la interacción de diferentes emplazamientos ya que la ZTF está localizada muy cerca a un punto equidistante de los plutones Potrero, Santa Cruz y San Pedro Mártir al este.

IV.4 Análisis de deformación finita

La variación en la geometría del contacto así como la intensidad de la deformación en los bordes interno y externo del contacto plutón-roca encajonante, son parte crucial en la interpretación de los mecanismos de emplazamiento (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993). Para cumplir este objetivo, se realizaron análisis de deformación finita que a continuación se presentan.

El análisis de deformación finita permite realizar determinaciones cuantitativas de las magnitudes relativa de deformación a lo largo de los tres ejes principales de esfuerzo. La forma del elipsoide de deformación finita puede variar de cilíndrica a aplanada y reflejar la medición directa de la naturaleza del flujo dúctil de la roca encajonante durante el emplazamiento del plutón (Davis y Reynolds, 1996).

Los arcos magmáticos son uno de los ambientes naturales más complejos para medir la deformación finita, ya que la abundancia de magma dentro de la corteza produce heterogeneidades mecánicas que varían radicalmente (Paterson *et al.*, 1991). Los magmas en estado fundido no pueden soportar esfuerzos diferenciales y por lo tanto el esfuerzo principal cambia de orientación y multiplica su magnitud a lo largo de la frontera sólido-líquido en los márgenes del plutón. Después de la cristalización, los plutones feldespáticos forman anisotropías rígidas que son más competentes que la reología de rocas encajonantes metasedimentarias compuestas por mica y cuarzo. De esta manera, la determinación cuantitativa de la deformación finita permite separar los diferentes componentes de la deformación total, separando los efectos relacionados a la deformación regional y la asociada a emplazamiento (Paterson *et al.*, 1991; Davis y Reynolds, 1996).

Con el objetivo de separar los efectos de la deformación regional y la asociada al emplazamiento de los plutones Encinosa, Potrero y SPM dentro del área de estudio, se seleccionaron cuatro muestras de roca encajonante, en este caso de tobas líticas de la Formación Alisitos (Fig. 5).

IV.4.1 Estrategia de muestreo

Para cumplir el objetivo de separar la deformación asociada al emplazamiento plutónico y la correspondiente a la deformación regional, se consideraron los siguientes aspectos: (a) Se colectaron muestras deformadas (PP-3 y SPM-1) y no deformadas (PP-1 y PP-2) por los emplazamientos, b) se aseguró que las muestras fueran representativas de la deformación presente en el área de muestreo y c) se consideraron los rumbos de foliación e inclinación de la lineación de partículas fueron consideradas tanto para la orientación de la muestra como para efectuar los cortes en donde se estimó la geometría de las partículas.

IV.4.2 Localización de las muestras

La muestra PP-1 está localizada en el centro de la ZTF al noroeste del plutón Potrero y se caracteriza por presentar baja deformación (Fig. 5). Mientras que la muestra PP-2 se localiza entre los plutones Encinosa y Potrero, y aún así, ésta muestra no está afectada por deformación asociada al emplazamiento de los plutones, ya que en ambos casos el

contacto plutón-roca encajonante es abrupto y discordante. La muestra PP-3 se encuentra dentro de la aureola de deformación del plutón Potrero, y SPM-1 en la aureola de deformación del plutón SPM (Fig. 5).

IV.4.3 Marcadores de deformación

Las muestras utilizadas para este análisis fueron tobas líticas de la Formación Alisitos. Se reconocieron diferentes marcadores como: fragmentos líticos, cuarzo, feldespatos y mica (biotita). Sin embargo, para evaluar la deformación solamente fueron considerados los fragmentos líticos, ya que éstos son los más abundantes y menos susceptibles a recristalizaciones o alteraciones secundarias durante metamorfismo regional o de emplazamiento. De esta forma se evitó también la mezcla de partículas con diferente composición que no eran comunes en todas las muestras ya que podrían sobrestimar o subestimar la deformación en la roca (Johnson *et al.*, en prensa).

IV.4.4 Análisis de laboratorio

Para realizar el análisis el procedimiento de laboratorio consistió en los siguientes pasos: (a) el corte inicial sobre la muestra se realizó paralelo al eje de mayor alargamiento de las partículas y dos cortes más perpendiculares que corresponden a los ejes intermedio y menor (Fig. 30), (b) la identificación de partículas fue a simple vista, (c) el conteo, orientación y medición de ejes mayores (x), intermedios (y) y menores (z) en las partículas para cada cara (xy , yz y xz ; Fig. 30) se realizó con el apoyo del programa NH Image (Kanagawa, 1993). Los datos generados son exportados al programa MacStrain (Kanagawa, 1992) para agilizar el análisis en diagramas R_f/ϕ (Figs. 31, 32, 33 y 34).

IV.4.5 Resultados

Las Figs. 31, 32, 33 y 34 corresponden a los diagramas R_f/ϕ para las muestras PP-1, PP-2, PP-3 y SPM-1; los incisos a, b y c en cada una de estas figuras indican el diagrama R_f/ϕ para las caras xy , yz y xz , respectivamente. El incremento en R_f es directamente proporcional a la deformación de las partículas. En este caso, los diagramas R_f/ϕ para las caras xy correspondieron a los de más baja deformación, yz para los de valor intermedio y finalmente xz para el de mayor deformación. Se ordenaron las figuras conforme al

incremento en el grado de deformación, las Figs. 31 y 32 corresponden a las muestras afectadas por deformación regional únicamente y las Figs. 33 y 34 corresponden a muestras afectadas por deformación regional y por deformación asociada al emplazamiento de los plutones cercanos. Los valores estimados de elipticidad para cada muestra (R_s , Tabla I), se graficaron en un diagrama de Flinn con el objetivo de determinar el tipo de deformación (Fig. 35).

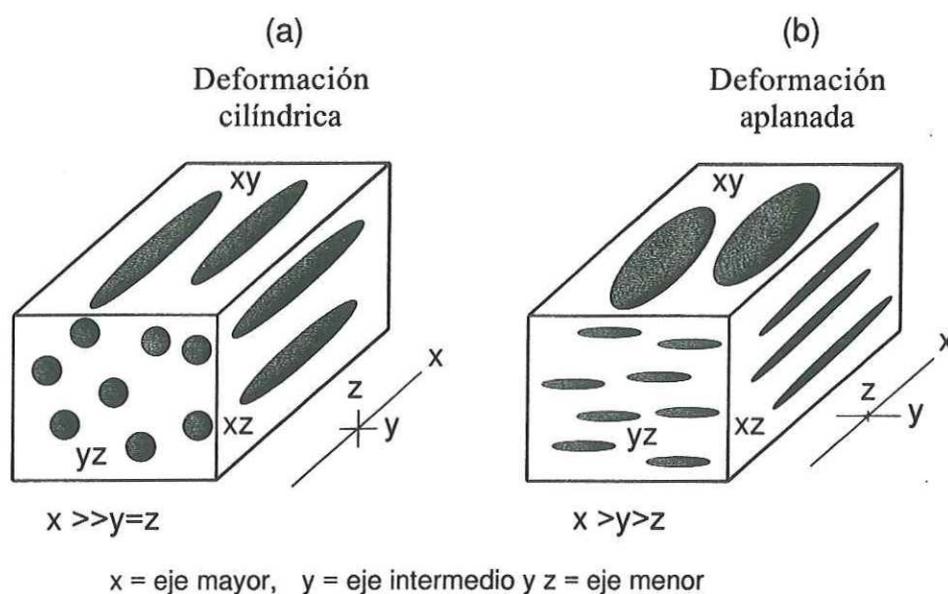


Fig. 30 Marcadores de deformación hipotéticos que muestran la convención de ejes (x, y y z) utilizados durante el análisis de deformación finita. (a) partículas con deformación cilíndrica y (b) partículas con deformación aplanada.

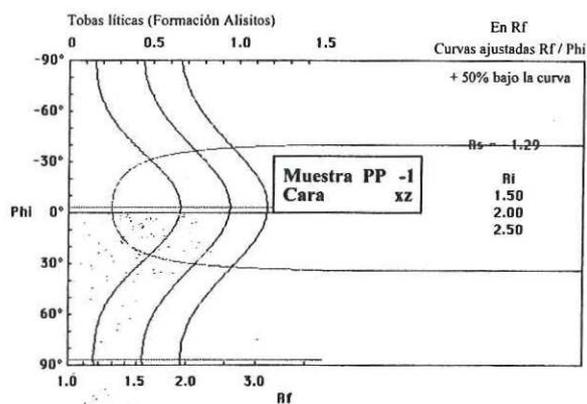
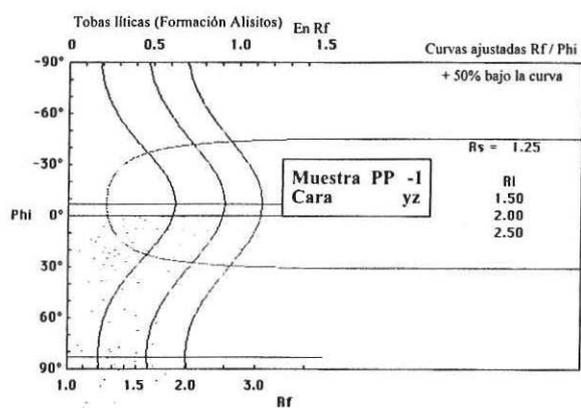
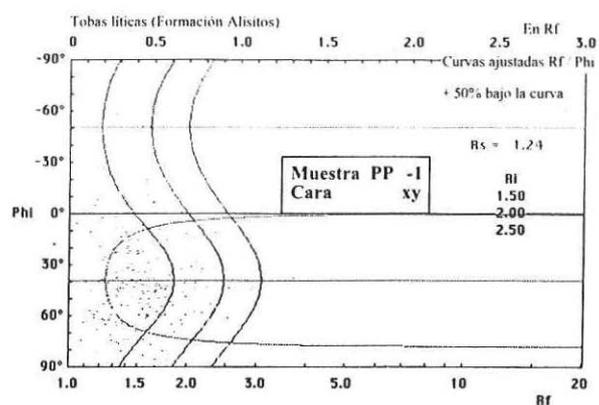


Fig. 31 Diagrama R_f/ϕ para la muestra PP-1. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.

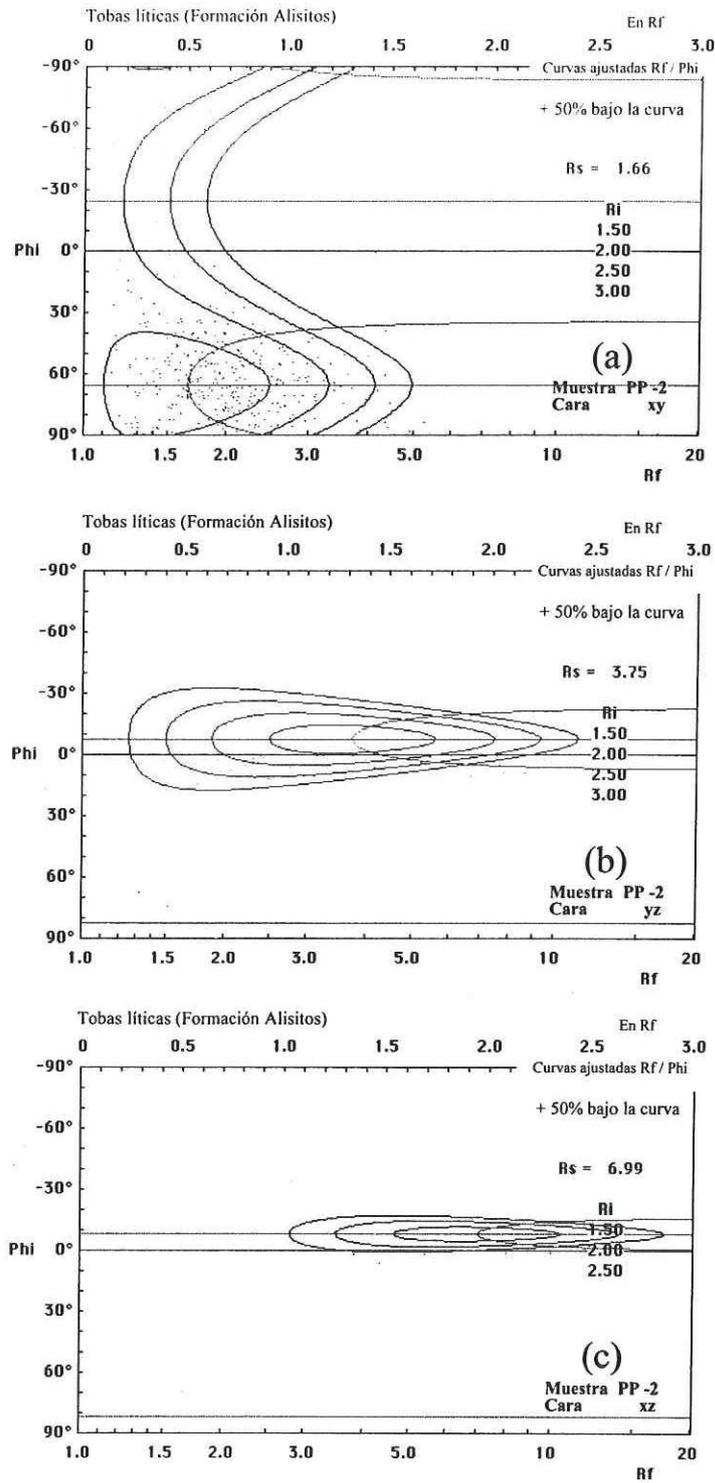


Fig. 32 Diagrama R_f/ϕ para la muestra PP-2. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.

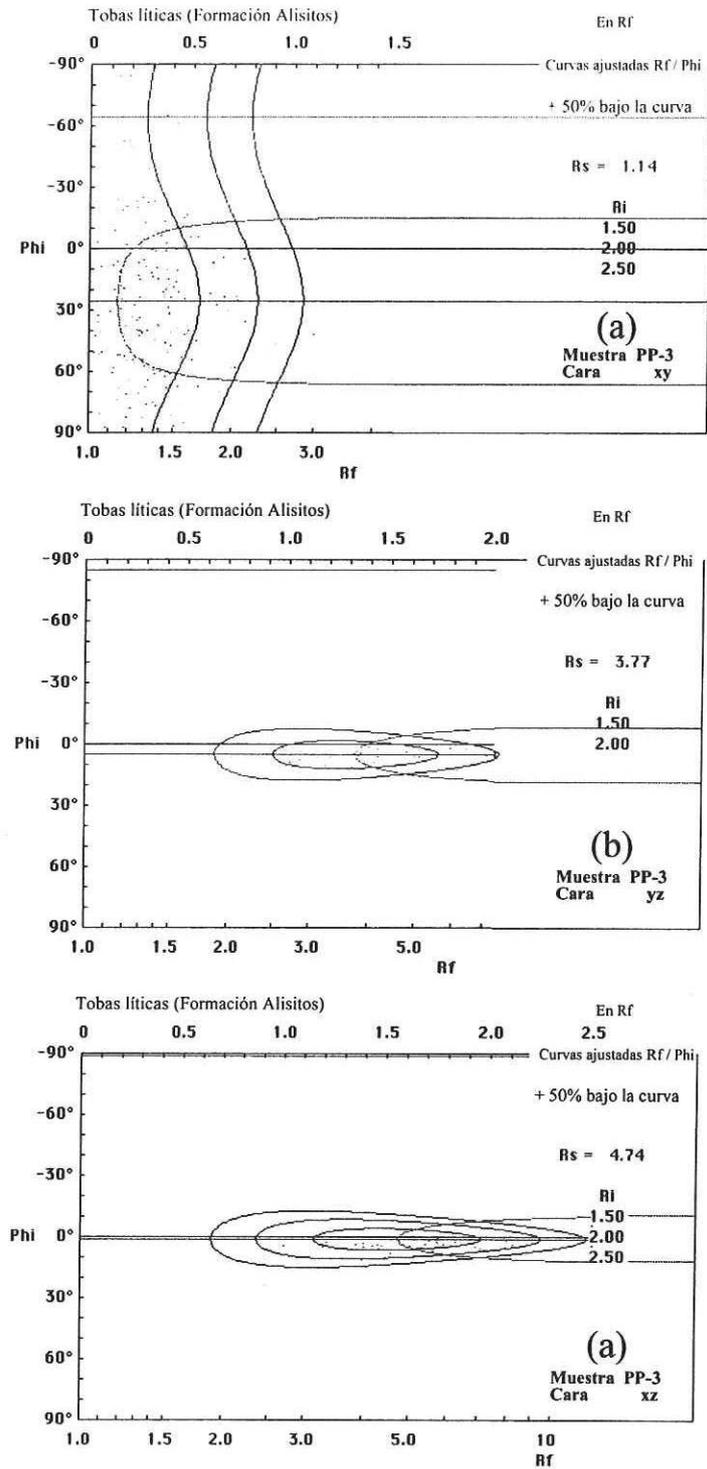


Fig. 33 Diagrama R_f/ϕ para la muestra PP-3. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.

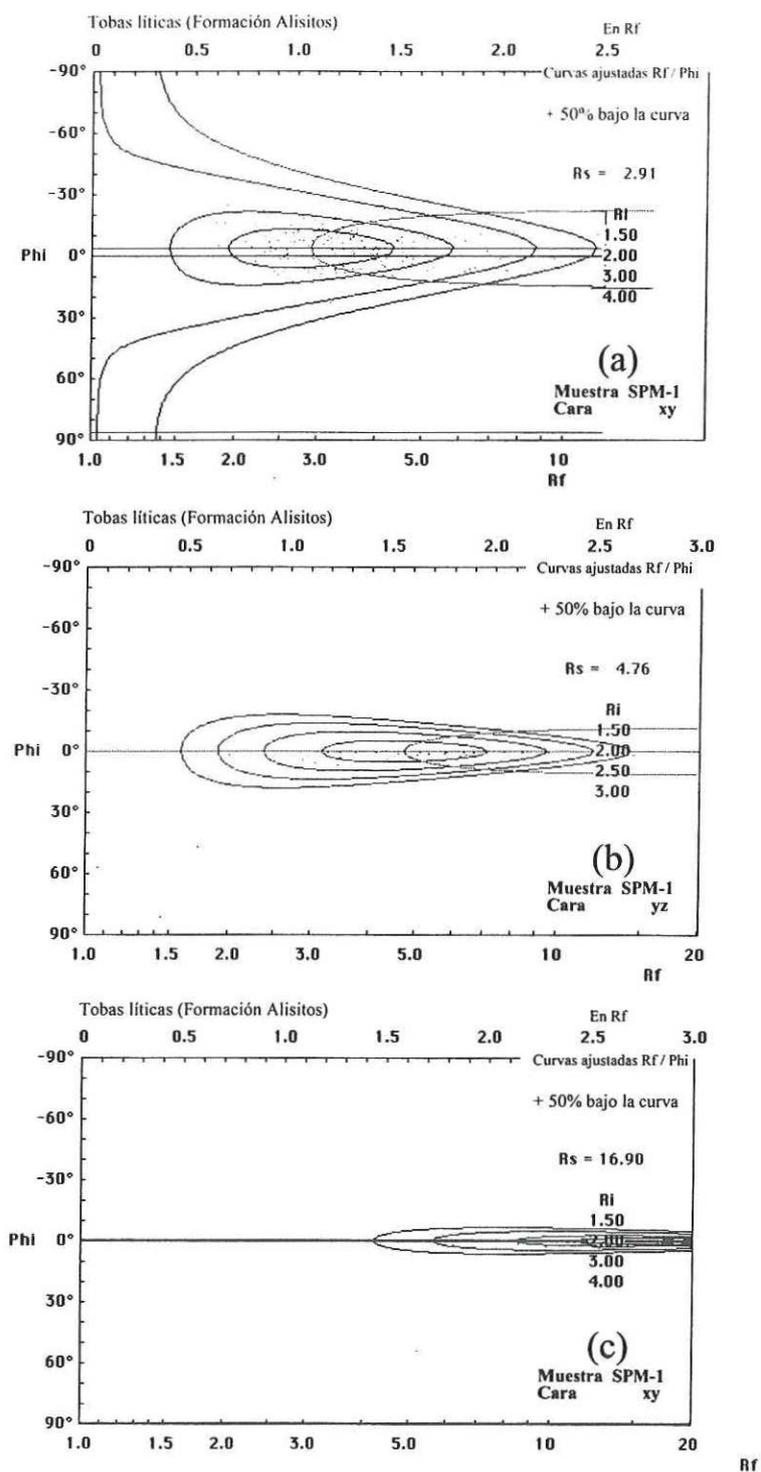


Fig. 34 Diagrama R_f/ϕ para la muestra SPM-1. (a) cara xy, (b) cara yz y (c) cara xz.

Tabla I Valores de Rs, K y S para cada una de las muestras analizadas.

	PP-1	PP-2	PP-3	SPM-1
R _{sxy}	1.23	1.64	1.17	3.05
R _{syz}	1.25	3.73	3.79	4.54
R _{szx}	1.27	6.68	4.83	16.81
K	0.92	0.23	0.06	0.57
S _x	1.08	2.41	2.71	5.77
S _y	0.86	0.64	2.31	1.89
S _z	1.15	1.55	0.61	0.41

$K = (R_{sxy}-1)/(R_{syz}-1)$

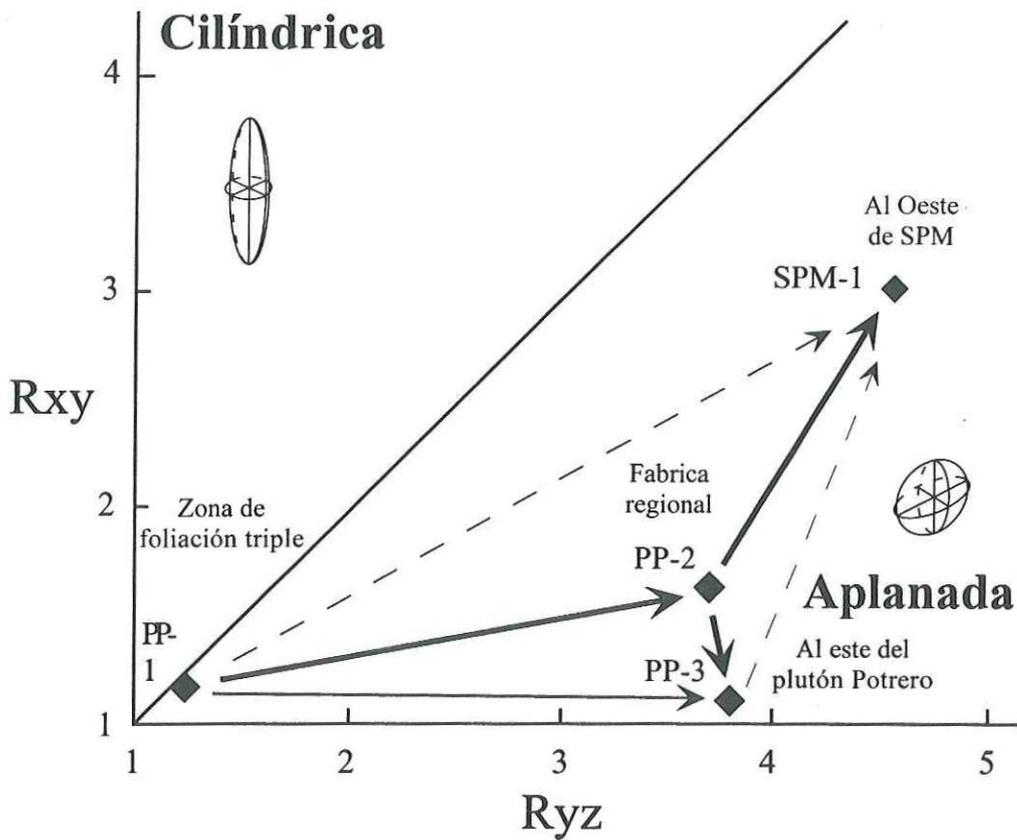


Fig. 35 Diagrama de Flinn que separa los campos de deformación cilíndrica y planar para las muestras del área de estudio.

Muestras cercanas al origen de la Fig. 35 presentan la más baja deformación. Valores altos en el eje de las ordenadas corresponden a muestras que presentan partículas con alargamiento en un solo eje y acortamiento en los otros dos (deformación cilíndrica "cigarro"; Fig. 30a), mientras que muestras con valores altos en el eje de las abscisas, representan a partículas que experimentaron acortamiento en un solo eje y extensión en los otros dos (deformación planar "tortilla"; Fig. 30b).

La amplia diferencia de los valores de PP-1 y PP-2, son el reflejo de la heterogeneidad de la deformación regional. La deformación puede ser heterogénea no solo por cambios composicionales sino también por la cercanía de las muestras a zonas de cizalla o hasta por encontrarse en áreas de mayor acortamiento local en pliegues menores o en pliegues de dimensiones regionales.

IV.4.6 Interpretación

La distribución de los elipsoides de deformación finita permiten separar componentes de deformación y definir trayectorias más probables para la evolución de la deformación (Fig. 35). Las muestras PP-1 y PP-2, no afectadas por los emplazamientos, pueden ser consideradas como imágenes antiguas de las muestras afectadas por el emplazamiento de los plutones, y aún más, PP-1 representa la forma más primitiva de las partículas y el punto de partida para definir la trayectoria de la evolución de la deformación.

Utilizando este criterio, en la Tabla II se presentan las trayectorias de deformación más probables para las muestras analizadas, considerando además las diferencias de edad relativa y absoluta entre los plutones Encinosa, Potrero (102 Ma) y San Pedro Mártir (97 Ma; Ortega-Rivera *et al.*, 1997).

Tabla II Trayectorias posibles de deformación seguidas por las muestras analizadas

Trayectoria	Muestras	Probabilidad	Interpretación
1	PP-1 \Rightarrow PP-2	Alta	Intervalo de DR
2	PP-1 \Rightarrow PP-2 \Rightarrow PP-3	Alta	DR + EPP
3	PP-1 \Rightarrow PP-3	Alta	EPP
4	PP-1 \Rightarrow PP-2 \Rightarrow SPM-1	Alta	DR + EPSPM
5	PP-1 \Rightarrow PP-3 \Rightarrow SPM-1	Baja	EPP + EPSPM
6	PP-1 \Rightarrow PP-2 \Rightarrow PP-3 \Rightarrow SPM-1	Baja	DR + EPP + EPSPM
7	PP-1 \Rightarrow SPM-1	Muy baja	EPSPM

DR = Deformación Regional

EPP = Emplazamiento del Plutón Potrero

EPSPM = Emplazamiento del Plutón San Pedro Mártir

La trayectoria 1 representa la variación de la deformación en la roca encajonante no afectada por el emplazamiento plutónico. La número 2 es una de las dos posibles trayectorias de las partículas en el borde este del plutón Potrero, que también pudieron haber seguido la trayectoria 3. Para la muestra SPM-1, la trayectoria más probable es la número 4 y las de probabilidad baja son las trayectorias 5 y 6, ya que la muestra SPM-1 no puede evolucionar desde PP-3 ya que el emplazamiento del plutón SPM no afectó la aureola de deformación del plutón Potrero. La trayectoria 7, definida con posibilidad muy baja para alcanzar la deformación de SPM-1, puede ser explicada con base en que una partícula cercanamente esférica (PP-1) evolucionaría a una forma tipo cilíndrica si es afectada por el tipo de deformación que generó el emplazamiento del plutón SPM, lo cual no se presentó en el área de estudio.

La deformación tipo tortilla que presenta la muestra PP-3 refleja, además de deformación regional, deformación por el emplazamiento (expansión de cámara magmática) que operó durante la creación de espacio para el magma del plutón Potrero. SPM-1 también representa el producto final de dos deformaciones, la regional y la generada durante el emplazamiento del plutón SPM. En ambos casos la trayectoria cambió abruptamente de dirección, SPM-1 hacia mayor alargamiento de x y PP-3 hacia mayor

acortamiento de z . Las posibilidades de la ocurrencia de las diferentes trayectorias, esta fuertemente constreñida por la secuencia de emplazamiento y podemos concluir que las trayectorias 1, 2 y 4, son las trayectorias más probables de la deformación de la roca encajonante, fundamentado también por el área de acción de la deformación producida por cada uno de los emplazamientos (aureolas de deformación pequeñas, <1 km).

Con el uso de los diagramas R_f/ϕ , los valores de R_s y con el aislamiento o separación de las muestras afectadas por deformación producto de emplazamiento de los plutones fue posible alcanzar conclusiones importantes sobre los mecanismos de ascenso y emplazamiento de los magmas, además de complementar la hipótesis respecto a que el emplazamiento mayor pudo haber ocurrido al final del desarrollo de S_2 o post- S_2 .

IV.5 Relaciones de tiempo-espacio entre emplazamiento y deformación regional.

IV.5.1 Introducción

El análisis de los patrones estructurales dentro y alrededor de los plutones refleja la interacción de la deformación regional y la deformación asociada al emplazamiento, y es determinante en la interpretación de los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas y en la definición del tiempo relativo entre emplazamiento, metamorfismo y deformación regional (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993; Paterson y Vernon, 1995); sin embargo, cuando la separación de los eventos no es clara, los fechamientos isotópicos llegan a ser determinantes.

Paterson *et al.* (1991), aunque no pueden garantizar la resolución del problema del tiempo relativo de emplazamiento de plutones, definieron los pasos más adecuados a seguir: (1) determinar la naturaleza de las estructuras dentro de los plutones, (2) relacionar el patrón y cinemática de las estructuras dentro del plutón con las de la roca encajonante, (3) determinar como la mecánica del emplazamiento afectó las estructuras pre-emplazamiento, (4) examinar las relaciones entre las estructuras de la roca encajonante y los porfiroblastos, y (5) realizar fechamiento isotópico en minerales metamórficos e ígneos. Cumpliendo el

procedimiento anterior ayudará a definir si el plutón en estudio es pre-tectónico, sin-tectónico o post-tectónico.

Cada tipo de emplazamiento puede tener características particulares, sin embargo existen rasgos que pueden ser comunes. Las características frecuentemente encontradas en estos plutones se mencionan a continuación.

IV.5.2 Plutones Pre-tectónicos

El plutón pre-tectónico idealizado y sus rocas encajonantes debe presentar: (1) foliación en estado sólido formada bajo condiciones de metamorfismo regional que, (a) pase a través del contacto plutón-roca encajonante sin deflecciones (Fig. 36 b), ó (b) que la foliación envuelva al plutón, pero que sea más joven que todas las estructuras relacionadas al emplazamiento (Fig. 36 a); (2) presencia de porfiroblastos dentro de la aureola que sean más antiguos que la foliación; y (3) la existencia de minerales metamórficos significativamente más jóvenes que el plutón (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993).

IV.5.3 Plutones Sin-tectónicos

Corresponden a los plutones que son emplazados dentro del espacio y durante la ocurrencia de un evento de deformación regional. Los rasgos más importantes que soportan que esto sucedió son: (1) foliaciones magmáticas y de estado sólido formadas a alta temperatura orientadas paralelas o subparalelas dentro del plutón (Fig. 36c); (2) foliaciones en estado sólido que son continuas a foliaciones regionales en la roca encajonante (Fig. 36c); (3) porfiroblastos de la roca encajonante que son sin-cinemáticos con respecto a la foliación regional; y (4) similitud en la edad de minerales ígneos del plutón y metamórficos en la roca encajonante (Paterson *et al.*, 1991). Además, si el plutón fué efectivamente deformado en estado magmático, es posible determinar relaciones geométricas entre variaciones composicionales dentro del plutón (zonación química, co-intrusión de magmas, diques, etc.) y estructuras desarrolladas regionalmente, (Hutton, 1982; Vernon, *et al.*, 1989).

IV.5.4 Plutones Post-tectónicos

Los plutones emplazados después del desarrollo de un clivaje regional producto de deformación, son nombrados post-tectónicos y se caracterizan por presentar: (1) foliaciones débiles o no visibles producto de emplazamiento en el plutón y en la roca encajonante (Fig. 36e y f); (2) microestructuras ígneas bien preservadas; (3) deformación en estado sólido débil; (3) porfiroblastos con relaciones post-cinemáticas respecto a estructuras antiguas y sin-cinemáticas respecto a estructuras desarrolladas por deformación y metamorfismo relacionados al emplazamiento (Paterson *et al.*, 1991). Si existen problemas de espacio durante el emplazamiento del plutón, se desarrollarán foliaciones de flujo magmático y submagmático dentro del plutón y foliaciones en la roca encajonante adyacente; cualquier deformación existente ocurrirá en condiciones de alta temperatura. Las foliaciones desarrolladas incrementaran su intensidad hacia los márgenes (Vernon, 1988a). Edades de emplazamiento (U/Pb en circones) serán ligeramente más antiguas que el metamorfismo ocurrido (enfriamiento del cuerpo, ^{40}Ar - ^{39}Ar) producto del emplazamiento y ambos deberán ser más jóvenes que las edades del metamorfismo regional de rocas alejadas del plutón.

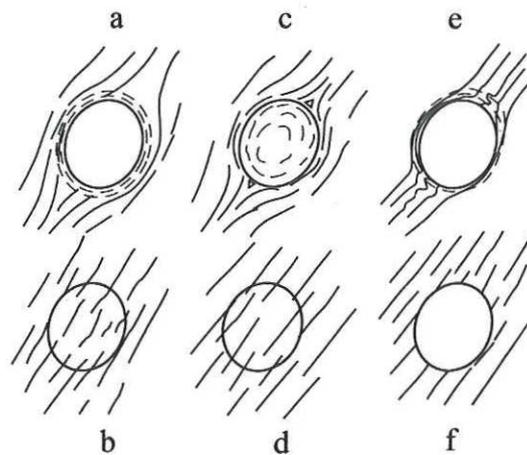


Fig. 36 Patrones de foliación hipotéticos esperados alrededor de plutones pre-tectónicos (a y b), sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (e y f) emplazados bajo condiciones forzadas (a, c y e) y pasivas (b, d y f). Las líneas discontinuas muestran foliaciones formadas durante emplazamiento y las continuas son formadas durante deformación regional. Nótese que los patrones de foliaciones pueden ser esencialmente idénticos a lo largo de los lados del plutón, pero difieren cerca de sus puntas (Paterson *et al.*, 1991).

IV.5.5 Clivajes regionales y emplazamientos

Todos los plutones dentro del área de estudio intrusieron rocas pre-deformadas de la Formación Alisitos. La intensa deformación pre-emplazamiento provocó la generación de dos clivajes regionales: S_1 , S_2 , y un tercero (S_3) controlado por el emplazamiento plutónico completamente traspuesto a S_2 cerca del contacto plutón-roca encajonante.

Las evidencias más espectaculares del desarrollo de los clivajes se presenta al noroeste del plutón Potrero. La estratificación en todos los casos es paralela al clivaje regional S_1 ($S_0 = S_1$), presentando típicamente microplegues a escala de centímetros (<10cm). El microplegamiento sobre S_0 define el desarrollo de S_1 dentro de estratos de tobas líticas (Fig. 26a), que a su vez son plegadas para formar estructuras anticlinales y sinclinales a escala de cientos de metros o hasta kilómetros (Fig. 26b) definiendo S_2 . La foliación regional S_2 fué finalmente plegada por efectos de emplazamiento magmático (plutones Potrero y San José) ocasionando su desviación alrededor de plutones y la consecuente generación de S_3 (Fig. 37).

Es posible hacer la separación en tiempo relativo entre los diferentes clivajes e intrusiones, pero se presentan algunas dudas en cuanto a las edades absolutas de emplazamiento para algunos plutones, o dudas en cuanto a tiempo relativo de intrusión entre plutones que no han sido fechados ni tampoco presentan elementos como: relaciones de intrusión, rotación de foliaciones y desarrollo de clivajes asociados a deformación por emplazamiento que permitan su clara separación (Encinosa y Santa Cruz). Johnson (com. pers. 1998) difiere de la interpretación de Murray (1978) respecto a la historia de emplazamiento de las unidades del plutón San José, sugiriendo una disminución en la edad de emplazamiento de norte a sur. Además, con base en las relaciones de contacto entre la foliación regional rotada por expansión de la cámara magmática del plutón San José durante el emplazamiento de las unidades THb-Bi y THp y el plutón Encinosa, infiere que el emplazamiento del plutón Encinosa es posterior al de las unidades del plutón San José. Por lo tanto ubicamos, tentativamente, al plutón San José como el más antiguo dentro del área de estudio.

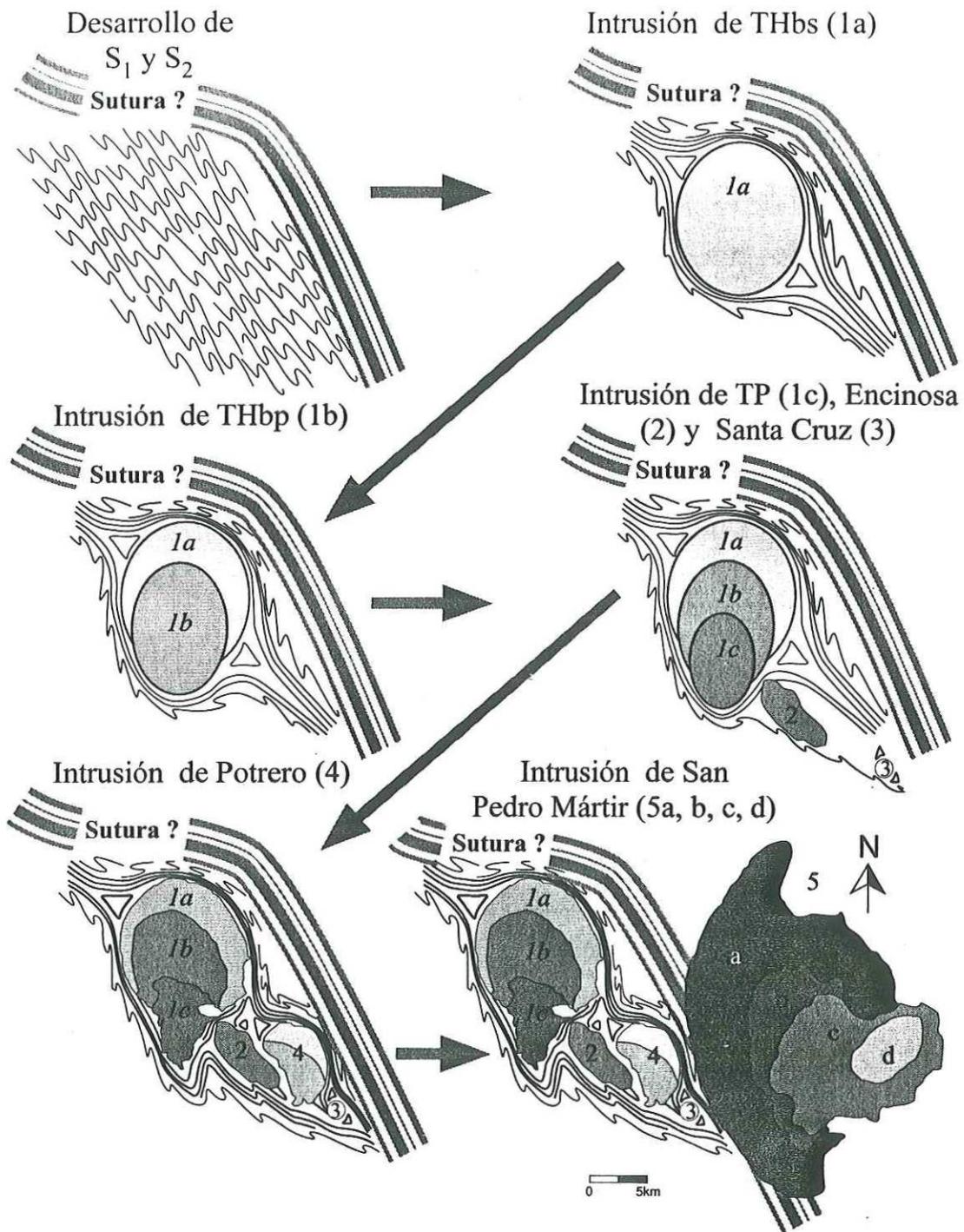


Fig. 37 Diagrama secuencial que describe la historia deformacional y magmática para el área de estudio. Nótese la influencia del emplazamiento del plutón Potrero y San José para la desviación de S_2 y generación de S_3 .

El plutón Encinosa presenta relaciones de contacto abruptas con la roca encajonante e intrusión irregularmente a los clivajes S_1 y S_2 (anexo-1). Su emplazamiento parece no haber afectado o desviado las foliaciones regionales (S_1 y S_2). Este plutón presenta todas las características de plutones post-tectónicos (respecto al clivaje S_2) emplazados de forma pasiva (Hutton, 1988). No presenta aureola tectónica ni estructuras internas (foliaciones, lineaciones, orientación de enclaves, zonación composicional, etc.; Fig. 36f).

La foliación S_3 no se presenta ampliamente desarrollada alrededor del plutón Encinosa, sin embargo la rotación de S_2 en el borde noroeste del plutón, producto del emplazamiento del plutón San José, sugiere que su ocurrencia fue posterior al emplazamiento de, al menos, las unidades THbs-Bi y THbp (Fig. 37). Faltan elementos para separar las edades relativas de emplazamiento entre el plutón Encinosa y Santa Cruz, sin embargo, su relación con respecto al plutón Potrero permite inferir que ambos son más antiguos que Potrero, ya que diques tonalíticos del plutón Potrero intrusionan al plutón Encinosa (área G-7) y foliaciones alrededor del plutón Santa Cruz, fueron rotadas durante la expansión de la cámara magmática de Potrero (área J-10, 11).

Otro rasgo importante que refuerza el argumento del post-emplazamiento del plutón Potrero respecto a los plutones Encinosa y Santa Cruz es la dirección de expansión de su cámara magmática (Fig. 37). La creación de espacio fue más fácil hacia el noreste que hacia el suroeste. Los plutones Encinosa y Santa Cruz debieron ser cuerpos rígidos difícilmente deformables para la creación de espacio para el emplazamiento de magma, obstruyendo así la expansión simétrica de la cámara magmática de Potrero en su parte suroeste. Por lo tanto, los plutones Encinosa y Santa Cruz controlaron la dirección de expansión de la cámara hacia el noreste ocasionando fuerte aplanamiento y desviación de estructuras regionales pre-emplazamiento (Anexo-1) y la generación del clivaje S_3 . En la Tabla III se presenta de manera resumida el tiempo relativo entre el emplazamiento de los plutones y los clivajes regionales desarrollados dentro del área de estudio.

La diferencia absoluta en edad de emplazamiento entre los plutones Potrero y San José es de 6 Ma, ya que Tate *et al.* (1998; en prensa) reportan una edad de 108 Ma (U/Pb) para la unidad THbp. En este trabajo se obtuvo una edad de 102 Ma (U/Pb) para el plutón Potrero. Al parecer, ambos plutones limitarían la edad del plutón Encinosa entre 108 y 102 Ma (Johnson, com. pers.; 1998). Aunque Woodford y Harris (1938) mencionan que existe metamorfismo de bajo grado en el borde NW del plutón, esto no descartaría la hipótesis de Johnson (com. pers., 1998) y podría ser que la unidad TP fuera más joven que el plutón Encinosa, pero no todas las unidades del plutón San José, sobre todo por la fuerte rotación observada en la foliación regional que no puede ser interpretada como producto del emplazamiento de la unidad TP de San José, ya que presenta relaciones de contacto discordantes que se contraponen a la expansión de la cámara magmática producida durante el emplazamiento de las unidades THbs y THbp (Fig. 37).

Tabla III Tiempo relativo entre emplazamientos y clivajes regionales para los plutones del área de estudio.

Plutones	Clivajes			Edad (Ma) (U/Pb)	Referencia
	S ₁	S ₂	S ₃		
San José	Post	Post	Sin	108	(Johnson, 1998; com. pers.)
Encinosa	Post	Post	Sin-Post	?	(Johnson, 1998; com. pers.)
Santa Cruz	Post	Post	Sin-Post	?	Este trabajo
Potrero	Post	Post	Sin	102	Este trabajo
San Pedro Mártir	Post	Post	Post	97 ⁺⁴ / ₋₁	Ortega-Rivera <i>et al.</i> (1997)

Los plutones San José y Potrero presentan composición (tonalítica), cámaras magmáticas (asimétricas), posiblemente con expansión dirigida, estructuras internas (foliaciones, enclaves, zonación composicional, etc.) y variación de la deformación en sus bordes (discordantes a concordantes) que se traducen a mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas muy similares. Además, tanto el plutón San José (Murray, 1978) como Potrero (este trabajo) controlan fuertemente el desarrollo del clivaje S₃ que se suma a

las características de plutones emplazados sin-tectónicamente de manera forzada (Hutton, 1988; Fig. 36c). Con base en lo anterior, se sugiere que ambos plutones pudieron haber sido emplazados bajo mecanismos muy similares. Respecto a la relación temporal entre el plutón SPM y la deformación regional, no pudimos alcanzar conclusiones importantes ya que durante este trabajo solo se cartografió parte de su margen oeste. Eastman (1986) describió como concordantes las relaciones de contacto entre el plutón y la roca encajonante alrededor de todo el cuerpo. Aunque Eastman (1986) no menciona nada respecto a si el emplazamiento fue pre, sin, o post-tectónico, sus datos sugieren que puede corresponder a un plutón post-tectónico. Gastil *et al.* (1978) y Todd y Shaw (1985) sugirieron que durante el Cretácico medio a tardío ocurrió la acreción de un terreno con características de arco volcánico (del oeste) sobre el margen continental (este). La zona de contacto (sutura) entre los terrenos separa rocas débilmente metamorfizadas del oeste, de rocas con metamorfismo de anfibolitas en el este; y al parecer, el plutón SPM fué emplazado dentro de corteza continental muy cerca de la frontera de los dos terrenos, si no es que a través de esta. Por lo anterior, el plutón de SPM correspondería al parecer a un plutón post-tectónico.

El rasgo más importante que consideramos para definir que el plutón SPM es post tectónico, es que la zona de sutura no aflora entre los plutones Potrero y SPM. En su lugar se observa un cambio transicional entre sedimentos de arco volcánico (tobas líticas) y sedimentos pelíticos que podrían haber sido depositados en una cuenca marginal. Además, observamos que el plutón SPM, en la parte norte, no esta en contacto con la Fm. Alisitos mientras que en el sur si. Esta relación de intrusión sugiere que el plutón SPM pudo haber borrado cualquier evidencia de acreción entre el cinturón de plutones del oeste y los del este, al menos, dentro del área de estudio.

CAPITULO V

MECANISMOS DE ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS

V.1 Introducción

Algunos de los problemas más importantes en el estudio de rocas ígneas están relacionados con los mecanismos de ascenso que conducen a los magmas desde niveles profundos hasta medios y altos dentro de la corteza; así como también los mecanismos a través de los cuales se construye el espacio donde actualmente residen (Pitcher 1979; Marsh, 1982; Bateman, 1985; Cruden, 1988; Paterson y Fowler, 1993; Paterson *et al.*, 1991; Rubin, 1993; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993; 1996). Desde principios de este siglo ya se conocían algunos de los mecanismos de emplazamiento actualmente aceptados (Daly, 1903). Sin embargo no fue hasta el trabajo de Buddington (1959) que se alcanzó una idea mas clara sobre su importancia a diferentes niveles de la corteza, definiendo una clasificación con base en las relaciones de contacto plutón-roca encajonante.

Buddington (1959) definió tres niveles de emplazamiento cortical. El primero y más somero lo llamo epizonal (0-10 km). Se caracteriza por presentar casi en su totalidad relaciones discordantes que sugieren la ocurrencia importante de mecanismos de emplazamiento frágiles como: rebaje magmático (stoping) y el hundimiento de grandes bloques individuales (cauldron subsidence) que desplazan el magma hacia su nivel de desprendimiento empujándolo continuamente hacia niveles más altos. El nivel de emplazamiento intermedio, la mesozona (6-16 km), representa la transición de los procesos frágiles a dúctiles, caracterizándose por presentar relaciones discordantes y concordantes complejas. La zona más profunda (>10 km) corresponde a la catazona, donde los plutones presentan relaciones predominantemente concordantes, controladas por flujo dúctil de la roca encajonante. Además, Buddington (1959) también destacó la importancia que desempeñan los arcos magmáticos en el crecimiento y evolución de la corteza continental, transformando y reciclando materiales. Esta idea ha sido fortalecida con el desarrollo de modelos teóricos sobre los mecanismos de emplazamiento y ascenso de magmas dentro de

la corteza (Ramberg, 1967, 1970; Dixon, 1975; Marsh, 1982; Schmeling *et al.*, 1988; Cruden, 1990; Rubin, 1993, 1995; Clemens y Mawer, 1992; Weinberg y Podladchikov, 1994).

En la literatura acerca de mecanismos de emplazamiento de magmas es posible identificar una cantidad importante de investigadores que favorecen la idea del ascenso rápido de magma a través de fracturas o zonas de cizalla profundas (Pitcher, 1979; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993; 1996; Brown, 1994). Es decir, a través de diques que vendrían a ser los conductos alimentadores principales de cuerpos batolíticos someros.

Gran parte de las ideas sobre el fallamiento y zonas de cizalla profunda se respaldan en el trabajo de Woodcock (1986), quien mostró que la mayoría (59%) de las fronteras de placas convergentes tienen un vector de velocidad relativo que es marcadamente oblicuo a la trinchera o frontera de placa ($>22^\circ$), además de que una proporción significativa (14%) tienen vectores que son cercanamente paralelos a la frontera ($\pm 22^\circ$). Esto permite sugerir que el acomodamiento del movimiento oblicuo debe involucrar fallamiento profundo con desplazamiento lateral dentro del continente. Este fenómeno de subducción oblicua produce dos comportamientos opuestos (Brown, 1994). Cuando placas activas se retraen, ocasionan extensión horizontal y transtensión; en contraste, las que avanzan ocasionan acortamiento horizontal y transpresión. Por lo tanto el fallamiento profundo ocasionado formaría los conductos principales que ayudarían a la segregación, ascenso y emplazamiento de material fundido que, a mayor escala, alimentaría a cuerpos batolíticos emplazados en niveles medio y superior de la corteza (Hutton, 1988; Clemens y Mawer, 1992; Brown, 1994; Petford *et al.*, 1993; 1996).

Sin embargo, diapirismo es la opción más antigua para el ascenso de grandes volúmenes de magma aunque, recientemente, ha sido fuertemente criticado (Pitcher, 1979; Petford *et al.*, 1993; 1996; Clemens y Mawer 1992). El modelado de ascenso diapírico lleva hasta la actualidad poco más de 50 años desde las primeras aproximaciones de Grout (1945) pasando por Ramberg (1967, 1970), Dixon (1975), Marsh (1982; Hot Stoks diapirism), Schmelling *et al.* (1988) hasta Weinberg y Podladchikov (1994, Power law diapirs) que han

revolucionado el modelo y han fundamentando el posible ascenso de diapiros hasta niveles de ~10 km de profundidad dentro de la corteza.

V.2 Procesos que generan espacio dentro de la corteza

Existen cuatro mecanismos principales por los cuales se generan espacios que pueden ser aprovechados para el emplazamiento de magmas dentro de la corteza continental: (1) descenso del Moho, (2) desplazamiento de la superficie de la corteza, (3) pérdida de volumen y (4) contracción elástica (Paterson y Fowler; 1993). Los más importantes son el desplazamiento de la superficie de la corteza y el descenso del Moho (Paterson y Fowler, 1993). La ocurrencia de estos procesos propicia la deformación de las rocas por eventos contraccionales y extensionales, respectivamente (Gastil, 1975; Pitcher, 1979; Paterson y Fowler, 1993; Brown 1994). Si estos eventos de deformación regional crean espacio dentro de la corteza, necesariamente deben de ocurrir de forma contemporánea la mayoría de las intrusiones, por lo que la mayoría de plutones; si es así, la mayor parte de los plutones, en el sentido general, deben ser de carácter sintectónico (Paterson *et al.*, 1991).

Ejemplos de intrusión sintectónica ocurren en ambientes de extensión regional como dorsales oceánicas y cuencas tras arco (Gill, 1981; Hamilton, 1981). No obstante, también se ha documentado emplazamiento de magma en condiciones contraccionales (Brun y Pons, 1981; Miller *et al.*, 1988; Paterson *et al.*, 1991), despertando gran interés el ascenso de magmas a través de zonas de fallas con desplazamiento lateral y extensional que se generan durante la evolución de cuencas pull apart (Hutton, 1988). Sin embargo, se ha documentado que dependiendo de la velocidad de la deformación, temperatura de la roca encajonante, composición, presión de agua y presión litostática, pueden o no desarrollarse estructuras alrededor de los plutones, que definan la contemporaneidad de eventos de deformación regional y emplazamiento de magmas (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Vernon, 1995; Davis y Reynolds, 1996).

V.3 Mecanismos de ascenso de magmas

Los mecanismos principales por los cuales el magma asciende a través de la corteza para formar plutones son: diques y diapiros (Buddington, 1959). El exceso de presión en la fuente y/o cámara magmática así como la diferencia de densidades entre el magma en ascenso y las rocas encajonantes, son las fuerzas fundamentales que controlan tanto la propagación de diques como el ascenso de diapiros dentro de la corteza (Pitcher, 1979; Marsh, 1982; Cruden, 1990; Paterson *et al.*, 1991). Si la punta del dique está conectada a la fuente con exceso de presión, la dirección de propagación del dique será directamente controlada por la presión en exceso, mientras que las fuerzas resultantes por flotabilidad del magma controlan solo movimientos en dirección vertical (Paterson *et al.*, 1991). Debido a que existe gran controversia respecto a cual de los dos mecanismos es el más importante para el transporte de magmas, a continuación se presenta una revisión que pretende mostrar las características más comunes que contribuyen a definir tanto los mecanismos de ascenso como de emplazamiento de magmas dentro de la corteza.

V.3.1 Ascenso a través de diques

Los diques se forman cuando una fractura es dilatada y se requiere que la presión del magma exceda el esfuerzo principal mínimo en la roca encajonante para que ocurra su propagación (Hoek, 1996). La diferencia entre la presión de magma y el esfuerzo inicial de la roca encajonante se denomina presión controladora del magma, ésta presión dirige la trayectoria de emplazamiento en los diques. Los principales procesos involucrados en el emplazamiento de diques son: nucleación, dilatación, propagación de fracturas, deformación de la roca encajonante (elástica, frágil y/o dúctil), flujo de magma y pérdida de calor (Lister y Kerr, 1991; Fig. 38a-e).

La nucleación de fracturas es un proceso pobremente entendido dentro de los mecanismos de emplazamiento de diques, aún así actualmente, al parecer, no existen dudas de que los diques efectivamente crean sus propias fracturas durante su propagación (Clemens y Mawer, 1992). Los modelos ideales para el emplazamiento de diques citan que,

generalmente, los diques invaden superficies de fracturas pre-existentes que facilitan su propagación (Hoek, 1996). La dilatación de una fractura se facilita cuando llega a ser invadida por el magma (Fig. 38b); su propagación ocurre debido a la concentración del esfuerzo tensil en la punta frontal del dique y se reduce, hasta detenerse, con el incremento del radio de la punta del dique (Clemens y Mawer, 1992; Hoek, 1996; Fig. 38c).

La cantidad de diques propagándose y la velocidad de propagación, se ven afectadas cuando la presión de flujo del magma disminuye (Hoek, 1996; Fig. 38d). La pérdida de calor en magmas que intrusionan rocas relativamente frías ocasiona la inevitable solidificación durante cualquier mecanismo de ascenso (Fig. 38e), incrementando la resistencia al flujo de magma debido a: 1) reducción del canal disponible para el flujo, crecimiento hacia adentro de la capa solidificada (Fig. 39) y 2) por el incremento en la viscosidad con respecto a la distancia de la región fuente (Delaney, 1987).

Para la propagación de diques se ha definido que las fracturas tensiles de modo abierto opondrían la menor resistencia a su emplazamiento (Hoek, 1996). De esta forma, el dique se emplazaría en el plano normal al esfuerzo mínimo principal. Algunos autores consideran a los diques como indicadores fuertes de direcciones de extensión en áreas deformadas, aunque existe aun gran debate sobre si el dique nucleó su propia fractura o utilizó una superficie preexistente (Hoek, 1996).

Otros de los factores que limitan la propagación de los diques son:

a) Intrusión dentro de un nivel de flotación neutral (NFN; Corry, 1988; Lister y Kerr, 1991). El contraste de densidad entre el magma en ascenso y las rocas encajonantes es mínimo o positivo obstruyendo así el ascenso por flotabilidad.

b) Intersección de zonas isotrópicas muy quebradizas que ocasionan ramificación del dique principal y consecuente disminución de la energía de propagación (Lawn y Wilshaw, 1969; en Clemens y Mawer, 1992).

c) Barreras de esfuerzo (Gretener, 1969). Se menciona que las magnitudes del esfuerzo compresivo horizontal cerca de la superficie puede superar la magnitud de esfuerzo ocasionado por el ascenso del magma (Engelder y Sbar, 1984) bloqueando la propagación.

d) Mecanismo Cook-Gordon (Cook y Gordon, 1964). Se fundamenta en que existen dos esfuerzos tensiles operando en la punta de un dique propagándose. Uno perpendicular (S_y) y otro paralelo (S_x). Si el segundo no es lo suficientemente grande, ocasionará la propagación del magma a través de discontinuidades mecánicas horizontales, formando cuerpos con dimensiones horizontales mayores que el espesor vertical.

e) Intersección de zonas altamente dúctiles; por ejemplo: horizontes saturados de agua y quizás hasta zonas parcialmente fundidas en la corteza baja (Clemens y Mawer, 1992).

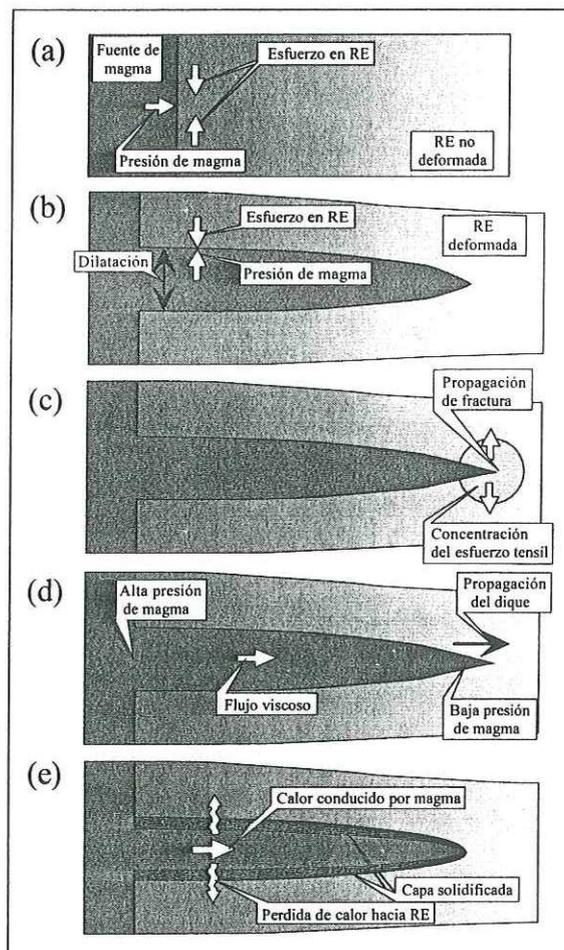


Fig. 38 Procesos y mecanismos que controlan y resisten la propagación de los diques. (a) Magma en contacto con roca encajonante (RE) no deformada. (b) Dilatación de fractura. (c) Propagación de fractura controlada por el esfuerzo tensil en la punta del dique. (d) La presión del magma disminuye de la región fuente a la punta del dique. (e) La pérdida de calor ocasiona solidificación del magma (Hoek, 1996).

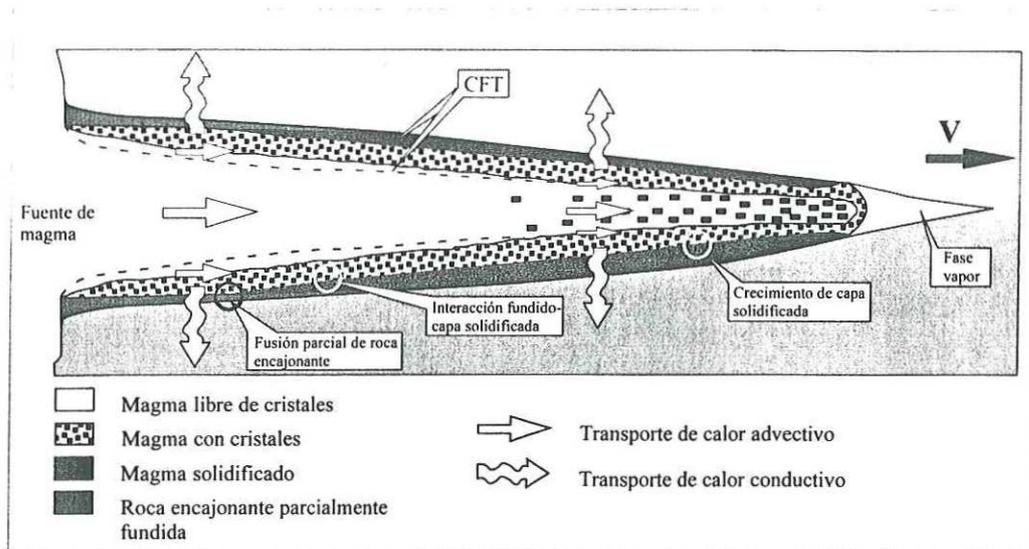


Fig. 39 Diagrama que representa el transporte de calor en un dique propagándose a cierta velocidad (V). La cristalización ocurre en la capa de la frontera termal (CFT; Hoek, 1996).

f) Intersección con superficies en movimiento (zonas de cizalla). Sobre todo en zonas de cizalla extensional (Weertman, 1980).

Sin embargo, la importancia de los diques radica en que recientemente se ha propuesto que éstos pueden alimentar e inflar grandes batolitos graníticos en corto tiempo (Clemens y Mawer, 1992; Petford, 1996), sugiriendo que $2,000 \text{ km}^3$ de magma pueden ser inyectados dentro de la corteza en tan solo 900 años a través de un dique de 1km de largo, 3m de ancho y 20 km de profundidad. Sin embargo, los diques alimentadores no se han observado en ambientes reales (Paterson y Fowler, 1993; Paterson *et al.*, 1991) y sobre todo que magmas graníticos se enfrían más rápido que lo que éstos pueden propagarse (Rubin, 1993; 1995).

V.3.2 Ascenso a través de diapiros

El diapirismo constituye el otro mecanismo de ascenso de magmas responsable del ascenso de grandes volúmenes de rocas granitoides. Los modelos teóricos dicen que este

mecanismo de ascenso debe ocasionar geometrías burdamente esféricas con foliación interna y rasgos que varían de deformación aplanada a cilíndrica adentro y en el borde de los plutones (Dixon, 1975; Marsh, 1982; Cruden, 1990; Fig. 40b).

Desde mediados de siglo se inició el modelado de emplazamientos de diapiros simulando su comportamiento a escala. Grout (1945) utilizó mezclas de aceite, miel de maíz, agua y aire para simular el ascenso de magma, concluyendo que tanto la velocidad de ascenso como la geometría de la burbuja que viaja, está fuertemente controlada por la fuerza de flotación del magma, temperatura de la burbuja en ascenso y de la temperatura de la roca encajonante. En la Fig. 40a es importante visualizar que los contrastes de viscosidades ocasionan arreglos geométricos diversos del diapiro ascendente. En esta misma figura, 1 y 2 representan un diapiro de aceite moviéndose dentro de una matriz de miel de maíz a temperatura ambiente. 3 y 4 representan aceite frío dentro de miel fría y caliente, respectivamente. 5 es aceite caliente dentro de miel fría, 6 corresponde a un diapiro de agua dentro de matriz de miel y 7 es igual que en 6 pero a través de su traza. Finalmente, 8 y 9 representan diapiros de aire dentro de una matriz acuosa.

Dixon (1975) modeló el emplazamiento de diapiros utilizando análisis de deformación finita para caracterizar la deformación y definir las estructuras alrededor de diapiros, alcanzando resultados importantes sobre los rasgos deformacionales en la roca encajonante; definió estructuras como: sinclinales anulares, cizalla cilíndrica alrededor del cuerpo y caracterizó el fuerte aplanamiento local en la margen del plutón (Fig. 40b).

Se ha citado que el factor más importante en el ascenso de diapiros es la viscosidad de la roca encajonante (Marsh, 1982). Las rocas con baja viscosidad pueden ser deformables dúctil o plásticamente de modo que permiten el ascenso del magma con mínima contaminación (Marsh, 1982).

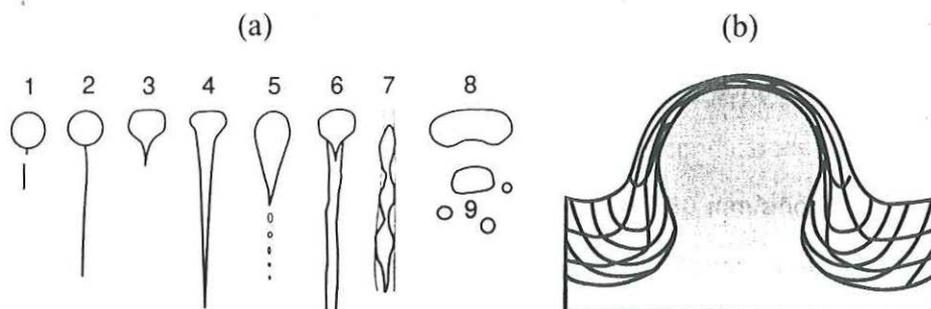


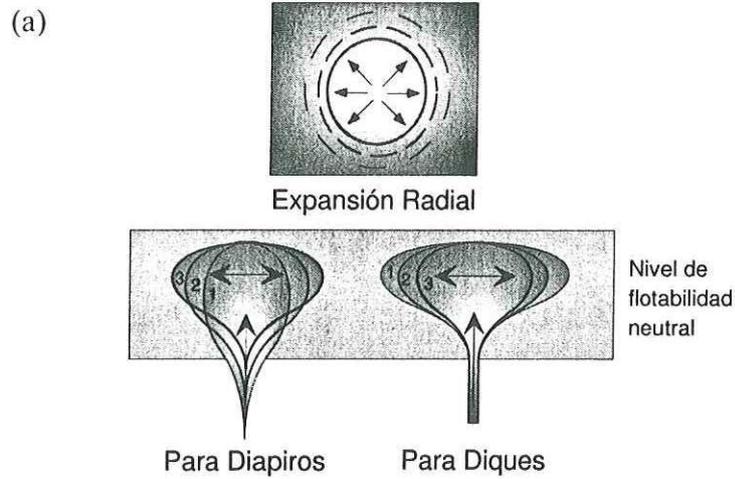
Fig. 40 Ascenso a través de diapiros. (a) Modelo del comportamiento de diapiros de diferente composición dentro de matrices variables (Grout, 1945). (b) Deformación finita en roca encajonante para un diapiro en forma de hongo (Dixon, 1979). Ver texto para explicación detallada.

Se puede decir que la mecánica del ascenso de los diapiros se desarrolla en dos etapas: (1) calentando y/o hasta fundiendo parcialmente $\geq 30\%$ (Van Der Molen y Paterson, 1979) un espesor dado de roca encajonante y (2) intrusionando la aureola suavizada. Este proceso de ascenso puede ser repetido en varias ocasiones, siempre y cuando el cuerpo logre fundir parcialmente las rocas encajonantes. Marsh (1982) fué uno de los primeros en considerar la pérdida de calor durante el ascenso de diapiros, factor que nadie había logrado integrar en el modelo, ya que la velocidad de enfriamiento controla fuertemente la distancia de ascenso desde la fuente del magma. La pérdida de calor es acelerada por la fusión de rocas encajonantes así como por la cristalización del magma, contribuyendo a la disminución progresiva de la velocidad de ascenso del magma hasta llegar a cero. Otro fenómeno observable durante este proceso es que las aureolas metamórficas también se reducen después de cada avance del diapiro, debido a que tanto la temperatura de la intrusión como de las rocas encajonantes disminuye con el tiempo y el calor es absorbido por un volumen de roca encajonante cada vez menor (Fig. 41b; Marsh, 1982). La Fig. 41b

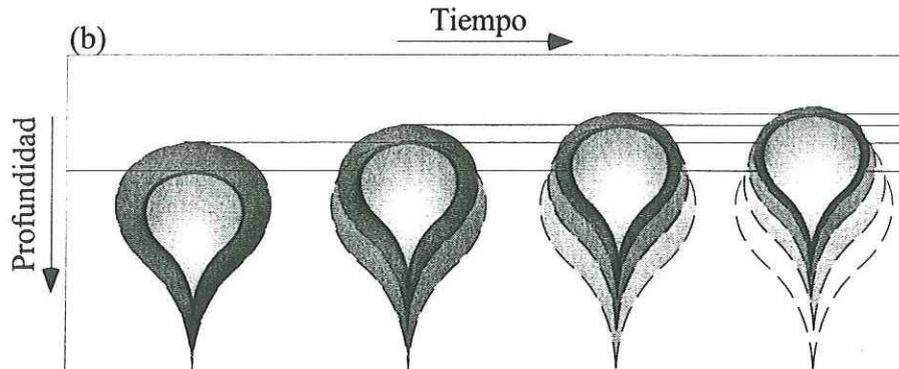
ocurrencia de diapiros, ya que la deformación esperada con base en modelos teóricos, no está presente en plutones naturales que han sido interpretados como diapiros.

Tanto los modelos de diques (Lister y Kern, 1991; Clemens y Mawer, 1992; Petford, 1996) como de diapiros (Ramberg, 1970; Dixon, 1975; Marsh, 1982; Schmeling *et al.*, 1988; Weinberg y Podladchikov, 1994) han sido fuertemente criticados; las evidencias de los diques alimentadores de grandes cuerpos batolíticos no son comunes por no decir que no existen, así como tampoco existen evidencias de las esperadas grandes zonas de cizalla vertical asociadas a diapiros durante modelado numérico (Weinberg y Podladchikov, 1994). Paterson y Fowler (1993), Paterson *et al.* (1991) y Weinberg (1996) mencionan que la gran mayoría de los ascensos de magma ocurren durante eventos de deformación regional y que las evidencias de diques alimentadores y de zonas de cizalla cilíndrica vertical esperada para diapiros seguramente, en la mayoría de los casos si no es que en todos, han sido fuertemente alteradas o borradas por deformación regional durante o después del ascenso del magma. Debido a la complejidad del ascenso y sobre todo del incumplimiento de las características obtenidas tanto por modelado de ascenso de magma a través de diques como de diapiros, algunos autores han mencionado que el ascenso de magmas es un proceso muy complejo y que puede ocurrir a través de la combinación de ambos mecanismos, iniciando diapíricamente en el manto y corteza inferior y, culminando con el drene de diapiros a través de diques en la parte alta de la corteza (Paterson y Fowler, 1993; Pitcher, 1993; Weinberg, 1996; Fig. 43).

MODELO GENERAL DE BALLOONING



MODELO GENERAL DE DIAPIRISMO



MODELO GENERAL DE DIQUES



Fig. 41 (a) Modelo de expansión de cámara magmática tanto por intrusión de diapiros como de diques (adaptado de Clarke, 1992; Brun y Pons (1981)). (b) Modelo de emplazamientos de diapiros. (c) Modelo de emplazamiento de diques en el que se crea y expande la cámara magmática.

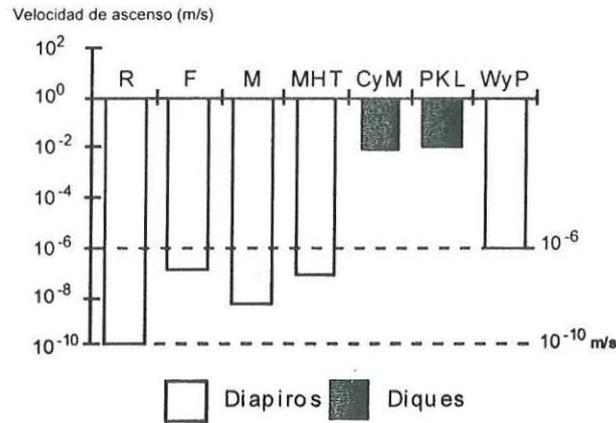


Fig. 42 Histograma de velocidades de ascenso de magmas graníticos de varias fuentes en m/s. Las velocidades de ascenso son más grandes para magmas transportados por diques. R, Ramberg (1967); F, Fyfe (1970); M Marsh (1982); MHT, Mahon *et al.* (1988); CyM, Clemens y Mawer (1992); PKL Petford *et al.* (1993); WyP, Weinberg y Podladchikov (1994). Figura 5 de Petford (1996).

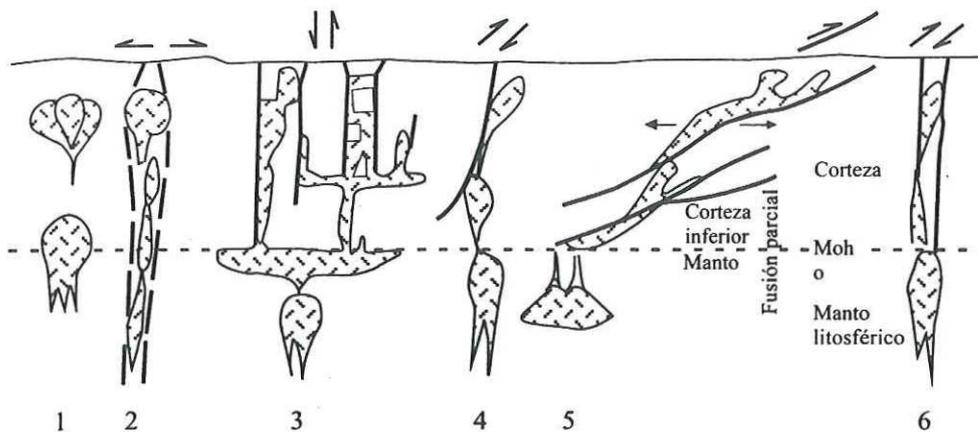


Fig. 43 Diagrama generalizado mostrando varios modelos para ascenso y emplazamiento de granitoides; todos iniciando con ascenso diapirico: (1) Ascenso diapirico continuo con tectonismo ausente, la detención del ascenso ocurre debido a flotación acompañada de expansión tardía; (2) ascenso a través de un sistema mayor de fallas extensionales verticales, el magma asciende a niveles más altos con mayor aporte de magma ocasionando un comportamiento caldérico; (3) ascenso diapirico es detenido por cambios de viscosidad en la frontera del Moho, ocurriendo dispersión lateral y regeneración de plutones corticales; (4) Los diapiros pueden algunas veces ascender a la corteza media e intersectar fallas de rumbo produciendo finalmente plutones elongados con expansión tardía; (5) el magma puede ascender a través de zonas de cizalla lítrica desde las zonas de fusión bajo la corteza ocasionando hojas lítricas rellenas de granito o hasta calderas asimétricas; (6) el magma en ascenso puede intersectar zonas de fallas trascurrentes profundas que crean espacio para el ascenso y emplazamiento de magmas. Para todos los casos la fuente está localizada dentro del manto litosférico (Pitcher, 1993; después de Hutton, 1988a).

Sin duda, tal como sugieren Paterson *et al.* (1991), mucho más trabajo debe ser realizado para esclarecer tantas dudas y sobre todo para alcanzar un consenso en este tema ya discutido por más de 2 siglos. A continuación, se presenta un resumen de las características más comunes observadas para diques y diapiros (Tabla IV).

Tabla IV Resumen de las características observadas para diques y diapiros (Adaptada de Paterson, 1997, no publicada; después de Marsh, 1982).

Características	<u>Diques</u>	<u>Diapiros</u>
Velocidad de ascenso y deformación	Rápida	Lenta
Roca encajonante	Rocas elásticas	Rocas viscosas
Ascenso	Controlado por la viscosidad del magma y sobrepresión de la fuente	Controlado por la viscosidad de la roca encajonante y por presión litostática
Sismicidad	Sísmicos	Asísmicos
Trayectoria	sobre el plano normal a σ_3 (irregular)	Vertical (geométrica)
Volcanismo asociado	Erupciones fisurales	Erupciones centrales
Xenolitos	Son transportados	Son segregados
Ejemplo	Hawaii	Arcos de islas

V.4 Mecanismos de emplazamiento de magmas o procesos de transferencia de materiales (PTM)

V.4.1 Introducción

Paterson y Fowler (1993) separaron los procesos que generan espacios para el emplazamiento de magmas dentro de la corteza, fundamentalmente en dos escalas. La primera se refiere a los procesos de escala regional, nombrándolos *procesos de transferencia de materiales de campo lejano* (PTMCL; levantamiento de la superficie de la tierra, descenso del Moho, etc.) y los segundos corresponden a los involucrados en el movimiento de material alrededor de los plutones definiéndolos como: *procesos de transferencia de materiales de campo cercano* (PTMCC; rebaje magmático, expansión de cámara magmática, etc.). Los PTMCL no serán abordados en este trabajo debido a que la investigación no se desarrolló a escala regional. La Fig. 44 resume la importancia con respecto a la profundidad para los diferentes PTMCC. A continuación, se presenta una descripción de las características generales de cada uno de los PTMCC más discutidos dentro de la literatura reciente.

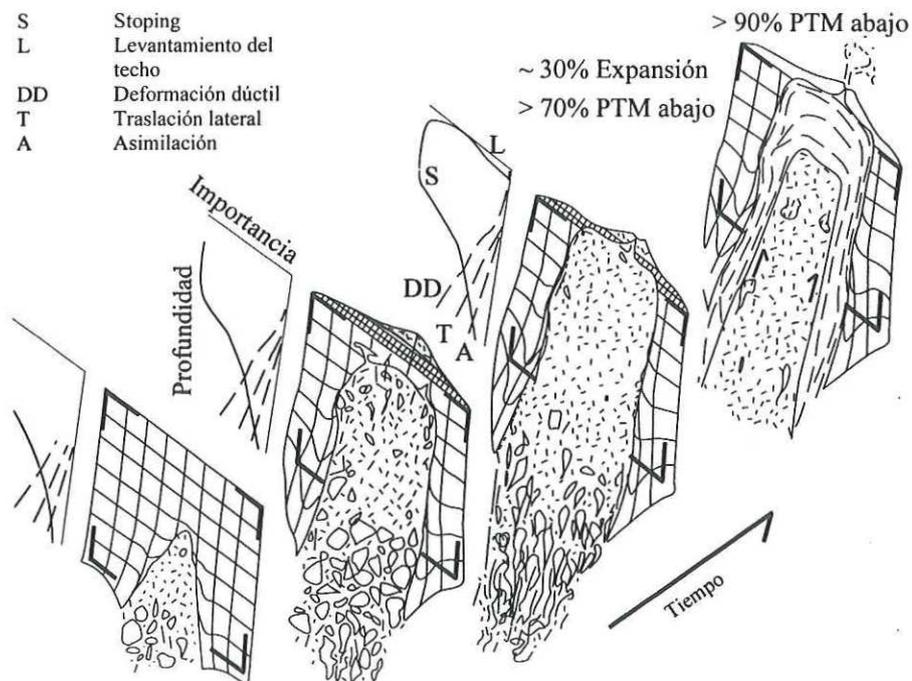


Fig. 44 Importancia de los PTMCC con respecto a la profundidad (Paterson y Vernon, 1995).

V.4.2 Rebaje magmático (Stoping)

Durante rebaje magmático (*stopping*), se piensa que pequeños bloques de roca encajonante se rompen en el borde de la intrusión (techo y pared), hundiéndose dentro de la cámara e intercambiando su posición con el magma, trayendo como resultado relaciones de contacto fuertemente discordantes con respecto a la estratigrafía y a los rasgos estructurales en las rocas encajonantes. Lo anterior es muy común en niveles de emplazamiento somero (epizona de Buddington, 1959; Pitcher, 1979; Fig. 45). El modelo de rebaje magmático debe de explicar: (a) como la roca encajonante se rompe en pequeños xenolitos, (b) como se hunden los xenolitos y (c) donde se acumulan los xenolitos (Daly, 1903; en Paterson *et al.* 1991; Fig. 45). Furlong y Meyers (1985) definieron matemáticamente que el rompimiento de la roca encajonante en pequeños bloques ocurría por expansión diferencial durante el rápido calentamiento producido por la intrusión, confirmando la inferido por Daly (1903).

Marsh (1982) cita que rebaje magmático más que ayudar al emplazamiento, lo obstruye. Principalmente porque: (a) El proceso contamina tanto termal como químicamente disminuyendo así la temperatura del magma y (b) los xenolitos desprendidos que se hunden dentro de la cámara ocupan mayor volumen que en su posición original. La velocidad de hundimiento de los bloques depende del tamaño de los bloques, del contraste de densidad entre los xenolitos y magma y de la viscosidad del líquido. Si se supone que el magma se comporta como un fluido Newtoniano (aunque estrictamente no lo es), las velocidades de hundimiento (v) para partículas aproximadamente esféricas (xenolitos o cristales) pueden ser determinadas utilizando la ecuación de Stokes (1950):

$$v = 2 g r^2 \Delta\rho / \eta$$

Donde g es la aceleración debido a la gravedad, r es el radio de la esfera, $\Delta\rho$ es el contraste de densidad entre la esfera (cristal o xenolito) y el líquido, y η es la viscosidad del líquido. El cálculo anterior, confirma que bloques más pequeños con bajas velocidades de hundimiento o incluso con densidad menor que el magma, podrían hasta flotar dentro de la cámara magmática (Wilson, 1989), confirmando la idea de Marsh (1982).

La importancia de este proceso en la corteza media y baja continúa sin confirmarse, a pesar de que Buddington (1959) aseguró que este proceso debe estar presente. Paterson y Fowler (1993) sugieren que se deben estudiar los techos de los plutones y los frentes de avance de diques para una evaluación más precisa, ya que estas zonas representan más cercanamente a los mecanismos de emplazamiento del cuerpo intrusionando. La importancia con respecto a la profundidad (Fig. 44) siempre ha sido un punto de debate y se ha aceptado que los mecanismos de emplazamiento de un plutón pueden cambiar fuertemente inclusive desde la cima a la base y que, es muy difícil que un solo mecanismo explique el emplazamiento total de un plutón (Paterson *et al.*, 1991; Fig. 45).

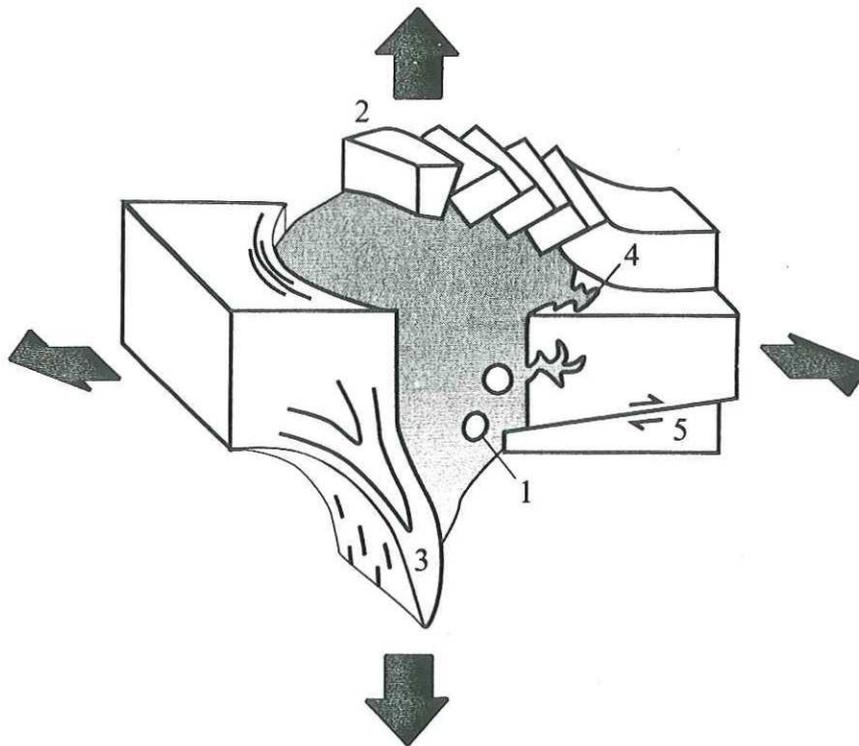


Fig. 45 Diagrama que esquematiza las relaciones de corte tridimensional producidas durante el emplazamiento de un plutón en un ambiente extensional. 1-rebaje magmático (stopping); 2-levantamiento del techo; 3-deformación dúctil de la roca encajonante y flujo de retorno de la aureola; 4-asimilación de la roca encajonante, fusión y anatexis y 5-desplazamiento lateral de la pared por fallamiento o plegamiento (Paterson *et al.*, 1991).

V.4.3 Hojas cónicas, subsidencia de calderas y diques anulares.

Los diques cónicos (cone sheeds) son estructuras tabulares curvadas que se forman al inicio del desarrollo de la cámara magmática, son producidos por sobrepresión del reservorio magmático, ocasionando fracturamiento tensil con inclinación hacia el centro de la cámara magmática (Anderson, 1936; Fig. 46a). Presentan composiciones preferentemente básicas y espesores <10 m y márgenes quemados en sus bordes. Los diques cónicos son los conductos por los cuales el magma es conducido a un nivel más alto. Al vaciarse la cámara, ocurre el hundimiento de un bloque burdamente cilíndrico desde el techo de la cámara. El bloque hundido está limitado por fallas anulares verticales o inclinadas hacia afuera (Bussell *et al.*, 1976; Fig. 47).

El espacio que se crea para el emplazamiento del magma ocurre de manera muy similar al rebaje magmático pero a escala mayor (Pitcher, 1979). Las fallas o diques anulares son invadidos por fluídos magmáticos y el bloque hundido presenta fuerte fracturamiento en el centro, sugiriendo un comportamiento intermedio entre rebaje magmático y subsidencia de calderas (Pitcher, 1979).

Los diques anulares se forman durante el colapso de la caldera, debido al descenso de presión en la cámara magmática (Fig. 46b y 47), generalmente son de composición intermedia a félsica, no presentan márgenes quemados y ocurren sólo una vez limitando el bloque colapsado (Anderson, 1936; Fig. 46b). Al igual que en el proceso de rebaje magmático, durante la subsidencia de calderas, también existe el problema del espacio para el acomodamiento del bloque colapsado, ya que ocupa mayor espacio que el inicial dentro de la cámara (Pitcher, 1979; Fig. 47). Myers (1975) definió que la subsidencia de calderas es un proceso limitado a niveles someros dentro de la corteza (<4-5 Km).

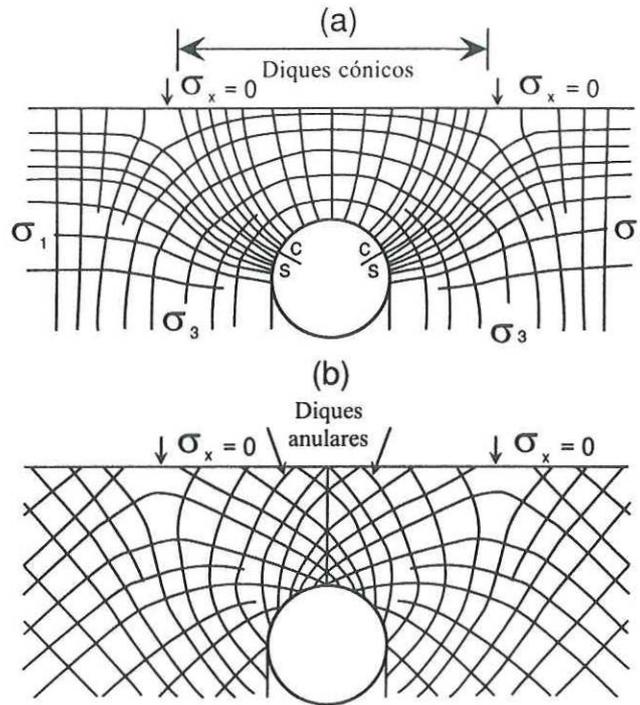


Fig. 46 Sección de los esfuerzos actuantes en el techo de una cámara magmática. (a) El exceso de presión expande la cámara formando fracturas cónicas que son rellenadas por magma para formar diques cónicos (etapa inicial). (b) El decremento de presión del magma ocasiona contracción en la cámara permitiendo el colapso del techo, limitado por fracturas circulares que son rellenadas por magma para formar diques anulares (etapa final; Anderson, 1936).

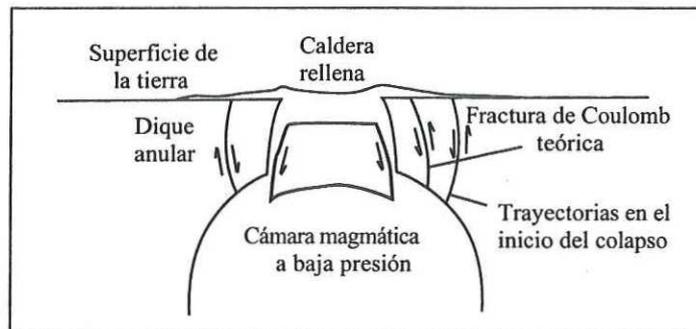


Fig. 47 Estructura de caldera que muestra el hundimiento del techo de la cámara magmática (cauldron subsidence; Pitcher, 1979).

V.4.4 Levantamiento de techos (Lacolitos)

La inyección de magma para formar lacolitos ocurre de manera horizontal y paralela a la estratificación, inflando y levantando la carga litostática (Gilbert, 1877; Fig. 48). El modo de emplazamiento de los lacolitos se resume en: (1) ascenso inicial a través de diques verticales, (2) propagación de diques y dique estratos (*sills*) en proporciones similares dentro de una zona específica, y (3) inflación y levantamiento de las rocas sobreyacentes. Este modelo ha tomado tanta importancia que actualmente se ha propuesto como el mecanismo principal para la formación de grandes cuerpos batolíticos de composición granítica (Petford, 1996). La complejidad en la geometría de la intrusión es muy alta, aunque todas las formas quedan comprendidas entre dos miembros finales: (a) lacolitos perforados y (b) lacolitos tipo árbol de navidad (Fig. 48a y b, respectivamente). Los primeros están controlados por fallas que limitan el techo del lacolito y los segundos, corresponden a una serie de lacolitos comunicados por un conducto central, los lacolitos más elevados son característicamente de menor tamaño (Corry, 1988).

El emplazamiento de cuerpos lacolíticos está controlado por dos factores: (a) intrusión de diques en zonas de flotabilidad neutral, donde el magma pasa de moverse de vertical a horizontalmente y (b) por la intrusión de magma a través de discontinuidades estructurales o contactos litológicos (Gilbert, 1877; Corry, 1988). El metamorfismo ocasionado es bajo así como la deformación en la roca encajonante (10%), aunque pueden disparar la formación de fallas periféricas y grabenes en la cresta (Corry, 1988). Se ha demostrado que la intrusión así como su enfriamiento son rápidos (Yagi, 1953) debido a que son emplazados en niveles muy someros dentro de la corteza (Corry, 1988).

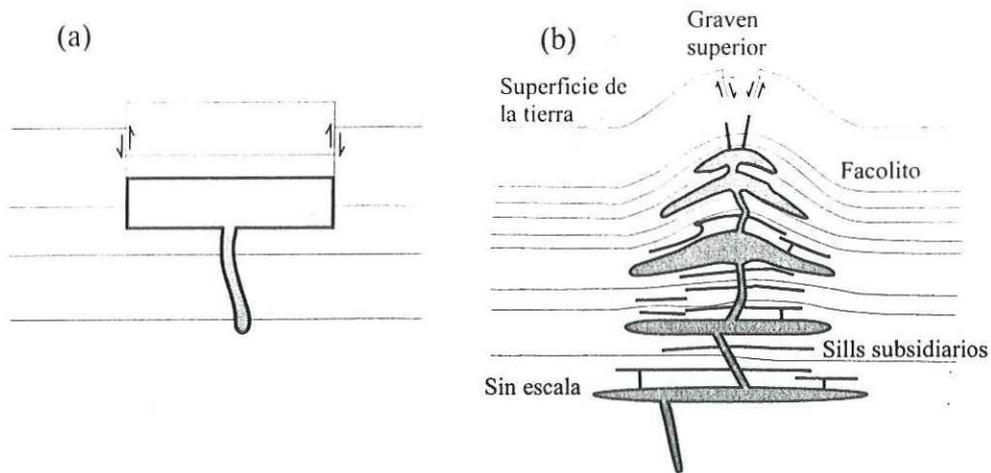


Fig. 48 Formas extremas de lacolitos. (a) Lacolito ponchado limitado por fallas periféricas; (b) lacolito tipo árbol de navidad (Corry, 1988), nótese el apilamiento de lacolitos de dimensiones menores hacia zonas mas someras de la corteza.

V.4.5 Hundimiento de pisos (Lopolitos)

Este tipo de intrusiones son generalmente estratificadas con techos de roca encajonante suavemente inclinados hacia el centro del cuerpo que, característicamente, presentan forma de embudo (Fig. 49). Otros rasgos son: (1) El piso algunas veces es concordante con la intrusión, (2) elípticos en vista de planta, (3) son mucho más grandes que los lacolitos (100's de km en diámetro) y (4) están constituidos preferentemente por rocas ultramáficas y máficas derivadas del manto internamente estratificadas.

El origen de la estratificación interna es incierta, no se sabe si es ocasionada por múltiples pulsos de magma o por cristalización fraccionada (Corry, 1988). Respecto a su forma, Grout (1945) sugirió que se debe al colapso del piso del cuerpo por efectos de ajustes isostáticos durante y después del emplazamiento.

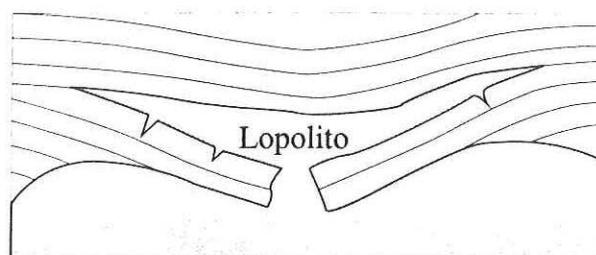


Fig. 49 Lopolito clásico en la cima de una cámara magmática (Corry, 1988).

V.4.6 Elevación de bloques a lo largo de fallas

Bloques de roca encajonante limitados por fallas pueden haber sido levantados durante emplazamiento plutónico. Para que ocurra el levantamiento del techo del cuerpo intrusivo, la sobre presión del magma y su fuerza de flotabilidad debe superar la presión de la carga litostática (Corry, 1988). Algunos experimentos han demostrado que la máxima flotabilidad asociada a cuerpos en ascenso es de varios cientos de bares, por lo que el máximo espesor de corteza que podría ser levantado debe ser de 2 a 3 km (Marsh, 1982; Corry, 1988). Sin embargo, el levantamiento de bloques de roca encajonante de dimensiones regionales limitados por fallas no es común, ya que la topografía generalmente evoluciona a formas dómicas inclinando suavemente la estratificación dentro de arcos y/o centros volcánicos, interpretándose esto como producto de acumulaciones de magmas cerca de la superficie (Reilinger *et al.*, 1980).

V.4.7 Diapiros y plutones expandidos radialmente

Estos dos tipos de mecanismos de emplazamiento han sido fuertemente discutidos por las características comunes entre sí. Ambos mecanismos podrían estar presentes en cuerpos intrusivos que, en planta, presentan formas burdamente circulares, zonación composicional concéntrica y foliación interna concéntrica. La deformación asociada es

aplanada en el margen del plutón y en la aureola de contacto, indicando que han desplazado lateralmente a las rocas encajonantes durante su emplazamiento (Pitcher 1979; Bateman, 1985; Ramsay, 1989; Paterson y Fowler, 1993; Paterson y Vernon, 1995). Diferentes nombres han sido asignados a este tipo de emplazamientos, dependiendo de las formas de los cuerpos y de sus relaciones con la roca encajonante como: diapiros en forma de hongo (Fig. 40b) u oblicuos (Ramberg, 1981), diapiros cortantes (Fig. 50a y 51b) y no cortantes (Fig. 51a) y plutones inflados (Fig. 50b; Sylvester *et al.*, 1978).

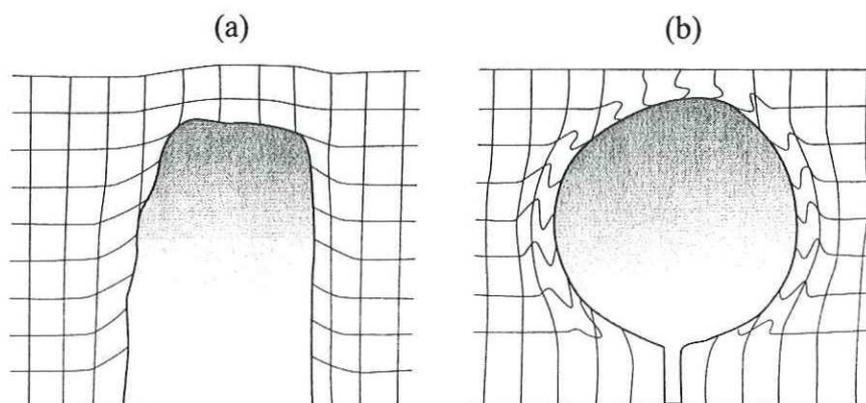


Fig 52 Sección de un diapiro cortante (a) y un plutón inflado (b). Los bordes de los recuadros son indicadores pasivos tanto de la deformación como del volumen necesario para el emplazamiento (Paterson *et al.*, 1991).

Otras características observadas en la roca encajonante cercana al margen de plutones en forma de hongo o no cortantes son: sinclinales anulares alrededor de la intrusión (Fig. 40b), foliación concéntrica fuerte y lineaciones de extensión inclinadas hacia abajo. La deformación predominante es tipo cilíndrica (constriccional; Fig 52a y b) y se desarrolla por el ascenso vertical del cuerpo combinado con empuje lateral de la roca encajonante (Dixon, 1975; Ramberg, 1981; Cruden, 1988; Weinberg y Podladchikov, 1994; Fig. 51a).

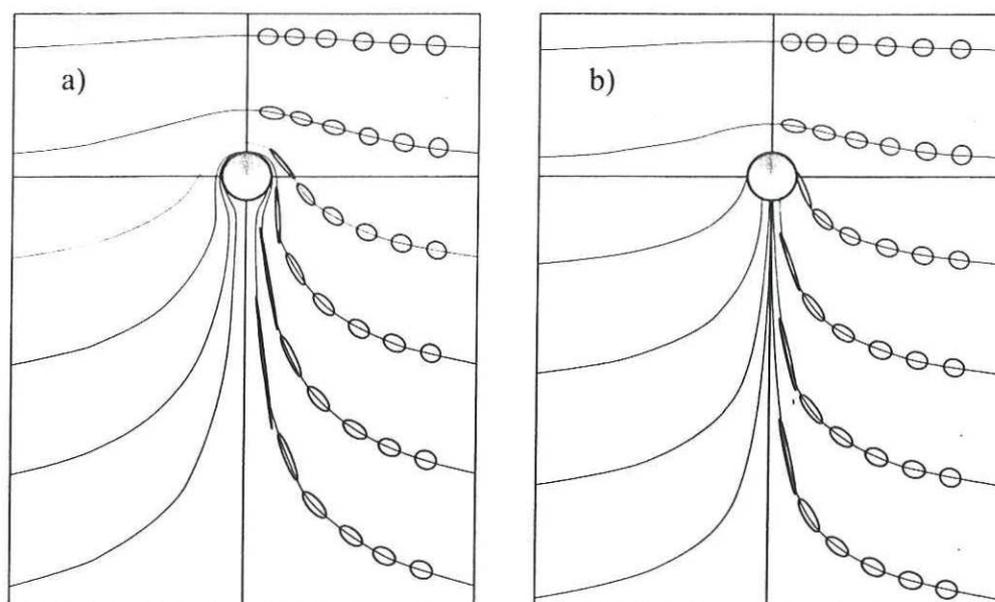


Fig. 51 Marcadores pasivos horizontales y elipses de deformación finita asociados a un cuerpo esférico (diapiro idealizado). (a) No corta y (b) cortante (Schmeling, 1988). Tanto los horizontes como los elipses inicialmente no estaban deformados, nótese la alta deformación cerca y detrás de la esfera.

Pitcher (1979) critica ampliamente el modelo de ascenso y emplazamiento diapírico, sugiriendo que la mayoría de las deformaciones, tanto internas como alrededor de plutones, son ocasionadas por expansión radial producto de intrusiones episódicas o continuas de magma dentro de la cámara magmática (Fig. 41a, c y 49b). La expansión controla el desarrollo de foliación en estado sólido en el borde del plutón (Pitcher, 1979, Bateman, 1985, Mahmood, 1985), así como la aparición de foliación magmática hacia el centro del cuerpo (Paterson *et al.*, 1989, Paterson y Fowler, 1993).

Los problemas más frecuentes a explicar durante ascenso diapírico es que las aureolas, tanto termales como las producidas por deformación, son demasiado pequeñas hasta en un orden de magnitud comparadas con modelos teóricos (Cruden, 1988). La amplitud de las aureolas depende de: (a) la forma del cuerpo, (b) la temperatura inicial de la

intrusión, (c) contraste de temperatura con la roca encajonante, (d) presencia de fluidos, (e) tipo de diapiro, cortante o no cortante y (f) de la distancia que ascendió como un cuerpo individual, ya que las dimensiones de las aureolas son inversamente proporcionales a la distancia vertical recorrida por el cuerpo en ascenso (Fig. 41b; Schmeling *et al.*, 1988; Paterson y Fowler, 1993).

Al comparar plutones diapíricos y expandidos, Paterson y Fowler (1993) destacan que: (a) muchos de los rasgos usados como evidencia de expansión en plutones tienen explicaciones alternas, (b) para que el diapirismo ocurra, la roca encajonante debe ser parcialmente fundida y (c) que la intensidad de la deformación y el ancho de las aureolas termales en la roca encajonante, estimadas en modelos teóricos de diairos y plutones expandidos, aun no han sido documentadas en plutones naturales. Así, parece que los modelos actuales de ascenso diapírico son incorrectos, propiciando que cuerpos que a la fecha han sido interpretados como producto de ascenso diapírico hayan sido reinterpretados y definidos como producto de al menos en parte por otros mecanismos.

V.4.8 Fusión de roca encajonante

Este proceso se presenta en todos los niveles de emplazamiento de magmas de cualquier composición, pero se descarta que sea un mecanismo de ascenso importante (Paterson *et al.*, 1991). Ahren *et al.* (1981) y Marsh (1982) suponen que este mecanismo ocurre de manera importante solo en la parte baja de la corteza, estrechamente relacionado a la mecánica de ascenso de cuerpos diapíricos.

La fusión del techo de plutones es más propicia cuando la temperatura de la roca encajonante ya es alta antes de la intrusión de magma, de esta forma el cuerpo no necesita liberar mucho calor para fundir parcialmente la roca encajonante y poder intrusionarla posteriormente por flotabilidad (Ahren *et al.*, 1981). Este mecanismo de ascenso es favorable cuando: (1) la altura de la intrusión es >1 km, (2) si la viscosidad del magma es relativamente baja y (3) si las diferencias de temperatura entre el magma y la roca encajonante son pequeñas (Ahren *et al.*, 1981).

Marsh (1982) discute este proceso y señala que debe ser de importancia menor, ya que la fusión parcial de techos de plutones implicaría la incorporación de gran parte de la roca encajonante dentro de los magmas. En estos casos, la contaminación sería alta y podría producir magmas que tenderían a composiciones riolíticas en arcos continentales y andesíticas en los magmas oceánicos. Este mismo proceso también aceleraría el enfriamiento y por ende el emplazamiento.

Paterson *et al.* (1993) prefieren integrar la fusión de roca encajonante como parte importante dentro del diapirismo y menos importante en expansión de cámaras magmáticas. Por lo tanto, el modelo de ascenso de magmas por fusión de roca encajonante (Ahren *et al.*, 1981) y a través de diapiros (Marsh, 1982) serían complementarios, ya que se piensa que los diapiros reblandecen y llegan a fundir parcialmente sus bordes, o al menos incrementan la temperatura de la roca encajonante a un punto cercano a su fusión, principalmente en el techo de la cámara.

Existe aún gran controversia en el estudio de mecanismos de ascenso y emplazamiento de plutones. En este trabajo se presentaran evidencias para seleccionar algunos de los mecanismos de ascenso y de emplazamiento propuestos para los plutones Encinosa, Potrero y San Pedro Mártir. Además, se propondrán los factores físicos que controlaron los diferentes mecanismos de ascenso y emplazamiento observados.

V.5 Mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas presentes dentro del área de estudio.

Existe una clara variación del estilo de emplazamiento dentro del área de estudio que refleja diferencias en el comportamiento mecánico de la corteza. Pasa de un estado frágil en el oeste a un estado preferentemente dúctil en el este. Esta zona de transición involucra plutones que varían en edad y composición, siendo más antiguos y máficos en el oeste que en el este (Chávez-Cabello, *et al.* 1997). Además, se presenta un cambio en mecanismos de ascenso y emplazamiento de los magmas evolucionando de diques y rebaje magmático en el oeste hasta expansión de cámaras magmáticas en el este. A continuación,

se describen los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas presentes para cada uno de los plutones estudiados separándolos en tres áreas diferentes.

V.5.1 Área oeste

Al oeste del área de estudio el plutón Encinosa representa un excelente ejemplo de un plutón post-tectónico (posterior a S_2), fuertemente discordante, sin estructuras internas (foliación, lineación mineral, enclaves orientados, zonación composicional, etc.), porfídico en casi toda su extensión y emplazado cortando abruptamente la roca encajonante sin ocasionar deformación importante en su borde. A primer instancia sugiere que el emplazamiento del plutón fue rápido.

Lo anterior, y la abundancia de diques en la aureola termal y a xenolitos de roca encajonante de tamaño variable dentro del plutón, permiten inferir que diques y rebaje magmático fueron los mecanismos de ascenso y emplazamiento que dominaron, al menos, durante la etapa final de la evolución mecánica del plutón (Chávez-Cabello, *et al.* 1997). En la figura 52 se muestra una sección que permite comparar las relaciones de contacto plutón-roca encajonante, del oeste al este, dentro del área de estudio y sobre todo observar el cambio gradacional de mecanismos de ascenso y emplazamiento dentro de una parte de la corteza que, al parecer, evolucionó de ser frágil y fría a preferentemente dúctil y caliente a consecuencia de emplazamiento plutónico.

V.5.2 Área centro

El plutón Potrero es la parte esencial de esta área. Sus relaciones de contacto varían de discordantes en el oeste a concordantes en el este. La intensidad de la deformación tanto interna como en su borde, también cambia en la misma dirección siendo baja en el oeste y alta en el este. Texturalmente es de grano medio, es foliado con orientación fuerte de enclaves, presenta también diques que al parecer desarrollaron cizalla interna durante su emplazamiento y foliaciones en estado sólido en el borde este (Chávez-Cabello, *et al.* 1997).

Composicionalmente esta zoneado ya que en la mitad suroeste aflora una tonalita de biotita y hornblenda mientras que en el noreste se invierte para ser tonalita de hornblenda y biotita. Los análisis de deformación finita en muestras de roca encajonante alrededor del plutón confirman la variación de la deformación tanto pre-emplazamiento como sin-emplazamiento. La desviación de ejes de pliegues alrededor del plutón en el norte, así como de foliaciones en el sur, la geometría de contacto con la roca encajonante y los rumbos e inclinaciones de la foliación magmática permiten burdamente reconstruir la posible geometría del cuerpo a la profundidad y sobre todo la dirección de crecimiento o generación de espacio durante el emplazamiento (Bateman, 1984). Lo anterior intrínsecamente nos permite definir los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas involucrados en la formación del plutón.

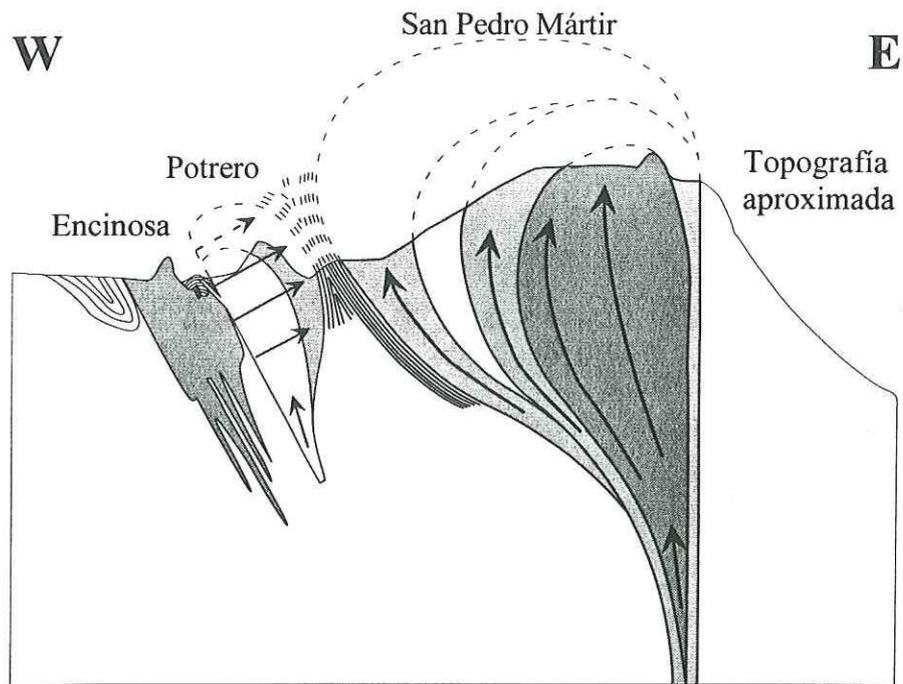


Fig. 52 Sección esquemática del oeste al este dentro del área de estudio que muestra el cambio en las relaciones de contacto plutón-roca encajonante.

Debido a la ausencia de deformación cilíndrica, de sinclinales anulares y contactos concordantes alrededor del plutón Potrero, que son rasgos obtenidos en modelado de ascenso diapírico (Dixón, 1975; Schmelling *et al.*, 1988), se descarta la posibilidad de que el ascenso del magma que originó al plutón Potrero haya sido a través de un diapiro. En su lugar, se interpreta como el mecanismo dominante el ascenso a través de diques. Mientras que rebaje magmático, fundamentado por la existencia de bloques de roca encajonante dentro del plutón y las relaciones discordantes en el oeste y sur, así como expansión de la cámara magmática (ballooning) hacia el noreste (aplanamiento puro con relaciones concordantes), representan los mecanismos de emplazamiento más importantes durante la generación de espacio (Fig. 52).

El mecanismo para hacer espacio debió cambiar ya que ocurrió mayor desplazamiento lateral y vertical de las rocas encajonantes para la generación del espacio del magma. Aquí, la velocidad de generación de espacio en la roca encajonante fue superado por el volumen necesario para el emplazamiento del magma que entró a la cámara (Hutton, 1988). Esto controló la expansión de la cámara magmática y la distensión de la roca encajonante para satisfacer las necesidades de espacio. Esta deformación se manifestó con el incremento de la intensidad de foliación magmática, una mayor deformación de los enclaves, la formación de foliaciones en estado sólido, la desviación de ejes de pliegues regionales y la deformación aplanada en partículas de tobas líticas en el contacto noreste y este (Fig. 53).

V.5.3 Área este

Entre los plutones Potrero y SPM existe la transición entre deformación aplanada al oeste y cilíndrica al este experimentada por la roca encajonante durante el emplazamiento de los plutones. El contacto de SPM con las tobas líticas de la Formación Alisitos no es directo, ya que existe la unidad gris de rocas meta-ígneas. El contacto siempre es concordante y existe alargamiento extremo de minerales ígneos dentro de la tonalita de hornblenda y biotita que está en contacto directo con la unidad metaígneas. La deformación

observada en la tonalita y en la aureola de la roca encajonante, en conjunto con la deformación de enclaves y el incremento de las foliaciones magmáticas en el borde del plutón SPM, sugieren que diapirismo podría ser un mecanismo de ascenso y emplazamiento importante en la evolución de este plutón (Eastman, 1986; McCormick, 1986; Ortega-Rivera *et al.*, 1997). Los análisis químicos (valores iguales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (Sr_i) en todas las fases), contactos gradacionales y las relaciones permitieron inferir que el plutón SPM debió haber sido emplazado como un cuerpo diapírico simple en lugar de haber sido producido por la intrusión de una serie de pulsos de magma anidados (diapiros anidados; Eastman, 1986).

Análisis detallados de deformación finita no han sido realizados en la roca encajonante ni dentro del plutón SPM; la muestra analizada en este trabajo (SPM-1; Fig. 5), localizada en el borde oeste del plutón, sugiere en primer instancia que las partículas pre-deformadas experimentaron deformación cilíndrica. Sin embargo, existen argumentos contundentes para concluir que el plutón SPM efectivamente fué emplazado diapíricamente. Muchos análisis más deben ser efectuados dentro y en el borde del plutón así como también determinar si existen, dentro de la roca encajonante, los rasgos que han sido definidos experimentalmente para la intrusión de magma de forma diapírica (Dixon, 1975; Schmeling *et al.*, 1988; Cruden, 1988). Un punto débil del modelo corresponde también a la dimensión de la aureola estructural observada en la parte oeste del plutón. Esta aureola no parece corresponder a la esperada para un diapiro (Schmeling *et al.*, 1988), y esto debe ser cuantificado en detalle alrededor de todo el plutón para confirmar o descartar el ascenso diapírico sugerido por Eastman (1986), McCormick (1986) y aun mantenido por Ortega-Rivera *et al.* (1997; Fig. 53). Se debe evaluar también la posibilidad de que otros mecanismos de ascenso y emplazamiento como diques acompañado de expansión de cámara magmática pudieron ocurrir.

V.6 Características comunes entre los plutones del área de estudio

Durante el trabajo de reconocimiento geológico en el BSP realizado con apoyo de fotografías aéreas y verificación de puntos en campo, Gastil *et al.* (1975) interpretaron varios

plutones de forma circular en vista en planta y con deformación en su aureola como cuerpos diapíricos. El plutón San José corresponde a uno de éstos, sin embargo, no fué hasta el trabajo de Murray (1978) que este mecanismo fue descartado.

La mayoría de los estudios detallados sobre los plutones han sido dirigidos a problemas genéticos, descuidando un tanto la problemática del emplazamiento (Gromet y Silver, 1987; Silver y Chappell, 1988; Gastil *et al.*, 1990; Walawender *et al.*, 1990; Todd *et al.*, 1988 y muchos otros). En este trabajo se reconocieron varias características generales comunes entre los plutones San José (Murray, 1978) y Potrero, como la variación en la intensidad de las estructuras de flujo (foliación y lineación mineral, deformación de enclaves, etc.), las relaciones de contacto con la roca encajonante (varían de discordantes a concordantes), la variación composicional lateral, entre otras.

En SPM existe también variación composicional lateral que cambia gradacionalmente entre las fases; al igual como ocurre con el plutón Potrero y muy parecido a las relaciones de contacto definidas en el plutón San José (Murray, 1978). La geometría de los contactos entre los plutones y la roca encajonante muestra comportamiento muy semejante. Lo anterior se piensa que está controlado por la dirección de expansión de las cámaras magmáticas. En el plutón San José la expansión de la cámara magmática al parecer ocurrió hacia el norte (Murray, 1978), en el plutón Potrero hacia el noreste y en San Pedro Mártir podría inferirse que ocurrió en dirección oeste. En todos los casos la dirección de expansión fue perpendicular a la zona de sutura (Fig. 37) y cabe preguntarse ¿Tuvo la zona de sutura un control real sobre la dirección de expansión de las cámaras magmáticas de los plutones? o se debió únicamente a la variación litológica tal como se a propuesto en este trabajo.

Revisando en detalle los mapas de Eastman (1986) y McCormick (1986) del plutón SPM, se pueden observar variaciones en la forma y distribución de las fases, existe un incremento de la deformación en dirección oeste, baja intensidad de las estructuras de flujo en el este y acumulación de xenolitos de la roca encajonante hacia el borde más irregular

del plutón (este); estas características en común con los plutones Potrero y San José, ponen en duda la interpretación de que el ascenso del plutón SPM haya ocurrido diapíricamente.

La geometría no llega a ser elíptica, la zonación interna es asimétrica (Fig. 37), lo cual es contrario a lo esperado en modelado de emplazamiento diapírico (Dixon, 1975; Schmelling *et al.*, 1988). Los modelos hasta hoy sugeridos para su emplazamiento son difíciles de conciliar con ascenso diapírico o intrusión de pulsos anidados más jóvenes hacia el este, ya que la variación composicional gradacional así como las edades (sin excepción) continuamente son más evolucionadas y jóvenes hacia el este (Walawender *et al.*, 1990; Ortega-Rivera *et al.*, 1997). A continuación se discuten los modelos de emplazamiento propuestos por Ortega-Rivera *et al.* (1997; pag. 740) para explicar las variaciones de edad (U/Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar) y geobarometría (contenido de Al en hornblenda) en el plutón de SPM.

El modelo 1 (sin vasculamiento) implica migración del magmatismo hacia el este. Este modelo no explica los contactos gradacionales entre las fases de tonalita de hornblenda y biotita marginal, granodiorita de biotita y la granodiorita de muscovita y biotita. El ascenso de otros pulsos de magma, tiempo después del emplazamiento de la tonalita de hornblenda y biotita, implicaría al menos contactos más abruptos y saltos en las edades de emplazamiento, así como co-intrusión de magmas (mingling) en el contacto y hasta quizás variaciones en el contenido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ lo cual no se ha detectado (Eastman, 1986).

El modelo 2 (sin vasculamiento) sugiere que una falla mayor ocurrió en el borde noreste del plutón (falla Sierra SPM al este, aun activa), sin embargo la discrepancia mayor en este modelo se debe a que las foliaciones magmáticas no siguen un patrón concéntrico a la granodiorita de muscovita y biotita sino que son paralelas al contacto y a la forma irregular de V del plutón. Otro detalle son las edades de las biotitas en el sureste, ya que son más jóvenes que las del centro; lo cual no debería ocurrir si pensamos que es un diapíro que su centro debe ser más joven por enfriarse después que su margen.

Sierra San Pedro Martir

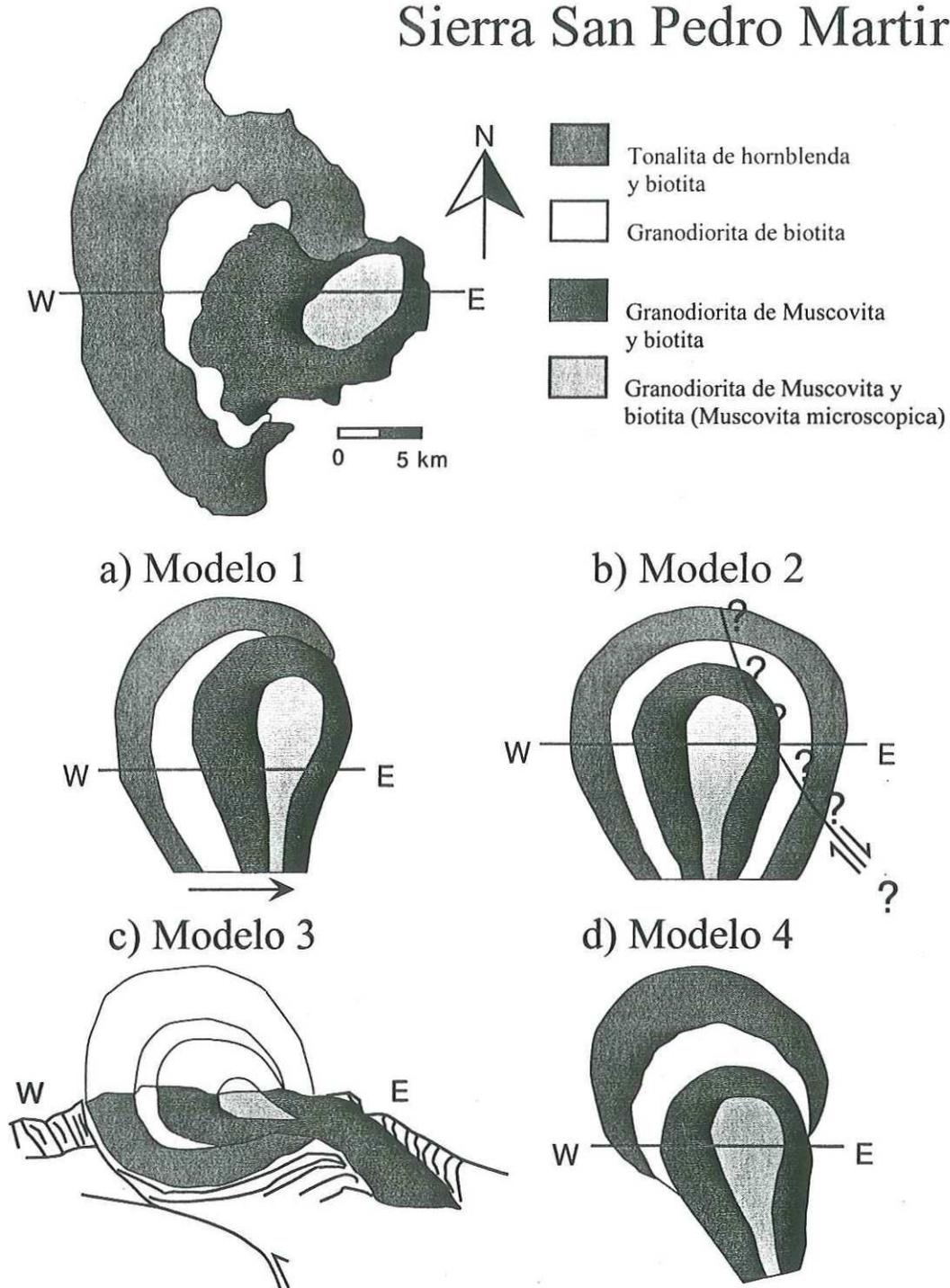


Fig. 53 Mapa geológico y representaciones esquemáticas de las secciones tectónicas propuestas para el plutón SPM (Ortega-Rivera *et al.*, 1997). Nótese la intrusión diapírica siempre sugerida para explicar la zonación asimétrica del plutón.

El modelo 3 implica vasculamiento de 90° del plutón hacia el oeste con respecto a un eje horizontal orientado norte-sur (Gastil *et al.*, 1991). Este vasculamiento debió ocurrir antes de 91 a 92 Ma (edad del cierre para Ar en hornblendas) ya que no se detecta tal vasculamiento con la geobarometría realizada. Otra parte del vasculamiento antes de 88 Ma, ya que la temperatura de cierre para Ar en biotitas es de 280 °C y 220 °C para las plagioclasas. Finalmente $\cong 15^\circ$ más después de 88 Ma. Sin embargo estas son suposiciones que aún no están comprobadas.

Finalmente, el modelo 4 implica también vasculamiento de $\cong 15^\circ$ del plutón durante o después de 88 Ma, edad de cierre de Ar para las biotitas, para poder explicar la variación en edades observada del oeste al este. Sin embargo, los dos problemas mayores para los cuatro modelos son: (a) No reportan evidencias contundentes que sugieran ascenso y emplazamiento diapírico para el plutón (Eastman, 1986; McCormick, 1986; Gastil *et al.*, 1991; Ortega-Rivera *et al.*, 1997) similares a las obtenidas en modelados teóricos (Dixon, 1975; Marsh, 1982; Schmeling *et al.* 1988), y (b) tampoco existe disminución paulatina de las edades hacia el centro del plutón sino que, más correctamente, esta disminuye lateralmente.

Sugerimos que el diapirismo propuesto para SPM debe ser fuertemente evaluado ya que la distribución de las fases, la geometría del contacto y los patrones de flujo son bastante semejantes a los de los plutones San José y Potrero que si presentan mecanismos de emplazamiento preferentemente quebradizos como rebaje magmático y expansión final de la cámara magmática. Consideramos que expansión de la cámara magmática de SPM podría ser un modelo que explique satisfactoriamente la variación composicional, de edad y relaciones de contacto observadas (Eastman, 1986; McCormick, 1986; Ortega-Rivera *et al.* (1997). En la Tabla V se presenta en resumen las características de los plutones San José, Potrero y San Pedro Mártir.

Ortega-Rivera *et al.*, (1997) definieron que el plutón SPM no ha experimentado vasculamiento importante con base en el geobarómetro de Al en hornblenda. El nivel de exposición actual del plutón presenta condiciones de presión para la cristalización de

hornblenda de ~5 kb (20 km) máximo y ~3 kb (12 km) mínimo, dependiendo de los métodos utilizados en el cálculo. Por lo tanto, la distribución de las fases correspondería a la posición original de emplazamiento.

Con base en lo anterior, surgen algunos comentarios sobre el modelo diapírico de emplazamiento para el plutón de SPM propuesto por Eastman (1986) y McCormick (1986). (1) La variación en la intensidad de la deformación en los enclaves no corresponde a la de un cuerpo diapírico, (2) si el plutón fue efectivamente emplazado diapíricamente, no se presenta la información que soporta la deformación cilíndrica propuesta en modelos diapíricos (Dixon, 1975; Marsh, 1982; Schmeling *et al.*, 1987), (3) tampoco explican la ocurrencia de contactos irregulares entre el plutón y la roca encajonante cuando deberían de ser más cercanos a concordantes por intrusionar forzosamente y, finalmente, (4) existen variaciones asimétricas fuertes tanto en la deformación interna como externa, en lugar de mínima diferencia en el patrón de deformación esperada para diapiros (Dixon, 1975). Este último punto puede estar controlado por la variación de la composición de la roca encajonante sin embargo, no se discute.

Con base en estos puntos, se piensa que la asimetría de la zonación en el plutón de SPM podría estar controlada por posible expansión de la cámara magmática hacia el oeste, similar a lo que ocurre en los plutones San José y Potrero; pero con la diferencia que la expansión en estos plutones es hacia el norte y noreste, respectivamente.

Tabla V Comparación de las características de los plutones en el área de estudio

Característica	San José	Potrero	San Pedro Mártir
Rocas encajonantes	Fm. Alisitos (Tobas líticas, brechas volcánicas, limolitas, areniscas y calizas)	Fm. Alisitos (Tobas líticas, brechas volcánicas, limolitas, areniscas y calizas)	Fm Alisitos en el suroeste, meta-plutónicas y meta-clásticas en el resto del contacto
Mecanismos de ascenso	Diques	Diques	Diapirico (?). Se sugiere que diques deben ser evaluados
Mecanismos de emplazamiento	Rebaje magnético y expansión final de la cámara magmática	Rebaje magnético y expansión final de la cámara magmática	Diapirico. Se considera que podría ser rebaje magnético y expansión de la cámara magmática
Contacto con la roca encajonante	Irregular abrupto y discordante en el sur y suave abrupto y concordante en el norte	Irregular abrupto y discordante en el sur y suroeste; suave abrupto y concordante en el este y noreste	Irregular, abrupto y concordante (?) en el este suave, abrupto y concordante en el oeste
Presencia de xenolitos	En el sur	En el sur	En el este
Deformación de enclaves	Aplanada en el norte	Aplanada en el noreste	Aplanada en el oeste
Foliación	Asimétrica y más intensa en el norte	Asimétrica y más intensa en el noreste	Asimétrica y más intensa en el oeste
Litología	Tonalita (95%) y gabro (5%)	Tonalita	Tonalita a granodiorita
Textura	Granular porfírica en el sur y de grano medio a grueso en el norte	De grano medio con homblenda y biotita euhedrales	Grano medio a grueso, principalmente hipidiomorfica granular, biotita pseudomorfa en las zonas externas y megacristales de cuarzo en el núcleo
Edad de emplazamiento	108 ± 1 Ma	102 ± 1 Ma	97 +4/-1 Ma
Dirección de expansión de la cámara magmática	Hacia el norte	Hacia el noreste	Sugerimos que podría ser hacia el oeste

Tabla V Continuación

Característica	Encinosa	Santa Cruz
Rocas encajonantes	Fm. Alisitos (Tobas líticas, brechas volcánicas, limolitas, areniscas y calizas)	Fm. Alisitos (Tobas líticas, brechas volcánicas, limolitas, areniscas y calizas)
Mecanismos de ascenso	Diques	Diques
Mecanismos de emplazamiento	Diques y rebaje magmático	Diques y rebaje magmático
Contacto con la roca encajonante	Irregular abrupto y discordante	Irregular abrupto y en su mayoría discordante
Presencia de xenolitos	Mayor cantidad en el sur	En el noreste
Deformación de enclaves	No se presenta	No se presenta
Foliación	No se presenta	No se presenta
Litología	Cuarzo-diorita y gabro	Cuarzo-diorita
Textura	Principalmente de porfirítico a granular	Porfirítico-granular
Edad de emplazamiento	Entre 108 y 102 Ma	Pre-plutón Potrero
Dirección de expansión de la cámara magmática	No ocurrió	No ocurrió

Características del plutón San José son de Murray (1978) y de San Pedro Mártir de Eastman (1986) y McCormick (1986)

CAPITULO VI

DISCUSION

VI.1 Mecanismos de deformación

Los mecanismos de deformación dentro de la corteza pueden ser separados como: mecanismos frágiles y mecanismos dúctiles. Los mecanismos frágiles dominan en las partes más altas de la corteza y se presentan cuando la roca no alcanza a absorber más que 3 a 5% de la deformación; mientras que los dúctiles, ocurren en las zonas más profundas de la corteza y se manifiestan en rocas que alcanzan a experimentar hasta 10% de deformación sin perder la cohesión entre sus partículas (Davis y Reynolds, 1996).

La zona de cambio entre estos dos mecanismos es conocida como la transición frágil-dúctil; aquí ambos mecanismos contribuyen sobre la deformación observada. El cambio de la zona frágil a dúctil es gradacional y parcialmente depende de la composición de las rocas, que variablemente responderán a otros factores físicos como temperatura, presión confinante, presión de fluidos y velocidad de la deformación (Davis y Reynolds, 1996). La zona con mecanismos transicionales presenta espesores y profundidades variables, ocurriendo generalmente entre los 10 - 15 km dentro de la corteza y pudiendo migrar hacia partes más someras durante eventos de calentamiento termal a escala regional (por ej. en arcos magmáticos) y regresar a su nivel inicial después del evento (Buddington, 1959).

La composición mineralógica de la roca controla su resistencia y puede conducirla a comportarse frágil o dúctilmente; por ejemplo, rocas con alto contenido de calcita y/o micas al ser sometidas a incrementos de temperatura, se comportarán de manera más dúctil que rocas que no los presentan. La simple variación de la temperatura de la roca, incrementos de la presión confinante durante sepultamiento de sedimentos, pueden incrementar también el comportamiento dúctil de la roca. En este caso, la presión de fluido debe ser considerada ya que si es alta, puede contrarrestar el incremento del comportamiento dúctil proporcionado por la presión de confinamiento (Davis y Reynolds, 1996).

Otro factor importante en la medición de la resistencia de la roca es la velocidad de la deformación, ya que esfuerzos bajos de larga duración ocasionan deformación plástica,

mientras que esfuerzos grandes de corta duración ocasionan ruptura (Davis y Reynolds, 1996). Además, la cantidad de esfuerzo necesaria para ocasionar deformación plástica y finalmente ruptura, es menor que el necesario para ocasionar el mismo fallamiento pero a altas velocidades de deformación.

La alteración de estos cuatro factores es continua en el tiempo y juega un papel crucial en la evolución mecánica de la corteza (Pitcher, 1993). En arcos magmáticos la velocidad de ascenso, volumen extruido y emplazado de magma se convierte en el proceso principal que los controla (Paterson *et al.*, 1996). En estos casos lo importante es separar cual o cuales de los factores físicos que controlan la deformación fueron los que actuaron.

Durante y después del ascenso y emplazamiento de magmas en la corteza, el estado regional de esfuerzos, la composición, la temperatura y el volumen cambian (Paterson y Vernon, 1995; Schmelling *et al.*, 1988). Los cuerpos intrusivos iniciales incrementan, al menos localmente, la temperatura de la corteza y después de enfriarse representan una variación composicional lateral que durante intrusiones posteriores, responderán muy diferente desde el punto de vista mecánico comparados a roca encajonante pre-deformada y calentada. Lo anterior permite observar relaciones de contacto y deformación contrastantes en los bordes de plutones más jóvenes que, finalmente, son traducidos a mecanismos de emplazamiento involucrados durante la historia mecánica más reciente del plutón (Paterson y Fowler, 1993; Pitcher, 1993).

La definición de los mecanismos de emplazamiento queda prácticamente restringida al estudio de: (1) la deformación observada en el contacto plutón-roca encajonante y al (2) desarrollo y distribución de estructuras internas durante el emplazamiento (Paterson *et al.*, 1991).

Lo anterior involucra la integración de observaciones detalladas que, en conjunto, contribuyen a la definición del estilo de emplazamiento de plutones individuales como:

- (a) La composición química, mineralógica y distribución interna de las fases magmáticas.

- (b) Orientación e intensidad de estructuras internas (foliaciones magmáticas, lineaciones minerales, deformación de enclaves, trasposición de contactos, etc.).
- (c) Forma del contacto plutón-roca encajonante y la deformación asociada al emplazamiento.

A continuación, en orden de antigüedad, se discutirá cada uno de los plutones estudiados durante este trabajo y, finalmente, serán integrados como un sub-sistema dentro de la corteza.

VI.2 Plutón Encinosa

Este plutón es el más alargado (NW-SE) e irregular en su contacto con la roca encajonante, composicionalmente es heterogéneo y predominan las texturas porfídicas sobre las granulares, con cristales anhedrales a subhedrales sin zoneamiento importante. Los autolitos presentan formas muy irregulares, composiciones máficas y texturas porfídicas hasta microgranulares con bordes difusos. Los xenolitos de la roca encajonante presentan formas y tamaños extremadamente variables, predominando en el borde y la parte sureste del plutón. No presenta ninguna estructura producto de flujo magmático, los enclaves y diques parecen no estar controlados por estructuras pre-emplazamiento o haber sido afectados por esfuerzos externos impuestos durante el emplazamiento.

Este plutón corta abruptamente estructuras plegadas, foliaciones regionales, hasta foliaciones rotadas durante el emplazamiento de las unidades THbs y THbp del plutón San José (Johnson, 1998; com. pers.), limitando su edad a post-108 Ma. Esta idea es con base en el cambio gradual del rumbo de la foliación, donde se observa que es claramente desviada de un rumbo NW-SE (regional) paralelo al borde del plutón Encinosa en su parte noreste hasta SW-NE perpendicular y paralela al contacto del plutón San José en su parte sureste.

La heterogeneidad composicional, la escasez de estructuras de flujo, de texturas porfídicas, la abundancia de diques en su borde, los autolitos y xenolitos de formas irregulares y tamaños extremos, sugieren que el cuerpo fue emplazado a través de diques

que condujeron múltiples pulsos de magma que experimentaron enfriamiento rápido y generaron espacio, explotando fracturas a través de rebaje magmático (*stoping*).

VI.3 Plutón Potrero

Este plutón se caracteriza por presentar dos unidades petrográficas con textura hipidiomórfica granular bien desarrollada. La unidad tonalítica de hornblenda y biotita (THb-Bi) y la tonalita de biotita y hornblenda (TBi-Hb), presentan zonación composicional en minerales y son comunes los reemplazamientos. Presentan fuerte foliación, fracturamiento y autolitos con relaciones axiales extremas (2-1 en el oeste hasta 15-1 en el este). Las relaciones de contacto con la roca encajonante pasan de discordantes e irregulares en el borde oeste a concordantes y suaves en el este.

Los diques máficos en la mayoría de los casos presentaron, al parecer, cizallamiento en estado plástico sugiriendo deformación sin-tectónica. La deformación extrema de autolitos, la desviación de ejes de pliegue y foliaciones en el norte, así como el desarrollo de foliaciones más intensas en el borde este, la recristalización de cuarzo, feldespatos y plegamiento de maclas de plagioclasas fundamentan una deformación en estado sólido (Paterson *et al.*, 1989) producto de la expansión tardía de la cámara magmática hacia el noreste.

La ocurrencia de relaciones de contacto discordantes, zonación lateral, bordes irregulares y xenolitos de la roca encajonante en el sur, así como la ausencia de deformación cilíndrica en la parte interna y externa del contacto, pliegues sinclinales y contactos concordantes alrededor del plutón, obtenidos mediante modelado de ascenso diapírico (Dixón, 1975; Schmelling *et al.*, 1988), descartan el ascenso de magma del plutón Potrero a través de un cuerpo diapírico; en su lugar, se sugiere que los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas que dieron origen al plutón Potrero son ascenso a través de diques, que inicialmente explotaron fracturas, acompañado de rebaje magmático y expansión asimétrica tardía de la cámara magmática hacia el noreste.

La ocurrencia de textura hipidiomórfica granular, la zonación mineral extrema, reemplazamientos minerales y hasta relaciones concordantes en el este del plutón, son indicadores de una evolución de enfriamiento y deformación relativamente lenta durante la creación de espacio producto de la expansión de la cámara magmática. La expansión dirigida hacia el noreste es producto de rasgos pre-emplazamiento como lo es el plutón Encinosa al oeste y Santa Cruz al sur que obstruyeron la expansión simétrica sugerida en modelado de plutones expandidos (Paterson, *et al.* 1991; Pitcher, 1979).

VI.4 Otros plutones

VI.4.1 Plutón San José

El plutón San José es composicional y químicamente muy homogéneo. El ~96% del plutón esta representado por tonalitas. Sin embargo, está conformado por tres unidades texturalmente diferentes (Murray, 1978). La tonalita de hornblenda (stubby) y biotita (THbs) en el norte del plutón, representa la unidad con rasgos estructurales más intensos (foliación y lineación mineral, deformación de enclaves, etc.) y texturas más granulares. La foliación y el contacto litológico en el borde del plutón es muy concordante y durante el emplazamiento desvió ejes de pliegues y foliaciones regionales desde un rumbo NW-SE a W-E. La segunda unidad es la tonalita de hornblenda prismática (THbp) y aflora en la parte central del plutón; su contacto con la THbs cambia de gradacional hasta abrupto con presencia de co-intrusión (mingling) en el norte y un incremento ligero en la intensidad de la foliación magmática a lo largo del contacto. Esto indica una separación en el tiempo de intrusión. La tercera unidad es la tonalita porfídica (TP; Fig. 18) y aflora en la parte sur.

El contacto entre la TP y la THbp es gradacional. La distribución y deformación de autolitos define a *grosso modo* parte de la mecánica de emplazamiento y separa espacialmente las unidades internas del plutón. Las relaciones axiales presentes en los autolitos varían de <2:1 en el sur hasta 20:1 en el norte, sugiriendo aplanamiento extremo. La abundancia de xenolitos y las relaciones discordantes en el contacto con la roca encajonante en la parte sur del plutón, sugieren rebaje magmático como mecanismo de

emplazamiento, acelerado por fracturamiento y fallamiento (Falla El Socorro y Willow Creek) tanto en el sureste como en el suroeste; implicando deformación rápida más que deformación lenta como puede ser vista en el norte durante la expansión.

Con base en la variación textural se pueden construir dos modelos para explicar la relación tiempo-emplazamiento entre las unidades del plutón San José. Ambos modelos están fundamentados bajo la premisa de que la textura porfirítica de la unidad TP representa un emplazamiento rápido con enfriamiento acelerado, la THbs representa un emplazamiento y enfriamiento más lento definido por texturas granulares y la fuerte desviación de foliaciones regionales durante su emplazamiento; finalmente, la THbp representa una velocidad de emplazamiento y enfriamiento intermedia entre TP y THbs.

1er Modelo: implica un emplazamiento más antiguo en el sur que ocasionó el desarrollo de texturas porfídicas debido al enfriamiento rápido del magma al intrusionar corteza fría, hasta la intrusión de la unidad THbs a través de rocas tanto ígneas como metasedimentarias más calientes que permitieron el crecimiento de cristales grandes de hornblenda y plagioclasa. Sin embargo, este modelo implicaría que deberían de existir abundantes xenolitos de roca encajonante a lo largo de los contactos entre las unidades, lo cual no ocurre.

2do Modelo: Este modelo sostiene que los pulsos más antiguos están hacia el norte (Johnson, com. pers., 1998). Explicaría que el crecimiento de grandes cristales de hornblenda en la unidad THbs ocurrió por el aporte de calor de THbp que intrusió contemporáneamente, más el aportado por la unidad TP. Este modelo está fundamentado en fechamiento de circones (U/Pb; THbs=112 Ma (Murray, 1978); THbp=108 Ma (Tate *et al.*, 1998).

Con base en el fuerte aplanamiento en el borde norte y noreste del plutón así como a las fuertes relaciones discordantes en el sur, Murray (1978) interpretó que la expansión de la cámara magmática para la creación de espacio debió haber sido uno de los mecanismos más importantes durante el emplazamiento (Fig. 37). La ocurrencia de la unidad TP más joven en el sur y con relaciones altamente discordantes, sugiere que aún cuando las rocas

encajonantes pudieron haber tenido una temperatura más alta que durante el emplazamiento de THbs y THbp, este factor físico no fue importante durante el emplazamiento de TP; en su lugar, se sugiere que la velocidad de deformación durante el emplazamiento controló las relaciones de corte discordantes, la incorporación de xenolitos y el rápido enfriamiento y consecuente generación de texturas porfídicas en toda la unidad.

VI.4.2 Plutón Santa Cruz

Composicionalmente es muy homogéneo y está compuesto por una cuarzo-diorita con textura hipidiomórfica granular (grano medio). Diques máficos son comunes en su borde norte a diferencia de autolitos y xenolitos que no fueron reconocidos. No presenta estructuras de flujo que pudieran en un momento sugerir deformación asociada al emplazamiento o a esfuerzos regionales impuestos. Diques máficos cortan la roca encajonante complicando las relaciones de contacto pero sin ocasionar deformación durante su emplazamiento. El fracturamiento observado no es pervasivo como en los plutones tonalíticos ni tampoco presenta un patrón definido. Algunos bloques de roca encajonante fueron casi incorporados a la masa cristalina en el borde noreste del plutón.

Las relaciones de contacto discordantes en el noroeste y norte difieren de contactos burdamente concordantes en el sur y sureste. La foliación de la roca encajonante, que burdamente rodea al plutón, parece no haber sido formada por efectos locales de emplazamiento, más bien pudo haber sido desviada desde un rumbo regional NW-SE a una posición que envuelve al plutón Santa Cruz solo por efectos del emplazamiento de los plutones Potrero y SPM.

La mecánica de ascenso y emplazamiento parece no estar bien definida, ya que no es común encontrar en la literatura ejemplos de plutones que presenten una composición homogénea, ausencia de estructuras de flujo magmático, borde en general discordante con la foliación de la roca encajonante y sin deformación asociada al emplazamiento. Este tipo de plutones han sido definidos como plutones misteriosos (mystery plutons; Paterson *et al.*, 1991). Se piensa que el mecanismo de ascenso y emplazamiento de magma más probables

es a través de diques y rebaje magmático hasta levantamiento del techo de la cámara magmática a lo largo de fallas.

VI.4.3 Plutón San Pedro Mártir

El zoneamiento composicional gradacional y la foliación magmática representan los rasgos más importantes desde el punto de vista genético y estructural. Las cuatro fases mayores que cambian de tonalita de hornblenda y biotita en el borde oeste a granodiorita de biotita, granodiorita de muscovita y biotita hasta, finalmente, una granodiorita de muscovita microscópica y biotita en el este, representan un cambio del magma hacia más joven y evolucionado en dirección este. Los diques y autolitos concentrados en el borde oeste del plutón son más deformados y de mayor tamaño. Los xenolitos de rocas encajonantes ocurren cerca del borde este del plutón donde las relaciones de contacto son mucho más irregulares y discordantes que en el oeste. La foliación dentro del plutón es concéntrica, paralela y por mucho, más fuerte en el borde que en el núcleo (Eastman, 1986; McCormick, 1986). El fracturamiento intenso y quizás hasta fallamiento son de los rasgos más prominentes sobre todo en los bordes este y oeste del plutón.

En el oeste la relación plutón roca encajonante a nivel local siempre fue concordante, sin embargo, a escala de kilómetros es discordante, ya que ocurre el acuñaamiento del esquistos gris del norte hacia el sur hasta aparecer la Formación Alisitos en contacto con el plutón SPM. Lineación mineral en tobas líticas y esquistos con inclinación fuerte hacia el noreste ocurre sobre toda la margen oeste del plutón SPM. La evolución de deformación aplanada a cilíndrica desde el borde este del plutón Potrero al borde oeste de SPM sugiere que mecanismos de emplazamiento diferentes debieron haber actuado.

La deformación observada tanto en la tonalita como en la roca encajonante dentro de la aureola, en conjunto con la deformación de enclaves e incremento de la intensidad foliaciones magmáticas en el borde oeste del plutón, fueron utilizados como evidencias para definir emplazamiento diapírico (Eastman, 1986; McCormick, 1986; Ortega-Rivera *et al.*, 1997). Con base en la integración de resultados geoquímicos (valores iguales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en

todas las fases) y rasgos estructurales dentro del plutón SPM (contactos gradacionales, ausencia de cointrusión de magmas y de desviaciones de la foliación magmática), se descartó la posibilidad de que el plutón haya sido emplazado a través de una serie de pulsos de magma anidados (Diapiros anidados; Eastman, 1986), más que como un cuerpo diapírico simple.

Se considera que, análisis de deformación finita y cartografía geológica detallada deben ser realizados en la roca encajonante del plutón SPM, para definir si efectivamente el emplazamiento diapírico representa la opción más viable como mecanismo de ascenso del magma. Además, se debe evaluar la ocurrencia de rasgos que han sido obtenidos experimentalmente para la intrusión de magma a través de diapiros (Dixon, 1975; Schmeling *et al.*, 1988; Cruden, 1988). La aureola estructural observada en la parte oeste del plutón, no parece corresponder a la esperada durante modelado (Schmeling *et al.*, 1988) además de que estructuras como sinclinales anulares son difíciles de definir debido a lo intrincado de la deformación por lo que se sugiere que otras opciones como ascenso y emplazamiento a través de diques acompañado de expansión lateral de la cámara magmática deben ser evaluadas. Esto con base en las similitudes que mantiene el plutón SPM con respecto a los plutones Potrero y San José en detalles como: zoneamiento lateral, deformación de autolitos, variación de la intensidad de la foliación, relaciones de contacto con la roca encajonante, etc.

A escala macroscópica podemos decir que los factores físicos que controlaron la evolución de la deformación observada durante los emplazamientos, tanto a nivel individual (plutones), como dentro del sub-sistema cortical que componen los plutones San José, Encinosa, Santa Cruz, Potrero y San Pedro Mártir son, en orden de importancia: La velocidad de emplazamiento, la composición de la roca encajonante, la temperatura y, finalmente, la presión litostática y de fluidos; estas últimas mucho menos importantes.

Dentro del plutón San José se observó que las unidades más antiguas (THbs y THbp), fueron emplazadas ocasionando acortamiento fuerte y desviación de la foliación regional. Mientras que la unidad más joven (TP) intrusionó rápidamente ocasionando relaciones de

corte fuertes e incorporando bloques de roca encajonante y desarrollando texturas porfídicas por efecto de enfriamiento acelerado. Este comportamiento del emplazamiento a escala del plutón, puede ser extendido al nivel del sub-sistema definido por los plutones mencionados, ya que las velocidades de deformación por emplazamiento se alternan ocurriendo primero plutones más antiguos con velocidad de deformación lenta durante el emplazamiento (San José), seguido de plutones más jóvenes donde las relaciones discordantes fuertes con respecto a la roca encajonante así como la ocurrencia de una gran cantidad de diques en sus bordes y texturas porfídicas sugieren emplazamiento rápido (Encinosa y Santa Cruz), para finalmente regresar a velocidades de deformación lenta durante el emplazamiento de los plutones Potrero y San Pedro Mártir.

La composición de la roca encajonante toma importancia durante el emplazamiento del plutón Potrero, ya que la dirección de expansión de la cámara magmática fue controlada por la presencia de Encinosa y Santa Cruz, aun así, velocidades de deformación lentas durante su emplazamiento permitieron la rotación de estructuras plegadas y foliaciones regionales alrededor del plutón.

La temperatura de la roca encajonante fue incrementada durante los emplazamientos subsecuentes e influyó en la deformación y desarrollo de porfiroblastos de andalusita y microcristales de silimanita en el borde oeste del plutón San Pedro Mártir, sin embargo, se considera que ocupa la tercera posición en orden de importancia ya que las rocas, a escala regional, no fueron elevadas a temperaturas arriba de 400 °C salvo en el borde del plutón SPM donde al menos 600 °C y 3.75 kb de presión fueron alcanzados con base en la identificación de pequeños cristales de silimanita reconocidos en este trabajo.

Respecto al nivel de la corteza en la que se desarrollaron los emplazamientos se puede decir, con base en las relaciones de contacto y grado de metamorfismo, que los mecanismos de deformación dúctil predominan sobre los frágiles. Fundamentado en las profundidades de emplazamiento (entre 12 y 20 km) obtenidas para el plutón SPM (Ortega-Rivera, *et al.* 1997) y en el fuerte plegamiento isoclinal y microplegamiento presente en la roca encajonante. No obstante, se considera que para los plutones Encinosa y Potrero

corresponden profundidades más someras de emplazamiento debido al bajo metamorfismo regional observado en sus rocas encajonantes (esquistos verdes de grado bajo).

CAPITULO VII

GEOQUÍMICA

VII.1 Evolución de magmas primarios

Las posibilidades de generar magmas de diferentes composiciones a partir de una fuente son muchas, a tal grado de que solo los magmas generados por fusión total de la fuente representan la composición original, lo cual en ambientes naturales es imposible si consideramos la corteza o el manto como nuestra fuente (DePaolo, 1981). Se ha determinado que existen heterogeneidades dentro del propio manto que incrementarían aun más las posibles composiciones generadas a partir de su fusión parcial (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

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

Después de la segregación del magma en su región fuente, si éste ocurre en el manto superior, se supone que el magma asciende de forma adiabática hasta alcanzar un nivel cortical donde la cristalización de las fases de alta temperatura es permisible, iniciando en ese momento el proceso de diferenciación (Wilson, 1989). La cristalización

puede ocurrir de dos formas: a) en equilibrio, aquí los cristales generados se re-equilibran continuamente con el fundido y la composición total del sistema permanece constante por lo que no existe la oportunidad para la diferenciación magmática; b) fraccionada, en este caso existen procesos que rompen el equilibrio al separar los cristales del fundido, no permitiendo el re-equilibrio y entonces la diferenciación magmática puede ocurrir (Wilson, 1989). Los mecanismos frecuentemente involucrados en la separación de cristales y líquidos son: descenso gravitacional de cristales, fraccionación convectiva (cristalización sobre las paredes de la cámara), separación por flujo, *filter pressing* y por reacción incompleta entre cristales y líquido donde las dos fases no están mecánicamente aisladas. Cuando ocurren estos procesos debemos considerar que la diferenciación magmática puede ser alterada dependiendo de las condiciones de presión ejercidas sobre el reservorio magmático (Cox *et al.*, 1979).

Otros de los factores importantes que influyen en la diferenciación de las cámaras magmáticas son: su geometría y las variaciones en densidad y viscosidad de los magmas, ya que éstos controlan el comportamiento dinámico del sistema (Turner y Campbell, 1986). También por la asimilación de las rocas encajonantes por las que atraviesa (Cox *et al.*, 1979; DePaolo, 1981). La asimilación en parte es efectuada por el calor latente de cristalización liberado durante la solidificación del magma. La ocurrencia simultánea de ambos procesos diversificando magmas en la corteza es conocido como asimilación con cristalización fraccionada (ACF; De Paolo, 1981).

ACF puede ser fácilmente detectada en cámaras magmáticas localizadas dentro de la corteza continental, debido a que las rocas encajonantes poseen contenidos de elementos incompatibles e isotópicos que contrastan con los de líquidos basálticos en ascenso, de tal forma que el enriquecimiento en estos elementos sugeriría la incorporación de materiales extraños al líquido inicial. Este proceso es más difícil de detectar dentro de cortezas oceánicas debido al bajo contraste en composición entre el magma en ascenso y las rocas encajonantes. Por lo anterior, el proceso de ACF parece ser más importante para la

diversificación de magmas primarios de la corteza continental y del manto que en las dorsales oceánicas (De Paolo, 1981; Wilson, 1989).

En el estudio de granitoides orogénicos existen dos hipótesis contrastantes que deben ser siempre debatidas dentro de las interpretaciones petrogenéticas de los magmas. La primera sostiene que las intrusiones granitoides evolucionan como sistemas cerrados, por lo cual predominantemente reflejarán la composición de su fuente (ej. Chappell y Stephens, 1988; Manduca *et al.*, 1992). La importancia de esta conclusión radica en que las rocas granitoides pueden ser usadas como huellas digitales de la composición de regiones corticales profundas no expuestas (Chappell *et al.*, 1988). Por otro lado, la segunda hipótesis sostiene que tanto procesos de diversificación de sistemas cerrados (cristalización magmática, alteración deutérica y restita no mezclada) como de sistemas abiertos (contaminación cortical, alteración hidrotermal y mezcla de magmas) tienen influencia importante en las tendencias composicionales observadas en cuerpos granitoides (ej. Bellieni *et al.*, 1991).

Dentro del BSP existen interpretaciones petrogenéticas fundamentadas en las variaciones sistemáticas de la concentración de elementos mayores, traza, fraccionación de tierras raras, isótopos radiogénicos y estables (De Paolo, 1981; Baird y Meisch, 1984; Gromet y Silver, 1987; Silver y Chappell, 1988; Gastil *et al.*, 1990). Gromet y Silver (1987) y Silver y Chappell (1988) sugieren que las asimetrías composicionales regionales indican que los plutones del cinturón oeste son producto de fusión parcial de una corteza oceánica de composición gabrónica y de corteza continental proterozoica para los plutones del este, ambos con ensambles eclogíticos similares composicionalmente. Este modelo implica que los cambios composicionales progresivos hacia el este reflejan mezcla simple de dos componentes entre un reservorio continental y otro oceánico influyendo el incremento en el espesor de la corteza desde el margen continental hacia el este (De Paolo, 1981; Silver y Chappell, 1988). Esta interpretación supone que los procesos comunes de diversificación de sistemas abiertos son mínimos y no afectan de forma importante la composición del magma original (Gromet y Silver, 1987). Uno de los objetivos globales del proyecto en el que se

incluye este trabajo es determinar la importancia de estos dos posibles modelos en la evolución de los plutones al oeste y norte de la sierra SPM.

VII.2 Análisis químicos

Elementos mayores, trazas y tierras raras fueron analizados en veinticuatro muestras (ANEXO B, Tabla BIV) utilizando las técnicas de fluorescencia de rayos-X (FRX) y análisis por activación de neutrones (AAN). Las muestras representadas con clave PP (diecisiete de ellas) corresponden al plutón Potrero. Estas muestras incluyen siete tonalitas de la unidad THb-Bi, cuatro tonalitas de la unidad TBi-Hb, tres diques, dos autolitos y un gabro de la roca encajonante al norte del área de estudio; las muestras restantes, con clave EP, pertenecen al plutón Encinosa y petrográficamente corresponden a tres diques máficos, dos cuarzo-dioritas, una diorita y una tonalita (ANEXO, Tabla BI y BII). Los detalles de las técnicas utilizadas para los análisis se encuentran en el ANEXO B. Los valores de los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) están expresados como porcentaje en peso (%) y las trazas (Ba, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U, V, Y, Zn y Zr) y tierras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Ho, Yb y Lu) en partes por millón (ppm; ANEXO B2, Tabla BII).

VII.2.1 Elementos mayores

Los cambios graduales en la concentración de los óxidos mayores ocurren del norte hacia el sur a lo largo del eje mayor del plutón Potrero. Las composiciones de la roca reflejan cambios mineralógicos graduales: incremento de cuarzo, feldespatos potásicos y biotita, y disminución de hornblenda y del contenido de anortita en las plagioclasas, aunque mas ligero hacia el sur. El contenido de SiO_2 se incrementa en dirección hacia el sur dentro del plutón Potrero con valores promedio dentro de la THb-Bi de 62.05% y en la TBi-Hb de 64.27%, e intervalos de variación entre 60.96% a 64.86% (Fig. 54a - f). Únicamente se graficaron las concentraciones de rocas granulares y no de diques ni de autolitos con el fin de poder separar la variación composicional de las unidades principales.

El plutón Encinosa, tal como fue definido durante el análisis modal, representa un cuerpo composicionalmente heterogéneo que varía de composición gabrónica hasta tonalítica. Este cambio composicional se reflejó en la variación de la mayoría de los óxidos mayores, principalmente de SiO_2 (~10%; Fig. 54a - f). El Al_2O_3 disminuye ligeramente del norte hacia el sur opuesto a lo que ocurre con SiO_2 . Valores promedio de Al_2O_3 para la THb-Bi = 18.31% y para la TBi-Hb = 17.63. Fe_2O_3 y FeO también disminuyen observándose valores promedio de 1.11% y 3.17% dentro de la THb-Bi y de 1.06% y 2.65% en la TBi-Hb, respectivamente. MgO y CaO que forman parte esencial dentro de los minerales máficos, también disminuyeron su concentración y promediaron 2.82% y 6.08% dentro de la THb-Bi y 2.34% y 5.34% en la TBi-Hb, respectivamente. Na_2O y K_2O se incrementaron del norte a sur como era de esperarse por el incremento de biotita y la disminución del contenido de anortita en las plagioclasas, valores promedio pasan de 4.77% y 0.78% dentro de la THb-Bi hasta 4.96% y 0.94% en la TBi-Hb. El promedio de la concentración de TiO_2 en la THb-Bi fue de 0.65% y de 0.58% en la TBi-Hb, aunque disminuyó en dirección sur, no se considera como representante del gradiente composicional representativo ya que los valores para ambas unidades presentan trasiapes claros, más correctamente puede decirse que se mantuvo relativamente constante a través de las dos unidades (Fig. 54a).

Con base en la concentración de los óxidos mayores se determinó el carácter metaluminoso y/o peraluminoso, calculando el valor de A/CNK (ANEXO B, Tabla BII) que corresponde a la relación entre la proporción molecular de Al_2O_3 y la suma de las proporciones moleculares de CaO, Na_2O y K_2O (Shand, 1951). Valores < 1.0 indican carácter metaluminoso mientras que >1.0 peraluminoso. Rocas peraluminosas pueden presentar exceso en la concentración de Al_2O_3 y por regla presentan fases primarias que contienen Al dentro de su estructura como muscovita, biotita, cordierita, corindón o hasta granate. La otra característica es que al hacer el cálculo de la composición normativa, corindón estará presente en lugar de diópsido, el cual es común en rocas metaluminosas caracterizadas por presentar bajas concentraciones de aluminio. Tanto las muestras del plutón Encinosa como de Potrero fueron de carácter metaluminoso obteniéndose también diópsido normativo

mediante el cálculo de la norma (ANEXO B, Tabla BIV). Valores entre 0.91 y 0.97 se obtuvieron para el plutón Potrero mientras que valores de 0.59 a 0.97 fueron obtenidos para el plutón Encinosa. La composición normativa (ANEXO B, Tabla BIII) refleja proporciones de los minerales muy semejantes a los cambios observados durante el estudio petrográfico, definiendo el intervalo composicional estrecho para las tonalitas y cuarzodioritas del plutón Potrero así como también las composiciones de gabróicas a tonalíticas dentro del plutón Encinosa (ANEXO B, Tabla BIV).

VII.2.2 Elementos traza

Las muestras analizadas por elementos traza corresponden a las mismas utilizadas para los elementos mayores y tierras raras (ANEXO BII, Tabla BIV). La concentración de elementos traza como Rb, Zr, Sr y Ba varía lo suficiente como para marcar tendencias de cambio de una unidad a otra dentro del plutón Potrero (Fig. 55a, c, d, e y f), contrariamente a lo que ocurre dentro del plutón Encinosa donde son comunes saltos abruptos en la concentración (Fig. 55b). Variaciones en la concentración de Rb dentro del plutón Potrero van desde 16 a 24 ppm con promedio de 19.91 (Fig. 55a, b y d), este mismo elemento dentro del plutón Encinosa tiene concentraciones que varían de 2 a 78 ppm, promediando 30 ppm para 7 muestras analizadas. Dentro del plutón Potrero el Sr es de los elementos con concentración más variable, presenta valores desde 617 hasta 712 ppm, en promedio 667.5 ppm para 7 muestras. Para el plutón Encinosa se obtuvieron variaciones de 193 a 400 ppm con promedio de 257.5 ppm (Fig. 55a y b). La concentración de Zr no varían de forma relevante y van desde 56 hasta 70 ppm con promedios de 63.4 ppm para el plutón Potrero, mientras que varía de 46 a 176 ppm con promedio de 107.4 ppm para el plutón Encinosa (Fig. 55c).

Finalmente, Ba fue otro de los elementos que en su concentración presentó una amplia variación. Sus valores dentro del plutón Potrero variaron de 315 a 454 ppm, en promedio 377.6, mientras que variaciones de 48 a 346 fueron determinados para el plutón Encinosa, con promedio 229.1 ppm (Fig. 55e).

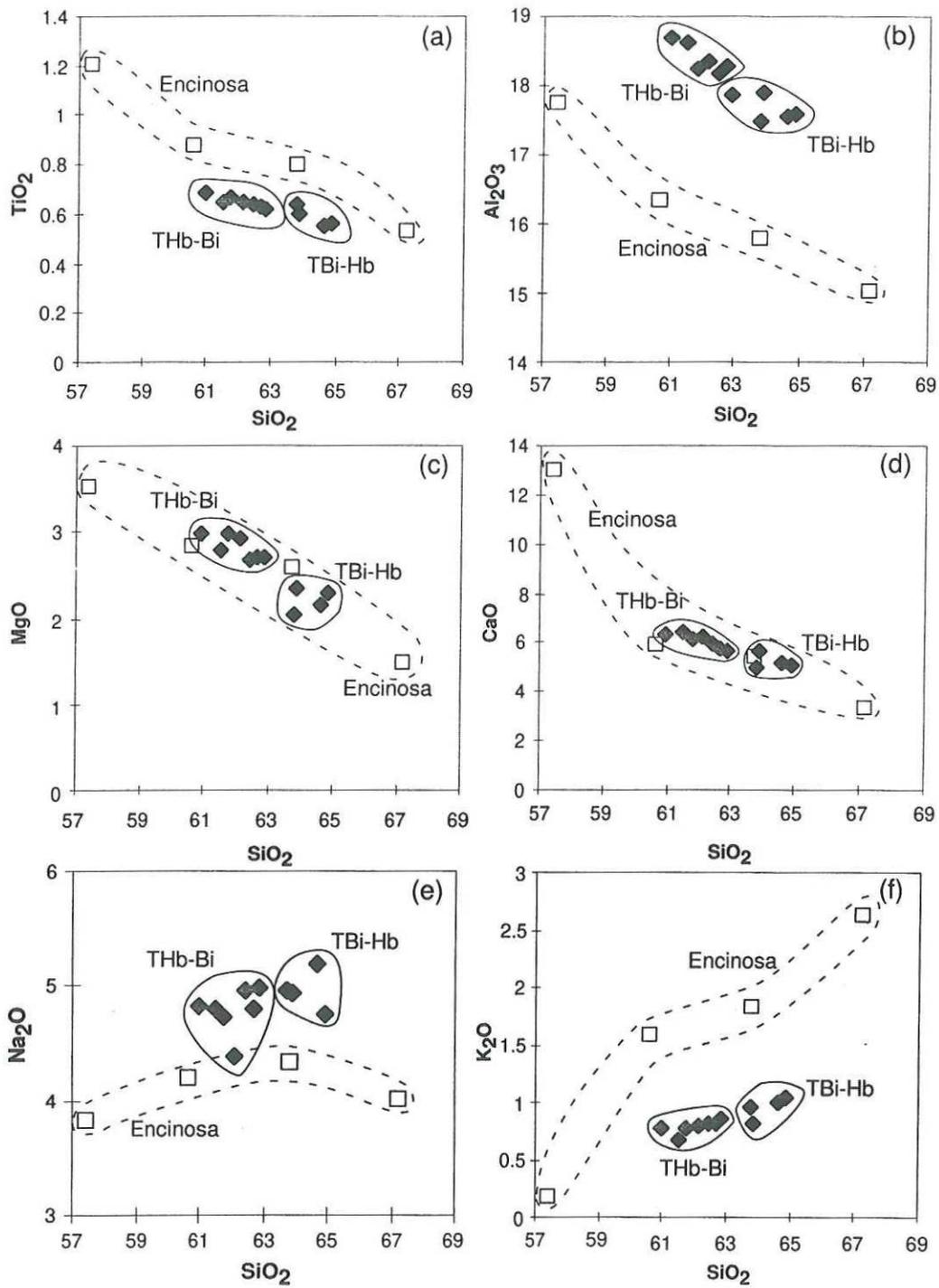


Fig. 54 Diagramas de Harker para muestras del plutón Potrero y Encinosa. THb-Bi: Tonalita de hornblenda y biotita, TBi-Hb: Tonalita de biotita y hornblenda; diamantes rellenos corresponden a muestras del plutón Potrero y cuadros vacíos al plutón Encinosa.

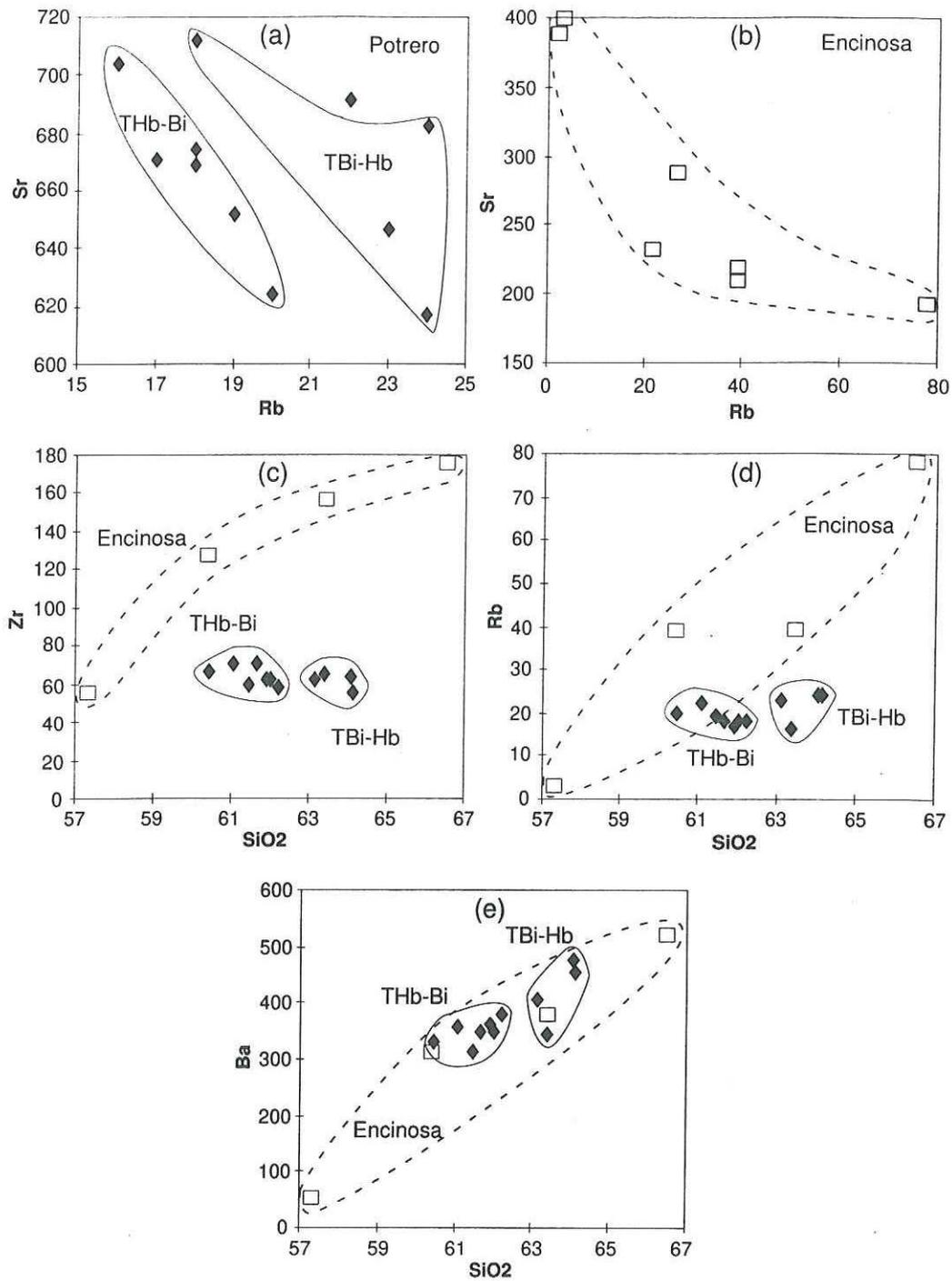


Fig. 55 Diagramas tipo Harker traza-traza y mayor-traza para muestras del plutón Potrero y Encinosa. THb-Bi:Tonalita de hornblenda y biotita, TBi-Hb:Tonalita de biotita y hornblenda; diamantes rellenos corresponden a muestras del plutón Potrero y cuadros vacíos al plutón Encinosa.

VII.2.3 Tierras raras

Los valores de los elementos de las tierras raras obtenidos fueron normalizados a los valores condriticos propuestos por Masuda *et al.* (1973). Con el fin de comparar directamente los valores determinados en las muestras problema con respecto a las zonas de tierras raras definidas por Gromet y Silver (1987), se realizó el mismo ajuste a los datos multiplicandolos por un factor de 0.8 sobre los valores condriticos de Masuda *et al.* (1973); excepto para Tb y Ho ya que al no ser reportados por Masuda *et al.* (1973), se utilizaron los valores de Boynton (1984).

En la Fig. 56a se graficaron los datos de las tonalitas del plutón Potrero y en la Fig. 56b los gabros, las cuarzo-dioritas y tonalitas del plutón Encinosa. Los patrones de ambos plutones se muestran sobrepuestos a los promedios de tierras raras obtenidos durante un estudio regional efectuado por Gromet y Silver (1987) en el BSP (Fig. 56a y b). Estos autores definieron tres zonas paralelas al rumbo del BSP con patrones de tierras raras, al parecer, escasamente dependientes del tipo de roca dentro de estas zonas (Fig. 57).

La zona oeste presenta como característica principal una anomalía negativa de europio (Eu), visible dentro de un patrón de tierras raras ligeramente fraccionado con enriquecimiento moderado de las tierras raras ligeras con respecto a los patrones planos de tierras raras pesadas; los cuales presentan enriquecimientos de 15 a 20 veces los valores condriticos. La zona central esta representada por un abrupto cambio en el patrón de tierras raras presentando empobrecimiento, relativo a la zona oeste, en las tierras raras pesadas y fraccionación de los tierras raras medianas a las pesadas, prácticamente desapareciendo la anomalía de Eu negativa. Finalmente, otra transición que permite separar una región más al

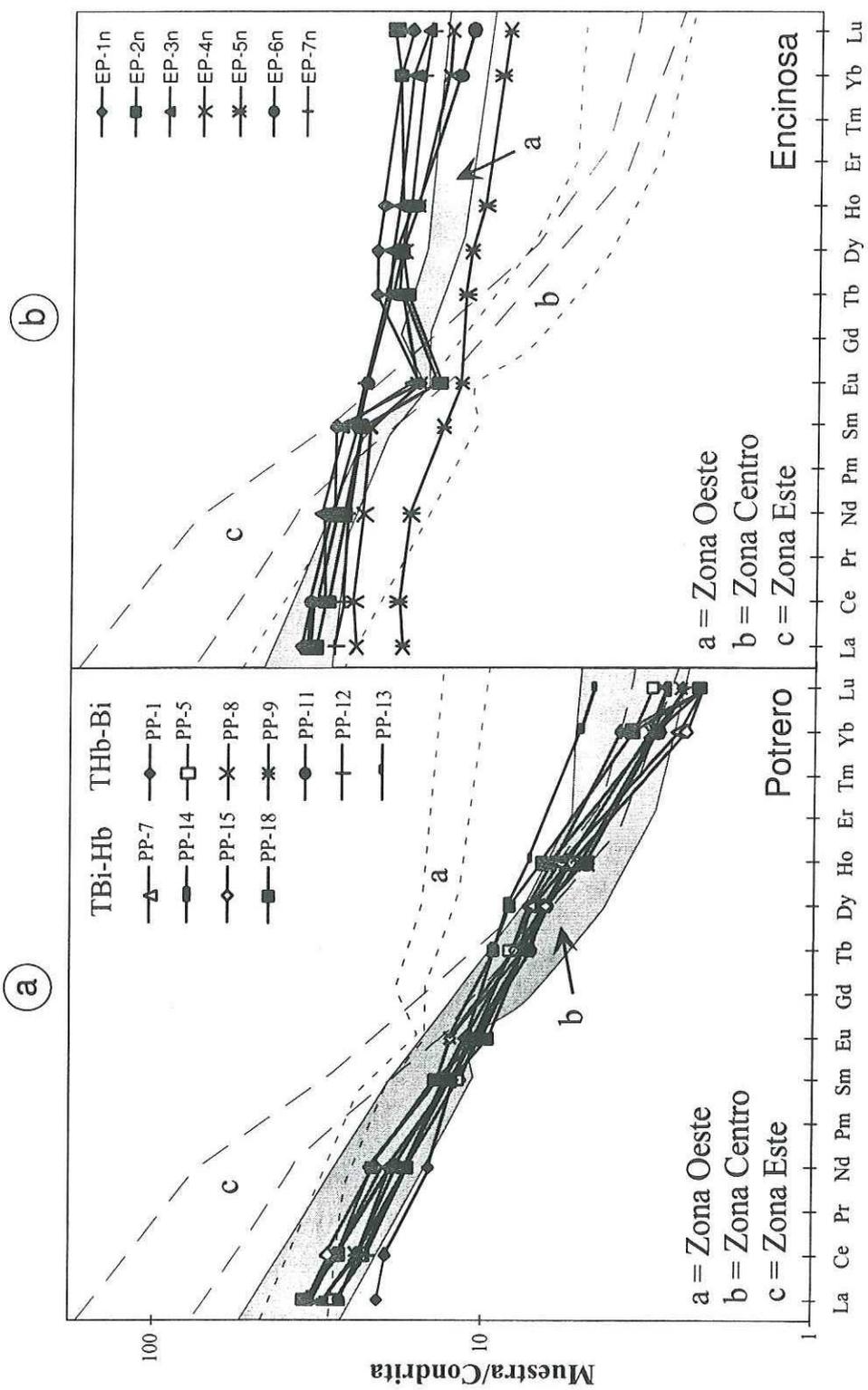


Fig. 56 Patrones de elementos de las tierras raras en muestras del plutón Potrero y Encinosa, sobrepuestos a las zonas de tierras raras propuestas por Gromet y Silver (1987) para el BSP (zonas a, b y c). THb-Bi: Tonalita de hornblenda y biotita, TBi-Hb: Tonalita de biotita y hornblenda.

este con patrones de tierras raras ligeras fuertemente enriquecidas respecto a las zonas anteriores ocurre, presentando además un patrón de tierras raras pesadas empobrecidas semejante a las de la zona central, nuevamente sin anomalía de Eu perceptible (Fig. 56 a y b).

Geográficamente los plutones Potrero y Encinosa se encuentran sobre el eje de la zona central definida por Gromet y Silver (1987; Fig. 57). El plutón Potrero está compuesto por una tonalita homogénea escasamente intrusionada por diques y con abundantes enclaves máficos deformados. Mientras que el plutón Encinosa se caracteriza por ser textural y, aunque moderadamente, composicionalmente heterogéneo. Diques basálticos son comunes, no así los diques gabróticos y enclaves microgranulares.

Una nueva y abrupta diferencia existe entre estos dos plutones y corresponde a sus patrones de tierras raras. En las Fig. 56a y b se aprecian los patrones que definen las rocas de ambos cuerpos. Las muestras del plutón Encinosa presentan patrones con anomalías negativas de Eu en la mayoría de sus muestras, así como una ligera fraccionación de las tierras raras. Las tierras raras pesadas se presentan aun más enriquecidas que los promedios obtenidos para la zona oeste. Aunque no existe un traslape con la zona oeste de Gromet y Silver (1987), sí existe un patrón muy similar y ampliamente diferente al de las muestras del plutón Potrero, que coinciden con la zona central. Contrastantemente, las muestras del plutón Potrero se traslapan casi en su totalidad con el campo de la zona central de Gromet y Silver (1987). Las diferencias esenciales del plutón Encinosa con Potrero son: Un empobrecimiento y fraccionación de las tierras raras medianas a pesadas y la desaparición de las anomalías negativas de Eu.

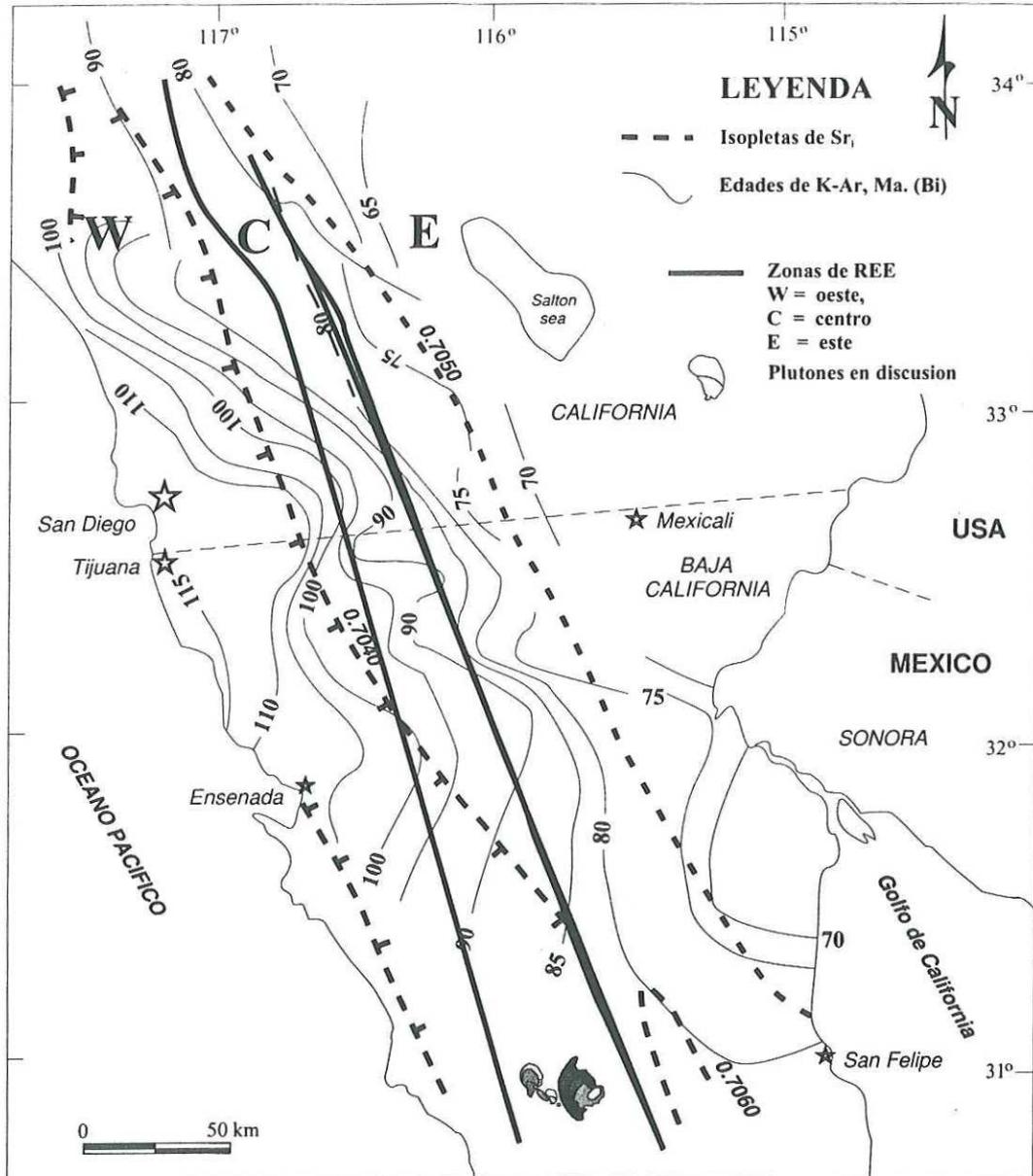


Fig. 57 Edades, isopletas de Sr y zonas de tierras raras definidas dentro del BSP (Gastil, 1983; DePaolo, 1981; Gromet y Silver, 1987; respectivamente). Los plutones del área de estudio se muestran en la parte inferior de la figura.

VII.3 DISCUSION

Las relaciones litológicas, petrográficas y químicas de las rocas del plutón Potrero, sugieren que el cuerpo evolucionó como una cámara magmática simple, compuesta por un pulso de magma que se diferenció principalmente por cristalización fraccionada para desarrollar relaciones de contacto gradacionales, fuerte zonación en plagioclasas, reemplazamientos minerales (biotita por hornblenda), restringida variación de elementos compatibles (Cu, Ni, V, Cr, Zn y Nb) y amplia variación en elementos incompatibles (Ba, Sr y tierras raras principalmente). La naturaleza co-magmática de las rocas se fundamenta en los cambios uniformes de los patrones de variación definidos en los diagramas de Harker tanto en elementos mayores (Fig. 54) como en trazas (Fig. 55).

Los elementos incompatibles como Ba y Rb presentaron incrementos en sus concentraciones en dirección hacia el sur del plutón Potrero (Fig. 55a y f). En la Fig. 55a se presenta Rb vs. Sr, ésta gráfica tiene el objetivo de corroborar lo sugerido por Robb (1983), cuando menciona que abruptas disminuciones de Sr con incrementos moderados de Rb indican cristalización fraccionada de los minerales principales (en este caso hornblenda, biotita y menos importante plagioclasa) dentro de cámaras magmáticas. En esta figura podemos observar independientemente a las muestras que corresponden a cada una de las unidades que componen al plutón Potrero, reproduciendo aproximadamente lo propuesto por Robb (1983).

Los patrones similares en el comportamiento de las tierras raras para las muestras del plutón Potrero, incluyendo ambas unidades del plutón, fortalecen aun más la hipótesis de que cristalización fraccionada es el proceso principal de diversificación de la cámara magmática del plutón. La ausencia de anomalías de europio en las muestras del plutón Potrero indica que las plagioclasas no estuvieron involucradas dentro del proceso de fraccionación (Rollinson, 1993), en su lugar sugerimos que hornblenda puede ser el mineral principal que controla la fraccionación en conjunto con minerales accesorios como esfena y allanita que concentran de manera importante a las tierras raras ligeras (Gromet y Silver, 1987; Eastman, 1986).

Cabe destacar que las muestras del plutón Encinosa presentan patrones de tierras raras prácticamente idénticos a los definidos para la parte oeste de Gromet y Silver (1987), sin embargo, geográficamente está incluido dentro de la zona central que se caracteriza por presentar patrones enriquecidos en tierras raras ligeras. Esto permite definir que estudios más detallados deben ser realizadas para la definición de zonas tanto de igual composición como de edad que han sido propuestas y difundidas como características poco variables dentro del BSP.

Otro punto importante es que los patrones de tierras raras para los plutones Encinosa y Potrero descartan que una fuente comun haya dado origen a estos magmas. La Fig. 58 presenta patrones de tierras raras promedio para las muestras de los plutones Potrero y Encinosa comparadas con los patrones de las fuentes corticales más probables que se incorporarían al magma primario para generar los magmas finales (arenisca de la Formación Alisitos y metasedimentos, estos corresponden a las litologías que componen la roca encajonante dentro del BSP). Para ninguno de los casos es posible obtener a través de cristalización fraccionada, ACF y asimilación directa, los patrones de tierras raras finales para cada uno de los plutones. Esta comparación de patrones forma una de las bases fundamentales utilizadas por Gromet y Silver (1987) y Silver y Chappell (1988) para fundamentar que fuentes independientes de magma han originado los plutones del oeste y este dentro del BSP.

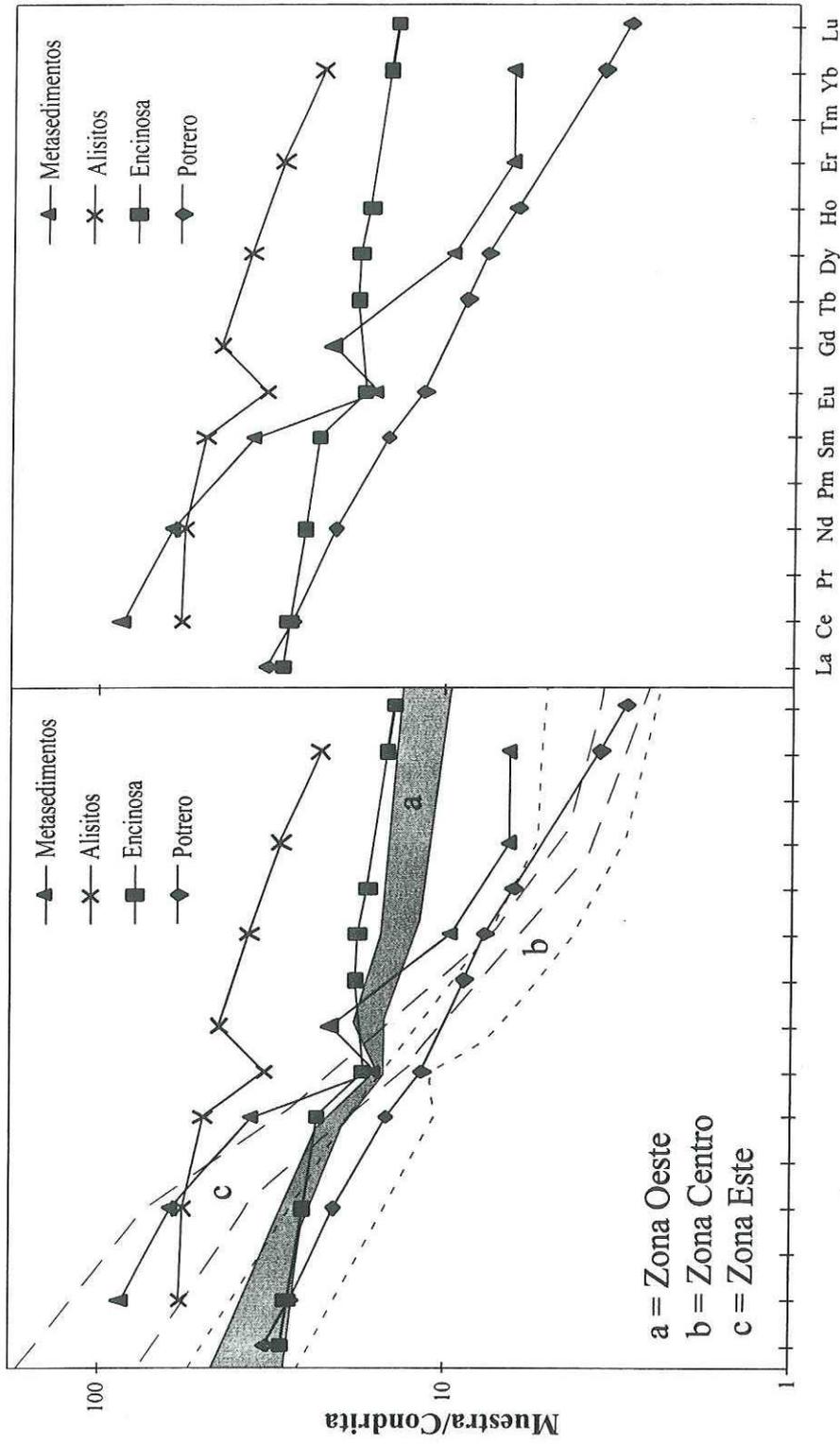


Fig. 58 Patrones de elementos de las tierras raras en muestras promedio del plutón Potrero y Encinosa, sobrepuestos a las zonas de tierras raras propuestas por Gromet y Silver (1987) para el BSP y comparadas con patrones de tierras raras de rocas encajonantes comunes dentro del BSP.

CAPITULO VIII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El plutón Potrero presenta evidencias contundentes para definir que a sido formado por el ingreso de magma dentro de la cámara magmática a través de diques. Se descarta que el cuerpo haya evolucionado como un cuerpo diapirico con base en la ausencia de deformación cilíndrica, contactos concordantes y sinclinales anulares en su borde. Los mecanismos de emplazamiento que operaron en la etapa tardía del emplazamiento fueron: rebaje magmático (*stoping*) y expansión *in situ* de la cámara magmática.

El plutón Encinosa representa un claro ejemplo de un plutón discordante, emplazado a través de diques y que generó espacio casi puramente por rebaje magmático. Se sugiere que el plutón Santa Cruz pudo haber tenido una historia de emplazamiento semejante al plutón Encinosa, pero con una etapa de enfriamiento más prolongada.

Con base en las relaciones de campo y de fechamientos radiométricos (U/Pb) se concluye que el emplazamiento de los plutones ocurrió despues de los eventos de deformación S_1 y S_2 , ocasionando desviación de pliegues regionales y la generación de un tercer clivaje S_3 totalmente transpuesto en los bordes de los plutones Potrero y San José. Además, se propone la siguiente secuencia de emplazamiento magmático en orden de edad descendente: San José, Encinosa, Santa Cruz, Potrero y San Pedro Mártir.

También, se concluye que la velocidad de la deformación durante el emplazamiento y las variaciones composicionales en la roca encajonante, controlaron las relaciones de contacto plutón-roca encajonante y las direcciones de expansión *in situ* de las cámaras magmáticas de los plutones San José, Potrero y quizás hasta San Pedro Mártir.

Los emplazamientos de los plutones estudiados definen tres estilos que estan dominados por mecanismos frágiles y dúctiles alternativamente. El estilo de emplazamiento preferentemente frágil esta representado por el plutón Encinosa, un estilo mixto (frágil-dúctil) está compuesto por los plutones Potrero y San José y, finalmente, el plutón san Pedro Mártir representa el estilo preferentemente dúctil.

Se definió que la sutura inferida entre los dos cinturones de plutones del Batolito de las Sierras Peninsulares, al menos dentro del área de estudio, no existe y si existió sugerimos que debió haber sido borrada durante la etapa tardía del emplazamiento del plutón San Pedro Mártir.

La integración de la deformación observada en la roca encajonante y los estilos de emplazamiento presentes, nos permiten inferir que el nivel de corteza estudiado durante este trabajo corresponde a la zona de transición frágil dúctil, situándonos más hacia la zona dominada por mecanismos de deformación dúctiles, fundamentado en la ocurrencia de plegamiento isoclinal y microplegamiento fuertemente apretado en la roca encajonante.

La integración de evidencias de campo y la composición química del plutón Potrero, revela que cristalización fraccionada corresponde al proceso de diferenciación principal; mientras que el plutón Encinosa corresponde a un cuerpo heterogéneo compuesto por diferentes pulsos de magma enfriados rápidamente.

Se recomienda efectuar fechamientos por U/Pb (circones) en muestras del plutón Encinosa para corroborar la edad sugerida en este trabajo (entre 108 y 102 Ma). Además, emplear el geobarómetro de Al en hornblenda y determinar las profundidades de emplazamiento para los plutones Potrero y Encinosa, con el fin de establecer si existe un control de la profundidad de emplazamiento de los plutones sobre los mecanismos de emplazamiento observados. Finalmente, se sugiere que se deben realizar estudios paleomagnéticos en muestras del plutón Potrero para confirmar o descartar si la foliación magmática dentro de este plutón refleja vasculamiento del arco magmático o de un bloque individual dentro de la corteza producto del emplazamiento y levantamiento del plutón San Pedro Mártir, o corresponde únicamente a un rasgo heredado de la mecánica de emplazamiento del plutón.

LITERATURA CITADA

- Ahren, J.J., D.L. Turcotte and E.R. Oxburg. 1981. "On the upward migration of an intrusion." *Journal of Geology*. 89: 421-432 p.
- Allison, E.C. 1974. "The Type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and its Bivalve Fauna", in *Geology of Peninsular California*, ed. G. Gastil y J. Lillegraven, Guidebook for the Pacific Sections of the American Association of Petroleum Geologists, SEPM y SEG. 20-59 p.
- Anderson, E.M. 1936. The dynamics of formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron subsidences. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*. 56: 77-104 p.
- Barrell, J. 1907. *Geology of the Marysville mining district, Montana. A study of igneous intrusion and contact metamorphism*: U. S. Geological Survey Professional Paper 57. 178 pp.
- Bateman, R. 1984. "On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoids." *Tectonophysics* 110: 211-231 p.
- Bateman, R. 1985. "Aureole deformation by flattening around a diapir during in-situ ballooning: The Cannibal Creek granite." *Journal of Geology*. 93: 293-310 p.
- Beggs, J.M. 1984. Volcaniclastic rocks of the Alisitos Group, Baja California, Mexico. In Frizzell, V. A. Jr., ed., 1984, *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M.* 39: 43-52 p.
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), *rare earth element geochemistry*. Elsevier. 63-114 p.
- Bellieni, G., G. Cavazzini, A.M. Fioretti, A. Peccerillo and G. Poli. 1991. Geochemical and isotopic evidence for crystal fractionation, AFC and crustal anatexis in the genesis of the Rensen Plutonic Complex (Eastern Alps, Italy). In: A. Peccerillo (Guest Editor), *Geochemistry of Granitoid Rocks*. *Chemical Geology*. 92: 21-43 p.
- Brown, M. 1994. "The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens." *Earth Science Reviews*. 36: 83-130 p.

- Brun, J.P. y J. Pons. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *Journal of Structural Geology* 3: 219-230 p.
- Buddington, A.F. 1959. "Granite emplacement with special reference to North America." *Geological Society of America Bulletin*. 70: 671-747 p.
- Busby-Spera, C.J. 1988. Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. *Geology*. 16: 1,121-1,125 p.
- Bussell, M.A., W.S. Pitcher y P.A. Wilson. 1976. Ring complexes of the Peruvian coastal batholith: a longstanding subvolcanic regime. *Canadian Journal of Earth Science* 13: 1,020-1,030 p.
- Chávez-Cabello, G., J.M. Fletcher and S.E. Johnson. 1997. Mesozoic Tectonism and Pluton Emplacement in the central Sierra San Pedro Martir, Peninsular Ranges, Baja California Norte, Mexico: *Geological Society of America Abstract with Programs*. 29(7): A223 p.
- Clarke, D.B. 1992. *Granitoid Rocks*. 1era Ed. Chapman y Hall, New York. 283 pp.
- Clemens, J.D. and C.K. Mawer. 1992. "Granitic magma transport by fracture propagation." *Tectonophysics* 204: 339-360 p.
- Cook, J. y J.E. Gordon. 1964. A mechanism for the control of crack propagation in all-brittle systems. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*. 282: 508-520 p.
- Corry, C.E. 1988. "Laccoliths; mechanics of the emplacement and growth." *Geological Society of America Special Paper* 220: 1-110 p.
- Cox, K.G., J.D. Bell and R.J. Pankhurst. 1979. *The interpretation of igneous rocks*: George Allen & Unwin, London. 450 pp.
- Cruden, A. 1988. "Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere." *Tectonics* 7: 1,091-1,101 p.
- Cruden, A. 1990. "Flow and fabric development during the diapiric rise of magma." *Journal of Geology* 98: 681-698 p.

- Daly, R. A. 1903. The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Science*. 16: 107-126 p.
- Delaney, P.T. 1987. Heat transfer during emplacement and cooling of mafic dykes. In: Halls, H.C. y Fahrig, W.F. (editors), *Mafic Dyke Swarms*. Geological Association of Canada Special Paper 34. 31-46 p.
- Delaney, P.T. y D.D. Pollard. 1982. Solidification of basaltic magma during flow in a dike. *American Journal of Science* 282. 856-885 p.
- Delgado-Argote, L.A., M. López-Martínez, M..A. Pérez-Flores y R. Fernandez-Tomé. 1995. Emplacement of the nucleus of the San Telmo Pluton, Baja California, from geochronologic, fracture, and magnetic data *in* Jacques-Ayala, C., C.M. González-León y J. Roldan-Qintana, eds. *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent area*, Geological Society of America Special Paper 301. 191-204 p.
- De Paolo, D.J. 1981a. "Trace Element and Isotopic Effects of Convined WallRock Assimilation and Fractional Crystallization." *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202 p.
- De Paolo, D.J. 1981b. "A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California." *Journal of Geophysical Research* 86(B11): 10,470-10,488 p.
- Dixon, J.M. 1975. "Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures." *Tectonophysics*. 28: 89-124 p.
- Eastman, B.G. 1986. The geology, petrography, and geochemistry of the Sierra San Pedro Martir pluton, Baja California, Mexico [Master's thesis]: San Diego, California, San Diego State University, 154 pp.
- Engelder, T. and M.L. Sbar. 1984. Near-surface in situ stress: introduction. *Journal of Geophysical Research*. 89: 9,321-9,322 p.
- Fife, D., J.A. Minch and P.J. Crampton. 1967. "Late Jurassic Age of the Santiago Peak Volcanics, California". *Geological Society of America Bulletin*. 78: 299-304 p.

- Frizzell, V.A. Jr. 1984. The geology of the Baja California Peninsula - An introduction, in Frizzell, V.A.Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section*, Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists. 39: 1-7 p.
- Furlong, K.P. and J.D. Myers. 1985. "Thermal-mechanical modeling of the role of thermal stresses and stoping in magma contamination." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24: 179-191 p.
- Gastil, G. 1990. "The Boundary between the Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks in Peninsular California." *University Museum; University Tokyo, Nature and Culture*. 2: 91-100 p.
- Gastil, R.G. 1983. "Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico." *Geological Society of America Memoir* 159: 241-254 p.
- Gastil, R.G. 1993. *Prebatholithic history of Peninsular California. The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. R. G. a. M. Gastil, R.H. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. 279: 145-156 p.
- Gastil, R.G., J. Diamond, C. Knaack, M. Walawender, M. Marshall, C. Boyles, B. Chadwick and B. Erskine. 1990. The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California California. The nature and origin of the Cordilleran magmatism. J. L. Anderson. Los Angeles, Geological Society of America Memoir 174: 19-32 p.
- Gastil, R.G., Y. Tainosho, M. Shimizu and S. Gunn. 1991. Plutons of the eastern Peninsular Ranges, southern California, USA and Baja California, Mexico. Geological excursions in Southern California and Mexico. M. J. a. H. Walawender, B. San Diego California, Geological Society of America Annual Meeting Guidebook: 319-332 p.
- Gastil, R.G. 1978. Mesozoic history of the peninsular California and related areas east of the Gulf of California. In Howell, D.G. and K.A. McDougall, eds. *Mesozoic Paleogeography of the Western United States: Pacific Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Mineralogists. 19: 177-194 p.

- Gastil, R.G., G.J. Morgan and D. Krummenacher. 1981. The tectonic history of peninsula California and adjacent México. In Ernest, W.G. (ed). The geotectonics development of California. Englewood Cliffs, N.S. Prentice Hall, Inc. 1: 284-306 p.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips and E.C. Allison. 1975. "Reconnaissance Geologic Map of the State of Baja California", Geological Society of America Memoir 140. 170 pp.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips and E.C. Allison. 1975. "Reconnaissance Geologic Map of the State of Baja California", Geological Society of America. Map and Chart Series MC-3.
- Gilbert, G.K. 1877. Geology of the Henry Mountains, Utah. US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region.
- Gill, J.B. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 390 pp.
- Govindaraju, K. 1989. Compilation of working values and sample descriptions for 272 geostandards. Geostandards Newsletters. 13 (Special Issue): 1-113 p.
- Gretener, P.E. 1969. On the mechanics of the intrusion of sills. Canadian Journal of Earth Science. 6: 1,415-1,419 p.
- Griffith, R. and J. Hoobs. 1993. Geology of the Southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, Mexico. The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California. R. G. a. M. Gastil, R.H. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. 279: 43-60 p.
- Gromet, L.P. and L.T. Silver. 1987. "REE variations across the Peninsular Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs." Journal of Petrology 28: 75-125 p.
- Gross, W.W. 1984. Geochemistry and origins of dark inclusions and dikes in the granitic rocks of a portion of the Peninsular Ranges Batholith. San Diego California. San Diego State University. 103 pp.
- Grout, F.F. 1945. Scale models of structures related to batholiths. American Journal of Sciences. 243A: 260-284 p.

- Hamilton, W. 1981. Crustal evolution by arc magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. A302: 279-291.
- Hoek, H. 1996. Mafic dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica "An analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension" [PhD. thesis]: Universiteit Utrecht, Germany, 134 pp.
- Hutton, D.H.W. 1982. "A method for the determination of the initial shapes of deformed xenoliths in granitoids." *Tectonophysics* 85: T45-T50 p.
- Hutton, D.H. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Science*. 79: 245-55 p.
- INEGI (CETENAL). 1976. Cartas Topográfica y Geológica "SANTO DOMINGO", H11B54, escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, D.F.
- INEGI (CETENAL). 1976. Cartas Topográfica y Geológica "SANTA CRUZ", H11B55, escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, D.F.
- Jackson, M.P.A., R.R. Cornelius, C.H. Craig, A. Gansser, J. Stocklin and C.J. Talbot. 1990. Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran: *Geological Society of America Memoir* 177.
- Johnson, S.E. and M.C. Tate. En prensa. Ring-complexes in the western Peninsular Ranges Batholith, Baja California Norte, Mexico: transitional links between calderas and subvolcanic magma chambers. *Geological Society of America Bulletin*. (aceptado: diciembre de 1997).
- Johnson, S.E., S.R. Paterson and M.C. Tate. En prensa. Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex: the Zarza Intrusive Complex, Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*. (aceptado: mayo de 1998).

- Kimbrough, D.L. 1984. Paleogeographic significance of the middle Jurassic Gran Cañon Formation Cedros island, Baja California Sur. *In* Frizzell, V. A. Jr., ed., 1984, *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M.* 39: 107-117 p.
- Lawn, B.R. and T.R. Wilshaw. 1975. *Fracture of brittle solids*. Cambridge University Press. Cambridge. 204 p.
- Lister, J.R. y R.C. Kerr. 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research*. B96: 10,049-10,077 p.
- López-Ruiz, J. y J.M. Cebriá-Gómez. 1990. *Geoquímica de los Procesos Magmáticos*. Ed. Rueda, Madrid. 168pp.
- Mahmood, A. 1985. Emplacement of the Zaer pluton, Morocco. *Geological Society of America Bulletin*. 96: 931-939 p.
- Marsh, B.D. 1982. "On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting." *American Journal of Science* 282: 808-855 p.
- Masuda, A., W. Nakamura y T. Tanaka. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 239-48 p.
- McCormick, W.V. 1986. *The geology, mineralogy and geochronology of the Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, México [Master's thesis]: San Diego, California, San Diego State University*. 123 pp.
- Miller, C.F., E.B. Watson and T.M. Harrison. 1988. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 79: 135-156 p.
- Murray, J.D. 1978. *The structure y perology of the San José pluton northern Baja California, Mexico [PhD. thesis]: Pasadena, California, California Institute of Technology*. 709 p.
- Myers, J.S. 1975. "Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal batholith into its own volcanic ejecta." *Geological Society of America Bulletin* 86: 1,209-1,220 p.

- Norrish, K. y B.W. Chappell. 1967. X-ray fluorescence spectrometry, *in* Zussman, J. ed. Physical Methods in Determinative Mineralogy, London, Academic Press. 161-214 p.
- Ortega-Rivera, M.A., E. Farrar, J.A. Hanes D.A., Archibald, R.G. Gastil, D.L. Kimbrough, M. Zentilli, M. López-Martínez, G. Féraud and G. Ruffet. 1997. "Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, México, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology." Geological Society of America Bulletin 109; 6: 728-745 p.
- Paterson, S.R. and R.H. Vernon. 1995. "Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes." Geological Society of America Bulletin 107: 1,356-1,380 p.
- Paterson, S.R. and K. Jr. Fowler. 1993a. "Reexamining pluton emplacement processes." Journal of Structural Geology 15: 191-206 p.
- Paterson, S.R., T.K.Jr. Fowler and R. B. Miller. 1996. "Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process." Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences: 115-123 p.
- Paterson, S.R., R.H. Vernon and O.T. Tobisch. 1989. "A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoid." Journal of Structural Geology 11: 349-363 p .
- Paterson, S.R., R.H. Vernon and T.K.Jr. Fowler. 1991a. Aureole tectonics. *In* Kerrick, D. M. (ed) Contact metamorphism. Mineral Society America Review of Mineral. 26: 673-722 p.
- Peacock, S.M. 1990. Review of metamorphic geology, 1987-1990. I.U.G.G.U.S. National Report to the President. 127-152 p.
- Petford, N. 1996. Dikes or Diapirs. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 87, 105-114 p.
- Petford, N., R.C. Kerr and J. R. Lister. 1993. "Dike transport of granitoid magmas." Geology 21: 845-848 p.

- Phillips, J.R. 1993. Stratigraphy and Structural Setting of the Mid-Cretaceous Olvidada Formation, Baja California Norte, Mexico. The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California. R. G. a. M. Gastil, R.H. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. 279: 97-106 p.
- Philpotts, A.R. 1992. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 498 pp.
- Pitcher, W.S. 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. Journal of the Geological Society of London. 136: 627-662 p.
- Pitcher, W.S. 1993. The nature and origin of granite. Blackie Academic. Glasgow. 321 pp.
- Pollard, D.D., O.H. Muller y D.R. Dockstader. 1975. The form and growth of fingered sheet intrusion. Geological Society of America Bulletin 86: 351-363 p.
- Potts, P.J. 1987. A Handbook of Silicate Rock Analysis. Blackie, London, Reino Unido.
- Ramberg, H. 1967. Gravity, deformation and the Earth's crust as studied by centrifuge models. London: Academic Press.
- Ramberg, H. 1970. The initiation, ascent and emplacement of magmas. *In* Newall, G.N. and Rast, N. (eds) Mechanism of igneous intrusion. Geological Journal. Special Issue 2: 261-286 p.
- Ramberg, H. 1981. Gravity, Deformation and the earth's Crust in theory, experiments and geological application, 2nd edn. London: Academic Press.
- Ramsay, J.G. 1989. "Emplacement kinematics of a granite diapir: The Chindamora batholith, Zimbabwe." Journal of Structural Geology 11: 191-209 p.
- Reilinger, R., J. Oliver, L. Brown, A. Sanford y E. Balazs. 1980. New measurements of crustal doming over the Saccoro magma body, New Mexico. Geology 8: 291-295 p.
- Rollinson, H.R. 1993. Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Essex, 352 pp.
- Rubin, A.M. 1993. "Dikes vs. diapirs in viscoelastic rock." Earth and Planetary Science Letters 199: 641-659 p.

- Rubin, A.M. 1995. Getting granite dikes out of the source region. *Journal of Geophysical Research*. 100: 5,911-5,929 p.
- Santillan, M. y T. Barrera. 1930. "Las Posibilidades Petroliferas en la Costa Occidental de la Baja California, Entre los paralelos 30° y 32° de Latitud Norte", *Anales del Instituto de Geología de México*. V: 1-37 p.
- Schmeling, H., A.R. Cruden and G. Marquart. 1988. "Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent." *Tectonophysics* 149: 17-34 p.
- Schmidt, K.L. 1996. Complex Cretaceous deformation associated with contractional faulting along a basement discontinuity in the Peninsular Ranges Batholith: *Geological Society of America Abstract with Programs*. 28(7): A435 p.
- Silver, L.T. and B.W. Chappell. 1988. "The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America." *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A79: 105-121 p.
- Silver, L.T., F.G. Stehli and R. Allen. 1963. "Lower Cretaceous Pre-Batholithic Rocks of Northern Baja California, México". (abs), *International Geological Congress, Report of the 20th Session, México city, Resúmenes de los Trabajos Presentados*. 30 pp.
- Silver, L.T., F.G. Stehli and R. Allen. 1963. "Lower Cretaceous Pre-Batholithic Rocks of Northern Baja California, México". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 47: 2,054-2,059 p.
- Skinner, B.J. and S.C. Porter. 1989. *The Dynamic Earth: an introduction to physical geology*. John Wiley & Sons. New York. 541 pp.
- Smith, D.L. 1974. "Heat Flow, Radioactive Heat Generation, and Theoretical Tectonics for Northwestern México", *Earth Planetary Science Letters*. 23: 43-52 p.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Chelsea, Michigan.
- Spera, F. 1980. Aspects of magma transport. In Hargraves, R.B. (ed) *Physics of magmatic processes*. Princeton: Princeton University Press. 263-323 p.

- Stewart, J.H. 1972. "Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: Evidence of a late Precambrian (<850 m.y.) continental separation." *Geological Society of America Bulletin*. 83: 1,345 - 1,360 p.
- Stewart, J.H., M.A.S. McMenamin and J.M. Morales-Ramírez. 1984. Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, México-- Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 1309. 36 p.
- Streckeisen, A.L. 1976. "To each pluton its proper name." *Earth Science Reviews* 12: 1-33 p.
- Suárez-Vidal, F. 1993. Marco estructural de la Falla de Agua Blanca, Baja California, México. *Contribuciones a la tectónica del occidente de México*. L.A. Delgado-Argote and A. Martín-Barajas. Ensenada, B.C. México, Union Geofísica Mexicana. 1:24-39 p.
- Sylvester, A.G., G. Oertel, C.A. Nelson and J.M. Christie. 1978. "Papoose Flat pluton: A granitic blister in the Inyo Mountains, California." *Geological Society of America Bulletin*. 89: 1,205-1,219 p.
- Tate, M.Ch., S.E. Johnson y G. Chávez-Cabello. 1998. Provincial Tonalite Generation throughout the western Peninsular Ranges Batholith in Baja California Norte, Mexico (submitted).
- Todd, V.R., and S.E. Shaw. 1985. "S-type granitoids and an I-S line in the Peninsular Ranges batholith, southern California." *Geology* 13(4): 231-233 p.
- Todd, V.R., B.G. Erskine and D.M. Morton. 1988. Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges Batholith, southern California. *Metamorphic and crustal evolution of the western United States*, Rubey. W. G. Ernst, Prentice-Hall. VII: 894-937 p.
- Todd, V.R. and S.E. Shaw. 1979. Structural, metamorphic and intrusive framework of the Peninsular Ranges Batholith, San Diego County, California. *In* Abbott, P.L. and V.R. Todd, eds. *Mesozoic Crystalline Rocks: San Diego*, Department of Geological Sciences, San Diego State University. 177-226 p.

- Thompson, C.N. and G.H. Girty. 1994. Early Cretaceous intro-arc ductile strain in Triassic-Jurassic and Cretaceous continental margin arc rocks, Peninsular Ranges, California. *Tectonics*. 13: 1108-1119 p.
- Turner, J.S. y I.H. Campbell. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth Sciences Reviews*. 23: 255-352 p.
- Van der Molen, I. and M.S. Paterson. 1979. Experimental deformation of partly-melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 70: 299-318.
- Van Der Plas, L. and A.C. Tobi. 1965. "A Chart for Judging the Reliability of Point Counting Results." *American Journal of Sciences*. 263: 87-90 p.
- Vernon, R.H. 1988. "Sequential growth of cordierite and andalusite porphyroblasts, Cooma Complex, Australia: microstructural evidence of a prograde reaction." *Journal of Metamorphic Geology* 6: 255-269 p.
- Walawender, M.J., R.J. Gastil, J. P. Clinkenbeard, W.V. McCormick, B.G. Eastman, M.S. Wernicke, M.S. Wardlaw, S.H. Gunn and B.M. Smith. 1990. Origin and evolution of the zoned La Posta-type pluton, eastern Peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California. The nature and origin of the Cordilleran magmatism. J. L. Anderson. Los Angeles, Geological Society of America Memoir 174: 1-18 p.
- Weertman, J. 1980. The stopping of a rising, liquid-filled crack in the earth's crust by a freely slipping horizontal joint. *Journal Geophysical Research*. B85: 967-976 p.
- Weinberg, R.F. and Y. Podladchikov. 1994. Diapiric ascent of magmas through power-law crust and mantle. *Journal Geophysical Research*. 99: 9,543-9,559 p.
- Weinberg, R.F. and Y. Podladchikov. 1995. The rise of solid state diapirs. *Journal of Structural Geology*. 17: 1,183-1,195 p.
- Weinberg, R.F. 1996. Ascent mechanism of felsic magmas: news and views. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 87: 95-103 p.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, London, UK. 466 pp.
- Woodford, A.O. and T.F. Harriss. 1938. "Geological Reconnaissance Across Sierra San Pedro Mártir, Baja California", *Geological Society of America Bulletin*. 49: 1,297-1,336 p.

Yagy, K. 1953. Recent activity of Usu volcano, Japan, with special reference to the formation of Syowa Sinzan. *Transactions of the American Geophysical Union*. 34: 449-456.

ANEXOS**ANEXO A**

El ANEXO A corresponde al mapa geológico presentado de forma externa a esta tesis; ver bolsa atrás.

ANEXO B**PETROGRAFIA****TECNICAS ANALITICAS****RESULTADOS GEOQUIMICOS**

Tabla BII Composición modal de las muestras de los plutones Potrero (PP) y Encinosa (EP)

Muestra	Plg	FK	Cz	Hbl	Bi	Cpx	Es	Mu	Allan	M. Op.	TOTAL
PP-1	57.8	2.2	16.5	13.9	8.5	0.0	0.8	0.0	0.0	0.3	100
PP-2	62.4	1.2	16.1	9.0	9.3	0.0	0.6	0.0	0.0	1.4	100
PP-4	72.9	3.9	16.9	0.0	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	100
PP-5	64.7	1.5	19.3	11.1	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	100
PP-7	67.0	1.6	15.6	6.0	8.4	0.0	1.0	0.0	0.0	0.4	100
PP-8	67.1	1.1	15.7	5.0	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	100
PP-9	67.2	1.7	15.0	7.8	8.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100
PP-10	66.1	0.8	4.3	0.0	0.0	28.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100
PP-11	60.8	2.1	14.1	14.6	8.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100
PP-12	59.9	1.3	16.5	14.6	7.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	100
PP-13	63.5	2.7	13.6	13.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	100
PP-14	63.5	1.8	18.5	4.7	11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100
PP-15	73.5	1.6	16.7	2.1	5.3	0.0	0.6	0.0	0.0	0.2	100
PP-16	51.0	0.4	5.3	15.1	20.4	0.0	7.6	0.0	0.0	0.3	100
PP-17	64.4	0.6	5.1	22.2	6.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.6	100
PP-18	64.3	2.1	19.9	2.8	10.4	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	100
EP-1	65.0	1.8	8.4	10.5	14.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	100
EP-2	64.8	0.4	19.5	0.0	15.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100
EP-3	62.2	1.0	6.7	18.7	10.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	100
EP-4	70.0	1.2	2.7	15.8	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	100
EP-5	96.5	1.6	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100
EP-6	64.9	0.7	6.8	0.0	0.0	27.4	0.0	0.0	0.0	0.2	100
EP-7	81.6	1.2	7.7	0.0	0.0	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	100

Plg:Plagioclasa, FK:Feldespatopotásico, Cz:Cuarzo, Hbl:Hornblenda, Bi:Biotita, Cpx:Clinopiroxenos
 Es:Esfena, Mu:Muscovita, Allan:Allanita, M. Op:Minerales opacos

Técnicas Analíticas

Análisis por Fluorescencia de Rayos-X (FRX)

En la determinación de los elementos mayores y trazas, se utilizó un equipo de FRX. Esta técnica es de las más utilizadas en las determinaciones no solo de elementos mayores sino de una gran variedad de elementos traza en rocas, midiendo concentraciones entre 100% y unas pocas partes por millón (ppm). el principio del método se fundamenta en la excitación de la muestra por medio de rayos-X. Un haz primario de rayos-X excita rayos-X secundarios que tienen una longitud de onda característica de los elementos presentes en la muestra. La intensidad de los rayos-X secundarios, es utilizada para determinar la concentración de los elementos presentes tomando como referencia a los estándares de calibración. Los errores ocasionados por interferencias espectrales son muy bajos y los efectos de absorción de la matriz pueden ser corregidos, por lo tanto los resultados obtenidos generalmente son de alta precisión.

Entre otras ventajas, esta es una técnica no destructiva, se pueden analizar series continuas de muestras cambiando automáticamente la muestra y determinando una gran cantidad de elementos en un tiempo corto (~20 min. por muestra). Como todas las técnicas analíticas, presenta ciertas desventajas como: no es tan sensible como los métodos nucleares y de espectrometría de masas, la medición de elementos livianos es poco conveniente, teniendo su límite en elementos con número atómico <11 (sodio).

Colección y preparación de muestras.

Considerando el análisis petrográfico y químico, se recolectaron aproximadamente diez kilogramos por muestra, obteniéndose dos secciones delgadas por muestra para el análisis modal (clasificación petrográfica). Para los análisis químicos, las muestras fueron previamente trituradas utilizando un triturador de quijadas con el fin de reducir las esquirlas a un diámetro de 0.1 a 1cm aproximadamente. Finalmente, utilizando un pulverizador automático de cilindros de acero (Rockwell), las muestras fueron reducidas a un diámetro < 200 μm antes de ser llevadas al laboratorio. Tanto el triturador de quijadas como el

pulverizador fueron esterilizados utilizando acetona antes de cada trituración y/o pulverización así como, una primer porción de la muestra a preparar fue desechada con el fin de que arrastrase los residuos de la anterior muestra, esto para reducir los efectos de errores en los datos producto de contaminación directa de las muestras.

Previo al análisis por FRX, cada muestra fue homogeneizada antes de la elaboración de pastillas fundidas utilizadas para la determinación de los elementos mayores y traza. el equipo utilizado fue un espectrómetro siemens SRS-1 XRF. Durante este tiempo pero de forma separada, utilizando el método de Norrish y Chappell (1967), las concentraciones de feo, H_2O^+ , H_2O^- , y CO_2 fueron determinadas utilizando los métodos convencionales gravimétricos y de titulación. muestras de referencia internacional fueron analizadas por duplicado (Govindaraju, 1989). Los errores analíticos y los límites de detección para los diferentes óxidos y elementos traza se presentan en la tabla BIII.

Tabla BIII. Errores analíticos y límites de detección (LDD) en los óxidos y elementos trazas por FRX.

Errores															
< ± 1%	Oxidos	Rb	Sr	Zr	Cr										
± 2%						Ba	Y	Nb	Zn	Cu					
± 5-10%											Ga	Pb	Ni	Th	U
LDD(ppm)		1	2	2	3	2	1	2	1	4	4	3	2	2	3

ppm = partes por millón

Para el análisis de tierras raras, se utilizó la técnica de análisis por activación de neutrones (AAN) que a continuación se describe.

Análisis por activación de neutrones

la técnica de AAN fue utilizada en la determinación de las tierras raras debido a su particular sensibilidad hacia este grupo de elementos. Aun así, cinco elementos del grupo no fueron analizados: Praseodimio (Pr), Prometeo (Pm), Gadolinio (Gd), Erblio (Er) y Tulio (Tm). El método de AAN consiste en que la muestra de roca pulverizada, máximo 100g, junto con

muestras estándares son sometidas a un flujo de neutrones dentro de un reactor nuclear. Las muestras y estándares son irradiados por alrededor de 30 horas. El bombardeo de neutrones genera isótopos radioactivos de vida media corta de los elementos presentes en las muestras. Los isótopos generados emiten radiaciones gamma características de cada uno de los elementos presentes. Las intensidades de estas radiaciones son proporcionales a la cantidad de isótopos presentes.

La determinación de las concentraciones se hace con la ayuda de la espectrometría de rayos gamma, utilizando un detector coaxial de Ge hyperpuro enlazado a un analizador de multicanal que es parte de un sistema integrado de conteo. Se realizan mediciones en intervalos de tiempo que pueden ir de minutos hasta semanas. La determinación final de la concentración de cada elemento se lleva a cabo comparando la intensidad del elemento en la muestra problema con la intensidad de este mismo elemento en estándares analizados al mismo tiempo. La ventaja más importante del método de AAN es que problemas analíticos referentes a efectos de la matriz e interferencias debido a traslapes de picos, son prácticamente eliminados (Potts, 1987). Una de las correcciones mas frecuentes es debido a la interferencia de productos de fisión de Uranio en muestras que presentan altos contenidos de este elemento.

Preparación de muestras para AAN

El análisis de las tierras raras fue efectuado en los laboratorios Becquerel (Sidney, Au.) utilizando en la excitación de las muestras un reactor nuclear de la Australian Nuclear Science and Technology Organizations Hifar at Lucas Heights. 1gr de cada muestra fue introducido en una bolsa de polietileno de 1cm^2 antes de ser llevadas a irradiación con el fin de medir los fopicos de baja energía de Ho y Nd sin problemas de atenuación. Las muestras fueron irradiadas en varios grupos entre tiempos de 10 a 30 minutos con periodos de irradiación largos a bajo flujo de positrones ($\sim 2 \cdot 10^{12} \text{ n cm}^2/\text{s}$). Los primeros conteos se realizaron después de 7 días de decaimiento, empleando 60 minutos de conteo para la determinación de la, Sm, Ho, Yb y Lu. Un nuevo conteo de 90 minutos fue realizado a los 14

días después de la irradiación para la determinación de Ce, Nd, Eu y Tb. Debido a que Dy tiene una vida media mucho más corta, fue determinado de forma separada. En este caso, en un sitio diferente dentro del reactor, porciones ligeramente mas pequeñas capaces de extraer en un tiempo corto fueron preparadas.

Estándares caseros y de referencia internacional fueron utilizados para la calibración y monitoreo de las exactitudes del equipo. La precisión, fue evaluada utilizando un estándar casero durante y entre las mediciones de las muestras problema. Los resultados obtenidos para las muestras problema se presentan en la tabla BIV.

Datos geoquímicos

En la Tabla BIV se presentan los resultados de los análisis de elementos mayores, traza y tierras raras. Además, se presentan las composiciones modales normativas.

Tabla BIV Elementos mayores, traza, tierras raras y minerales normativos para las muestras del área de estudio.

Mayores	PP-1	PP-2	PP-3	PP-4	PP-5	PP-7	PP-8	PP-9	PP-10	PP-11	PP-12	PP-13	PP-14
SiO2	61.90	61.42	49.28	70.63	62.05	63.40	62.25	60.45	51.37	61.65	61.07	61.44	64.09
TiO2	0.63	0.69	0.72	0.26	0.62	0.60	0.61	0.68	1.24	0.65	0.66	0.65	0.55
Al2O3	18.02	18.47	14.44	16.30	18.10	17.78	17.69	18.54	17.94	18.21	18.03	18.59	17.36
Fe2O3	1.82	2.02	3.21	0.39	1.66	1.66	1.55	2.05	1.71	1.52	1.84	1.95	1.43
FeO	2.32	2.55	6.23	1.50	2.48	2.07	2.63	2.52	8.46	2.80	2.60	2.48	2.23
MnO	0.08	0.07	0.17	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.21	0.08	0.08	0.08	0.07
MgO	2.65	2.30	10.34	0.81	2.67	2.33	2.66	2.97	4.33	2.90	2.96	2.80	2.27
CaO	5.93	6.35	9.91	3.42	5.71	5.60	5.64	6.28	8.61	6.18	6.10	6.38	4.98
Na2O	4.91	4.93	2.84	5.23	4.74	4.90	4.93	4.78	3.85	4.35	4.68	4.79	4.70
K2O	0.80	0.72	0.74	0.69	0.81	0.80	0.84	0.76	0.59	0.79	0.76	0.68	1.03
P2O5	0.13	0.14	0.12	0.10	0.15	0.13	0.17	0.16	0.18	0.15	0.16	0.14	0.14
H2O+	0.74	0.59	1.92	0.36	0.87	0.83	0.69	0.72	1.19	0.75	0.89	0.72	0.80
H2O-	0.06	0.07	0.14	0.09	0.15	0.08	0.06	0.08	0.07	0.06	0.03	0.07	0.05
CO2	0.02	0.02	0.05	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.06	0.06	0.04
Total	100.01	100.34	100.11	99.85	100.13	100.29	99.82	100.08	99.78	100.12	99.92	100.83	99.74
Mol A/CNK	0.91	0.90	0.61	1.05	0.95	0.93	0.92	0.92	0.79	0.94	0.92	0.92	0.97
Traza													
Ba	360	386	223	526	347	379	379	332	166	347	358	315	476
Cr	218	120	1006	165	341	225	215	235	97	245	226	224	318
Cu	7	9	11	8	6	5	5	6	25	6	8	7	6
Ga	22	22	12	19	21	22	18	22	18	19	21	22	22
Nb	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	4
Ni	23	12	152	7	24	21	21	26	19	26	24	25	20
Pb	4	2	6	7	4	2	3	5	7	4	3	2	3
Rb	17	15	17	20	18	18	20	18	10	22	19	16	24
Sr	671	712	220	549	669	712	624	674	418	691	652	704	617
Th	1	1	0	2	1	1	2	1	2	0	0	2	3
U	0	3	1	3	2	3	1	1	2	2	2	2	0
V	102		258	41	95	90	98	106	307	101	108	102	82
Y	7	5	18	5	5	5	7	7	23	7	6	7	5
Zn	64	77	120	49	69	67	60	68	87	68	71	68	69
Zr	63	70	42	86	62	65	58	66	63	70	70	60	64

Tabla BIV (Continuación)

Tierras raras	PP-1	PP-2	PP-3	PP-4	PP-5	PP-7	PP-8	PP-9	PP-10	PP-11	PP-12	PP-13	PP-14
La	6.38	9.78	3.66	11.3	8.57	10.5	9.96	9.30	5.12	8.36	8.10	9.29	10.30
Ce	15.7	21.6	9.91	23.6	18.4	22.9	22.70	19.40	13.60	19.20	17.80	19.20	22.30
Nd	8.77	10.6	7.59	11	10.2	11.1	11.90	10.20	10.50	11.30	10.20	11.00	11.20
Sm	2.28	2.79	2.41	2	2.31	2.56	2.69	2.42	3.45	2.54	2.42	2.39	2.44
Eu	0.77	0.93	0.84	0.63	0.76	0.83	0.92	0.71	1.25	0.82	0.78	0.81	0.78
Tb	0.39	0.4	0.57	0.31	0.39	0.37	0.36	0.35	0.74	0.34	0.37	0.44	0.35
Dy	2.35	2.26	3.77	1.97	2.28	2.3	2.13	2.13	5.07	2.09	2.05	2.73	2.17
Ho	0.44	0.44	0.78	0.36	0.4	0.42	0.35	0.40	0.98	0.35	0.37	0.52	0.40
Yb	0.81	0.57	1.85	0.62	0.74	0.54	0.66	0.63	2.40	0.63	0.61	1.07	0.63
Lu	0.08	0.07	0.25	0.08	0.1	0.07	0.09	0.08	0.37	0.07	0.08	0.15	0.09
Normativos													
Q	13.21	12.49	0	28.81	14.37	16.04	13.87	11.21	0	14.88	12.91	12.45	18.07
C	0	0	0	0.98	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	4.77	4.27	4.47	4.1	4.84	4.76	5.01	4.53	3.54	4.7	4.54	4.02	6.16
Ab	41.92	41.9	24.56	44.52	40.52	41.76	42.14	40.78	33.06	37.09	40.05	40.57	40.25
An	24.99	26.26	25.01	16.41	25.98	24.33	23.9	27.11	30.37	28.04	26.24	27.24	23.51
Di-Mg	2.08	2.25	14.03	0	0.9	1.55	1.75	1.77	5.19	1.02	1.81	1.9	0.31
Di-Fe	1.04	1.41	5.72	0	0.44	0.72	0.89	0.87	4.56	0.49	0.87	0.96	0.15
Hy-Mg	5.69	4.71	2.94	2.03	6.3	5.13	5.88	6.64	8.32	6.8	6.61	6.1	5.58
Hy-Fe	3.25	3.38	1.37	1.49	3.57	2.73	3.43	3.72	8.37	3.75	3.65	3.55	3.07
OI-Mg	0	0	11.83	0	0	0	0	0	0.15	0	0	0	0
OI-Fe	0	0	6.09	0	0	0	0	0	0.17	0	0	0	0
Mt	1.54	1.69	2.29	0.93	1.55	1.53	1.57	1.7	3.47	1.62	1.66	1.64	1.52
Il	1.21	1.32	1.4	0.5	1.19	1.15	1.17	1.3	2.39	1.24	1.27	1.24	1.06
Ap	0.31	0.33	0.29	0.24	0.36	0.31	0.41	0.38	0.43	0.36	0.38	0.33	0.34
Salic	84.89	84.93	54.04	94.82	85.7	86.9	84.92	83.63	66.96	84.72	83.75	84.29	87.98
Femic	15.12	15.08	45.97	5.18	14.3	13.11	15.09	16.38	33.05	15.29	16.26	15.72	12.02
C.I.	33.47	34.41	69.17	17.83	32.33	31.27	31.79	35.59	47.55	35.02	34.79	35.62	28.09
D.I.	59.9	58.67	29.03	77.43	59.72	62.57	61.02	56.52	36.59	56.68	57.51	57.05	64.48
S.I.	21.33	18.53	44.58	9.37	21.71	19.92	21.17	22.86	22.78	23.54	23.18	22.19	19.53
A.R.	1.63	1.59	1.34	1.86	1.61	1.64	1.66	1.57	1.4	1.53	1.58	1.56	1.69

Tabla BIV (Continuación)

	PP-15	PP-16	PP-17	PP-18	EP-1	EP-2	EP-3	EP-4	EP-5	EP-6	EP-7
SiO ₂	64.15	54.76	55.06	63.14	63.42	66.50	60.39	55.27	51.42	57.33	56.12
TiO ₂	0.55	0.73	0.84	0.63	0.80	0.52	0.88	0.97	0.68	1.21	1.18
Al ₂ O ₃	17.43	17.05	19.29	17.33	15.69	14.90	16.29	17.81	18.11	17.74	16.16
Fe ₂ O ₃	1.52	2.25	3.20	1.47	1.88	2.12	1.92	3.63	2.30	0.53	1.52
FeO	2.05	4.35	2.75	2.47	4.29	3.45	5.34	5.07	5.30	2.00	7.28
MnO	0.08	0.15	0.12	0.06	0.14	0.07	0.19	0.20	0.16	0.07	0.11
MgO	2.13	5.92	3.53	2.56	2.04	1.48	2.83	3.59	6.08	3.54	3.29
CaO	5.18	6.55	6.93	5.41	4.93	3.30	5.90	7.40	10.96	13.00	7.94
Na ₂ O	5.15	4.47	5.61	4.92	4.31	3.97	4.17	3.86	2.80	3.82	5.33
K ₂ O	0.98	1.43	0.85	0.94	1.82	2.60	1.58	1.15	0.76	0.18	0.24
P ₂ O ₅	0.12	0.17	0.19	0.15	0.13	0.13	0.13	0.19	0.11	0.44	0.21
H ₂ O+	1.06	1.34	1.05	0.77	0.77	1.00	0.91	0.82	1.15	0.45	0.68
H ₂ O-	0.13	0.15	0.09	0.11	0.13	0.22	0.10	0.06	0.06	0.09	0.01
CO ₂	0.05	0.05	0.02	0.03	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04	0.09	0.01
Total	100.58	99.37	99.53	99.99	100.39	100.27	100.64	100.05	99.93	100.49	100.08
Mol A/CNK	0.92	0.82	0.85	0.91	0.87	0.97	0.84	0.85	0.71	0.59	0.69
Traza											
Ba	454	668	373	407	346	521	313	187	138	51	48
Cr	243	390	171	221	144	164	189	124	352	159	66
Cu	7	16	19	6	27	39	20	19	18	9	7
Ga	20	22	23	21	13	12	15	17	13	20	20
Nb	3	3	4	2	2	3	2	2	2	4	3
Ni	19	128	26	22	11	8	13	14	48	15	9
Pb	3	5	5	3	5	3	7	3	6	3	4
Rb	24	33	19	23	39	78	39	27	22	3	2
Sr	682	530	676	647	209	193	219	288	232	400	389
Th	2	0	3	1	4	5	1	2	0	3	2
U	3	2	2	1	3	3	3	3	4	3	2
V	79	156	130	86	114	70	152	195	188	126	182
Y	6	14	15	7	34	35	32	28	16	25	30
Zn	67	148	100	73	59	34	60	101	60	28	37
Zr	56	55	26	63	157	176	128	90	46	55	100

Tabla BIV (Continuación)

Tierras raras	PP-15	PP-16	PP-17	PP-18	EP-1	EP-2	EP-3	EP-4	EP-5	EP-6	EP-7
La	10.40	9.91	20.70	10.80	11.2	10.1	10.5	7.66	5.58	10.8	8.76
Ce	23.50	28.30	48.60	21.90	27.2	24.5	26.8	20.2	14.9	27.2	21.9
Nd	13.20	20.20	25.60	12.90	17.8	16.3	18.9	14.1	10.2	17.4	15.8
Sm	2.69	5.12	5.95	2.73	5.56	4.7	5.35	4.43	2.67	4.82	4.88
Eu	0.92	1.23	1.35	0.74	1.2	1.03	1.25	1.2	0.88	1.71	1.73
Tb	0.38	0.68	0.72	0.44	1.03	0.83	0.95	0.92	0.55	0.89	0.97
Dy	2.13	3.92	4.21	2.69	6.99	5.92	6.31	5.84	3.63	5.92	6.15
Ho	0.39	0.67	0.80	0.48	1.48	1.27	1.34	1.19	0.73	1.19	1.25
Yb	0.51	1.22	1.27	0.75	3.9	3.94	3.59	2.78	1.91	2.54	3.27
Lu	0.07	0.17	0.17	0.07	0.56	0.62	0.5	0.42	0.28	0.36	0.48
Normativos											
Q	15.97	0	0	15.34	16.9	22.48	11.94	5.25	0.28	8.74	2.77
C	0	0	0	0	10.82	15.52	9.37	6.87	4.55	1.07	1.43
Or	5.83	8.64	5.11	5.61	36.68	33.94	35.42	33	24.02	32.36	45.36
Ab	43.89	38.68	48.33	42.03	18.19	15.31	21.14	28.16	35.08	30.77	19.57
An	21.7	22.74	25.4	22.64	2.36	0.14	3.23	3.35	10.58	19.04	7.88
Di-Mg	1.84	5.44	4.52	1.94	2.25	0.17	2.88	3.01	5.11	1.97	7.61
Di-Fe	0.91	2.11	2.27	0.87	0	0	0	0	0	1.78	0
Hy-Mg	4.49	12.28	4.64	5.54	4.02	3.66	5.58	7.48	10.45	0	4.59
Hy-Fe	2.56	5.47	2.68	2.84	4.4	5.17	5.71	7.69	5.79	0	5.08
Oi-Mg	0	0.2	1.55	0	2.57	2.31	2.74	2.88	2.56	0.96	2.98
Oi-Fe	0	0.1	0.99	0	1.53	1	1.68	1.86	1.31	2.3	2.25
Mt	1.47	2.52	2.44	1.63	0.31	0.31	0.31	0.45	0.26	1.04	0.5
Il	1.05	1.42	1.62	1.21							
Ap	0.29	0.41	0.46	0.36	82.58	87.26	77.88	73.28	63.95	72.93	69.12
Salic	87.4	70.07	78.84	85.62	17.42	12.75	22.13	26.73	36.06	27.09	30.89
Femic	12.61	29.94	21.17	14.39	26.09	18.18	32.02	40.63	65.22	71.84	39.79
C.I.	28.82	43.27	39.94	30.71	64.39	71.94	56.73	45.12	28.86	42.17	49.55
D.I.	65.69	47.33	53.45	62.98	14.24	10.91	17.87	20.95	35.38	35.11	18.57
S.I.	18.08	32.24	22.36	20.77	1.85	2.13	1.7	1.5	1.28	1.3	1.6
A.R.	1.74	1.67	1.65	1.69							

