

Tesis defendida por
Victor Hugo Caballero Ramírez

y aprobada por el siguiente comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director del Comité

Dr. Bodo Weber
Miembro del Comité

M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña
Miembro del Comité

Dr. Horacio Jesús De la Cueva Salcedo
Miembro del Comité

Dr. Juan García Abdeslem
Coordinador
del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. Jesús Favela Vara
Director de la
Dirección de Estudios de Posgrado

Abril 2014

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



Programa de Posgrado en Ciencias
en Ciencias de la Tierra

Relaciones petrológicas y estructurales de las secuencias volcano-plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-Las Palomas, Baja California, México.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Victor Hugo Caballero Ramírez

Ensenada, Baja California, México

2014

Resumen de tesis de Victor Hugo Caballero Ramírez, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Relaciones petrológicas y estructurales de las secuencias volcano-plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-Las Palomas, Baja California, México.

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Tesis

En el área Calmallí-Las Palomas, ubicado en el extremo meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, aflora una secuencia prebatolítica metamorfozada e intrusionada por un plutón cretácico sin deformación. Dicha secuencia, principalmente ígnea, aflora en las sierras El Arco, Cananea y El Veteado y consta de varias unidades litológicas que incluye desde rocas intrusivas ultramáficas (peridotitas, piroxenitas y cuñas de serpentinita) y máficas (gabro y diorita), hasta lavas y depósitos volcánoclasticos que llegan a tener calizas interestratificadas en la parte estratigráficamente más alta. El conjunto tiene un espesor aproximado de 15 km. Con base en diagramas de clasificación y de discriminación tectónica que usan elementos incompatibles de potencial iónico grande [Zr/TiO_2 vs Nb/Y y $V/(Ti/1000)$] se interpreta que las lavas son de composición basáltico-andesítica y corresponden, en concordancia con la secuencia estratigráfica, a un ambiente de arco de islas. Los planos de foliación paralelos a S_0 de la secuencia prebatolítica se orientan NNW con buzamiento que supera los 70° . Las orientaciones de los planos nodales obtenidos del análisis cinemático de las cizallas, así como la de los lineamientos estructurales interpretados en imágenes satelitales tiene la misma tendencia estructural sugiriendo su formación simultánea. Sobre la Sierra Cananea se trazó un perfil aeromagnético donde las rocas ultramáficas, en particular las serpentinizadas, producen una anomalía de hasta 2,200 nT cuyo aspecto es similar al de un domo en contacto por falla con rocas volcánicas en el norte.

El plutón Cretácico Calmallí que aflora ampliamente en la parte norte es de aspecto zonado, varía desde gabro de dos piroxenos hasta tonalita de hornblenda y biotita e intrusiona a la secuencia prebatolítica. Geoquímicamente grafican en el campo de las rocas cálcicas y son de tipo metaluminoso, salvo un par de ellas que son peraluminosas por presumible contaminación con rocas sedimentarias. Los diagramas Harker y CMAS sugieren procesos de cristalización fraccionada a partir del gabro. El análisis estructural de las foliaciones magmáticas son consistentes y guardan una orientación N-NW que coincide con las foliaciones por deformación de la secuencia prebatolítica, lo que sugiere que el emplazamiento del magma estuvo influenciado por las estructuras deformadas de dicha secuencia. Los planos nodales de una amplia zona de cizalla en el cerro El Sombrero también son paralelos a la foliación de la roca encajonante y es probable que reflejen una deformación por transpresión en la masa rígida del plutón simultánea con las últimas etapas de emplazamiento del plutón.

Tanto la secuencia litológica, como las características químicas y la altamente probable edad jurásica de la secuencia prebatolítica indican que el plutón cretácico Calmallí se emplazó en una secuencia de arco de islas deformada.

Palabras clave: **secuencia prebatolítica, rocas máfico-ultramáficas, plutón Calmallí.**

Abstract of the thesis presented by Victor Hugo Caballero Ramírez, in partial fulfillment of the requirements of the degree of Master in Sciences in Earth Sciences with orientation in Geology.

Structural and petrologic relationships of the Late Jurassic-Early Cretaceous volcano-plutonic sequences in the Calmallí-Las Palomas area, Baja California, Mexico.

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Thesis Director

The Calmallí-Las Palomas area is located in the southernmost part of Peninsular Ranges Batholith. There, metamorphosed prebatholithic rocks forming an apparent 15 km thick sequence of presumably Jurassic age is intruded by the Cretaceous Calmallí pluton. Such sequence is mainly formed by igneous intrusive rocks that, in the Sierra Cananea consist on ultramafic-mafic rocks (peridotites, pyroxenites and serpentinite wedges), mafic units (gabbro and diorite) that apparently are in tectonic contact with lavas and volcanoclastic deposits that include limestones near the top. Based on classification and tectono-magmatic discrimination diagrams using HFS elements [Zr/TiO_2 vs Nb/Y y $V/(Ti/1000)$] it is observed that the lavas are basaltic andesites having island arc affinity. Such classification is in agreement with the description of the stratigraphic sequence of the sierras El Arco and Cananea. The structural analysis of foliation parallel to S_0 of the prebatholithic sequence shows a pervasive attitude trending towards NNW and dipping $>70^\circ$. Nodal planes obtained from kinematic analyses are coincident with the orientation of the foliation planes. The study of aeromagnetic data over the Sierra Cananea shows a positive magnetic anomaly that reaches 2,200 nT due to the presence of a dome-like body of ultramafic rocks and serpentinized peridotites.

The Cretaceous Calmallí zoned pluton crops out in the northern part of the study area. It is composed by 2 px-gabbro to hornblende-biotite tonalite that intrudes the metamorphosed sequence. They plot in the calcic field, and are metaluminous, with the exception of two peraluminous samples which are interpreted to be contaminated with enclosing sedimentary rocks. The Harker and CMAS diagrams suggest a fractional crystallization leading process. Magmatic foliation trending towards NNW coincides with the orientation of the structures of the enclosing rocks suggesting that the emplacement of the pluton was influenced by the deformed island-arc sequence.

Keywords: prebatholithic sequence, mafic-ultramafic rocks, Calmallí pluton.

DEDICATORIA

A mis padres *Leobardo y Antonia*,
Quienes han sido el mi mayor motivación y ejemplo.

A mis hermanos *Abraham y Enrique*,
Por su apoyo y comprensión en todo lo realizado.

AGRADECIMIENTOS

El principal agradecimiento a mis padres y hermanos, quienes siempre han apoyado cada decisión a lo largo de estos 26 años y seguirán siendo el mayor ejemplo de vida. A la familia Ramírez Caballero, por abrirme las puertas en Ensenada, quienes con sus atenciones y cariño me hicieron sentir en casa.

A mi asesor, el Dr. Luis Alberto Delgado, quien siempre mostró apoyo y ánimos en la realización de este proyecto de tesis. Su amistad, paciencia y su amplio conocimiento compartido dentro y fuera del campo, me ayudaron a ser mejor persona y geólogo. A los miembros del comité, el Dr. Bodo Weber, Dr. Horacio de la Cueva, M.C. Juan M. Espinosa quienes con sus observaciones y consejos en cada avance de tesis y en la versión final de este manuscrito, enriquecieron este trabajo final.

Al CONACYT por la beca otorgada y al CICESE por abrirme las puertas para la realización de los estudios de maestría. Así mismo a Martha Elva Barrera, Ana Rosa Soto e Ivonne Pedrín por su disposición y apoyo en todos los trámites realizados durante estos dos años. A los profesores quienes impartieron sus conocimientos y experiencias en las diversas áreas, especialmente a los Dres. Luis Delgado, Bodo Weber, Arturo Martín, Javier Helenes y John Fletcher. Al apoyo invaluable de Victor Pérez, Gabriel Rendón, Susana Rosas, quienes a pesar de su poco tiempo, siempre mostraron disposición y entusiasmo en el proceso de preparación de las muestras y láminas delgadas.

A mis grandes amigos a lo largo de estos dos años; Abraham y Eréndira, con quienes compartí inolvidables momentos y siempre me brindaron su apoyo incondicional, ánimos y sobretodo buen humor. A la banda Cicesiana: Nelly, Reneé, Anahel, Yohana, Marco, Leopoldo, Ekaterina, Ismael, Mario, Luis, Román, Clemente, Rogelio y Nallely con quienes compartí cursos, salidas al campo y el convivir diario. En especial agradecimiento a Xóchitl, por compartir tus conocimientos y tu aporte de ideas, pero sobre todo, esa dosis de humor que hizo cada salida al campo una aventura geológica-humorística.

Mi más grande reconocimiento mi mejor amiga, Sonia Torres, gracias por tu amistad de tantos años y palabras de ánimo sin importar el tiempo o la distancia. Du kannst immer mit mir vertrauen, ich bin da!! Mein liebe freundin...¡Este triunfo se celebra!. A mis amigos que me han acompañado durante este trayecto y durante toda la vida, Edgar González, Allan Salgado, Silvia Cardona, Esmeralda Cruz y Yolis Ramos.

El mayor agradecimiento a Mariela, por ser inspiración, motivación y apoyo; gracias por la compañía, las pláticas y el tiempo que me brindaste; el compartir libros y amenizar con buena música, pero sobre todo gracias por tu gran humor en cada momento. Este trayecto fue más ameno gracias a TI.

CONTENIDO

	Páginas
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de Figuras	vii
Lista de Tablas	xi
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Localización y vías de acceso.....	6
1.2 Trabajos previos.....	7
1.3 Objetivos.....	10
1.3.1 Objetivos generales.....	10
1.3.2 Objetivos particulares.....	10
1.3.1.1 Geológicos.....	10
1.3.1.2 Geofísicos.....	10
1.4 Metodología.....	11
1.4.1 Trabajo de campo.....	11
1.4.2 Trabajo de laboratorio.....	11
1.4.3 Trabajo de gabinete.....	12
Capítulo 2. Conceptos generales	15
2.1 Arcos de islas.....	15
2.2 Ascenso y emplazamiento de magma.....	16
Capítulo 3. Geología regional	19
Capítulo 4. Geología del área de estudio	22
4.1 Unidades prebatolíticas.....	25
4.1.1 Rocas ultramáficas.....	25
4.1.2 Rocas máficas.....	29
4.1.3 Rocas volcánicas y volcanoclásticas.....	30
4.1.4 Rocas calcáreas.....	36
4.2 Intrusivo Cretácico.....	41
4.2.1 Plutón Calmallí.....	41
Capítulo 5. Geoquímica	46
5.1 Secuencia prebatolítica.....	47
5.2 Plutón Calmallí.....	49
5.2.1 Diagramas de variación.....	53
Capítulo 6. Geología estructural	58
6.1 Secuencia prebatolítica.....	58
6.1.1 Lineamientos estructurales.....	58
6.1.2 Foliaciones.....	61
6.1.3 Análisis cinemático.....	62
6.2 Plutón Cretácico Calmallí.....	65
6.3 Secciones estructurales.....	66
Capítulo 7. Análisis aeromagnético	72
Capítulo 8. Discusión	77
Capítulo 9. Conclusiones	82
Referencias bibliográficas	83

Lista de Figuras

Figura		Página
1	Mapa del Cinturón Batolítico Peninsular, CBP, y las regiones que lo caracterizan a partir de la zona magnetita-ilmenita. Figura modificada de Schmidt et al; 2002 (p. 53).....	3
2	A) Vías de acceso y localización del área de estudio. B) Polígono del área de estudio, en donde se observan los sitios a los que se hará referencia en esta tesis. Modificado de GoogleMaps, 2014.....	6
3	Geocronología del área El Arco-Calmallí.....	9
4	Sección esquemática a través de 140 km de una zona de subducción idealizada a través de un arco de islas oceánica mostrando la interacción entre el manto superior y la corteza. Modificado de Stern (2002), p. 3.	18
5	Esquema de los procesos de emplazamiento de un plutón en la corteza. Modificado de Best (2003), p. 230.	18
6	Columna estratigráfica compuesta de la zona de estudio.....	23
7	Mapa del área de estudio mostrando las unidades cartografiadas, en el cual se indican los rasgos estructurales más importantes.....	24
8	Zona de alteración hidrotermal en rocas ultramáficas de la Sierra Cananea..	25
9	A) Porción norte de la Sierra Cananea, Calmallí, donde afloran rocas máficas, color morado, ultramáficas, color azul claro, y las cuñas serpentínicas, color azul marino. B) Imagen satelital tomada de Google Earth de la Sierra Cananea, que muestra rasgos morfológicos predominantes con orientaciones NW y NE (imagen tomada de Google Earth, 2014).....	27
10	Bandas de clinopiroxeno de aspecto cumulítico en gabro en el cerro El Cañón (Sierra Cananea).....	28
11	A) Serpentinita foliada verticalmente en la Sierra Cananea, Calmallí. B) Fotomicrografía de la muestra 11, que muestra la serpentina alterada con talco y desarrollo de magnetita primaria.....	28
12	A) Gabro de anfíbol en el cerro El Cañón, la escala muestra la orientación de dique pegmatítico. B) Microfotografía de la muestra 1, en donde predomina la presencia de uralita.....	30

Lista de Figuras

Figura		Página
13	Mapa geológico de la porción sur-central del área de estudio, en donde se observa la predominancia de rocas volcánicas, verde oscuro, y volcánicas, verde claro,.....	32
14	A) Mapa geológico resaltando los principales rasgos de la Sierra El Veteado. La estrella naranja muestra los sitios y claves del muestreo. B) Imagen satelital de la Sierra El Veteado (tomado de Google Earth, 2014)...	33
15	A) Base de la secuencia volcánica, representada por andesitas masivas al SW de El Arco (Muestra 21). B) Fotomicrografía de la textura porfirítica con pseudomorfos de hornblenda y saussuritización intensa de la plagioclasa cálcica de la muestra 21.....	33
16	A y B) Derrames de andesita inclinados casi 90° por deformación regional en el Rebaje, Calmallí; C) la vesicularidad de las lavas se incrementa hacia arriba al restituir la posición original; D) fotomicrografía de la muestra 29 mostrando el grado de saussuritización.....	35
17	A) Metabasitas magnéticas en la Sierra El Veteado con foliación NW-SE; B) Metabasita presentando foliación magmática al bandeamiento, es resaltante las bandas félsicas (plagioclasas recristalizadas?) y máficas (anfíboles); su aspecto se interpreta relacionado a una alta viscosidad.....	36
18	A) Caliza en el camino Pozo Alemán-Barril. B) Microfotografía de la muestra 34, clasificada como micrita bien estratificada con fragmentos de plagioclasa orientados a Ss.....	36
19	Dimensiones estimadas del Plutón Calmallí, ~ 314 km ² , en un radio aproximado de 10 km (círculo amarillo), medido desde el rancho Viejo Calmallí hasta el SW de la Sierra El Veteado.....	42
20	Mapa geológico con los principales rasgos litológicos y estructurales del plutón Calmallí. Los puntos en azul muestran los sitios y claves del muestreo.....	43
21	Diagrama QAP para el plutón Calmallí de acuerdo a su contenido modal. Las muestras hacen referencia a la petrografía de la Tabla 5.....	44
22	Diagrama de clasificación TAS, Total Alkalies vs Silica; LeBas et al. (1986) para rocas volcánicas de la secuencia prebatolítica.....	48
23	Diagrama de clasificación Zr ₂ vs Nb/Y para rocas volcánicas. Modificado de Winchester y Floyd (1977; en Rollinson, 1993).....	48

Lista de Figuras

Figura		Página
24	Diagrama de discriminación V-Ti, en donde las andesitas de la secuencia prebatolítica se grafican en el campo de basaltos de arco de islas. Modificado después de Shervaris (1982; en Rollinson, 1993).....	49
25	Diagrama TAS de clasificación geoquímica para las muestras del Plutón Calmallí. Modificado de Le Bas et al., 1986.....	50
26	Diagrama de Maniar-Piccoli (1989; en Rollinson, 1993) para diferenciar rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas.....	51
27	Diagrama An-Ab-Or de Baker (1979; en Rollinson, 1993), para clasificar rocas plutónicas en base de los minerales normativos Ab, An, Or.....	51
28	Diagrama propuesto por Frost et al. (2001; en Rollinson, 1993) para evaluar si una serie magmática es alcalina, álcali-cálcica, calco-alcalina o cálcica.....	52
29	Diagrama para evaluar si la serie magmática es ferrosa o magnesiánica. Modificado de Frost et al. (2001; en Rollinson, 1993).....	52
30	Diagrama de variación Harker para algunos elementos mayores para el plutón Calmallí.....	54
31	Diagrama de extracción Ol-Di-Qz proyectado desde la plagioclasa según Baker y Eggler (1983; en Rollinson, 1993) para el plutón Calmallí.....	55
32	Mapa geológico con estereogramas de foliaciones por deformación para la secuencia prebatolítica y foliación magmática del plutón Calmallí.....	60
33	Lineamientos promedio de la secuencia prebatolítica en el área de estudio, donde la mayor parte de ellos se agrupa entre 0-30°, 43 %, siendo el rango 0-10°, 18%, el dominante.....	61
34	Análisis cinemático de los planos de cizalla de la secuencia prebatolítica y del plutón Calmallí.....	64
35	A) Lineamientos promedio del plutón Calmallí en el área estudiada, n= lineamientos interpretados y graficados. B) Orientaciones de fracturas en el intrusivo cretácico, preferencialmente al N-S y N30-40E. C) Foliación promedio del plutón Calmallí, siendo el plano principal 342/74°.....	66
36	Sección A-A'. En la parte superior se presentan los diagramas correspondientes a la rocas volcánicas y volcanoclásticas de la secuencia prebatolítica.....	69

Lista de Figuras

Figura		Página
37	Sección B-B'-B''. En la parte superior se presentan los diagramas correspondientes a la secuencia prebatolítica y del plutón Calmallí.....	70
38	A) Mapa geológico Sierra Cananea, mostrando la distribución de las rocas máficas y ultramáficas. B) Sección C-C'. Perfil que cruza la Sierra Cananea y el Cerro El Cañón, mostrando las relaciones de contacto por falla y el aspecto de cuñas de las serpentinitas.....	71
39	Contornos de intensidad del campo magnético de la Carta Magnética de Campo Total El Arco H12-C82, Baja California, escala 1:50,000 (SGM, 2003).....	73
40	Contornos de intensidad de campo magnético sobrepuesto al mapa litológico, con contornos cada 200 nT.	75
41	Modelo del perfil magnético A-A'. En la parte superior se compara la respuesta del modelo del perfil magnético observado con el calculado.....	76

Lista de Tablas

Tabla	Página
1 Características geológicas de los plutones de la región Vizcaíno, y de las zonas occidental, transicional y oriental de la península de Baja California. Abreviaturas y referencias en Peña Alonso (2012).....	4
2 Muestras analizadas para geoquímica de la secuencia prebatolítica y del Plutón Calmallí. Las coordenadas están dadas en UTM, en datum NAD 27.....	14
3 Precisión analítica del análisis de elementos mayores (en % mm/m) y traza (en ppm) de la metodología “4LithoRes” de Actlabs-Skylines (Recuperado de: www.actlabs.com/files/International_2013_Reduced.pdf).....	14
4 Descripción petrográfica de la prebatolítica en El Arco-Calmallí-El Veteado. Abreviaturas: chl=clorita, ep=epidota, cal=calcita, pl=plagioclasa, zo=zoisita, ser=sericita, ab=albita, qz=cuarzo, kfs=feldespatos potásicos, opx=ortopiroxeno, cpx=clinopiroxeno, amp=anfíbol, ath=antofilita, mt=magnetita, lab=labradorita, and=andesina.....	37
5 Descripción petrográfica del Plutón Calmallí. Abreviaturas: qz=cuarzo, pl=plagioclasa, mt=magnetita, hbl=hornblenda, bt=biotita, zrn=zircón, kfs=feldespatos potásicos, cpx=clinopiroxeno, aln=alanita, rt=rutilo, ep=epidota, ap=apatito, ox=óxidos, and=andesina, oli=oligoclasa.....	45
6 Claves para los diagramas geoquímicos de la secuencia prebatolítica y el plutón Calmallí. Abreviaturas: 2 Px= dos piroxenos, Hbl=hornblenda, Bt=Biotita.....	46
7 Composición química y norma CIPW para la secuencia jurásica y el plutón Calmallí.....	56

Capítulo 1

Introducción

El estudio de la evolución tectónica de la provincia de Sierras Peninsulares del sur de California, EU, y Baja California, México, durante el Mesozoico es fundamental para comprender el desarrollo de la geología cordillerana de Norte América (Gastil, 1975; Rangin, 1978; Smith *et al.*, 1983; González León, 1989; Kimbrough *et al.*, 2001; Johnson *et al.*, 2002; Wetmore *et al.*, 2002; 2003; Busby, 2004). Se han propuestos varios modelos tectónicos para explicar su evolución y la gran mayoría destaca la posibilidad de una colisión arco-continente (Wetmore *et al.*, 2003).

La geología de las Sierras Peninsulares está ligada al Cinturón Batolítico Peninsular, CBP, el cual forma el núcleo de esta provincia. El CBP es el segmento más meridional de una cadena de batolitos mesozoicos de Norteamérica que se extiende desde Alaska hasta el paralelo 28° en Baja California (Gastil, 1975; Gastil *et al.*, 1994; Walawender y Smith, 1980; Todd y Shaw, 1985; White *et al.*, 1986; Johnson *et al.*, 1999; 2002; Kimbrough *et al.*, 2001; Wetmore *et al.*, 2003). El CBP representa una serie de batolitos con variaciones composicionales notables, lo que ha permitido que se describa, por ejemplo, la línea Gabro-Tonalita descrita en Gastil *et al.* (1990), que separa a los plutones de composición máfica de la zona occidental de los orientales, predominantemente félsicos (Figura 1). Patrones como el incremento de valores en Tierras Raras ligeras (Schmidt *et al.*, 2002), firmas isotópicas de oxígeno, variaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (<0.7030 en el occidente a 0.7080 en el oriente), determinaciones de ϵ_{Nd} en rocas plutónicas (+8.0 en el occidente a -6.4 en el oriente; DePaolo, 1981) y valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de +6.0 a +8.5‰ cruzando de la parte occidental a la parte central del batolito, y un abrupto cambio a valores de ~9.0‰ a +11‰ hacia la parte oriental (Taylor y Silver, 1978; en Schmidt *et al.*, 2002). Además, la mineralogía de óxidos Fe-Ti de los batolitos muestra una transición de la zona occidental, rica en Fe, a la oriental, rica en Ti (Tabla 1). Los plutones de la parte occidental son de tipo I, ricos en magnetita, con edades entre el Cretácico Temprano al Tardío, mientras que los plutones orientales, muchos de ellos de tipo S (ricos en ilmenita), del Cretácico Tardío y emplazados en rocas paleozoicas (Gastil 1975; Todd y Shaw 1985; Gastil *et al.*, 1994; Wetmore *et al.*, 2003).

Dentro de ese contexto, en este estudio se presentan las características geológicas de una secuencia compleja de rocas volcánicas y plutónicas metamorizadas que están intrusionadas

por un plutón, básicamente sin deformación, que aflora principalmente en el norte de la Sierra El Arco. Con base en el estudio petrográfico, de la deformación de la roca encajonante y estructuras primarias en los plutones, se busca definir su ambiente geológico de emplazamiento. Además, con el apoyo de datos aeromagnéticos, se propone la geometría de un cuerpo máfico-ultramáfico que se encuentra en el norte de la Sierra El Arco, y del cual se ha propuesto que es de naturaleza ofiolítica (Rangin, 1981; Radelli, 1989). Ambos autores proponen que las rocas ultramáficas y gabros representan un complejo ofiolítico fragmentado que posiblemente está relacionado con la secuencia ofiolítica que aflora en la península de Vizcaíno.

La importancia de este trabajo radica en que la región de El Arco es clave para la interpretación de la evolución tectónica mesozoica del noroeste de México pues representa un arco magmático jurásico (Weber y López, 2005; Valencia *et al.*, 2006), que encajona a plutones del CBP y que es correlacionable con las secuencias descritas por Peña-Alonso *et al.* (2012) y Avilez-Serrano (2012) a decenas de kilómetros al NW, en las series plutónicas del área de Nuevo Rosarito.

Las edades U/Pb de zircones en plutones compiladas y obtenidas por Ortega Rivera (2003) en el CBP, fluctúan entre 140 y 80 Ma (Krummenacher *et al.*, 1975; en Ortega-Rivera, 2003) sugieren que los plutones más al oeste, entre 140 a 85 Ma, no muestran una distribución preferente y proponen que fueron formados en un arco magmático estático. La misma autora muestra de una compilación de edades U/Pb en zircones que los plutones del este son progresivamente más jóvenes hacia el oriente (105 a 80 Ma), interpretando que es el resultado de la migración del arco hacia el este. Ortega Rivera (2003), separa el CBP en cuatro zonas de acuerdo con fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda (desde 118 Ma en el oeste hasta 83 Ma en el este), los cuales resultan similares a las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita, 116 Ma a 80 Ma siendo más jóvenes hacia el este. La autora, con base en los datos geocronológicos, sugiere la existencia de un arco continuo que migró de oeste a este desde el Jurásico hasta finales del Cretácico.

La secuencia volcánica-volcanoclástica de El Arco ha sido interpretada como continuación del arco Alisitos por Rangin (1978), Barthelmy (1979), Radelli (1981) y Sedlock (2003), basados en edades supuestamente cretácicas. Valencia *et al.* (2006), basados en edades jurásicas de la mineralización en el distrito minero El Arco, vinculan El Arco-Calmallí con el complejo San Andrés-Cedros que, junto con señales isotópicas reportadas por Weber y López, (2005), sugiere la existencia de dos arcos de islas: uno jurásico y otro cretácico que incluye un

componente de corteza continental hacia el oriente, Alisitos, de los cuales, aquí se aporta nueva información petrológica y estructural.

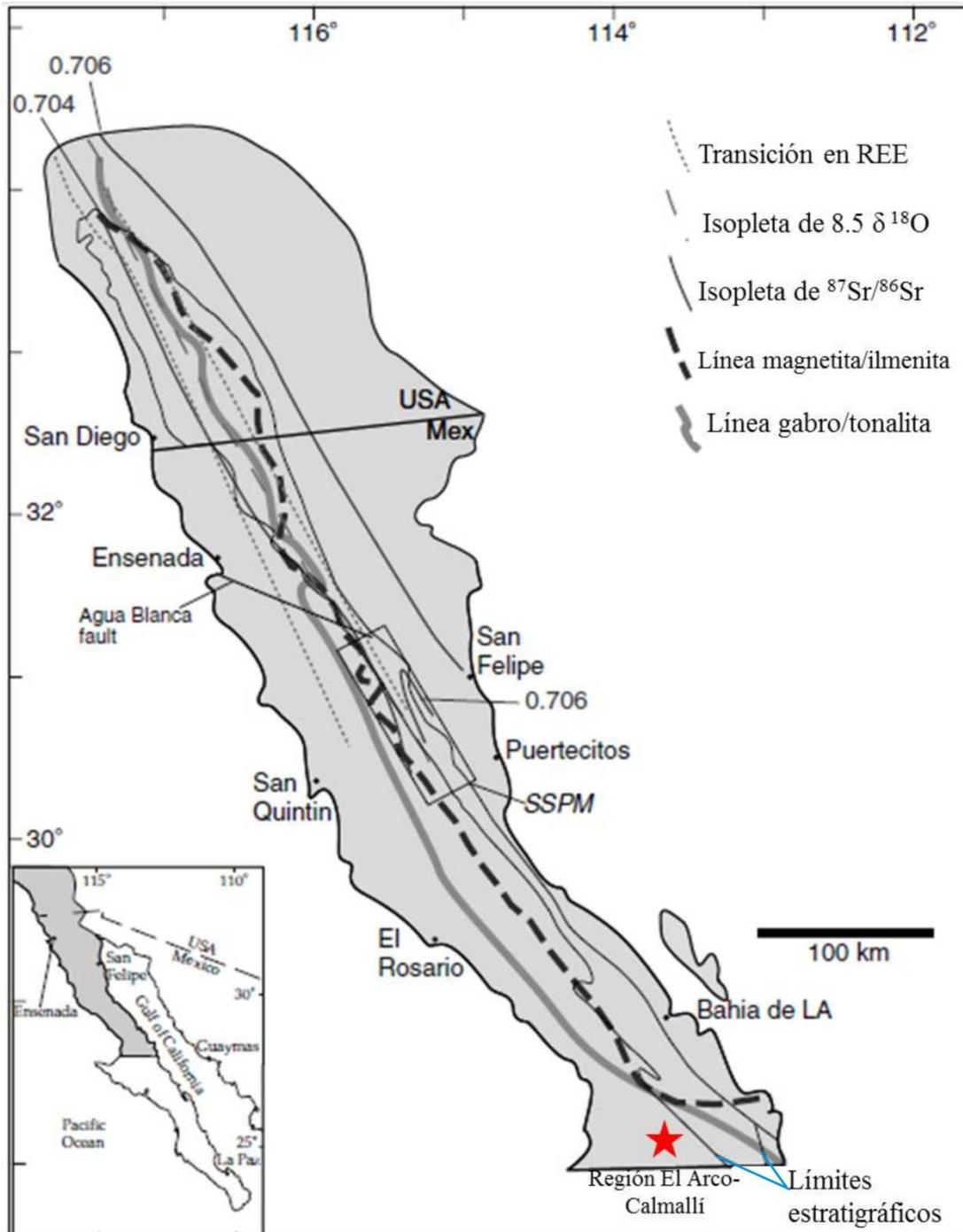


Figura 1. Mapa del Cinturón Batolítico Peninsular, CBP, y las regiones que lo caracterizan a partir de la zona magnetita-ilmenita (Gastil *et al.*, 1990). La separación por zonas oeste, central y este según en el incremento la proporción de Tierra Raras ligeras, REE, (Gromet y Silver, 1987), variaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (Taylor y Silver, 1978), valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (Taylor y Silver, 1978) y gabro-tonalita (Gastil, 1983). La estrella roja muestra la región de El Arco-Calmalli. Figura modificada de Schmidt *et al.* (2002), p. 53.

Tabla 1. Características geológicas de los plutones de la región Vizcaíno, y de las zonas occidental, transicional y oriental de la península de Baja California. Abreviaturas y referencias en Peña Alonso (2012).

Características de los plutones	Región Vizcaíno-Cedros (K y M, 2003)	Zona occidental (T <i>et al.</i>, 1999; S <i>et al.</i>, 2003; J <i>et al.</i>, 2002)	Zona transicional (J <i>et al.</i>, 2003; T y J, 2000; S y P, 2002)	Zona oriental (T <i>et al.</i>, 1999; S <i>et al.</i>, 2003; J <i>et al.</i>, 2002)
Tamaño (r=radio en km)	< 40 km ² ; r <3.5 (K y M, 2003)	< 100 km ² ; r < 5.6 km	108 km ² (San José; M. 1978). Nuevo Rosarito: compuestos 300-400 km ² ; r= 10 km; simples <50 km ² , r= 4 km.	400-1,400 km ² ; r >12 km
Tipo de granitoide	M e I (metaluminoso y peraluminoso)	I (metaluminoso>peraluminoso)	San José = I (peraluminoso)	I y S (metaluminoso>>pealuminoso)
Titanita	¿?	Secundaria	Primaria y Secundaria	Primaria
Muscovita	No reportada	Ausente	Solo en fases pegmatíticas	Primaria
Litología	gabro<tonalita> granodiorita	gabro<tonalita> granodiorita	San José y Potrero= tonalita (~95%)>>unidades máficas; Rinconada= gabro>>tonalita	gabros<<tonalita> granodiorita>granito
Metamorfismo de la roca encajonante	Facies de esquistos verdes de grado bajo en ofiolitas; esquistos verde a anfibolita en El Arco	Esquistos verdes	Esquistos verdes bajo a migmatitas en la Cabalgadura Principal Mártir (J <i>et al.</i> , 1999).	Anfibolita a migmatita de grado alto
Edades U-Pb en zircón	217-215 Ma en ofiolitas en Vizcaíno y 174-171 Ma en Cedros; 155-132 Ma en intrusivos de San Andrés; 165 Ma en El Arco (V <i>et al.</i> , 2006)	~ 128–105 Ma	108-107 Ma en San José; 102 Ma en El Potrero; 101 Ma en Rinconada;	105-80 Ma
Edades K-Ar según K <i>et al.</i> (1975)	127 Ma (C <i>et al.</i> , 2001). El Arco: Bt~111-117 Ma; Hbl~110-115 (B, 1979); RT ~105-94 (B, 1975).	Al norte de Agua Blanca: Hbl= 130-100 Ma; Bt=115-90 Ma	Al norte de Agua Blanca: Hbl~105-95 Ma; Bt=95-90 Ma.	Al norte de Agua Blanca: Hbl=110-75 Ma; Bt= 90-70 Ma
Edades Ar-Ar	En hbl: San Andrés 140-137 Ma; Gran Cañón =160 Ma; El Arco: Py ~137 Ma, RT=94 Ma (L <i>et al.</i> , 2002)	Al norte de San Quintín: Hbl ~120-100 Ma; Bt~100-80 Ma (O, 2003).		Al norte de San Quintín: Hbl~100-80 Ma; Bt~95-60 Ma (O, 2003).
Relación inicial ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	En apatito: San Andrés=0.7037-0.7064. Gran Cañón=0.7059.El	En roca total: 0.7022-0.7050 (incluyendo T y J, 2000).	En roca total: San José y el Potrero= 0.7035.	En roca total=0.7060-0.7150.

	Arco= 0.7048-0.7057; W y L, (2006).			
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	El Arco= 18.1-18.25; W y L, (2006).	18.5-18.9	San José=18.56 (M., 1978).	19.0-19.5
ϵNd (roca total)	+4.9. El Arco= +8.1 a +5.4; W y L, (2006)	+8 a 0	No hay reportados	0 a -6.7
Patrones de REE normalizados a condrita	San Andrés= enriquecimiento ligero en LREE, HREE plano; algunos sin anomalía de Eu. El Arco= enriquecimiento moderado a alto en LREE, HREE plano; la mayoría sin anomalía positiva de Eu; W y L, (2006)	Enriquecimiento ligero en LREE (menos abundante que la zona transicional), HREE plano, anomalía negativa de Eu.	Enriquecimiento moderado en LREE (menos abundante que la zona oriental), pendiente ligera en HREE, anomalía de Eu ausente o ligeramente positiva.	Enriquecimiento fuerte en LREE, anomalía de Eu ausente o negativa.
Óxidos primarios	Magnetita	Magnetita e Ilmenita	San José y El Potrero = Ilmenita > magnetita	Ilmenita
Deformación regional	Presencia de estructuras de mélanges durante el Triásico-Cretácico Inferior (S, 2003). En El Arco, rocas pre-Jurásicas con foliación NW-SE	Ausencia de deformación regional, pero localmente intensa y penetrativa	Intensa, en la Cabalgadura Principal Mártir y por el abanico de doble vergencia al sur de Sierra San Pedro Mártir.	Débil.
Anomalías aeromagnéticas	Alrededor de la zona de estudio = -800 a 2200 nT	2000-20 nT	¿?	≤ 20 nT
Roca encajonante	Secuencia ofiolítica del Triásico y complejo volcánico-plutónico del Jurásico-Cretácico Inferior. El Arco: rocas ultramáficas, volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico?.	Al norte de Agua Blanca: Rocas volcánicas de la Fm Santiago Peak, esquistos de mica, cuarcita. Al sur de Agua Blanca: Rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Alisitos.	Secuencia volcánicas y volcanoclásticas "tipo flysch" del Triásico?-Cretácico Inferior de origen desconocido (S <i>et al.</i> , 2002); ortogneises y rocas intrusivas del Cretácico Inferior (S y P, 2002).	Esquisto de biotita, mármol, cuarcita, anfibolita.

1.1 Localización y vías de acceso

La zona El Arco-Calmallí-Las Palomas se localiza en la parte central de la península de Baja California muy cerca del paralelo 28°, límite entre Baja California y Baja California Sur (Figura 2A), a 70 km de Guerrero Negro, la ciudad más cercana. El Arco-Calmallí es conocido por ser un distrito minero que inició en 1883 con la explotación de depósitos de placeres de Au. Su auge ocurrió entre 1930 y 1940. La mina El Arco debe su nombre a la curvatura en forma de arco que tenían las vetas (Silva, 1983). En la Figura 2B se muestran el distrito El Arco, Pozo Alemán, Calmallí y Las Palomas, como principales puntos de referencia. Para facilitar la exposición de este trabajo, algunos nombres son informales, como la Sierra Cananea y el Cerro El Cañón,

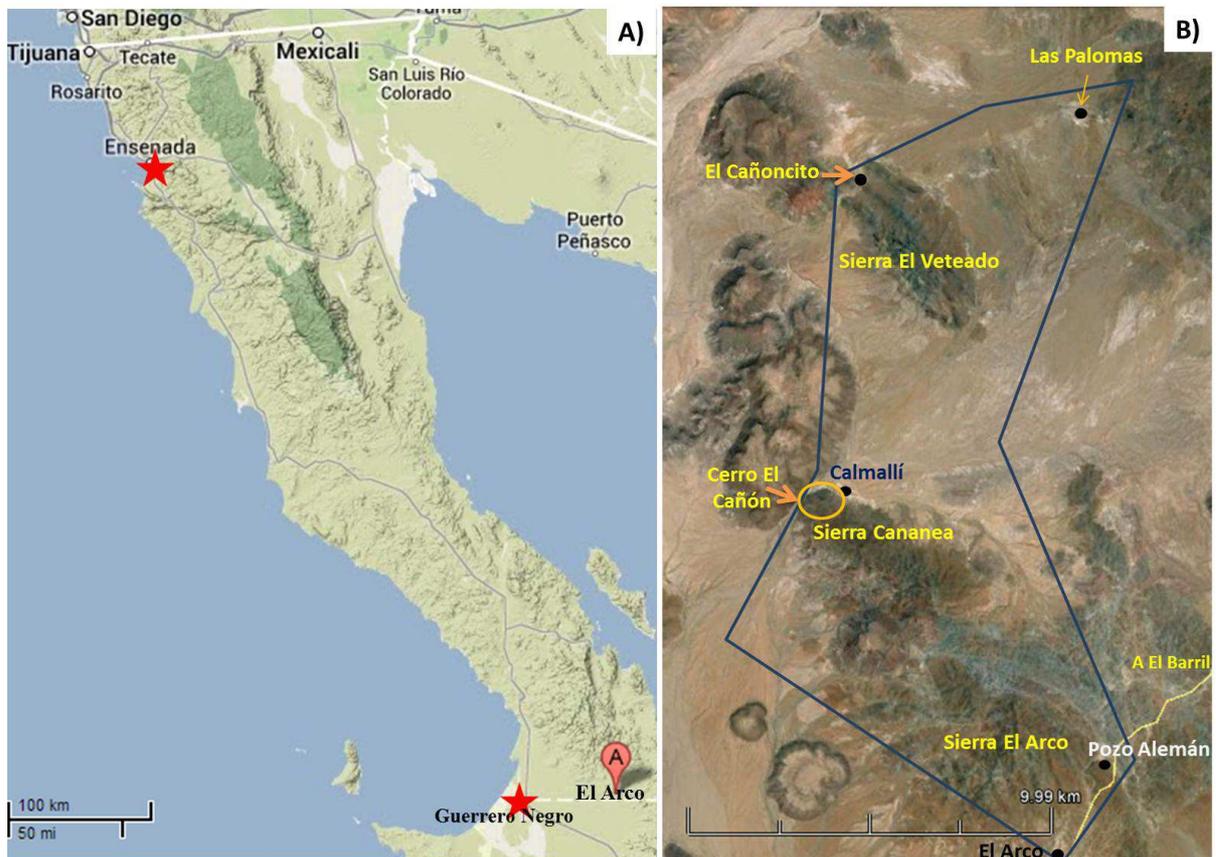


Figura 2. A) Vías de acceso y localización del área de estudio. B) Polígono del área de estudio, en donde se observan los sitios a los que se hará referencia en esta tesis. Modificado de GoogleMaps, 2014.

1.2 Trabajos previos

A pesar de que existen muchos trabajos relacionados con el origen, emplazamiento y distribución del Cinturón Batolítico Peninsular, CBP, el área de El Arco-Calmallí y en particular las unidades ultramáficas y plutones circundantes carecen de un análisis detallado.

Rangin (1978) presenta un modelo geodinámico del Mesozoico para la parte central de Baja California y noroeste de Sonora en donde caracteriza dos episodios tectónicos: uno compresivo del Triásico al Cretácico Medio y otro del Cretácico Superior donde disminuye la compresión y se desarrolla una gran cubierta molásica en el occidente mientras se registra el emplazamiento de plutones en el oriente. Menciona la presencia de andesitas porfiríticas y edades K/Ar entre 101 y 93 Ma en rocas plutónicas, por lo que las correlaciona con el arco Alisitos del Cretácico Temprano.

Las características litológicas del área El Arco-Calmallí las describió Barthelmy (1979), propuso que las rocas volcánicas y volcanoclásticas son parte de la Formación Alisitos, proponiendo que el metamorfismo, la alteración hidrotermal y el metasomatismo en el distrito El Arco están relacionados en el tiempo y espacio. En ese esquema, el autor propone que la mineralización se asocia con la deformación durante el desarrollo del arco Alisitos.

Diez años después, Radelli (1989) propuso la presencia de una secuencia de tipo ofiolítica en Calmallí, emplazada durante la orogenia Oregoniana del Cretácico medio, la cual fue deformada, metamorfozada y finalmente expuesta por la cabalgadura La Olvidada.

Sedlock (2003) sugiere que en la zona de estudio ocurrió un acortamiento durante finales del Cretácico Temprano y propone que la secuencia de gabros metamorfozados, las rocas ultramáficas serpentinizadas y las dioritas y basaltos almohadillados podrían ser fragmentos de límites de falla del CBP.

Datos isotópicos de Pb en muestras de piritas y calcopiritas del pórfido cuprífero El Arco reportados por Weber y López (2005) sugieren que el pórfido cuprífero y las andesitas circundantes evolucionaron de una fuente similar. Datos de isótopos de Sr y Nd, de los mismos autores indican magmas evolucionados de un reservorio de manto empobrecido sin participación de corteza más antigua. Weber y López (2005) proponen que un arco intraoceánico, al que pertenece El Arco, fue acrecionado al margen continental activo de Norteamérica y que fue metamorfozado durante el Cretácico Temprano.

La edad de cristalización y mineralización del pórfido de Cu-Au de El Arco está definido con fechamientos de U-Pb en zircón de la granodiorita mineralizada en 164.7 ± 6.5 Ma y

fechamientos de molibdenitas con el método Re-Os cuyo promedio es de 164.1 ± 0.4 Ma (Valencia *et al.*, 2006). Estos resultados sugieren que la zona El Arco-Calmallí tiene correlación temporal con el complejo volcánico-plutónico San Andrés-Cedros en el oeste de la península de Baja California.

En la Figura 3, se presenta un resumen de la geocronología realizada en el área El Arco-Calmallí, de donde se deben destacar cierta correlación con las unidades cercanas a la zona de estudio descritas por Avilez-Serrano (2012) y Peña-Alonso *et al.* (2012).

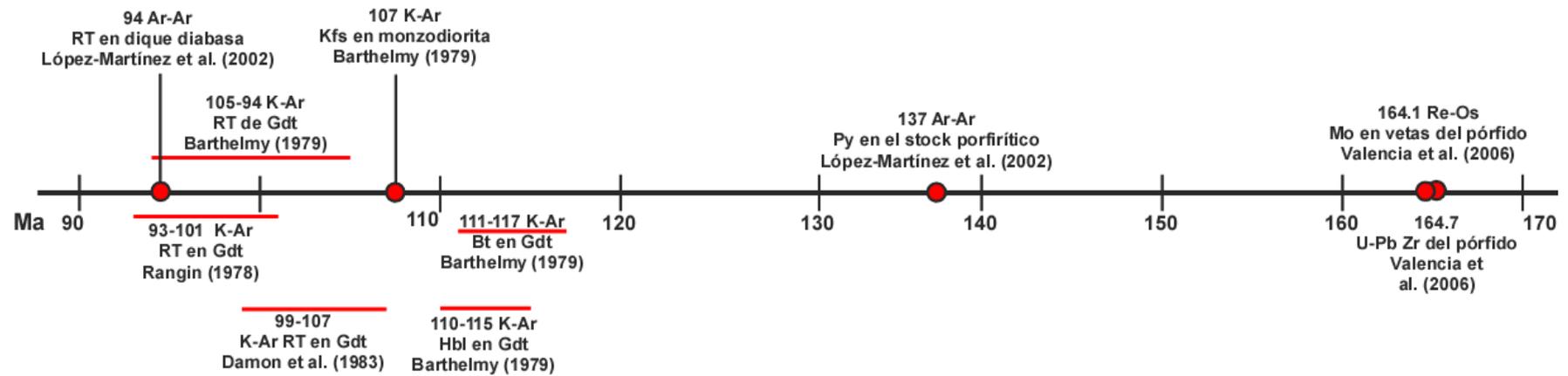


Figura 3. Geocronología del área El Arco-Calmallí. Abreviaturas de los minerales y rocas fechados: Kfs (feldespato potásico), Hbl (hornblenda), Py (pirita), Mo (molibdenita), Zr (zircón), Bt (biotita), RT (roca total), Gdt (granodiorita). Datos de Rangin (1978); Barthelmy (1979); Damon *et al.* (1983; en Sedlock, 1993); López-Martínez *et al.* (2002); Valencia *et al.* (2006).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos generales

El objetivo general es integrar información geológica de campo y petrológica, así como aeromagnética de la secuencia volcánico-plutónica en la Sierra El Arco y del plutón Calmallí con la finalidad de definir las variaciones composicionales de ambos, así como las relaciones geológicas entre el plutón Calmallí y las rocas encajonantes.

1.3.2 Objetivos particulares

1.3.2.1 Geológicos

- I. Clasificar petrográfica y geoquímicamente las rocas volcánicas y plutónicas del norte de la Sierra El Arco y plutón Calmallí a partir de una selección de muestras representativas.
- II. Definir la geometría y forma de emplazamiento de las rocas máfico-ultramáficas a partir del análisis estructural.
- III. Definir el ambiente de formación y emplazamiento probables del plutón Calmallí.
- IV. Proponer un ambiente de emplazamiento del plutón Calmallí.

1.3.2.2 Geofísicos

- I. Correlacionar la composición de las rocas máficas y ultramáficas con los contornos de isovalores de intensidad magnética.
- II. Definir la geometría del contacto entre las rocas volcánicas y la unidad máfica-ultramáfica a partir del análisis cualitativo y cuantitativo, modelado 2D, de los datos aeromagnéticos.
- III. Integrar el resultado cuantitativo con los resultados geológicos para discernir la geometría y relaciones de contacto de los cuerpos máficos-ultramáficos.

1.4 Metodología

1.4.1 Trabajo de campo

Se elaboró un mapa geológico escala 1:25,000 en la zona Calmallí, usando como base el mapa topográfico El Arco, H12-C82, escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). En él se cartografiaron los contactos litológicos y rasgos estructurales observados.

Se muestrearon las unidades representativas para análisis petrológico, el análisis estructural se realizó de datos de foliaciones, fracturas de las rocas intrusivas, así como de indicadores cinemáticos en todas las unidades. Como criterio en las mediciones estructurales se utilizó la regla de la mano derecha.

1.4.2 Trabajo de laboratorio

Para el análisis petrográfico se eligieron 57 muestras representativas con fines de clasificación a partir de la composición modal y las características de textura. Para las rocas plutónicas, se contaron al menos 350 puntos por lámina para su clasificación en el esquema QAP propuesto por el IUGS (Le Maitre, 2002). La preparación de láminas delgadas se llevó a cabo en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, de acuerdo con el procedimiento descrito por Rendón Márquez (1991), que consiste en cortar la muestra y formar un prisma rectangular de aproximadamente 1.5 x 3 x 1 cm, del que se obtiene una lámina delgada con un espesor de 30 μm .

Para el análisis geoquímico, se seleccionaron 13 muestras del área (Tabla 2): cinco de la secuencia ígnea jurásica y ocho del plutón Calmallí del jurásico. Estas muestras se prepararon en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, donde se redujo la muestra a fragmentos menores a 1 cm. Los fragmentos se pasaron a una prensa hidráulica para obtener un tamaño menor a 1 mm. Después, se llevó a cabo la homogeneización de la muestra aplicando el método de cuarteo. Por último, la muestra obtenida se pasa por la molienda de anillos de carburo de tungsteno para reducir la muestra a un tamaño menor a 200 μm . De cada muestra pulverizada, se enviaron aproximadamente 100 g a los Laboratorios Actlabs-Skyle (Ancaster, Ontario, Canadá) para su análisis por elementos mayores. El procedimiento de análisis "4LithoRes", http://www.actlabs.com/files/International_2013_Reduced.pdf, consiste en fundir la muestra pulverizada a 1,100°C, mezclando metatetraborato de litio en una relación 1:4. El producto de

la fusión fue digerido en una solución de ácido nítrico al 5% ultrapuro por 30 minutos hasta la disolución completa, lo que asegura que las tierras raras queden completamente en solución. Los elementos mayores fueron analizados en la solución restante (mezclada con estándares internos) en un espectrómetro de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado, ICP-OES, Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry, por sus siglas en inglés, de tipo Thermo Jarell ENVIRO II. Los límites de detección para cada especie, reportados por Actlabs-Skyline se presentan en la Tabla 3.

1.4.3 Trabajo de gabinete

El análisis de los datos estructurales se llevó a cabo usando el programa Stereonet versión 7.3.0 de Allmendinger (2012.a). Los resultados se muestran como polos de planos de foliación, en el hemisferio inferior de la proyección de Schmidt. La clasificación de las cizallas fue obtenida a partir de observaciones directas en los afloramientos, separadas posteriormente por zonas y por unidad litológica, tomando en cuenta azimut, echado y dirección de las estrías, mediante el programa FaultKin versión 5.6.3 de Allmendinger (2012.b), en donde se obtuvo la solución cinemática y orientación de los ejes principales (σ_1, σ_2 y σ_3).

Los datos aeromagnéticos fueron utilizados para identificar los contrastes en la susceptibilidad magnética de las diferentes unidades litológicas. El contraste de susceptibilidad magnética se asocia principalmente al contenido de magnetita en las unidades, por lo que la forma de la masa ultramáfica a profundidad, las cuales afloran en la parte norte de la Sierra Cananea. El análisis se realizó mediante la técnica de filtrado, usando datos de las carta El Arco, H12-C82, escala 1:50,000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2002.b) elaboradas a partir de vuelos con un avión a una altura constante. Para el análisis se realizó mediante la técnica de filtrado de mapas, mediante el programa Surfer 11. En tanto, que para la interpretación cualitativa/cuantitativa se aplicó la técnica de modelado bidimensional, 2D, de perfiles de anomalías magnéticas utilizando el programa de uso libre Mag2dc (Recuperado de: www.wits.ac.za/academic/science/geosciences/research/geophysics/gordoncooper/6511/software.html). El procedimiento que se siguió tanto para el realce y modelado de las anomalías fue el siguiente: 1) selección de anomalías aeromagnéticas, detectadas a partir del contorno de intensidad del campo magnético, apoyándose con la cartografía geológica, 2) elaboración del mapa de anomalías magnéticas de interés, 3) supresión del contenido de las altas frecuencias de las anomalías seleccionadas mediante la aplicación de un filtro de pasas altas, 4) extracción

del mapa aeromagnético de un perfil SW-NE y azimut de 28° a lo largo de 3.1 km en la Sierra Cananea, al que se le sobrepuso la interpretación geológica y estructural. Todo lo anterior utilizando diferentes ventanas de aplicación del programa Surfer, versión 11. El modelado del perfil magnético, considerando únicamente la magnetización inducida, con valores del campo geomagnético del año 2000: intensidad= 45,639 nT, inclinación= $54^\circ 09'$ al norte, declinación= $11^\circ 24'$.

Para la edición de los mapas geológicos se utilizó la base topográfica del INEGI Compostela-Calmallí, escala 1:250,000 y, mediante el programa Canvas 11, en su versión con GIS, se delimitó el área de estudio El Arco-Calmallí-Las Palomas a escala 1:10,000. La proyección que se usó fue Universal Transverse Mercator, UTM, zona 12; el programa mencionado también fue usado para los perfiles estructurales.

Para una buena interpretación de lineamientos estructurales, se trazaron lineamientos interpretados sobre imágenes satelitales de Google Earth (2013) a diferentes escalas para alcanzar el detalle necesario. Posteriormente se sobrepusieron en el mapa geológico con el programa Canvas 11. La edición de imágenes se efectuó en CorelDraw X4, Canvas 11 y en la paquetería Microsoft Office 2010.

Los diagramas de clasificación geoquímica fueron graficados en el programa IGPET para Windows, versión 2009; tomando en cuenta la norma CIPW en base anhidra y recalculando los valores al 100%.

Tabla 2. Muestras analizadas para geoquímica de la secuencia prebatolítica y del Plutón Calmallí. Las coordenadas están dadas en UTM, en datum NAD 27.

Muestra	Longitud (m)	Latitud (m)	Tipo de roca
<i>Secuencia Prebatolítica</i>			
5-II-13 (B)	263804	3108651	Andesita
8-II-13	256942	3113083	Gabro
10-II-13 (A)	258450	3112330	Peridotita
11-II-13	261437	3111109	Andesita
12-II-13	261948	3117264	Andesita
<i>Plutón Cretácico Calmallí</i>			
SOM-1	261720	3118638	Cuarzodiorita
SOM-4	265411	3123370	Gabro de 2Px
SOM-6	264140	3123040	Cuarzodiorita
SOM-8	263537	3121636	Diorita
14-II-13	262563	3118875	Tonalita
15-II-13	264007	3123402	Tonalita
17-II-13	263587	3121339	Tonalita
18-II-13	263087	3119735	Tonalita

Tabla 3. Precisión analítica del análisis de elementos mayores, % mm/m, y traza, en ppm, de la metodología "4LithoRes" de Actlabs-Skylines (Recuperado de: www.actlabs.com/files/International_2013_Reduced.pdf).

Elemento	Límite de detección	Elemento	Límite de detección	Elemento	Límite de detección	Elemento	Límite de detección
SiO ₂	0.01	Sr	2	Ag	0.5	Ho	0.1
Al ₂ O ₃	0.01	Y	2	In	0.2	Er	0.1
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	Zr	4	Sn	1	Tm	0.05
MnO	0.001	Cr	20	Sb	0.5	Yb	0.1
MgO	0.01	Co	1	Cs	0.5	Lu	0.04
CaO	0.01	Ni	20	La	0.1	Hf	0.2
Na ₂ O	0.01	Cu	10	Ce	0.1	Ta	0.1
K ₂ O	0.01	Zn	30	Pr	0.05	W	1
TiO ₂	0.001	Ga	1	Nd	0.1	Tl	0.1
P ₂ O ₅	0.01	Ge	1	Sm	0.1	Pb	5
Sc	1	As	5	Eu	0.05	Bi	0.4
Be	1	Rb	2	Gd	0.1	U	0.1
V	5	Nb	1	Tb	0.1	Th	0.1
Ba	3	Mo	2	Dy	0.1		

Capítulo 2

Conceptos generales

2.1 Arcos de islas

Las zonas de arco definen un ambiente geológico que contribuye con la cuarta parte de la masa de origen ígneo que actualmente se suma a la corteza terrestre; más del 60% se forma en ambientes de dorsal y el resto en ambientes de “puntos calientes” (Schmincke, 2004). La evolución de los arcos magmáticos es un problema complejo que involucra la generación, ascenso y emplazamiento de grandes volúmenes de magma que se generan a profundidades de ~100 km (Wilson, 1989).

Los arcos de islas son cinturones arqueados de volcanes relacionados a procesos de subducción de corteza oceánica (Carey, 2000). Su amplitud decrece con el aumento en la pendiente de la placa que subduce, pudiendo haber una distancia entre la trinchera y el frente volcánico de 50 a 300 km (Tastumi y Eggins, 1995; en Best, 2003). Existen diferencias entre la geometría de los arcos de islas, pero un modelo generalizado lo ofrece, por ejemplo, Stern (2002; en Best, 2003). Del modelo debemos destacar las zonas de trinchera, de ante-arco, el arco magmático, y la cuenca tras-arco (Figura 4). La región ante-arco está conformada por la combinación de los flancos de volcanes y el prisma de acreción. Los volcanes son la principal característica del arco de islas, los cuales forman un cinturón elongado de centros volcánicos subaéreos y submarinos. El arco en su conjunto consiste de una masa de rocas ígneas intrusivas y extrusivas que se agregan o acrecionan en y sobre la corteza oceánica. Pueden desarrollarse cuencas entre los centros volcánicos, los cuales actúan como trampas para sedimentos volcanoclásticos de grano grueso (Carey, 2000). La composición de los arcos volcánicos varía de basáltica a riolítica, siendo principalmente andesítica, mientras que las lavas basálticas tholeíticas y shoshonitas, muy alcalinas, son poco frecuentes. Su composición química e isotópica varía, lo que sugiere una fuente del manto contaminado con componentes de la corteza, como sedimentos y/o fluidos de la placa subducida y 2) heterogeneidades de la cuña del manto bajo el arco volcánico. Generalmente estas lavas están caracterizadas por un enriquecimiento de elementos traza incompatibles de bajo potencial iónico, Sr, K, Rb, Ba, los cuales son fácilmente movilizados de la placa subducida (Best, 2003).

2.2 Ascenso y emplazamiento de magma

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 y mezcla de magmas, así como de la asimilación de rocas encajonantes. El ascenso del magma a través de la roca sólida se ha propuesto de dos formas principales: 1) diapiros y 2) diques. Los diapiros son cuerpos de magma flotante que ascienden lentamente a través de la roca encajonante dúctil y altamente viscosa en la corteza inferior (Figura 5). Debido a la falta de evidencias en la forma de emplazamiento y crecimiento de los plutones, ya que normalmente no se observa su techo o piso, su naturaleza y la existencia en forma de diapiros magmáticos son inferidos de las relaciones de campo de intrusiones magmáticas (Best, 2003). Alternativamente el magma puede fundir parcialmente a la roca encajonante durante su ascenso, por un proceso denominado asimilación. La capacidad de un plutón de fundir la roca encajonante, está limitado al calor específico del magma y composición del material encajonante. La idea de ascenso en forma de diques involucra el ascenso rápido de magma a través de fracturas o zonas de cizallas profundas (Pitcher, 1987; Brown, 1994).

Si las rocas son suficientemente frágiles, los bloques de roca encajonante se rompen en el borde del plutón de menor densidad, hundiéndose dentro de la cámara y produciendo un espacio por caída que será ocupado por magma ascendente, en un proceso conocido como “stopping” o rebaje magmático (Figura 5). Evidencias de stopping se observan en las partes superiores de muchos plutones, donde bloques de roca están suspendidos en la roca cristalizada, formando pantallas y xenolitos. Además del contraste de densidad, el fenómeno de “stopping” requiere que la roca encajonante forme bloques suficientemente grandes, decenas de metros, para que se hundan en el magma viscoso. Este proceso puede ser efectivo sólo en la corteza somera cuando las rocas pueden ser fracturadas.

De acuerdo con Best (2003), a cualquier profundidad el inflamamiento, ballooning, o expansión radial de la cámara magmática por adición de magma es posible (Figura 5). Este proceso produce compresión en los costados del diapiro, forzando a las paredes a apartarse produciendo una aureola de deformación. Señala Best (2003) que los estudios teóricos y experimentales sugieren que el diapirismo y el ballooning pueden ser efectivos si la viscosidad del plutón y la roca encajonante son similares y que la falta de evidencias texturales de rocas encajonantes alrededor de plutones en niveles medios y superiores; son argumentos fuertes contra el diapirismo como mecanismo de emplazamiento en estos niveles.

Los batolitos son cuerpos plutónicos de más de 100 km² de superficie expuesta que pueden llegar a ser muy complejos, generalmente están compuestos por la coalescencia de plutones cuya composición, edad y mecanismos de ascenso y emplazamiento son variables (Pitcher, 1987). Los plutones emplazados en un ambiente dúctil muestran evidencias de desplazamiento lateral y vertical de la roca encajonante, mientras que los desplazados en ambientes frágiles únicamente pueden involucrar traslación vertical de las paredes de la roca debido a la ausencia de esfuerzos de la roca encajonante (Cruden, 1988).

De acuerdo con Clemens y Mawer (1992) el tamaño y forma de los plutones es generalmente especulativo porque la erosión expone sólo una pequeña parte del cuerpo; su aspecto se debe a la forma de ascenso del magma y, en menor medida, a efectos locales de acomodamiento debido al inflamamiento, fracturamiento anular y rebaje magmático. Los mismos autores exponen que la geometría está determinada por el nivel de emplazamiento y se ha observado que se mueven horizontalmente antes de aumentar su espesor en el sentido vertical, como se ha documentado en el plutón de San Pedro Mártir (Molina-Garza *et al.*, 2014). Los plutones cretácicos cercanos al área de estudio son, por lo general, de forma circular o elíptica, pueden tener hasta 15 km de ancho, aunque otros pueden ser elongados y tener longitudes mayores a los 100 km (Camarena García, 2006). Estos sistemas plutónicos se comportan parcialmente como sistemas abiertos, lo que se manifiesta a través de intrusiones repetidas y de distinta composición, que a su vez produce una amplia variedad de patrones de zonamiento (Bergantz y Dawes, 1994). Otros cuerpos fracturados circularmente que incluyen dique anulares, cuyas dimensiones son menores, se interpreta como resultado del emplazamiento de intrusivos asociados con actividad volcánica (Johnson *et al.*, 1999).

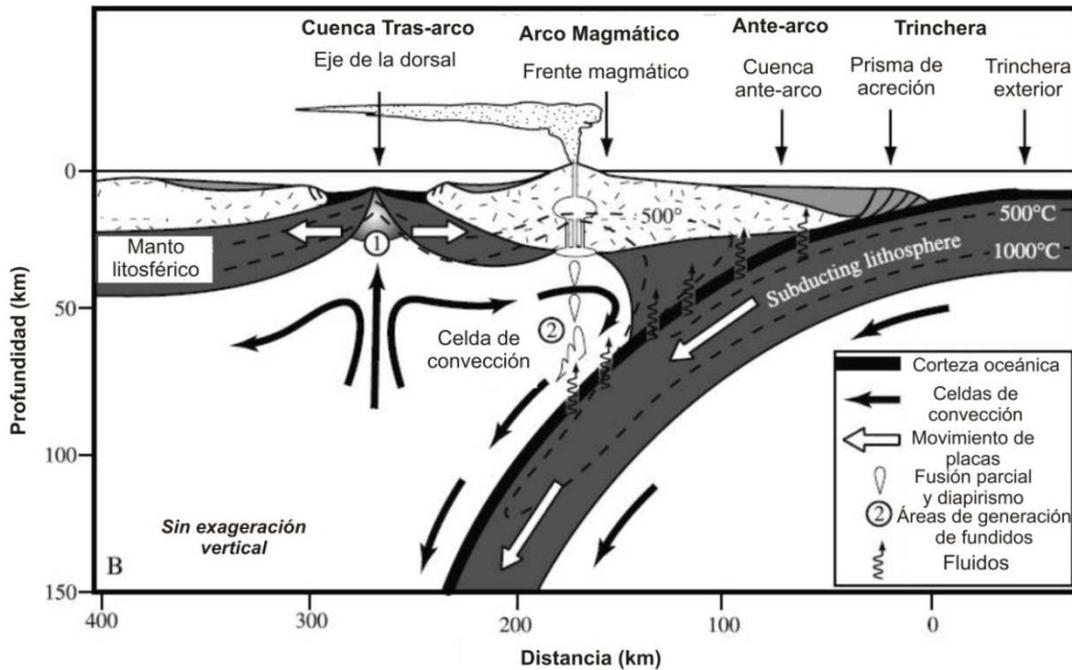


Figura 4. Sección esquemática a través de 140 km de una zona de subducción idealizada a través de un arco de islas oceánica mostrando la interacción entre el manto superior y la corteza. Modificado de Stern (2002), p. 3.

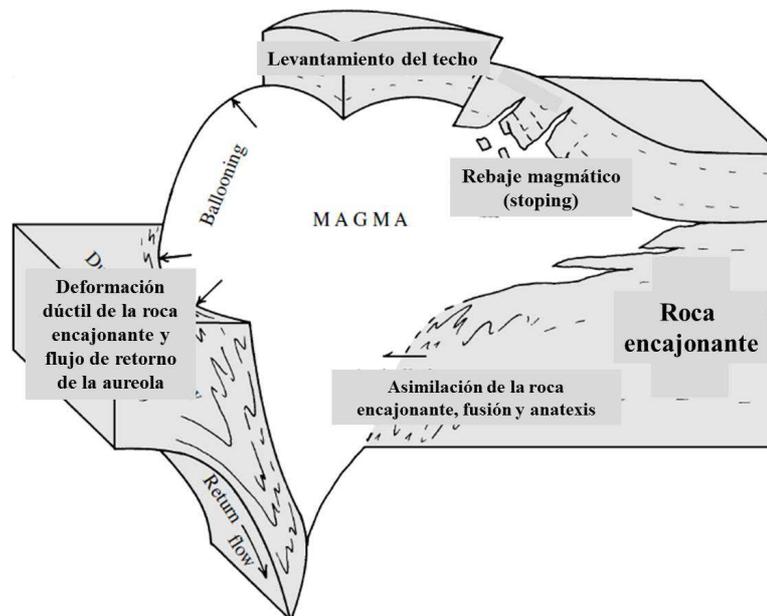


Figura 5. Esquema de los procesos de emplazamiento de un plutón en la corteza. El stopping o rebaje magmático se produce cuando los bloques de roca encajonante se rompen en el borde del plutón, hundiéndose dentro de la cámara. Mientras que el inflamiento o ballooning produce compresión en los costados del diapiro, forzando a las paredes a apartarse y produciendo una aureola de deformación. Modificado de Best (2003), p. 230.

Capítulo 3

Geología regional

El Cinturón Batolítico Peninsular, CBP, está bien expuesto desde el paralelo 34° en el sur de California hasta el 28° en Baja California (Gastil *et al.*, 1994, Todd *et al.*, 1988, Busby, 2004).

De acuerdo con Busby (2004), la evolución de Baja California ocurre en tres fases tectónicas desarrolladas durante el Mesozoico: 1) sistemas de arco del Triásico tardío-Jurásico tardío, un sistema de subducción intraoceánico que desarrolló un arco y terrenos de tras-arco entre 220-130 Ma; 2) el desarrollo del arco Alisitos bajo un régimen moderadamente extensional con formación de cuencas internas durante el Cretácico temprano; 3) la yuxtaposición de Alisitos con el margen de Norteamérica durante un evento progresivamente compresivo entre 100 y 50 Ma.

De acuerdo con Gastil *et al.* (1975), las relaciones de contacto con las rocas encajonantes no son claras. Estas rocas, se presentan principalmente como pantallas y como colgantes, metamorfizados en facies de esquisto verde a anfibolita durante el emplazamiento de los plutones en la parte oeste del batolito (Todd y Shaw, 1979). Efectos de metamorfismo de contacto están generalmente ausentes, aunque se reconocen localmente (Gastil *et al.*, 1975). En el área este de San Diego y al norte de Baja California, las edades U-Pb en zircones de plutones del occidente del batolito se encuentran entre 120 y 105 Ma, mientras que los plutones del lado oriental tienen edades entre 105 y 89 Ma (Silver *et al.*, 1979, en Todd y Shaw, 1979). En general, los batolitos tienden a estar zonados casi concéntricamente: los núcleos en los plutones del occidente son máficos y sus periferias son principalmente tonalíticas, mientras que en los orientales los núcleos son félsicos (hasta granito) y su periferia puede ser tonalítica (Gastil *et al.*, 1975).

Las variaciones sistemáticas en la composición, tamaño y características estructurales de los plutones a través del batolito han motivado diversas clasificaciones. Todd *et al.* (1988) mencionan que Larsen (1948) notó que la asimetría en la distribución de rocas plutónicas a través de la parte norte del batolito sugiere que la transición entre zonas litológicas tiende a ser paralela al eje del batolito. Gastil (1975) y Gastil *et al.* (1981) proponen una división en donde las rocas plutónicas del batolito forman cuatro cinturones composicionales. Todos afloran en el sur de California y Baja California y se caracterizan así, de oeste a este: 1) el cinturón del margen del Pacífico, incluye rocas gabroicas alóctonas del Triásico y Jurásico de

posible asociación ofiolítica (Moore, 1984; en Tood *et al.*, 1984), seguido por 2) un cinturón de gabro, parte oeste del CBP, constituido principalmente por gabro, tonalita y granodiorita, 3) el cinturón leucogranítico del oriente del CBP, con variaciones composicionales leves entre granito y granodiorita a tonalita en plutones de gran tamaño y 4) el cinturón de granito-granodiorita que comprende desde la parte más oriental de Baja California hasta el oeste de Sonora, el cual incluye plutones grandes de cuarzomonzonita. Trabajos de detalle en plutones con núcleos gabróticos y dioríticos (Delgado-Argote *et al.*, 1995) muestran que las rocas más máficas son las más antiguas, mientras que las más jóvenes, principalmente mozoníticas, están en la periferia. A través de un análisis magnético los autores anteriores infieren que, las rocas más jóvenes levantaron y separaron mecánicamente a los plutones máficos.

Trabajos recientes relacionados a complejos plutónicos cretácicos de Baja California se han enfocado al estudio de la paleoposición (Böhnkel y Delgado-Argote, 2000; Böhnkel *et al.*, 2002), así como a la geocronología y rasgos estructurales (Delgado-Argote *et al.*, 1995; Johnson *et al.*, 1999; 2002; Ortega-Rivera, 2003). En algunos complejos se ha descrito fenómenos de inflamamiento (Chávez-Cabello, 1998; Johnson *et al.*, 2002), mientras que en otros, las estructuras plutónicas son el resultado de diapiros producidos por intrusiones múltiples (Delgado-Argote *et al.*, 1995).

Schmidt *et al.* (2002), suponen que muchas características químicas de los diferentes cinturones plutónicos y las rocas encajonantes se extienden de la Sierra San Pedro Mártir hacia el sur. De acuerdo con el esquema regional de los autores anteriores, el área de estudio se localiza en la zona de gabro y magnetita, y además se localizaría en una región donde el basamento está formado por rocas de arco Jurásico. La edad Jurásica del basamento se confirmó en la secuencia plutónica del pórfido cuprífero de El Arco (López-Martínez *et al.*, 2002 y Valencia *et al.*, 2006), la cual guarda una relación estrecha con las secuencias volcánicas de Calmallí reportadas por Barthelmy (1979) que, a su vez, pueden correlacionarse con las secuencias volcánicas jurásicas reportadas hacia el W-NW del área de estudio por Peña-Alonso *et al.* (2012), Avilez-Serrano (2012) y Delgado-Argote *et al.* (2012), lo que se opone a la posibilidad de que el basamento cercano esté formado por la secuencia tipo flysch o por secuencias correlacionables con la Fm. Alisitos.

La eventual validez de la correlación entre la secuencia jurásica del área de estudio con la de la región de la península de Vizcaíno propuesta por Weber y López (2005) aún es tema de controversia pues hasta el momento sólo se reconoce la contemporaneidad de las secuencias ígneas.

Symons *et al.* (2003), a partir de observaciones de Silver y Chapell (1988) suponen, en su modelo para la reconstrucción del margen californiano durante el Cretácico, que los batolitos cordilleranos del oeste de E.U.A. y los de Baja California son continuos, sin embargo los análisis paleomagnéticos no son concluyentes para definir la paleoposición del arco Jurásico que aflora en la península de Vizcaíno.

Capítulo 4

Geología del área de estudio

La litología del área de estudio puede dividirse en dos grupos de acuerdo con su ambiente de formación y su edad (Figura 6). El primero está formado por rocas plutónicas y volcánicas aparentemente relacionadas con una secuencia de lavas, depósitos volcanoclásticos y rocas calcáreas interestratificadas. El conjunto de rocas está en su mayoría intensamente deformado y metamorfizado. Afloran ampliamente en las sierras El Arco, Cananea y El Veteado (Figura 7) y claramente son prebatolíticas. El segundo grupo está formado por rocas plutónicas que afloran ampliamente al norte de las sierras mencionadas que pertenecen al Cinturón Batolítico Peninsular, CBP. En la Sierra El Veteado intrusionan claramente a una secuencia volcánica, mientras que en las sierras El Arco y Cananea su posible presencia por debajo de la secuencia se manifiesta a través de frecuentes zonas de alteración hidrotermal (Figura 8). Localmente ambas secuencias están cubiertas por tobas y lavas basálticas miocénicas (Gastil *et al.*, 1975).

En los siguientes apartados se describirán las unidades de acuerdo con su posición aparente estratigráfica propuesta en la columna de la Figura 6.

Es importante remarcar que no se han reportado edades para estas rocas, pero se infiere una edad jurásica por correlación con las rocas intrusivas con mineralización cuyas edades U-Pb son de 164 ± 6.5 Ma en zircones, pórfido granodiorítico. Estos intrusivos cortan una secuencia volcánica metamorfizada en el área mineralizada El Arco. Dentro de esta secuencia, afloran rocas calcáreas de aproximadamente 180 metros de espesor en discordancia angular con la secuencia volcánica que se asume de edad jurásica.

Las rocas intrusivas del Cretácico temprano-tardío asociados al CBP corresponden al plutón llamado Calmallí por Barthelmy (1979), el cual se extiende hacia la parte superior del área cartografiada. Estas rocas varían de composición desde gabros y cuarzodioritas hasta tonalitas. De acuerdo con los reportes de Barthelmy (1979), Damon *et al.*, (1983 en Sedlock, 1993) las edades K/Ar en hornblenda y biotita fluctúan entre 93 Ma y 117 Ma.

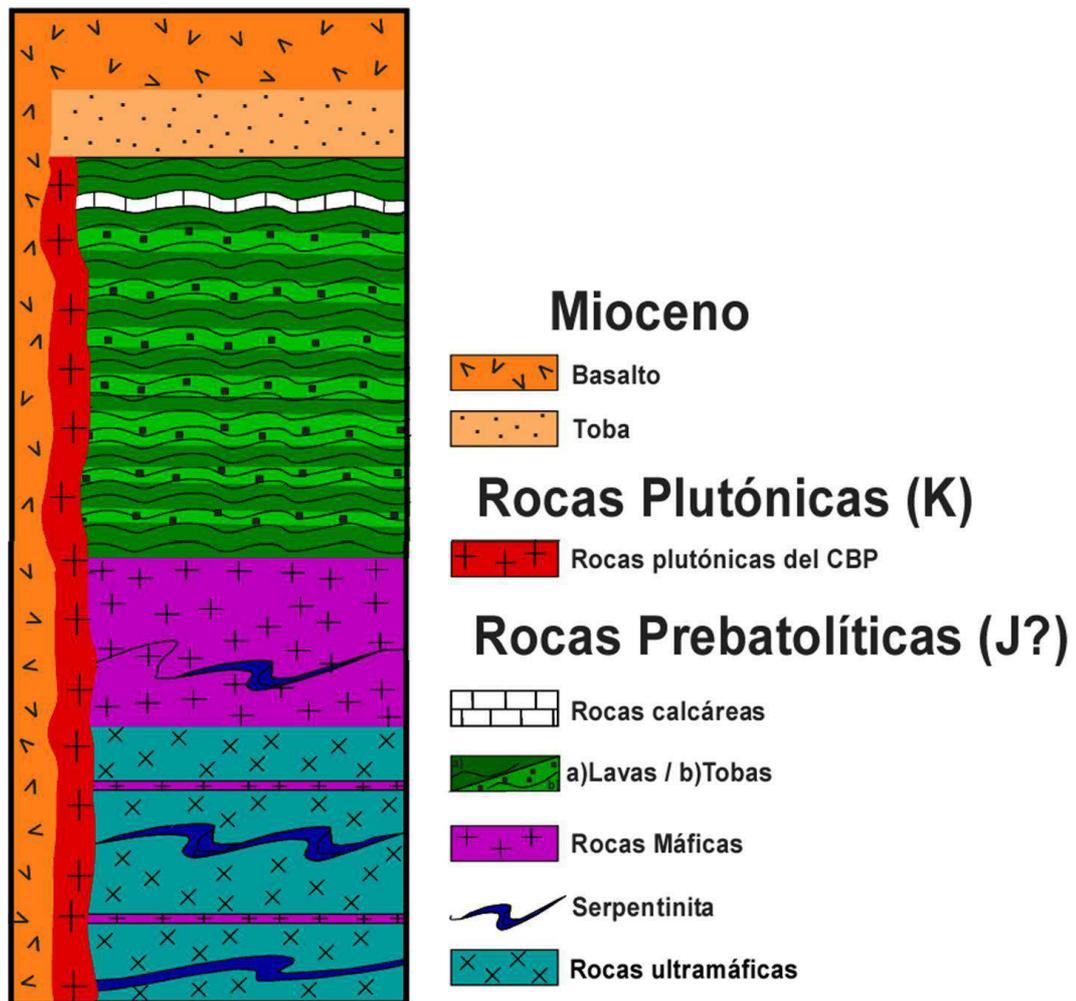


Figura 6. Columna estratigráfica compuesta de la zona de estudio.

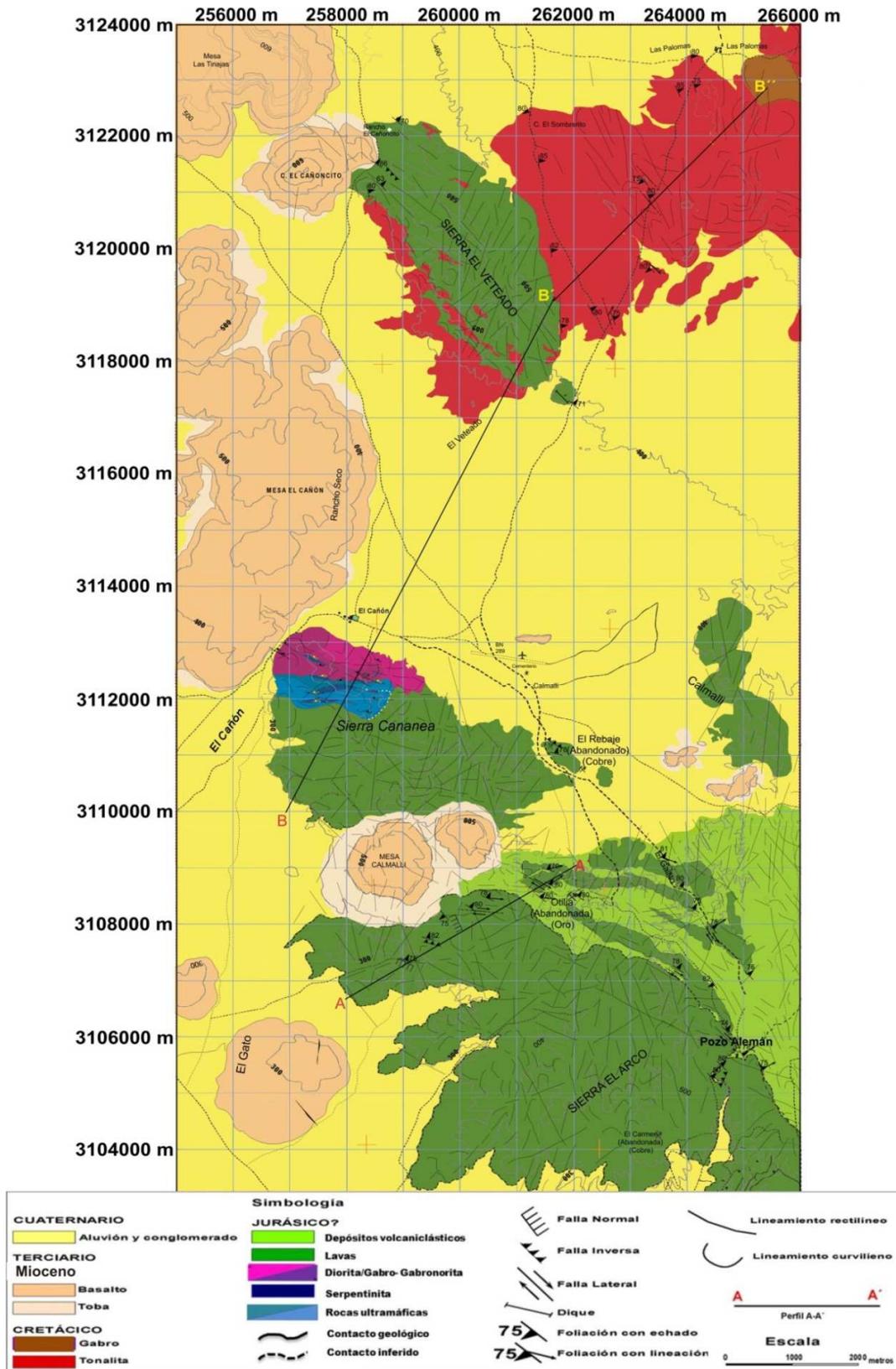


Figura 7. Mapa del 3rea de estudio mostrando las unidades cartografiadas, en el cual se indican los rasgos estructurales m3s importantes.



Figura 8. Zona de alteración hidrotermal en rocas ultramáficas de la Sierra Cananea.

4.1 Unidades prebatolíticas

Siguiendo criterios generales de composición y posición estratigráfica, la secuencia prebatolítica se dividió en rocas ultramáficas, gabro-dioríticas, lavas y depósitos volcániclasticos. Fuera de la zona cartografiada, hacia el noreste de Pozo Alemán, camino hacia El Barril, y hacia el norte de la Sierra El Veteado (rancho La Esperanza), afloran rocas calcáreas marmorizadas que se interestratifican con unidades volcánicas.

4.1.1 Rocas ultramáficas

Estas rocas afloran en el noroeste de la Sierra Cananea (Figura 7). Normalmente, debido a la formación de magnetita durante el proceso de serpentinización, estas rocas tienen una susceptibilidad magnética alta. Esta propiedad sirvió en buena medida para identificar un cierto grado de pseudoestratificación o desarrollo de capas composicionalmente distintas en esta unidad litológica que le imprimen un aspecto bandeado. Incluso, algunas de estas capas contienen plagioclasa en porcentaje tal que se definen como lentes de gabro (muestras 10 y 7; Figura 9). Están expuestas en una franja ENE de aproximadamente 750 m encajonadas por rocas intrusivas

máficas en la parte norte y lávicas metamorfizadas en la parte sur. El contacto con los gabros parece ser intrusivo, mientras que el contacto con las lavas parece ser tectónico.

Petrográficamente, en el diagrama Ol-Opx-Cpx (LeMaitre, 2002) se identificaron peridotitas y piroxenitas. No se observó olivino, se interpreta que éste está serpentizado en su totalidad. El ortopiroxeno normalmente también está serpentizado y forma bastitas pseudomórficas, mientras que los clinopiroxenos en su mayoría están uralitizados, aunque localmente pueden permanecer inalterados. Siguiendo ese criterio de identificación de los minerales constituyentes de las rocas ultramáficas, éstas se clasificaron como websteritas, peridotitas (serpentizadas) y bandas de piroxenitas con plagioclasa que gradúa a gabro; muestras 15 y 16; se denominan genéricamente peridotitas a las rocas cuya mineralogía no se pudo identificar con claridad y cuyo contenido de serpentina (posiblemente derivada de olivino) es mayor al 50% (Tabla 4A). Es común observar capas de piroxenos uralitizados <5 mm en arreglo con aspecto cumúlítico a micro y meso escalas, principalmente en asociación con rocas máficas (Figura 10). La magnetita primaria se distingue de la secundaria de acuerdo con su forma: los cristales de aspecto eudral o subedral son primarios, mientras que la magnetita con aspecto de vetillas es secundaria (Figura 11B). Las rocas ricas en serpentina normalmente muestran una foliación intensa, casi siempre subvertical (Figura 11A). Donde la alteración hidrotermal es más intensa llega a observarse crisotilo paralelo a la foliación con fibras hasta de 10 cm de longitud.

La peridotita en las obras mineras, muestras 3 y 4, Tabla 4A; normalmente coincide con zonas intensamente cizalladas asociadas a fallas de desplazamiento lateral. Dichos planos representan zonas de migración de fluidos mineralizantes (Figura 8), los cuales pueden contribuir al desarrollo de la serpentina y por lo tanto de magnetita secundaria, toda vez que las rocas ultramáficas en estas zonas mineralizadas suelen ser más magnéticas.

Las piroxenitas, comúnmente tienen aspecto masivo y pueden contener plagioclasa hasta en un 5% en volumen. Normalmente su contenido de magnetita es bajo y en consecuencia su respuesta magnética es baja también. Las serpentinitas se caracterizan por tener una foliación orientada persistentemente E-W, similar a la de las secuencias volcánicas de la Sierra El Arco (Figura 7 y 9) que sugiere un emplazamiento forzado.

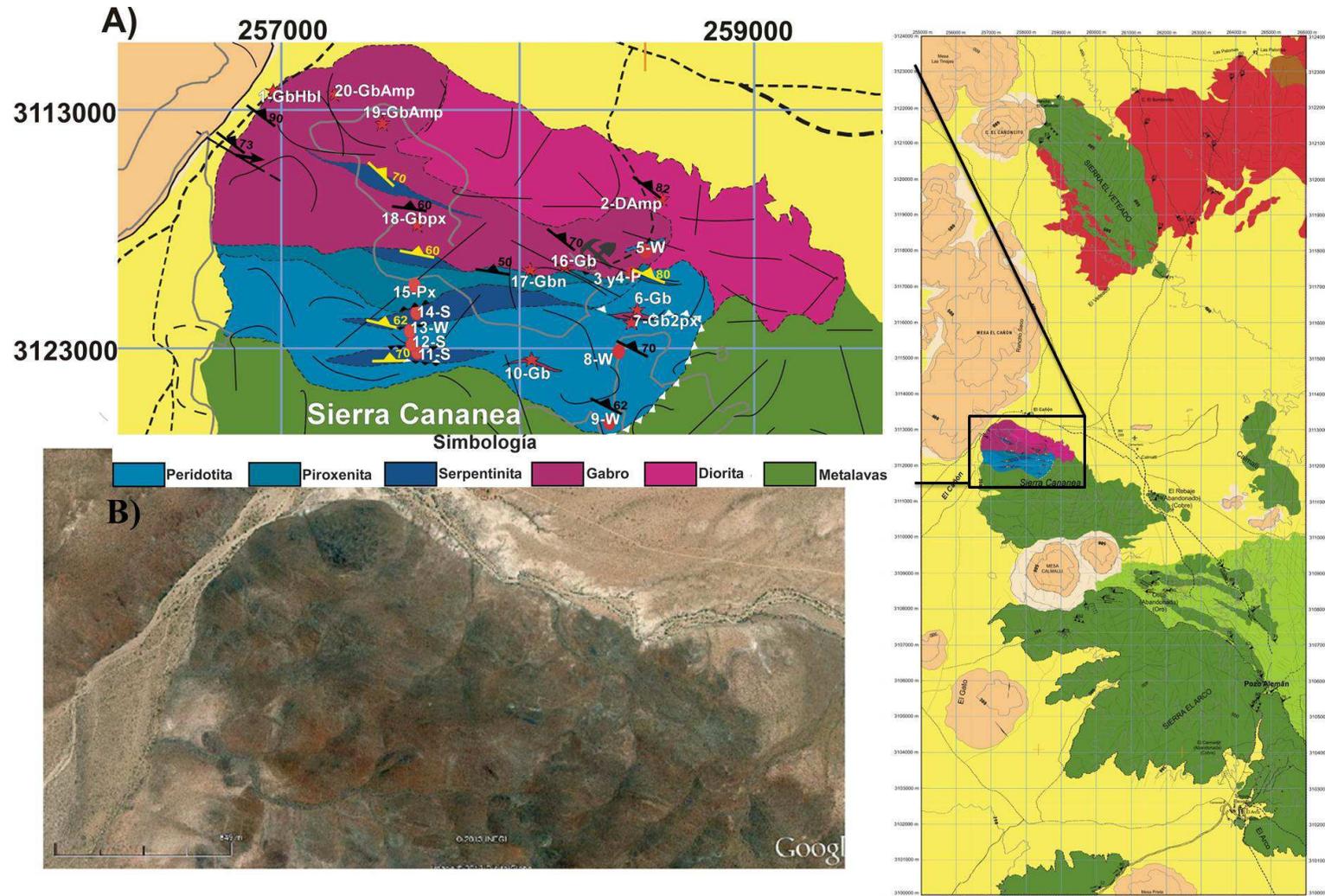




Figura 10. Bandas de clinopiroxeno de aspecto cumúlítico en gabro en el cerro El Cañón, Sierra Cananea.

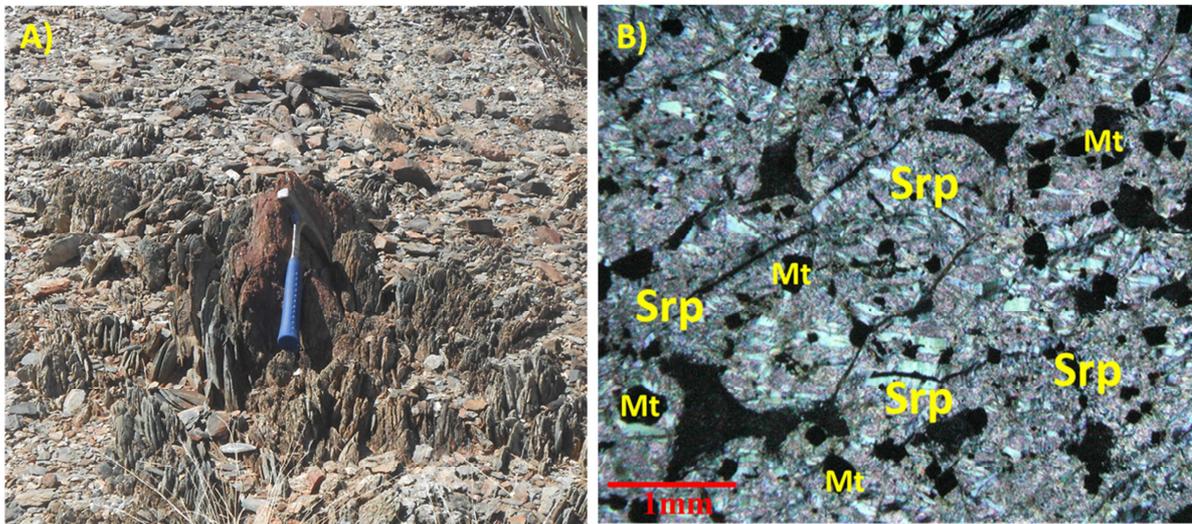


Figura 11. A) Serpentinita foliada verticalmente en la Sierra Cananea (Calmalí). B) Fotomicrografía de la muestra 11, que muestra la serpentina alterada con talco y desarrollo de magnetita primaria, cristales euedrales-subedrales, y secundaria, aspecto de vetillas. Abreviaturas: Srp=serpentina, Mt= magnetita.

4.1.2 Rocas máficas

Las rocas máficas de la Sierra Cananea se concentran principalmente en su extremo norte. Estas rocas son principalmente gabróicas, aunque una porción puede contener asociaciones de andesina > labradorita como para considerarla diorítica. La cartografía detallada de estos cambios sutiles está más allá de los objetivos de este trabajo, por lo que a la zona en donde se identificó plagioclasa sódica se considera gabro-diorítica (Figura 9). En el mapa ampliado de la Figura 9 se observa que las rocas gabróicas deformadas pueden tener cuñas de serpentinitas que en su mayoría se emplazaron por efecto de la deformación regional. Las rocas máficas muestran una foliación magmática persistente hacia el NW con buzamiento hacia el NE, oblicua a la deformación casi E-W que define los planos de emplazamiento de las rocas serpentinizadas. En general, la composición dominante es la de gabro, caracterizada por contenidos de plagioclasa, labradorita-bytownita, variable entre 36 y 46% (Tabla 4A). Todas contienen clinopiroxeno uralitizado casi completamente en proporciones menores al 63% y en algunos casos hornblenda (?). También se infiere la presencia de ortopiroxeno a partir de bastitas y la magnetita se observó en concentraciones menores al 1%. En muchos sitios su aspecto es estratificado con desarrollo de capas de piroxenos, principalmente cerca de las unidades ultramáficas. En el camino hacia el rancho El Cañón, en la gabro son comunes los diques pegmatíticos de hornblenda, Figura 12. La saussuritización es más común cerca de las zonas donde la alteración hidrotermal es más intensa, principalmente en las zonas de cizalla. En el extremo norte, donde los gabros son más competentes y no muestran rasgos de deformación, la alteración dominante se interpreta deutérica. Es probable la presencia de escapolita formada a expensas de plagioclasa y agujas de rutilo (?). Es tarea pendiente identificar propiamente la “escapolita” pues su presencia implicaría su formación a partir de anortita+CaCO₃ a temperaturas del orden de los 800°C, o sea, en condiciones magmáticas (Deer *et al.*, 2013).

La respuesta magnética de la masa gabróica es prácticamente nula, marcando un claro contraste con las rocas ultramáficas.

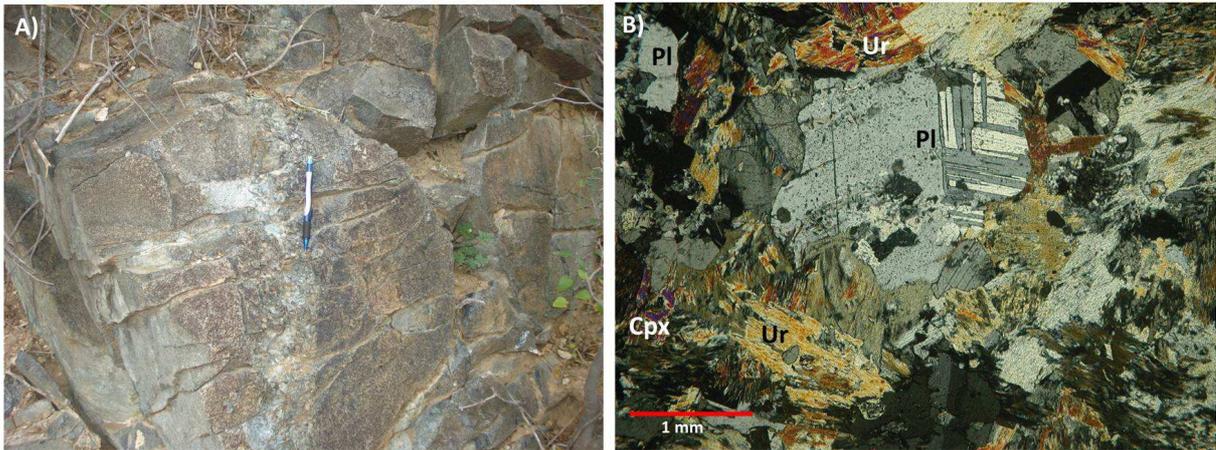


Figura 12. A) Gabro de anfíbol en el cerro El Cañón, la escala muestra la orientación de dique pegmatítico. B) Microfotografía de la muestra 1, en donde predomina la presencia de uralita. Abreviaturas: Ur=uralita, Cpx=clinopiroxeno, Pl=plagioclasa.

4.1.3 Rocas volcánicas y volcanoclásticas

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas son dominantes en la parte sur-central del área de estudio (Figura 7), en las sierras El Arco, Cananea, El Veteado (Figura 13 y 14). En la Sierra El Arco, la secuencia volcánica está formada principalmente por derrames de andesita metamorfizada en la facies de esquisto verde. Su posición es difícil de estimar debido a la deformación intensa, sin embargo, hacia el norte de la sierra, en la zona comprendida entre Pozo Alemán, mina La Otilia y El Rebaje (Figura 13), la interestratificación con rocas de origen volcanoclástico indica claramente que las secuencias están inclinadas más de 75° hacia el NE. La exposición mínima entre la Mesa Prieta al SW de El Arco y un cuerpo de calizas interestratificadas con rocas volcanoclásticas localizado a 4 km al NE de Pozo Alemán es de 16 km, lo que implica que en esta zona se observan aproximadamente 15 km de espesor de una secuencia de arco. Se considera que la base de la secuencia es la de las lavas en el SW y la cima la de volcanoclásticos con calizas en el NE (Figura 7). Es importante mencionar que también afloran calizas marmorizadas a sólo 4 km al norte del rancho El Cañoncito (Figura 7), las cuales guardan una actitud estructural y relaciones estratigráficas similares a las descritas en la zona al NE de Pozo Alemán. El conjunto de lavas es dominante en los primeros 10 km de la base de la secuencia y, a partir de Pozo Alemán, las intercalaciones con esquistos interpretados como de origen volcanoclástico son más abundantes. Las lavas deformadas están metamorfizadas en las facies de esquisto verde a anfíbolita y, en algunos sectores, se desarrollan protomilonitas. Es común encontrar desarrollo de epidota en vetillas,

lo que indica una alteración hidrotermal posterior pues se aloja principalmente en planos paralelos a la foliación subvertical. En la base de la secuencia, petrográficamente se distinguen texturas porfiríticas con pseudomorfos de hornblenda, uralita, alterados hidrotermalmente, clorita+epidota+calcita, en donde fenocristales de plagioclasa cálcica están saussuritizados (Figura 15; Tabla 4B).

En Pozo Alemán, la andesita está muy foliada, llegando a tener aspecto protomilonítico en donde hay mineralización con cobre en vetillas paralelas a la foliación. Mientras que a 250 m al NW de Pozo Alemán, la unidad masiva es de lavas andesíticas en facies de esquistos verdes, con textura porfirítica foliada y saussuritizada, con plagioclasas cálcicas, en una posible matriz vítrea recristalizada con minerales máficos epidotizados. Las posibles tobas interstraficadas con las lavas, forman un material menos competente, de textura de grano fino con horizontes ricos en cuarzo en facies de esquistos verdes. Su textura al microscopio es foliada hasta porfidoblástica. En los alrededores de la mina Otilia es clara la intercalación de andesitas y tobas metamorfizadas, donde las vetas de cuarzo con sulfuros son paralelas a la foliación.

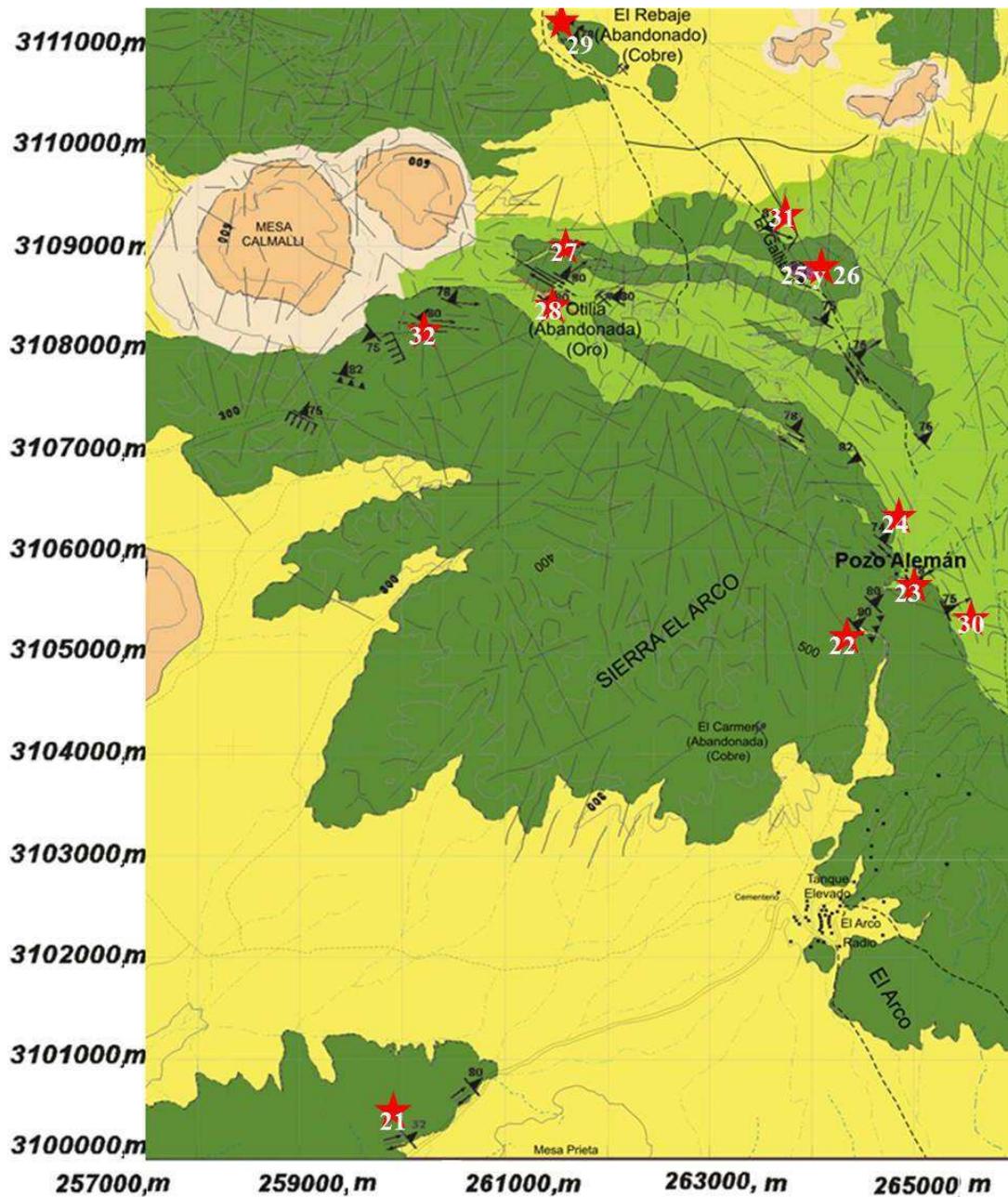


Figura 13. Mapa geológico de la porción sur-central del área de estudio, en donde se observa la predominancia de rocas volcánicas, verde oscuro, y volcánicas, verde claro. En la Sierra El Arco, abundan los derrames de andesita, mientras que en las zonas entre Pozo Alemán, mina Otilia y El Rebaje predominan las rocas volcánicas interestratificadas con rocas andesíticas. La estrella roja señala los sitios y claves del muestreo relacionados a la petrografía.

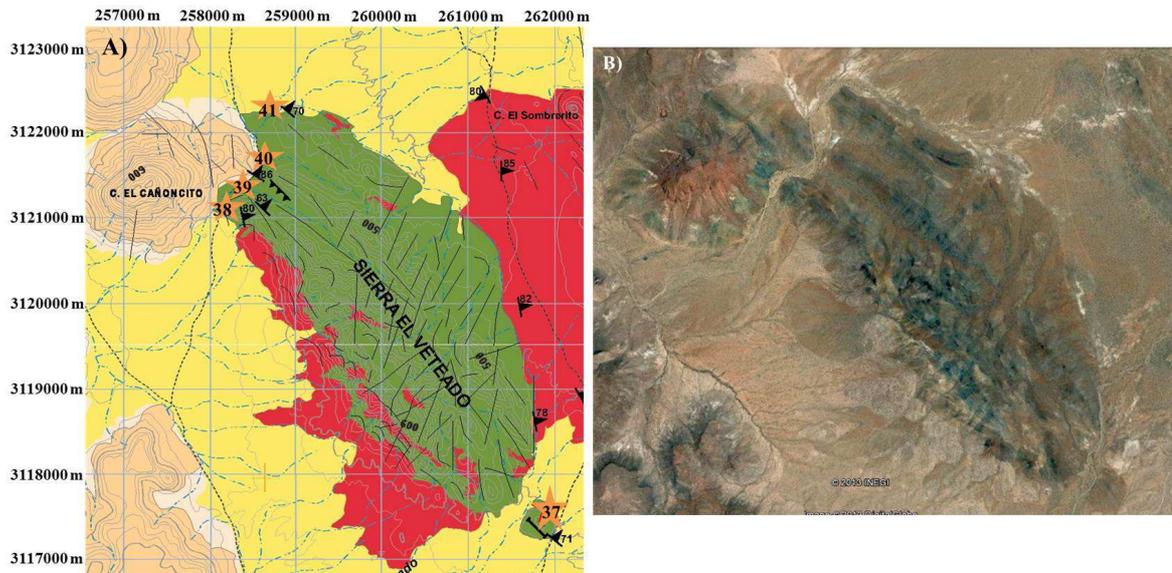


Figura 14. A) Mapa geológico resaltando los principales rasgos de la Sierra El Veteado. La estrella naranja muestra los sitios y claves del muestreo. B) Imagen satelital de la Sierra El Veteado, en donde se observa su forma curva con orientación hacia el NW (tomado de Google Earth, 2014).

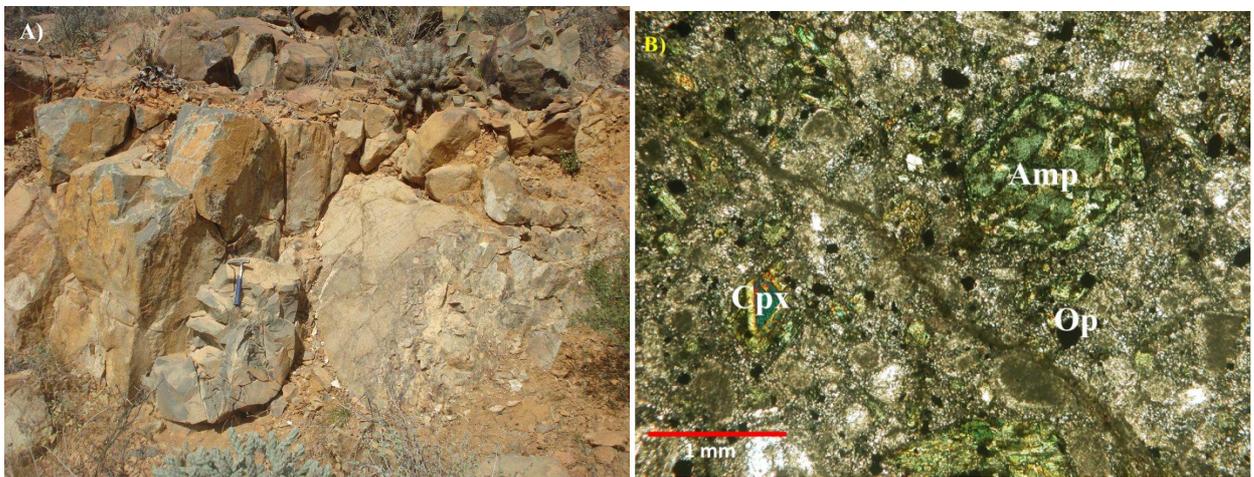


Figura 15. A) Base de la secuencia volcánicas, representada por andesitas masivas al SW de El Arco, Muestra 21. B) Fotomicrografía de la textura porfírica con pseudomorfos de hornblenda y saussuritización intensa de la plagioclasa cálcica de la muestra 21.

En El Rebaje de Calmallí (Figura 13 y 16), en un corte de aproximadamente 15 m de profundidad, se exponen lavas vesiculares (Figura 16; muestra 29), inclinadas hasta una posición casi vertical. Las vesículas rellenas de cuarzo se orientan casi paralelamente a los planos de flujo, cuya abundancia aumenta hacia la parte superior de su posición original. Los

planos entre derrames se caracterizan por estar intensamente deformados y enriquecidos en calcita y epidota y, donde los derrames son más gruesos, las fracturas paralelas a los planos de cizalla son características.

Las unidades lávicas también están bien expuestas en la Sierra El Veteado (Figura 14). En su extremo SE, las lavas contienen clinopiroxeno, hornblenda y plagioclasa, labradorita-andesina, y desarrollan planos de foliación bien definidos hacia el NW. Bajo el microscopio, muestra 37; Tabla 4C, es una metandesita foliada la cual se interpreta que el protolito es una roca similar a las lavas observadas en El Rebaje, en facies de esquisto verde-anfibolita. En el extremo NW, las lavas varían de afaníticas a porfíricas, ambas muy magnéticas. Su mineralogía corresponde a la de esquisto de clorita con textura granoblástica con porfiroblastos de anfíbol en una matriz cloritizada y epidotizada; tiene aproximadamente 3-5 % de magnetita y comúnmente metasomatismo intenso, muestra 38; Tabla 4C. En la zona de las muestras 38 y 39 (Figura 14) las lavas son muy competentes, también guardan una posición casi vertical y petrográficamente se clasifican como metabasitas de grano muy fino con epidota, actinolita, cuarzo, uralita y magnetita, muestras 39 y 40, Tabla 4C. Ocasionalmente, se observan en esta zona algunas fracturas de hasta 0.5 mm de espesor rellenas de cuarzo+plagioclasa+magnetita+actinolita, lo que sugiere la presencia cercana de las rocas intrusivas cretácicas (Figura 17A). Otras fracciones de esta unidad de lavas son de grano muy fino, son muy magnéticas, y muestran un bandeamiento félsico y máfico notable (Figura 17B; muestra 41); bajo el microscopio se clasificó como metabasita bandeada microcristalina de epidota, actinolita, cuarzo, albita, magnetita con bandas máficas de anfíboles alternadas con bandas félsicas posiblemente de plagioclasa recristalizada. Se interpreta que la textura bandeada probablemente se debe a que la lava es más viscosa y en consecuencia, más félsica.

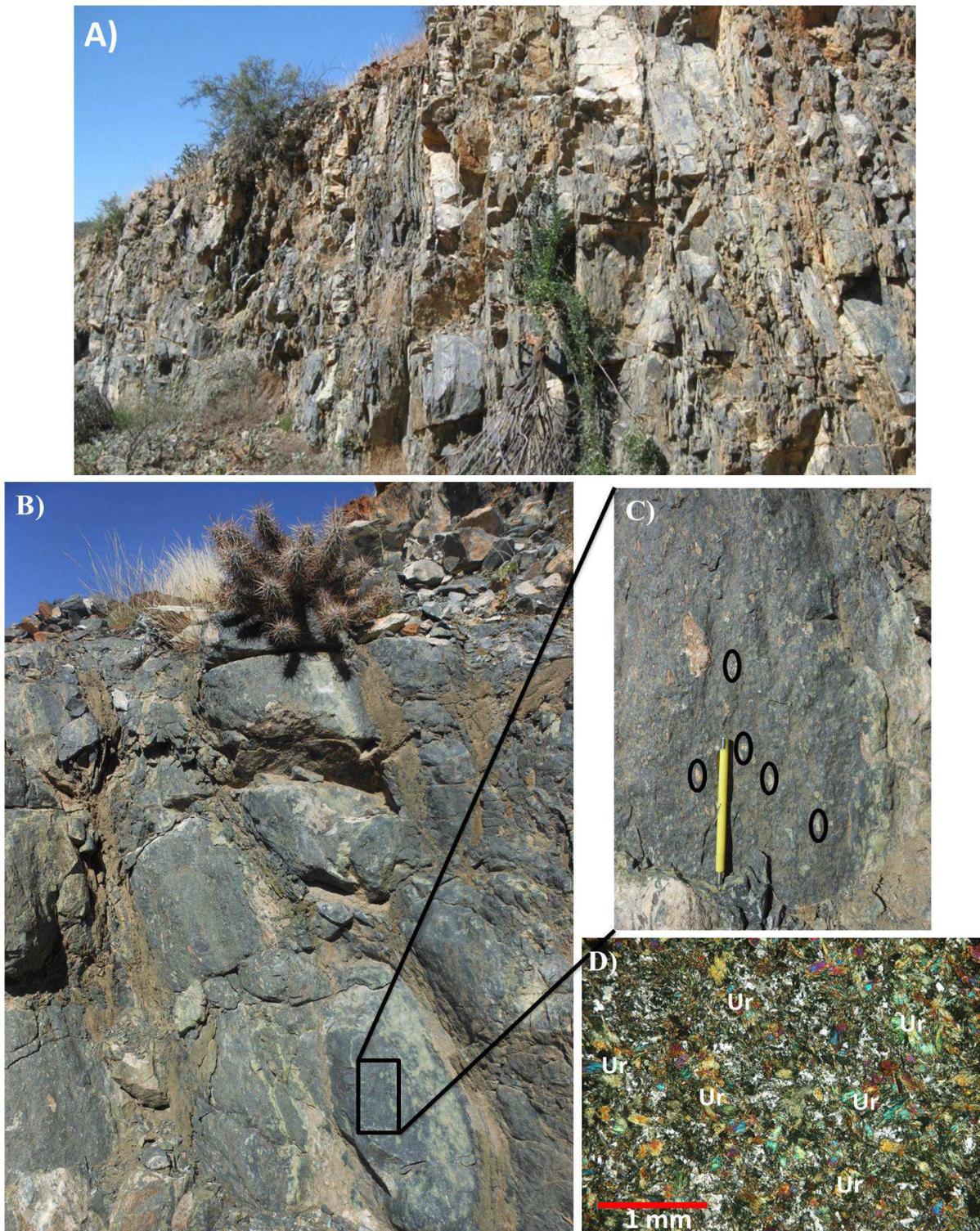


Figura 16. A y B) Derrames de andesita inclinados casi 90° por deformación regional en el Rebaje, Calmallí; C) la vesicularidad de las lavas se incrementa hacia arriba al restituir la posición original; D) fotomicrografía de la muestra 29 mostrando el grado de saussuritización.

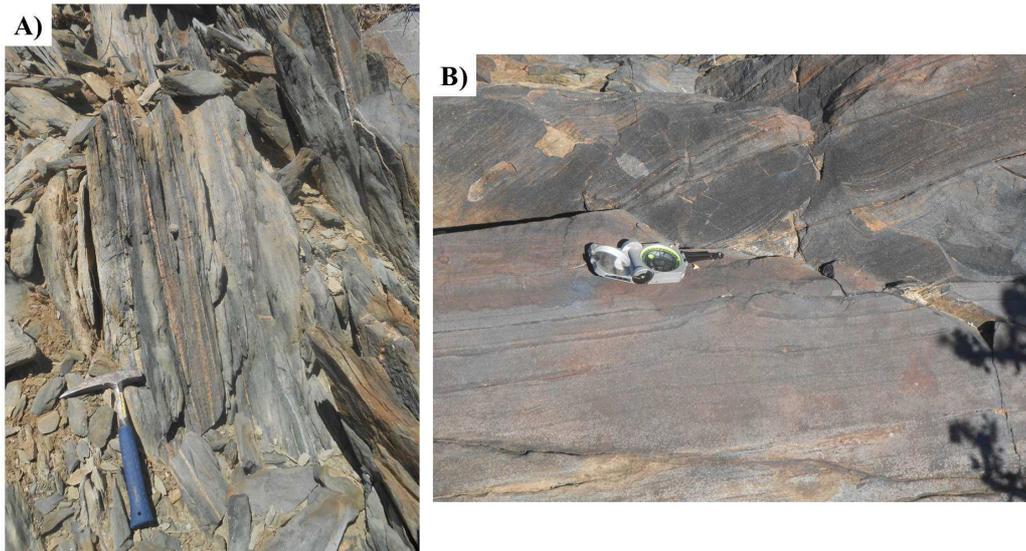


Figura 17. A) Metabasitas magnéticas en la Sierra El Veteado con foliación NW-SE; B) Metabasita presentando foliación magmática al bandeamiento, es resaltante las bandas félsicas, plagioclasas recristalizadas?, y máficas, anfíboles; su aspecto se interpreta relacionado a una alta viscosidad.

4.1.4 Rocas calcáreas

A 4 km al NE de Pozo Alemán, en el camino hacia El Barril, aflora una zona de más de 200 m de espesor en donde se observa la interestratificación de rocas calcáreas y rocas volcanoclásticas. Su posición estratigráfica es casi vertical y se llegan a observar de discordancia angular, con respecto a las rocas de asociación volcánica (Figura 18A). Bajo el microscopio la caliza está foliada, contiene fragmentos de plagioclasa y petrográficamente se puede clasificar como micrita, o como lodolita. Aunque Barthelmy (1979) le asignó una edad Cretácico Temprano al correlacionarla con la Formación Alisitos, en este trabajo se considera que es parte de la secuencia jurásica de arco.

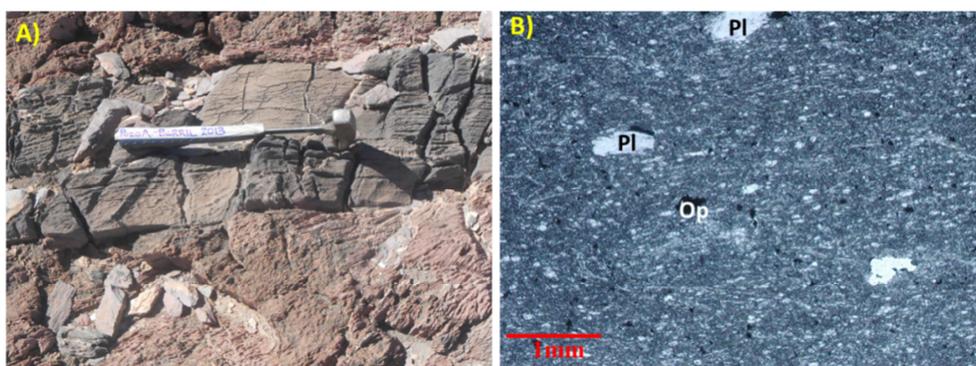


Figura 18. A) Caliza en el camino Pozo Alemán-Barril. B) Microfotografía de la muestra 34, clasificada como micrita bien estratificada con fragmentos de plagioclasa orientados a Ss. Abreviaturas: PI=plagioclasa, Op= minerales opacos, Ss= estratificación.

Tabla 4. Descripción petrográfica de la secuencia prebatolítica en El Arco-Calmalí-El Veteado. Abreviaturas: chl=clorita, ep=epidota, cal=calcita, pl=plagioclasa, zo=zoisita, ser=sericita, ab=albita, qz=cuarzo, kfs=feldespato potásico, opx=ortopiroxeno, cpx=clinopiroxeno, amp=anfíbol, ath=antofilita, mt=magnetita, lab= labradorita, and= andesina.

A) Cananea-El Cañón						
Clave	Coordenadas Long/Lat	Muestra	Clasificación petrográficamente	Accesorios	Textura	Observaciones
8-II-13	256932/3113083	1	Gabro de anfíbol	Magnetita, Zircón	Xenomórfica	Anfíbol fibroso, uralita, >2mm, posible fase neumatolítica. Pl=Labradorita. Qz=0%, Kfs=0%, Pl=38%, Hbl=61%, Cpx=1%
9-II-13	258564/3112639	2	Diorita de anfíbol	Magnetita, clinzoisita	Holocristalina inequigranular	Anfíbol >1mm, posible fase neumatolítica. Cuerpo similar a 8-II-13. Pl=And>Lab. Qz=0%, Kfs=0%, Pl=50%, Hbl=43%, Cpx=7%
10-II-13 (A)	258450/3112330	3	Peridotita serpentinizada	-	Xenomórfica	Opx+cpx uralitizados en matriz de serpentina, lizardita>>crisotilo. Algunos pseudomorfos de opx con serpentina
10-II-13 (B)	258450/3112330	4	Peridotita serpentinizada	-	Xenomórfica	La serpentinita en bastitas es menor que la matriz. Presenta relictos de opx-cpx y abundante uralita. Fibras paralelas a cizalla. Posible serpentización en zona de contacto de falla.
5-X-13	258504/3112427	5	Websterita	-	Xenomórfica	Molienda magnética. En contacto con diorita de hbl. Uralita, opx-cpx? en hábito fibroso seriada de hasta 1 mm, al parecer hay una orientación preferencial. Óxidos <0.05 mm como exsoluciones.
6-X-13	258433/3112289	6	Gabro	Óxidos (magnetita?)	Cumulítica	Variación composicional en capas de pl albitizada y clinzoisita con piroxenos uralitizados y epidota, calcita. Pl(37%) +Cpx+Opx+Ep+Czo)
7-X-13	258436/3112129	7	Gabro cpx/Gabro 2px	Óxidos (magnetita?)		Pl como cristales tabulares de hasta 0.2 mm, cpx anhedrales<1mm, y de aspecto fibroso, Pl (40%)+Cpx (27%)+Trm (33%))
8-X-13	258398/3112004	8	Websterita	Óxidos	Xenomórfica	Opx como cristales <1.5 mm anhedrales, presenta en algunos casos alteración. Cpx en cristales fibrosos de hasta 0.5 mm. Alteración a uralita. Agujas de chl? Producto de alteración de ferromagnesianos. En campo la muestra es ligeramente magnética
9-X-13	258351/3111705	9	Websterita/Peridotita	Óxidos (magnetita?)	Xenomórfica	Textura xenomórfica con cristales de piroxenos uralitizado en matriz serpentinizada. Zona de deformación por cizalla, con relictos de opx y cpx y fibras paralelo a cizalla. Minerales opacos <0.05 mm anhedrales, alargados en dirección de las fibras de px.
10-X-13	258014/3111943	10	Gabro	Óxidos (2%)	Xenomórfico	Piroxenos uralitizados, cristales anhedrales hasta de 1.5 mm y con hábito fibroso. Óxidos como cristales xenomórficos<0.25 mm. En campo la muestra no es magnética. Ur (55%)+Pl (Btw-Lab; 45%)
11-X-13	257537/3111998	11	Serpentinita	Óxidos (Magnetita, 20%)	Xenomórfico	Serpentinita alterada con talco y magnetita de forma anhedral. Posible zona de cizalla. La muestra de campo es muy magnética.
12-X-13	257515/3112035	12	Serpentinita	Óxidos (Magnetita)		Textura de interpenetración de serpentina, piroxenos uralitizados y bastitas de opx. Óxidos en planos de cizalla, en fracturas de serpentina y en bastitas. La muestra es muy magnética.

A) Cananea-El Cañón, continuación						
Clave	Coordenadas Long/Lat	Muestra	Clasificación petrográficamente	Accesorios	Textura	Observaciones
13-X-13	257507/3112090	13	Websterita	Magnetita 3%	Aspecto cumúlítico	Textura aspecto cumúlítico. Hbl con clivaje característico y extinción 12°(hasta de 3 mm), abundante anfíbol fibroso asbestiforme, tremolita-uralita. Abundante Fe-óxidos secundarios. Opx con extinción recta y Augita con extinción en aprox. 40°.
14-X-13	257538/3112191	14	Serpentinita	Magnetita (12-15%)		Bastitas (opx) de cpx anhedrales de hasta 1.5 mm. Minerales opacos anhedrales de hasta 0.4 mm. La muestra está compuesta casi por completo por serpentina; cpx fibrosos alterados a uralita, tremolita-actinolita?. Zona de contacto-cizalla entre cpxita y peridotita serpentinizada.
15-X-13	257526/3112281	15	Piroxenita con Pl			No magnética. Cristales anhedrales de px uralitizados, <1.2mm, ocasionalmente iddingsita y cristales tabulares de pl<0.6 mm.
16-X-13	258163/3112354	16	Gabro		Inequigranular seriada	Textura inequigranular seriada, con foliación magmática bien desarrollada. Minerales de alteración= Ep>Chl>>Cal), donde las pl se presentan como cristales subhedrales<0.5mm albitizados con calcita, saussuritización.
17-X-13	258026/3112340	17	Gabro		Xenomórfica	Textura xenomórfica inequigranular, con cristales de Ur<1mm, con iddingsita, cristales anhedrales de pl<0.5mm de tipo labradorita-andesina.
18-X-13	257545/3112514	18	Gabro de 2 Px / Gabro de opx (estratificado)	Abundante clorita después de px-amp	Aspecto bien foliado magmáticamente	Aspecto estratificado no deformado. Se reconoce Hbl primaria. Antofilita (Ath) después de uralita en metamorfismo progradante, metamorfismo de gabro alterado hidrotermalmente. Serpentina después de Opx (?). Pl-Lab, 53%, anfíbol después de px, 44%, Opx, 3%.
19-X-13	257396/3112950	19	Gabro	Óxidos (1%)		Microestratificación con alineación de pl con eje c paralelo a los planos de depósito. La cloritización es intensa o penetrativa (pervasiva). Los Fe-óxidos son de magnetita y hematita. Posiblemente la proporción cpx/opx sea 9/1. No hay evidencias de olivino. Pl-Lab (46%), anfíbol (53%)
20-X-13	257179/3113068	20	Gabro	Óxidos (1%), Clinozoisita, opx y otros máficos cloritizados.		Escapolita? después de Pl con agujas de rutilo? En el conteo de pl se incluyó a la escapolita? Arreglo aparente en microcapas. Deer <i>et al.</i> (2013) indican que Escapolita= variación cálcica meionita, Ca ₄ [Al ₆ Si ₆ O ₂₄](CO ₃) puede formarse por Anortita+CaCO ₃ , estable a temperaturas. >800°C. Pl-Lab (36%), anfíbol (63%).

B) El Arco-Calmallí								
Clave	Coordenadas Long/Lat	Muestra	Clasificación Campo	Clasificación petrográficamente	Accesorios	Alteración	Textura	Observaciones
1-II-13	259845/3100222	21	Andesita de hornblenda	Andesita de hornblenda alterada hidrotermalmente	Clinozoisita	Chl+Ep>> Cal	Microlítica seriada	Andesita magnética con presencia de pseudomorfos de anfíbol. Plagioclasa cálcica alterada, saussuritización.
2-II-13	264520/3105489	22	Andesita de hornblenda	Andesita de hornblenda alterada hidrotermalmente	Clinozoisita	Chl+Ep	Porfirítica	Brechada con matriz desvetrificada y presencia de pseudomorfos de pl.
3-II-13	264877/3105799	23	Metatoba	Metandesita intensamente cizallada	Magnetita	Cal>>Chl >Ep	Foliada	Posible protomilonita de andesita, con chl en planos de cizalla, pl sobrecrecidas según foliación
4-II-13	265049/3107129	24	Andesita de clinopiroxeno	Metandesita de chl-ep-act	Clinozoisita	Ep+Chl>> Cal	Moteada seriada	Foliada y alterada hidrotermalmente, con pseudomorfos de pl.
5-II-13 (A)	263804/3108652	25	Metatoba	Andesita saussuritizada con foliación penetrativa	Magnetita	Chl>Ep-Cal	Traquítica	Microdiorita traquítica completamente saussuritizada con zo+ep+ser+ab
5-II-13 (B)	263804/3108652	26	Metandesita	Andesita saussuritizada con foliación penetrativa	Magnetita	Chl	Porfirítica	Saussuritizada completamente con pseudomorfos de pl de 2.5 mm.
6-II-13	261520/3108994	27	Toba	Metatoba de lapilli acrecional o litofisas en discos	Magnetita, clinozoisita	Chl-Ep	Microlítica seriada	Metatoba muy físil con qz en mosaicos.
7-II-13	261527/3108820	28	Esquisto de clorita	Esquisto de clorita de posible protolito volcánico	Magnetita, clorita	Chl-Ep	Esquistosa	Facies de esquisto verde chl+ep+qz+cal (en fragmentos de pl)
11-II-13	261375/3111319	29	Andesita	Metandesita (andesita basáltica geoquímicamente)	Magnetita		Hipidiomórfica	Facies de anfíbolita
1-V-13	265249/3105418	30	Esquisto de clorita	Metatoba con chl-ep+qz+pl; posible protolito volcánico	Magnetita	Chl-Ep	Foliada	Facies de esquisto verde. Esquisto de clorita con magnetita libre
2-V-13	263580/3109124	31	Esquisto de clorita	Metatoba con chl-ep-cal+qz+pl; posible protolito volcánico	-	Chl-Ep-Cal	Foliada	Facies de esquisto verde. Volcánico con secciones de Plg-Hbl de aproximadamente 2mm. Clastos elongados con la foliación. Aspecto clástico de cristales alterados parcialmente a epidota-clorita
3-V-13	260264/3108248	32	Brecha andesítica	Metandesita en facies de esquisto verde	-	Chl-Ep/Albitización	Microlítica seriada	Textura de la lava andesítica, cristales albitizados hasta de 2 mm, de cristales máficos cloritizados hasta de 1.2 mm en una matriz afanítica cloritizada, con desarrollo de minerales opacos.
1-X-13	267996/3108192	33	Diorita de grano fino-medio	Andesita porfirítica	-	-	-	
2-X-13	267996/3108192	34	Caliza bien foliada	Micrita foliada	-	-	-	Micrita con fragmentos de pl
3-X-13	268121/3108309	35	Toba	Micrita foliada	-	-	-	

C) El Veteado							
Clave	Coordenadas Long/Lat	Muestra	Clasificación Campo	Clasificación petrográficamente	Accesorios	Textura	Observaciones
12-II-13	261948/3117264	37	Metandesita	Metandesita (Pl+Hbl+Cpx+Act)/Andesit a basáltica por geoquímica	Zircón, magnetita	Foliada	Metandesita en facies de anfibolita con foliación intensa orientando los cristales de Cpx, Pl, Lab-And.
21-X-13	258350/3121029	38	Metandesita cloritizada	Esquisto de clorita (Pl-Lab, anfíbol (ur+hbl+ath)	Magnetita 3-5%	Granoblástica Porfiroblastos de anfíbol	Muy magnética. Porfiroblasto de anfíbol en matriz cloritizada y epidotizada. Aspecto de epidosita. Metasomatismo intenso.
22-X-13	258573/3121139	39	Metasamita	Metabasita	Cristos hasta de 0.15 mm de mt en vetillas. En la roca son microlitos de mt, 5%.	Granoblástica Porfiroblastos de anfíbol	La roca es de grano muy fino de epidota, actinolita, uralita, cuarzo, uralita, magnetita. La actinolita acicular es abundante. Vetillas hasta de 0.5 mm de Qtz-Plg-Mt-Amp, actinolita, y epidota paralelas a la foliación intensa.
23-X-13	258502/3121539	40	Metandesita	Metabasita bandeada		Texturalmente fina con cristales de Pl hasta de 1.5 mm, albita.	Epidota, actinolita, hornblenda=0.5 mm, cuarzo, albita (≤ 1.5 mm), magnetita. Son comunes las juntas triples por alta presión. A diferencia de las anteriores no hay metasomatismo aparente.
24-X-13	258862/3122299	41	Andesita bandeada	Metabasita bandeada, anfíboles con crucero característico (Hbl) alterada selectivamente a actinolita y epidota)		Microcristalina. Foliación paralelo a bandeamiento o pseudoestratificación	Foliación básicamente magmática paralelo a bandeamiento. Bandas ricas en anfíboles alternadas con bandas félsicas que posiblemente fueron más vítreas o bien, representan microcristales de plagioclasa recristalizados. Las bandas félsicas aparecen como mosaicos < 0.06 mm, por lo que no pueden identificarse los cristales individuales. Son comunes las "escamas" de óxido de Fe debidas posiblemente a hematita.

4.2 Intrusivo Cretácico

4.2.1 Plutón Calmallí

Se adopta el nombre de plutón Calmallí para el intrusivo que aflora entre la Sierra El Veteado y el rancho Las Palomas, pues ese fue el nombre asignado por Barthelmy (1979) en el primer trabajo geológico publicado de la zona. El cuerpo expuesto en esa zona es la fracción suroccidental de un plutón aparentemente zonado cuyo núcleo, formado por gabro de dos piroxenos, se localiza al oriente del rancho Las Palomas. Se interpreta que el plutón tiene un radio aproximado de 10 km medido desde el rancho Viejo Calmallí hasta el extremo SW de la Sierra El Veteado y por la misma distancia hasta el rancho Las Tinajas, al norte del rancho Las Palomas, donde el intrusivo aflora de manera continua (Luis Delgado, comunicación personal, 2014). Aparentemente el plutón zonado tiene una extensión de más de 300 km². Estas dimensiones ubican al plutón Calmallí dentro del grupo de plutones compuestos de ambiente transicional (Tabla 1), sin embargo su área es casi tres veces mayor que, por ejemplo, el plutón Compostela (Avilez-Serrano, 2012) o el plutón San José (Johnson *et al.*, 2003).

En la porción estudiada el intrusivo está formado por rocas que varían desde gabro y diorita hasta tonalita, con proporciones variables de Hbl y Bt (Figuras 20 y 21; Tabla 5). El gabro es de dos piroxenos, aflora en la parte central del plutón y, salvo el caso de una diorita entre el Cerro El Sombrerito y la Sierra El Veteado, muestra 12, y una cuarzodiorita al sur de la misma sierra, el resto de las dioritas y cuarzodioritas se encuentran en los primeros 5 km a partir del centro. La mayoría de las tonalitas se caracterizan por la presencia de zircón; las ricas en biotita contienen rutilo y prácticamente todas contienen magnetita en concentraciones hasta del 3%.

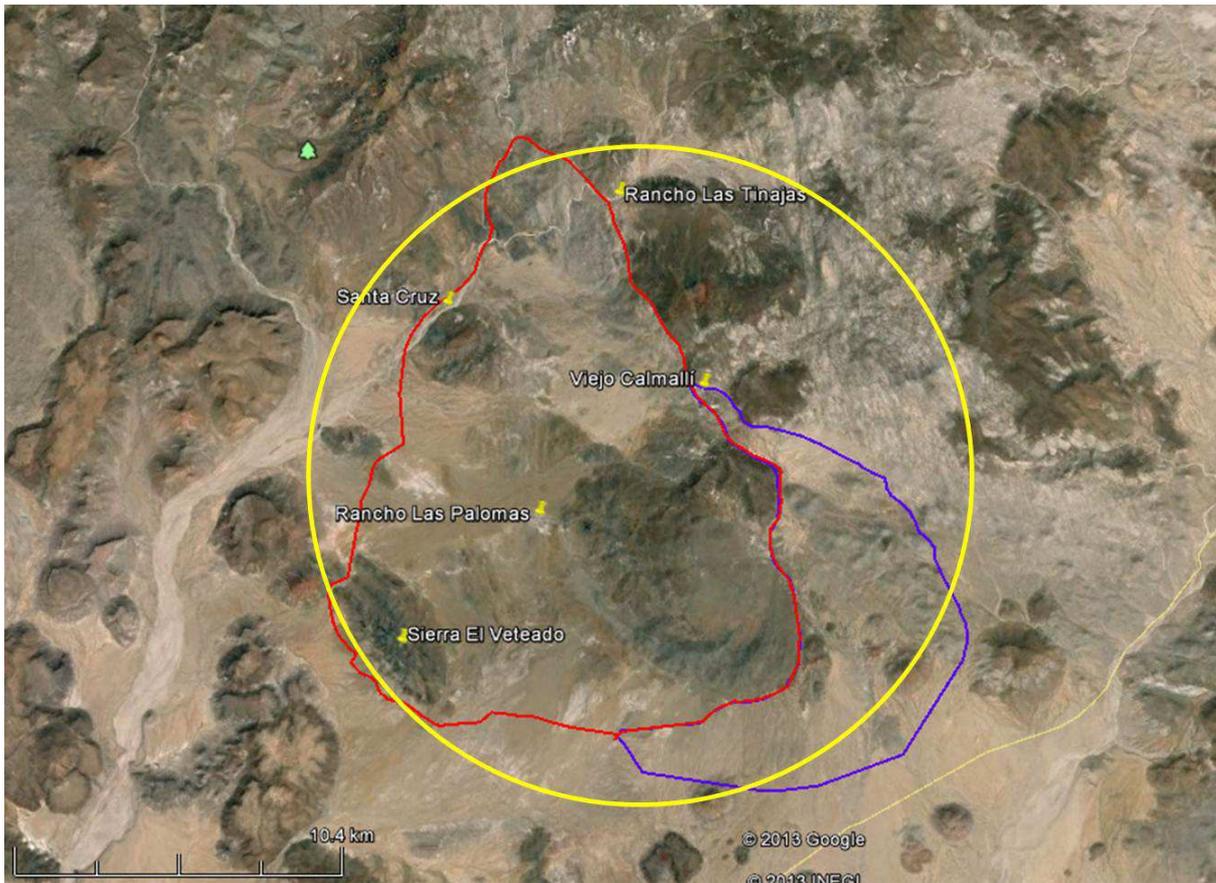


Figura 19. Dimensiones estimadas del Plutón Calmallí, ~ 314 km², en un radio aproximado de 10 km, círculo amarillo, medido desde el rancho Viejo Calmallí hasta el SW de la Sierra El Veteado. La aproximación se presenta en el círculo rojo y se realiza en base a observaciones de campo entre el rancho Las Palomas y la Sierra El Veteado, así como de la exposición continua del intrusivo hacia el rancho Las Tinajas (Delgado-Argote, comunicación personal). En círculo azul representa la continuación del intrusivo hacia el SSE de fracción granodiorítica (Gastil *et al.*, 1975). Imagen modificada de Google Earth, 2014.

Es importante señalar que en la parte SE del Cerro El Sombrerito, en la tonalita de biotita, en algunas porciones presenta muscovita y granate, además de bandas con segregaciones de biotita en una zona intensamente cizallada con dirección NW. Dichos minerales, cuya presencia también se reporta a 6 km al norte de La Palomas, donde también afloran tonalitas cizalladas que incluyen xenolitos de metareniscas, sugiere la presencia cercana de unidades del basamento paleozoico, como en el caso del plutón El Paraíso (Avilez-Serrano, 2012). Con respecto a la presencia de granate en rocas ígneas, Deer *et al.* (2013) mencionan que la presencia de granate en rocas ígneas puede ocurrir en tres diferentes paragénesis: a) como minerales tardíos en aplitas graníticas y pegmatitas, granate de tipo almandino-espersatina, b) como xenocristales accidentales por contaminación de material pelítico y c) como una fase de equilibrio en algunos granitos calcoalcalinos y riolitas. Para el caso de nuestra zona de

estudio, es más probable que el granate en esta zona sea producto de contaminación del intrusivo con rocas sedimentarias durante su emplazamiento.

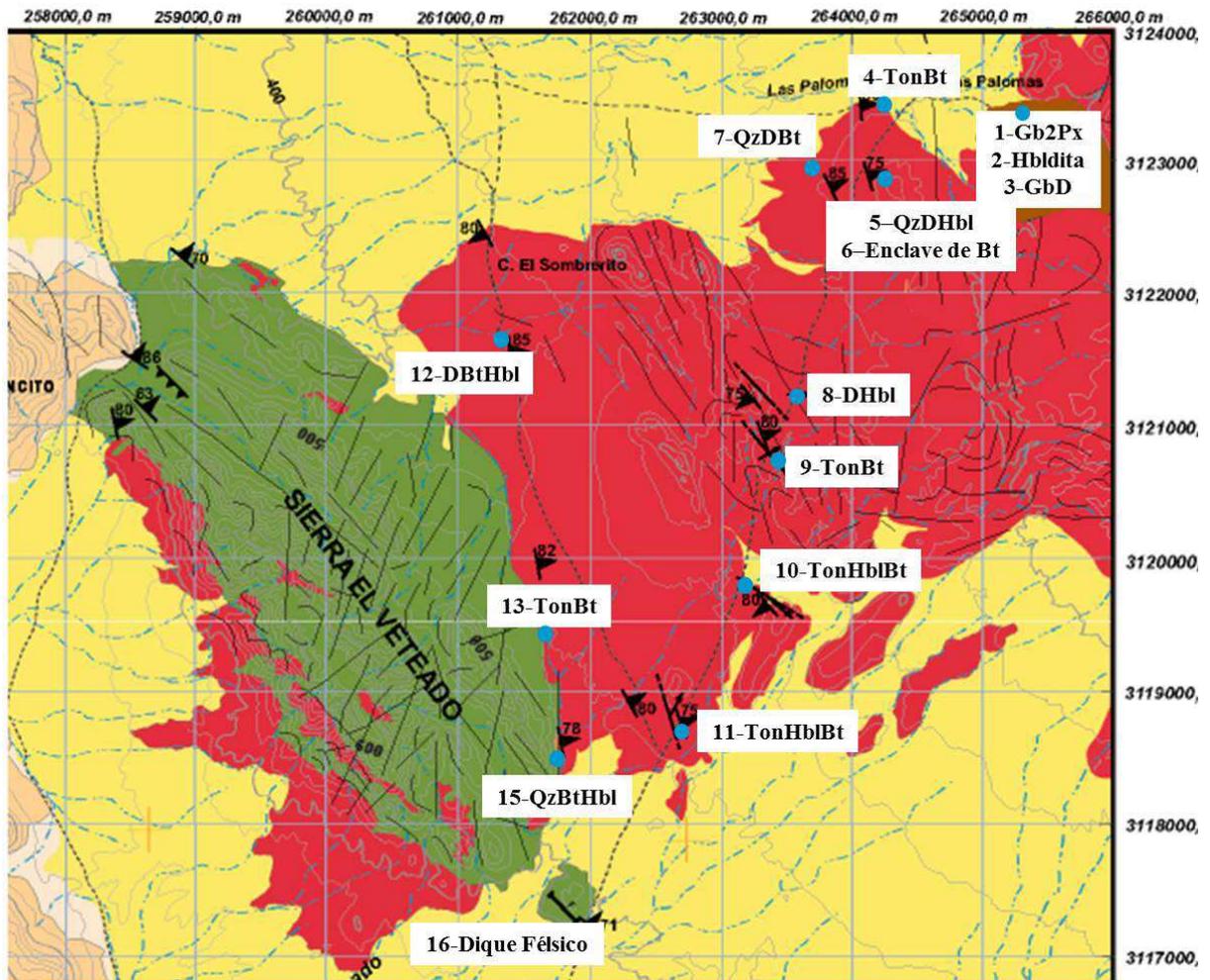


Figura 20. Mapa geológico con los principales rasgos litológicos y estructurales del plutón Calmallí. Los puntos en azul muestran los sitios y claves del muestreo. Abreviaturas: Gb2Px=gabro de dos piroxenos, Hbldita=hornblendita, GbD=gabro-diorita, DHbl=diorita de hornblenda, DBtHbl=diorita de biotita-hornblenda, QzDHbl=cuarzodiorita de hornblenda, QzBtHbl=cuarzodiorita de biotita-hornblenda, QzDBt=cuarzodiorita de biotita, TonHblBt=Tonalita de hornblenda-biotita, TonBt=Tonalita de biotita.

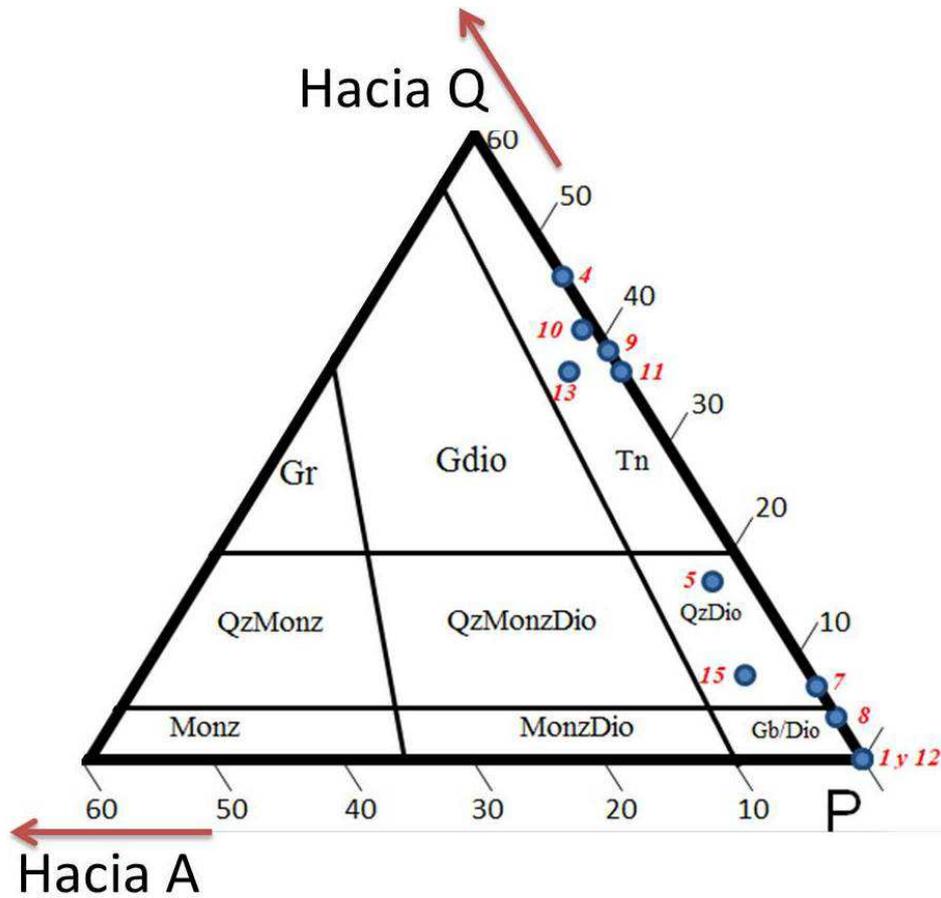


Figura 21. Diagrama QAP para el plutón Calmallí de acuerdo a su contenido modal. Las muestras hacen referencia a la petrografía de la Tabla 5. En el diagrama muestra que la fs fracciones del Plutón Calmallí, van desde el gabro/diorita, a cuarzodiorita y tonalita. Abreviatuas: Gb/Dio= gabro/diorita, MonzDio= monzodiorita, Monz= monzonita, QzDio= cuarzodiorita, QzMonzDio= cuarzomonzodiorita, QzMonz= cuarzomonzonita, Tn= Tonalita, Gdio= granodiorita, Gr= granito. Modificado de Le Maitre, 2002.

Tabla 5. Descripción petrográfica del plutón Calmallí. Abreviaturas: qz=cuarzo, pl=plagioclasa, mt=magnetita, hbl=hornblenda, bt=biotita, zrn=zircón, kfs=feldespató potásico, cpx=clinopiroxeno, aln=alanita, rt=rutilo, ep=epidota, ap=apatito, ox=óxidos, and=andesina, oli=oligoclasa.

Muestra	Clave	Coordenadas Long/Lat	Clasificación AQP	% Qz	% Pl	% Kfs	% Cpx	% Hbl	% Bt	% Ox	Accesorios	Textura	Observaciones
SOM-4	1	265411/3123370	Gabro de 2px (0,0,100)	0	62	0	10	4	Opx (19)	5	mt	Inequigranular seriada de entrecrecimiento	Ortopiroxeno como bastita de antigorita. Magnetita primaria, en relleno intercrystalino y en bastitas.
SOM-4A	2	265411/3123370	Hornblendita	--	--	--	--	--	--	--	mt	Subidiomórfica, granuda hipidiomórfica.	Hornblendita con cpx-Lb. Sin foliación marcada. Magnética.
SOM-4B	3	265411/3123370	Gabro-diorita	--	--	--	--	--	--	--		Subofítica	Inclusiones de labradorita-andesita+opx+mt en cristales de hornblenda. Algunos opx parcialmente alterados a serpentina. El conjunto cortado por un microgabro con foliación de flujo bien desarrollada.
15-II-13	4	264007/3123402	Tonalita bt (0,46,54)	43,8	50,3	0,58	0,87	0	4,20	0,14	zrn, chl, rt, aln	Holocristalina Inequigranular	Foliación bien definida. Plagioclasa de tipo andesina-oligoclasa
SOM-6	5	264140/3123040	Cuarzodiorita hbl (3,17,80)	13	61	2	0	16	7	1	mt	Intercrecimiento seriada	Magnetita normalmente en inclusiones en hbl y bt
SOM-6A	6	264140/3123040	Enclave de tonalita hbl-bt	--	--	--	--	--	--	--	--		Fracción de enclave de tonalita elongado en dirección de foliación.
16-II-13	7	264052/3122930	Cuarzodiorita bt (0,7,93)	7	70,0	0	0	0	20,3	0	Zrn, mt?	Holocristalina Inequigranular	Foliación definida. Argilización selectiva. Precipitación de ep en fracturas.
SOM-8	8	263537/3121636	Diorita hbl (0,4,96)	3	80	0	0	13	2	2	mt		Posible pargasita, hbl azul de alta temperatura. Bt entre pl y hbl parcialmente cloritizada.
17-II-13	9	263587/3121339	Tonalita bt (0,39,61)	22,3	34,4	0	0	0	30,3	0	rt, ox, zrn	Holocristalina Inequigranular	Foliada. Presencia de granate de hasta 1 cm, pl de tipo andesina-oligoclasa.
18-II-13	10	263087/3119735	Tonalita hbl>bt (1,41,58)	32,3	44,8	0,42	0,42	17,7	3,54	3	mt	Holocristalina Inequigranular de grano grueso	Foliada con biotita rellenando fracturas de plagioclasa. Óxidos como inclusiones en hbl. Alteración a chl y ep en plagioclasas.
14-II-13	11	262563/3118875	Tonalita hbl>bt (0,37,63)	25,3	44,2	0	0,3	24,7	5,5	0	mt, cpx, zrn, en hbl	Holocristalina Inequigranular	Foliada, con hbl y bt alineadas casi paralela a la foliación. No magnética
SOM-3	12	261320/3121546	Diorita bt-hbl (0,0,100)	0	71	0	0	11	15	2	mt	Holocristalina Inequigranular	Pl y bt en inclusiones en hbl. Plagioclasa de tipo and-oli. Bt-hbl secundaria.
SOM-2	13	261541/3120120	Tonalita bt (6,37,57)	31	47	5	0	1	15	1	mt, zrn	Holocristalina Inequigranular	Cizallas selectivas paralelas en pl.
SOM-2A	14	261541/3120120	Microtonalita bt	--	--	--	--	--	--	--	mt, zrn	Qz en mosaico hasta 2 mm	Aspecto tonalítico. No se puede cuantificar
SOM-1	15	261720/3118638	Cuarzodiorita bt-hbl (5,8,87)	4	68	4	0	8	14	<1	mt, zrn	Holocristalina Inequigranular	Óxidos incluidos en fase tardía de pl
13-II-13	16	261948/3117264	---	--	--	--	--	--	--	--	Zrn, mt, ep, ap	Holocristalina	Dique félsico. No se puede cuantificar. Se clasifica como pórfido andesítico.

Capítulo 5

Geoquímica

En este capítulo se presentan los resultados del análisis químico de elementos mayores y traza de las rocas de la secuencia volcánica-plutónica prebatolítica de Calmallí-Las Palomas, cuatro muestras, así como del plutón Calmallí, ocho muestras, del Cretácico (Tablas 6 y 7). Por medio del programa IGPET (v2009) se calcularon los minerales normativos con base anhidra (Tabla 7), así como las gráficas de clasificación a partir de los elementos mayores, de los minerales normativos y de algunos elementos traza.

Tabla 6. Claves para los diagramas geoquímicos de la secuencia prebatolítica y el plutón Calmallí. Abreviaturas: 2 Px= dos piroxenos, Hbl=hornblenda, Bt=Biotita.

Muestra	Petrografía	Longitud/Latitud	Localidad	Símbolo
Secuencia Prebatolítica				
1	Gabro	256932/3113317	El Cañón	+
26	Andesita	263804/3108651	Pozo Alemán (El Arco)	★
29	Metandesita	261437/3111109	El Rebaje (Calmallí)	✱
37	Metandesita	261948/3117264	Sierra El Veteado	+
Plutón Cretácico				
1	Gabro 2 Px	265411/3123370	Rancho Las Palomas	▲
4	Tonalita Bt	264007/3123402	Rancho Las Palomas	◆
5	Cuarzodiorita Hbl	264140/3123040	Rancho Las Palomas	□
8	Diorita Hbl	263537/3121636	Cerro El Sombrero	■
9	Tonalita Bt	263587/3121339	Cerro El Sombrero	○
10	Tonalita Hbl>Bt	263087/3119735	Cerro El Sombrero	●
11	Tonalita Hbl>Bt	262563/3118875	SW del Cerro El Sombrero	◇
15	Cuarzodiorita Bt	261720/3118638	Sierra El Veteado	▲

5.1 Secuencia prebatolítica

Las muestras analizadas de la secuencia prebatolítica incluye, de la base a la cima (Tablas 6 y 7): un gabro del Cerro El Cañón, muestra 1, una metandesita del SE de la Sierra El Veteado (37), una lava de El Rebaje (29) y una metandesita de la zona de Pozo Alemán (26). El análisis de la roca ultramáfica se excluye de este análisis de clasificación y discriminación. De acuerdo con el diagrama TAS (LeBas *et al.*, 1986), las muestras clasificadas petrográficamente como andesitas metamorfizadas de El Rebaje y El Veteado, grafican en los campos de la andesita basáltica, mientras que la muestra cercana a Pozo Alemán se encuentra en el límite de la andesita y la traquiandesita (Figura 22). Es probable que algunas de estas rocas hayan sufrido metasomatismo, en particular la localizada en la cima de la secuencia, por lo que se utilizó también el diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Winchester y Floyd (1977; en Rollinson, 1993) debido al comportamiento básicamente inmóvil de los elementos (Figura 23). Rollinson (1993) menciona que durante la alteración hidrotermal y metamorfismo de bajo grado se desarrollan minerales como la clorita, calcita y epidota a expensas del clinopiroxeno, hornblenda y plagioclasas y que el desarrollo de estas fases minerales secundarias implica la movilización de elementos como el K y el Na. Se observa que la clasificación de las muestras es la misma en ambos esquemas, lo que sugiere que los efectos de metasomatismo en estas zonas no fueron muy acentuados. Además, es conveniente notar que de la base a la cima de la secuencia se observa un incremento, tanto en los álcalis totales, como en la sílice, lo que coincide con las observaciones en láminas delgadas, sección 4.1.3.

Para la definición de ambiente tectónico de la misma secuencia se utilizó el diagrama $V/(Ti/1000)$ de Shervaris (1982; en Rollinson, 1993) pues estos elementos también son inmóviles en condiciones de alteración hidrotermal y metamorfismo de hasta alto grado (Rollinson 1993). Se observa que las lavas grafican en el campo de los basaltos de arco de islas (Figura 24).

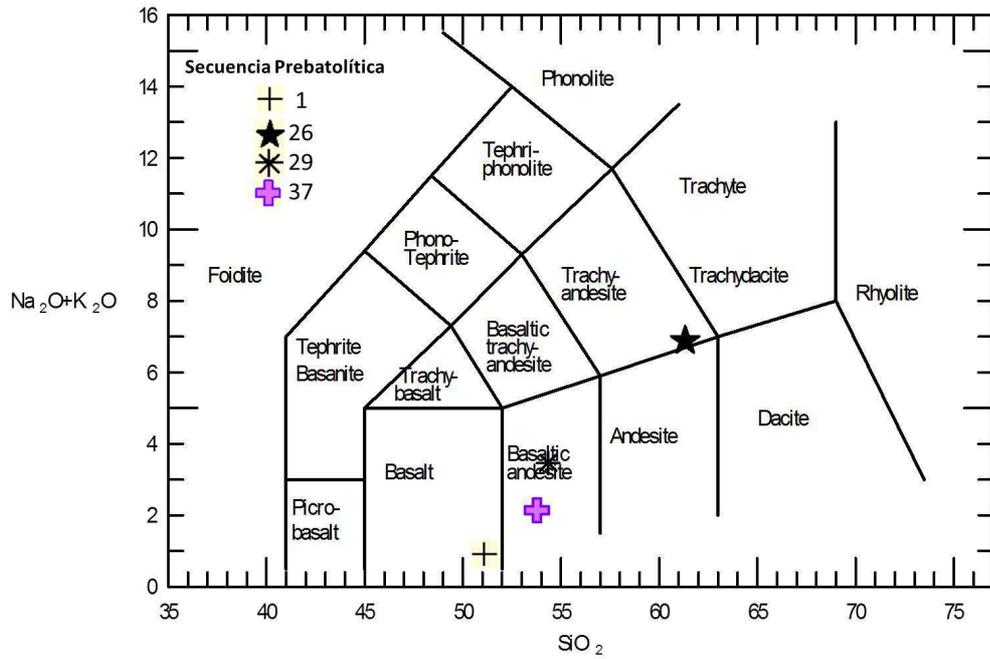


Figura 22. Diagrama de clasificación TAS (Total Alkalies vs Silica; LeBas *et al.*, 1986) para rocas volcánicas de la secuencia prebatolítica. Las claves de las muestras se basa en la clasificación modal, de donde la 1 es gabro, 29 y 37 son metandesita y 26 es andesita.

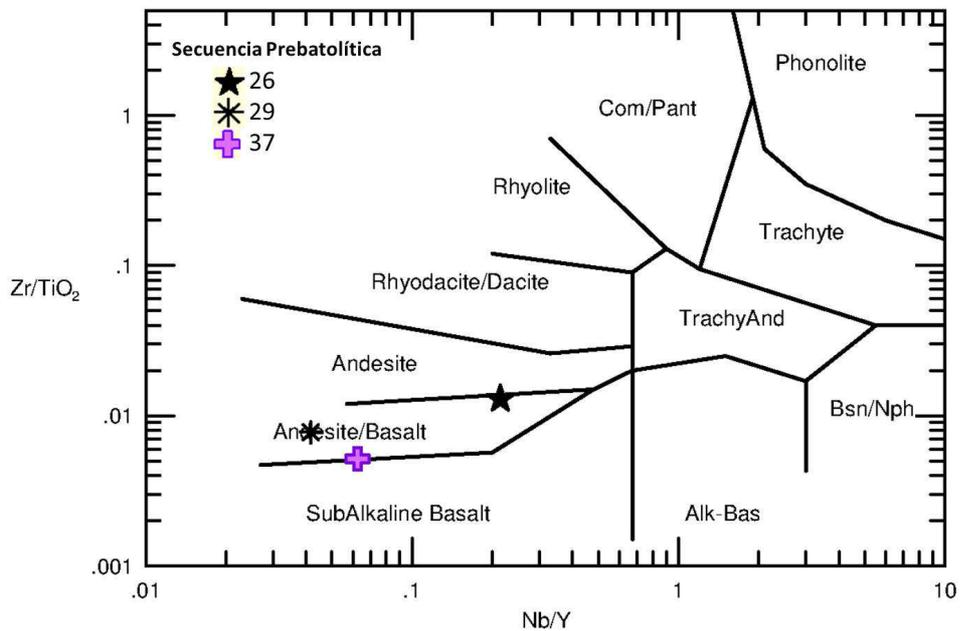


Figura 23. Diagrama de clasificación Zr_2 vs Nb/Y para rocas volcánicas, en el que las muestras prebatolíticas se clasifican como andesita/basalto a andesita, lo que expresa que el metasomatismo expuesto no fue tan marcado. Modificado de Winchester y Floyd (1977); en Rollinson, 1993).

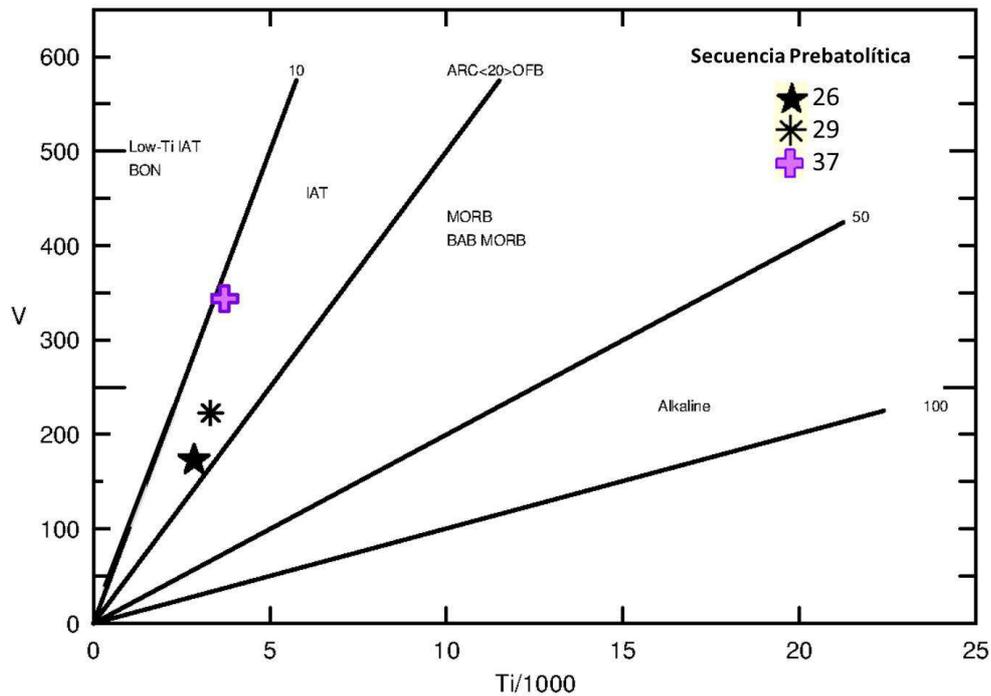


Figura 24. Diagrama de discriminación V-Ti, en donde las andesitas de la secuencia prebatolítica se grafican en el campo de basaltos de arco de islas. Los campos son: IAT = basaltos toleíticos de arco de islas; OFB= basaltos de piso oceánico; MORB y basaltos de cuenca tras-arco se grafican entre 20 y 50. Modificado después de Shervaris (1982; en Rollinson, 1993).

5.2 Plutón Calmallí

Se analizaron ocho rocas de este plutón a lo largo de una línea de muestreo entre el núcleo al oriente del rancho Las Palomas hasta el SE de la Sierra El Veteado (Tabla 7 y Figura 20).

En el diagrama de clasificación modal QAP de Le Maitre (1989; en Rollinson, 1993) para rocas plutónicas las rocas corresponden a: gabro, muestra 1, SOM-4, cuarzodiorita, muestra 15, SOM-1; 5, SOM-6 y tonalita, muestras 11 ,14-II-13; 4, 15-II-13; 9, 17-II-13; 10, 18-II-13, como se observa en la Figura 23 y Tabla 5. Al graficar dichas muestras en el diagrama TAS de LeBas *et al.* (1986), en su equivalente plutónico de Wilson (1989; en Rollinson, 1993), se observa una tendencia lineal de enriquecimiento de álcalis totales al enriquecerse el SiO₂ (Figura 25). Se observa que las muestras 4 y 9 tienen contenidos de sílice de 73.0 y 67.2 por ciento, respectivamente. Sin embargo, ya no muestran incremento en el enriquecimiento en álcalis. La muestra 4 corresponde a una tonalita con alanita (Tabla 5), mientras que la muestra 9 es una tonalita con 30% de biotita y con granate. En ambos casos, tanto la presencia de alanita, que es característica de skarns y pegmatitas (Deer et al, 2013), como el granate,

sugieren contaminación del magma con rocas sedimentarias. Al graficar el conjunto en el diagrama de Maniar-Piccoli (1989; en Rollinson, 1993) que utiliza el índice de Shand, se observa que ambas rocas, a diferencia del resto que es metaluminoso, son peraluminosas, lo que sugiere contaminación (Figura 26). Salvo el gabro que claramente se distingue en las clasificaciones petrográfica y geoquímica, el resto básicamente es tonalítico, como también se muestra en la gráfica An-Ab-Or de Barker (1979; en Rollinson, 1993) (Figura 27).

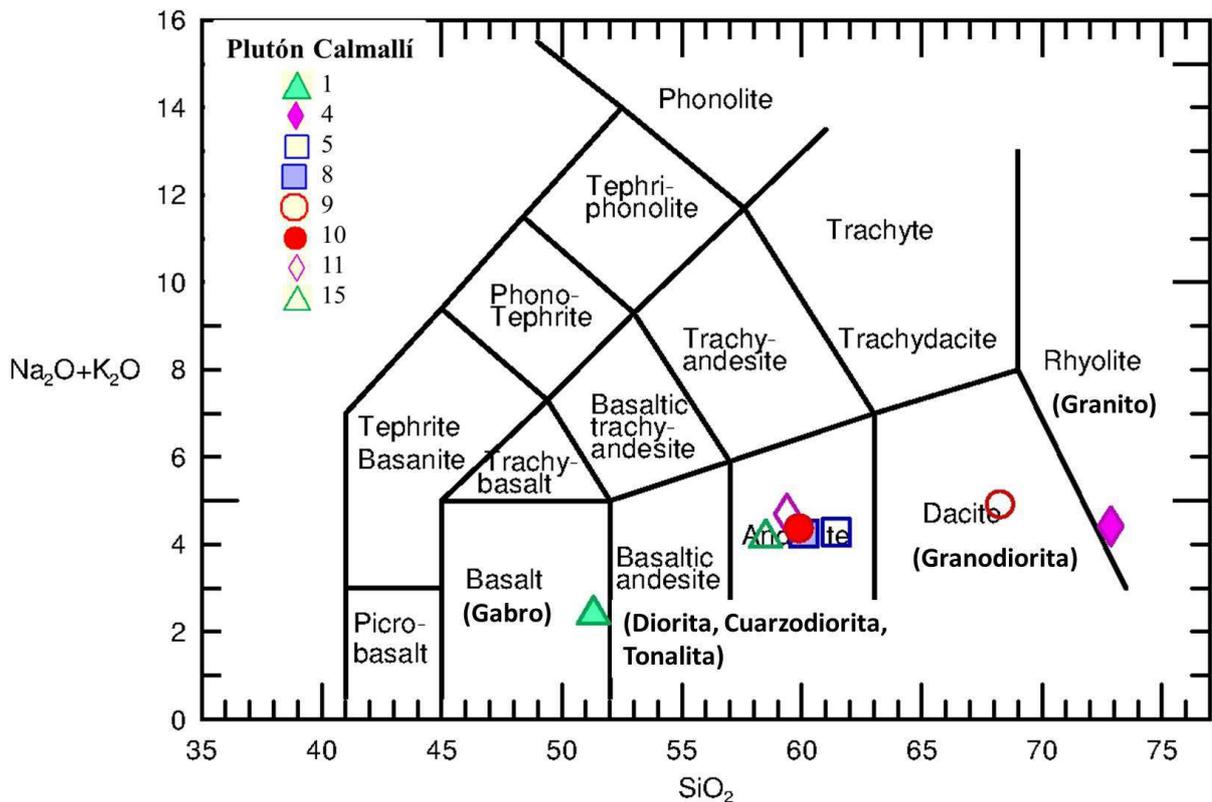


Figura 25. Diagrama TAS, Total Alkali Silica, de clasificación geoquímica para las muestras del Plutón Calmallí. La simbología de las muestras se basa en la clasificación modal de las rocas, de donde: 1 es gabro de dos piroxenos, 4 es tonalita de biotita, 5 es cuarzodiorita, 8 diorita de hornblenda, 9 tonalita de biotita, 10 tonalita de hornblenda-biotita, 11 tonalita de hornblenda-biotita, 15 cuarzodiorita de biotita-hornblenda. Modificado de LeBas *et al.* (1986; en Rollinson, 1993).

De acuerdo con Frost *et al.* (2001) el conjunto se ubica en el campo de los plutones cálcicos, todos ellos magnesianos Figuras 28 y 29. Lo anterior es importante pues ratifica la asociación cordillerana de los plutones y sugiere que los plutones se formaron hacia el lado oceánico del cinturón batolítico pues las tendencias calcoalcalinas se localizarían más hacia el interior (Frost *et al.*, 2001).

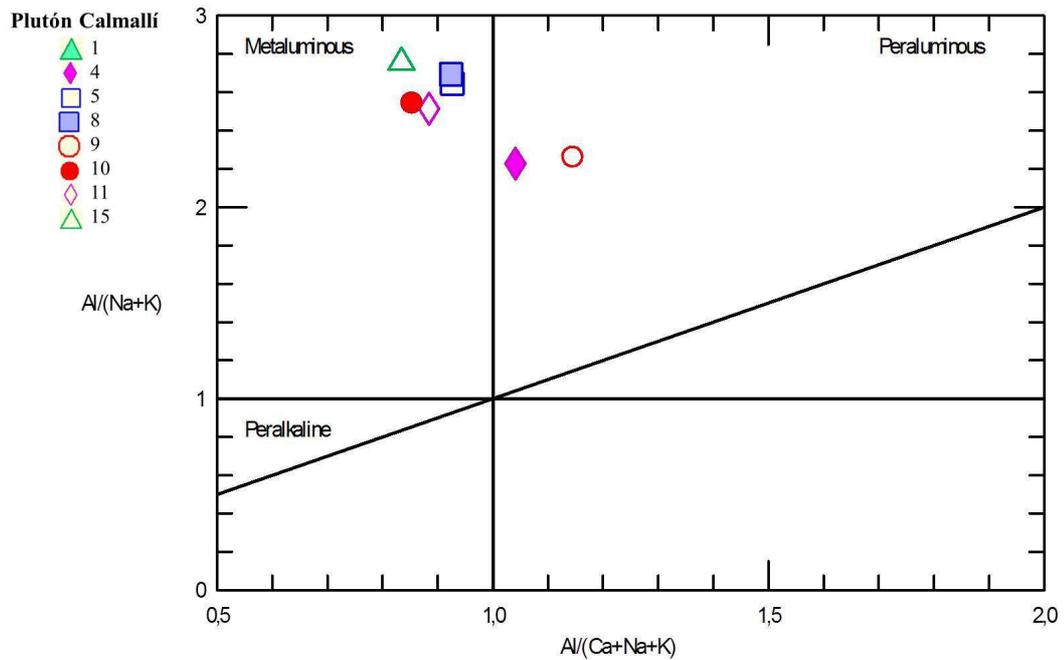


Figura 26. Diagrama de Maniar-Piccoli (1989; en Rollinson, 1993) para diferenciar rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas, en donde se observa que las muestras 4 y 9 se grafican en el campo peraluminosos, fuera del conjunto metaluminoso.

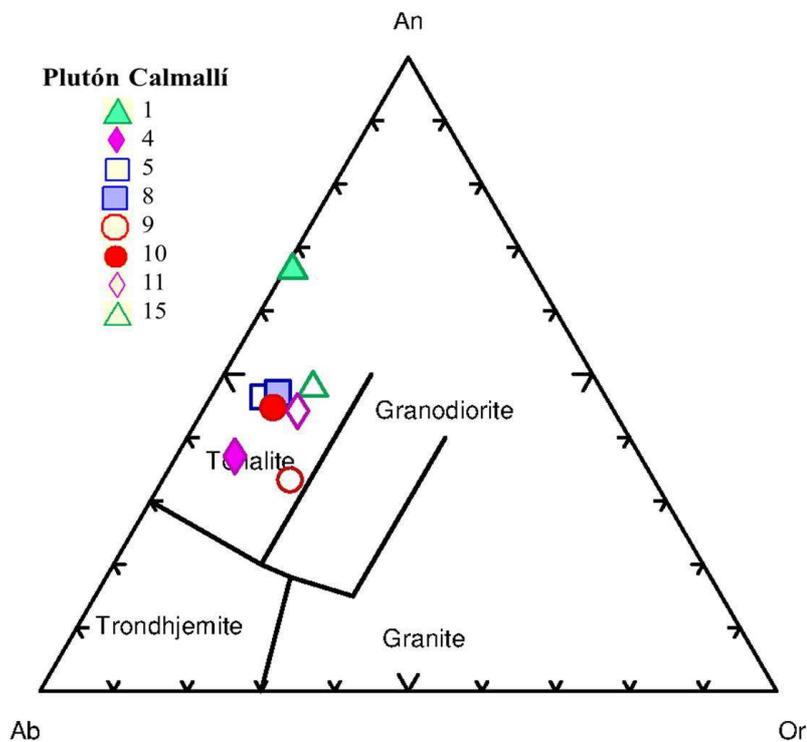


Figura 27. Diagrama An-Ab-Or de Baker (1979; en Rollinson, 1993), para clasificar rocas plutónicas en base de los minerales normativos Ab, An, Or; en donde se observa que excepto de la muestra 1, gabro de dos piroxenos, el resto se clasifica como tonalitas.

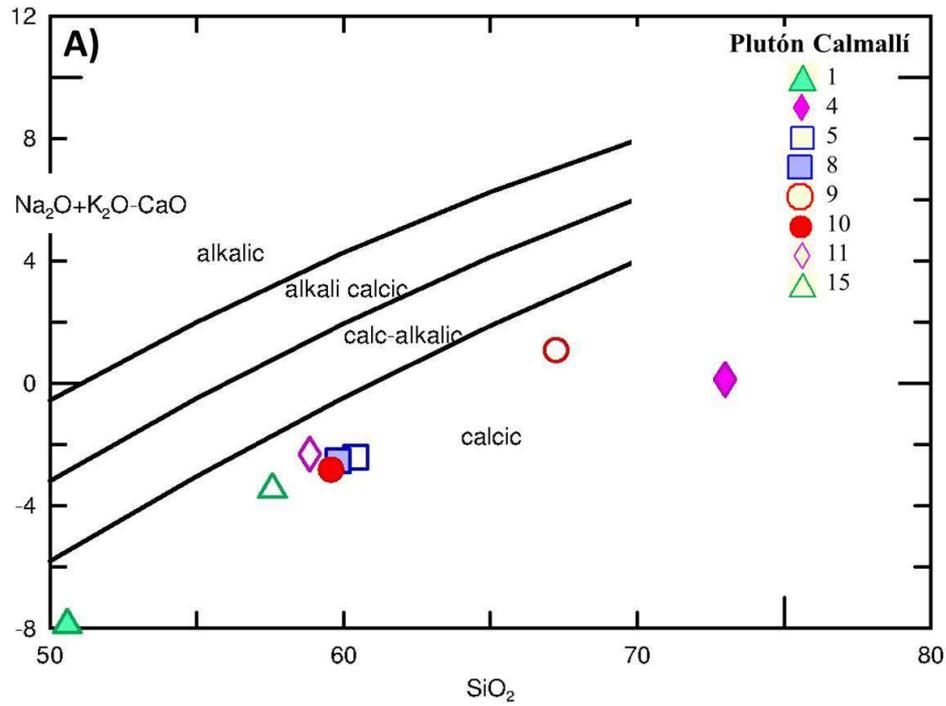


Figura 28. Diagrama propuesto por Frost *et al.* (2001; en Rollinson, 1993) para evaluar si una serie magmática es alcalina, álcali-cálcica, calco-alcalina o cálcica; en donde se muestra que todas las rocas analizadas del plutón Calmallí son cálcicas.

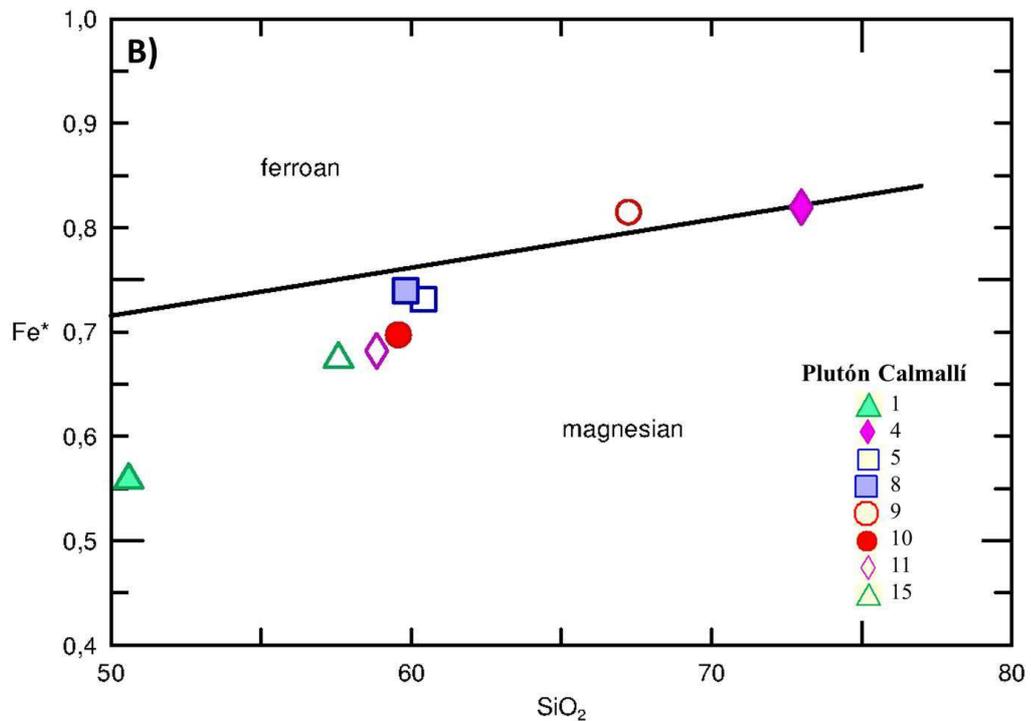


Figura 29. Diagrama para evaluar si la serie magmática es ferrosa o magnesiana; en donde las muestras se consideran magnesianas, exceptuando las muestras 4 y 9 que son ligeramente ferrosa y ferrosa. Modificado de Frost *et al.* (2001; en Rollinson, 1993).

5.2.1 Diagramas de variación

A fin de buscar relaciones geoquímicas entre las rocas intrusivas del plutón Calmallí, se construyeron diagramas de variación tipo Harker de algunos óxidos mayores, así como de elementos traza que pudieran reforzar las interpretaciones. En la Figura 30 se muestran resultados que muestran cualitativamente la correlación entre las rocas localizadas entre el núcleo gabrónico del plutón y las muestras más alejadas en la zona de la Sierra El Veteado. Como es de esperar, las dos muestras que están contaminadas con sedimentos (4 y 9) se separan de las tendencias lineales, en general, bien definidas.

Se observa que el MgO y el FeO_t tienen un comportamiento similar decreciente en todo el conjunto; el comportamiento del TiO₂ y el V presumiblemente se debe a la historia de cristalización de la titanomagnetita, el cual representa el óxido metálico común en el plutón Los Corrales, que se localiza a menos de 10 km al NW del rancho Las Palomas (Avilez-Serrano, 2012). Como es de esperar en una secuencia que sigue un proceso de cristalización fraccionada, el CaO y el Na₂O+K₂O siguen tendencias opuestas debido principalmente a la cristalización temprana de plagioclasas ricas en Ca y piroxenos, seguida de las plagioclasas más ricas en álcalis y aumento en el contenido de biotita. Este último mineral posiblemente afecta la distribución de K₂O, razón por la que no se muestra su diagrama. Sin embargo, el Na₂O, al igual que la suma de los álcalis y con comportamiento opuesto al CaO, también sugiere la tendencia de cristalización de las plagioclasas. De nuevo, en estos diagramas se observa la separación de las muestras 9 y 4, la cual es más acentuada en el diagrama de enriquecimiento de P₂O₅. Dicha separación en la correlación de las muestras 9 y 4 fortalecería la interpretación de que ambas rocas están contaminadas con sedimentos. En el mismo sentido, las dos muestras mencionadas tienen valores de Al₂O₃/K₂O+Na₂O+CaO mayores a 1.75, mientras que el resto de las muestras plutónicas tienen valores menores a 1.6, lo que indica el carácter más peraluminico de las rocas contaminadas.

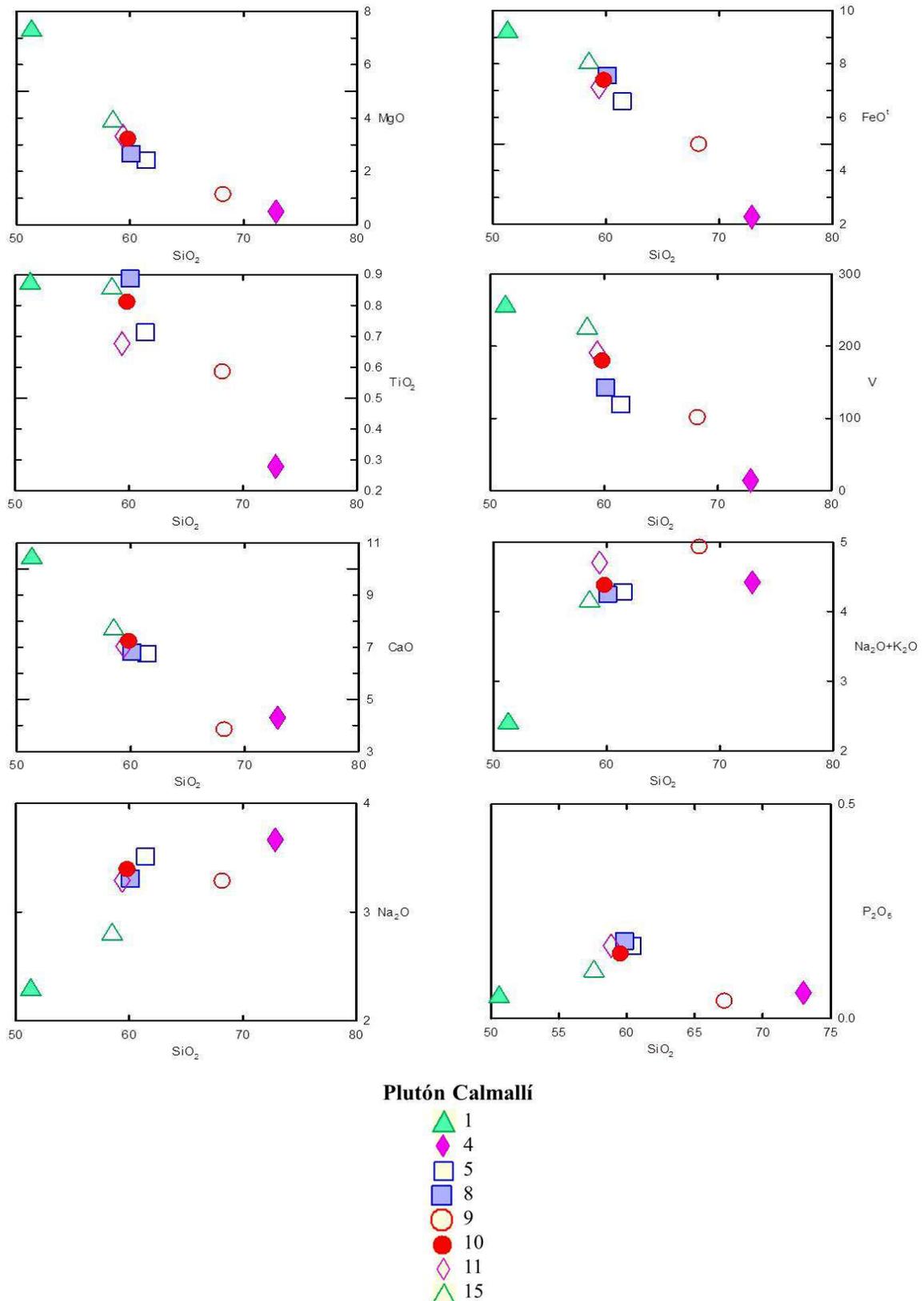


Figura 30. Diagrama de variación Harker para algunos elementos mayores de: 1 es gabro, 8 es diorita; 5 y 15 es cuarzodiorita; 10, 11 es tonalita; las muestra 4 es una tonalita con alanita y la 9 es tonalita con granate.

Una forma adicional de observar las tendencias de cristalización de magmas cuya composición inicial es básica, es a través de los diagramas CMAS ($\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$) (Rollinson, 1993). La comparación entre la química de la serie de rocas del plutón Calmallí a través de las fases minerales Ol-Di-Pl-Q+Or. El diagrama utilizado es el Di-Ol-Pl proyectado desde Qz de Baker y Eggler (1983; en Rollinson, 1993), calculado a $T=1200^\circ\text{C}$. Para el recálculo de los óxidos de Fe, se utilizan los parámetros utilizados por el programa IGPET para obtener los minerales normativos. El arreglo lineal de las muestras (Figura 31) sugiere la cristalización fraccionada a partir del gabro, cuya composición es de aproximadamente $12\text{Di}+30\text{Ol}+58\text{Pl}$, hasta aproximadamente $5\text{Di}+17\text{Ol}+78\text{Pl}$, en una tendencia muy similar a la observada en los diagramas de variación. Es importante resaltar que las muestras 4 y 9 por su carácter peraluminoso no grafican en este diagrama.

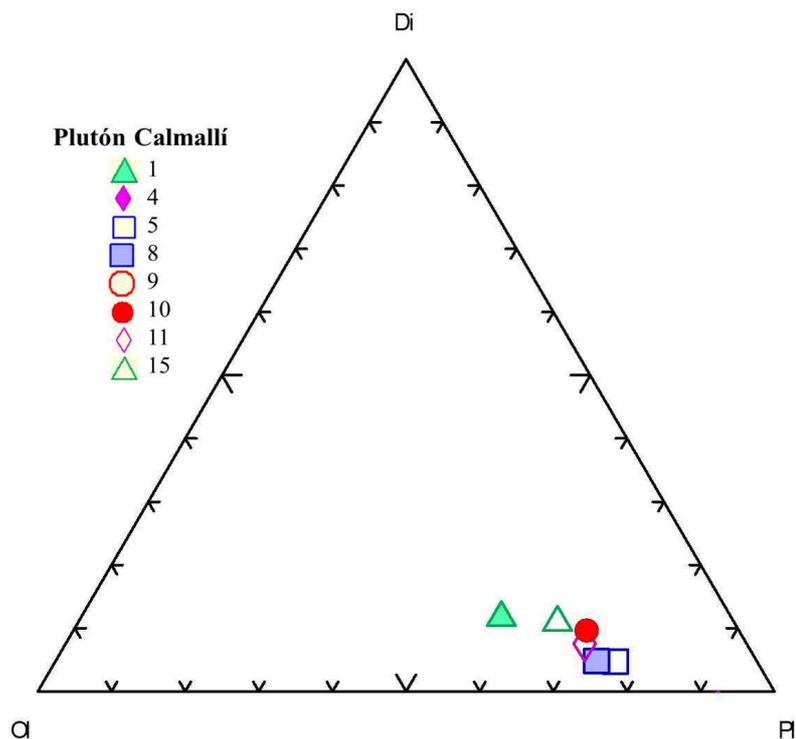


Figura 31. Diagrama de extracción Ol-Di-Qz proyectado desde la plagioclasa según Baker y Eggler (1983; en Rollinson, 1993) en donde se observa una tendencia de evolución hacia Q+Or a partir del gabro al extraerse Ol-Di. Es importante notar que las muestras con granate (9) y con alanita (4) no aparecen en la gráfica.

Tabla 7. Composición química y norma CIPW para la secuencia prebatolítica y el plutón Calmallí.

Muestra	1	4	5	8	9	10	11	15	1	26	29	37
Petrografía	Gabro de dos piroxenos	Tonalita	Cuarzo-diorita	Diorita	Tonalita	Tonalita	Tonalita	Cuarzo-diorita	Gabro de anfíbol	Pórfido andesítico	Andesita	Andesita
Geoquímica	Gabro	Granito	Cuarzo-diorita	Tonalita	Granodiorita	Tonalita	Tonalita	Tonalita	Gabro	Traquiandesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica
Longitud	265411	264007	264140	263537	263587	263087	262563	261720	256942	263804	261437	261948
Latitud	3123370	3123402	3123040	3121636	3121339	3119735	3118875	3118638	3113083	3108651	3111109	3117264
Localidad	rancho Las Palomas	rancho Las Palomas	rancho Las Palomas	Cerro El Sombrerito	Cerro El Sombrerito	Cerro El Sombrerito	SW del C. El Sombrerito	Sierra El Veteado	Cerro El Cañón	Pozo Alemán	El Rebaje de Calmallí	Sierra El Veteado
Elementos mayores (wt. %)												
SiO ₂	50,6	73,0	60,5	59,8	67,2	59,6	58,9	57,6	51,0	60,0	54,0	53,6
Al ₂ O ₃	18,1	15,3	17,2	17,3	16,0	16,8	17,3	16,4	14,3	19,0	15,5	18,0
FeOt	10,1	2,5	7,2	8,4	5,4	8,2	7,9	8,8	5,0	6,4	7,8	9,1
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,7	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	7,2	0,5	2,4	2,7	1,1	3,2	3,3	3,8	12,9	2,7	8,6	4,6
CaO	10,3	4,3	6,6	6,8	3,8	7,2	7,0	7,6	15,1	2,7	10,0	12,4
Na ₂ O	2,3	3,7	3,4	3,3	3,2	3,4	3,3	2,8	0,8	5,4	3,3	1,7
K ₂ O	0,1	0,8	0,8	1,0	1,6	0,9	1,4	1,3	0	1,3	0,1	0,5
TiO ₂	0,9	0,3	0,7	0,9	0,6	0,8	0,7	0,8	0,1	0,5	0,6	0,6
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,2	0,2	0	0,2	0,2	0,1	0	0,4	0	1
LOI	0,6	0,5	0,8	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	1,5	2,5	0,9	0,4
Total	100,2	100,9	99,77	101	99,74	100,9	100,6	100	100,8	100,8	100,1	100,9
CIPW, minerales normativos.												
Qz	2,7	38,9	18,5	16,8	31,8	15,0	13,3	13,5	0,5	12,7	1,6	9,4
Or	0,7	4,5	4,6	5,6	9,8	5,8	8,4	8,0	1,8	7,7	0,7	2,7
Ab	19,3	31,0	29,7	28,0	27,8	28,7	27,8	23,6	6,5	47,2	28,3	14,2
An	39,4	20,9	29,7	29,9	18,7	27,9	28,7	29,0	3,2	10,7	27,3	40,2
C	-	0,7	-	-	2,2	-	-	-	-	4,9	-	-
Di	9,6	-	2,2	2,2	-	5,7	4,2	6,8	32,0	-	17,9	17,5
Hy	23,3	1,2	10,7	12,3	5,9	11,9	13,0	14,0	21,8	12,2	20,3	11,9
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	3,4	1,5	3,2	3,5	3,0	3,4	3,2	3,4	2,4	2,9	3,0	3,0
Il	1,7	0,5	1,4	1,7	1,1	1,5	1,3	1,6	0,2	0,9	1,1	1,2
Ap	0,1	0,1	0,4	0,4	0,1	0,4	0,4	0,3	0	1,0	0,1	0,2

Muestra	1	4	5	8	9	10	11	15	1	26	29	37
Petrografía	Gabro de dos piroxenos	Tonalita	Cuarzo-diorita	Diorita	Tonalita	Tonalita	Tonalita	Cuarzo-diorita	Gabro de anfíbol	Pórfido andesítico	Andesita	Andesita
Geoquímica	Gabro	Granito	Cuarzo-diorita	Tonalita	Granodiorita	Tonalita	Tonalita	Tonalita	Gabro	Traquiandesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica
Elementos traza (ppm) utilizados												
V	251	14	117	142	99	178	189	221	131	173	223	344
Y	6	3	17	20	33	27	21	19	3	14	12	16
Zr	17	155	130	131	249	143	79	121	4	62	43	32
Nb	1	3	5	5	7	4	3	3	< 1	3	< 1	1
Propiedades Físicas												
T°C	1,200	1,200	1200	1,200	1,200	1,200	1,200	1200	1,200	1,200	1,200	1,200
ρ Líquido	2,7	2,4	2,5	2,5	2,4	2,5	2,5	2,6	2,7	2,5	2,6	2,6
ρ Roca	3,0	2,7	2,8	2,9	2,8	2,9	2,8	2,9	3,0	2,9	3,0	3,0
Índice de diferenciación	-3,7	8,6	3,9	3,7	8,6	3,1	3,4	2,4	-10,5	7,0	-3,9	-3,0
Mg#	0,6	0,4	0,4	0,4	0,3	0,5	0,5	0,5	0,9	0,5	0,7	0,5
Log viscosidad	2,7	6,2	4,3	4,1	5,4	4,0	4,0	3,8	2,3	4,3	2,8	3,2

Capítulo 6

Geología estructural

En el área de estudio hay evidencias de episodios geológicos que han dejado rasgos estructurales característicos por lo menos durante los periodos Jurásico, Cretácico y Terciario, particularmente en el Mioceno. En cada uno de ellos hay registro de actividad magmática y se registra por lo menos un evento regional de deformación. Con la finalidad de trazar una historia a través de los rasgos estructurales, se efectuó un levantamiento geológico a escala 1:25,000 de donde se recabaron datos de foliación, magmática y de deformación, de cizallas de deformación tectónica y de emplazamiento de magma, además de fracturas en rocas intrusivas, cuyo origen puede asociarse con paleoesfuerzos durante el emplazamiento de los plutones. Previo a la adquisición de los datos mencionados, se hizo una interpretación de lineamientos estructurales mediante imágenes satelitales a fin de correlacionar algunos rasgos regionales con los locales.

6.1 Secuencia prebatolítica

Esta secuencia comprende a las unidades lávicas, volcanoclásticas e intrusivas de las sierras El Arco, Cananea y El Veteado, cuya edad más probable es Jurásico (Figura 3). En todas estas unidades hay evidencias de deformación o alteración por la presencia cercana del plutón Calmallí cuyas dimensiones son batolíticas.

6.1.1 Lineamientos estructurales

Los lineamientos son rasgos lineales o incluso alineaciones de rasgos menores, como ventilas, cráteres y cuellos de asociación volcánica, cuyo origen puede ser estructural, fallas o fracturas, o bien litológico, principalmente contactos o estratificación. En esta sección sólo se describen aquellas cuya asociación sea estructural y se presentan en los mapas geológicos (por ejemplo, Figura 32). Tanto en el intrusivo cretácico como en las rocas encajonantes hay rasgos curvilíneos a diferentes escalas, los cuales, en principio, se asocian al emplazamiento del plutón pues, como se describió someramente en la sección 4.2, las rocas prebatolíticas tienen un buzamiento casi vertical hacia el NE. En la secuencia prebatolítica, son más comunes los curvilineamientos en la Sierra El Arco que en las sierras Cananea y El Veteado.

Su diámetro es típicamente menor a 1 km y no siguen algún patrón identificable, por lo que podrían simplemente asociarse a pulsos verticales de la masa intrusiva cretácica que subyace.

Una síntesis de los lineamientos rectilíneos de las tres sierras dominadas por rocas prebatolíticas se presenta en la Figura 33. Las longitudes de dichos rasgos varían entre 300 y 1,500 m. Los lineamientos se ponderaron de acuerdo con su longitud, utilizando una malla de 3.2 x 5.6 km, de manera que en el histograma de la Figura 33, las orientaciones reflejan, tanto el número de rasgos, como sus dimensiones, pues un lineamiento grande que atraviesa “*n*” áreas se contabilizará “*n*” veces. De acuerdo con ese criterio, se contaron 431 lineamientos, los cuales se orientan preferentemente hacia el NNE; la orientación más frecuente (18%) se encuentra entre 0 y 10° y el conjunto entre 0 y 30° representa el 43%. En contraste, la suma de los dos grupos más abundantes con orientación hacia el NW (290-300° y 320-330°) es del 20%. Por inspección simple de las imágenes de satélite, los rasgos orientados NNE tienden a ser paralelos a las sierras y cuencas localizadas al norte, en la costa del Golfo de California, por lo que se puede especular sobre su asociación con la tectónica del rift del Golfo de California. Debe mencionarse también que rasgos similares han sido descritos en otras zonas del extremo meridional del CBP, en el plutón San Jerónimo (Torres-Carrillo *et al.*, 2011).

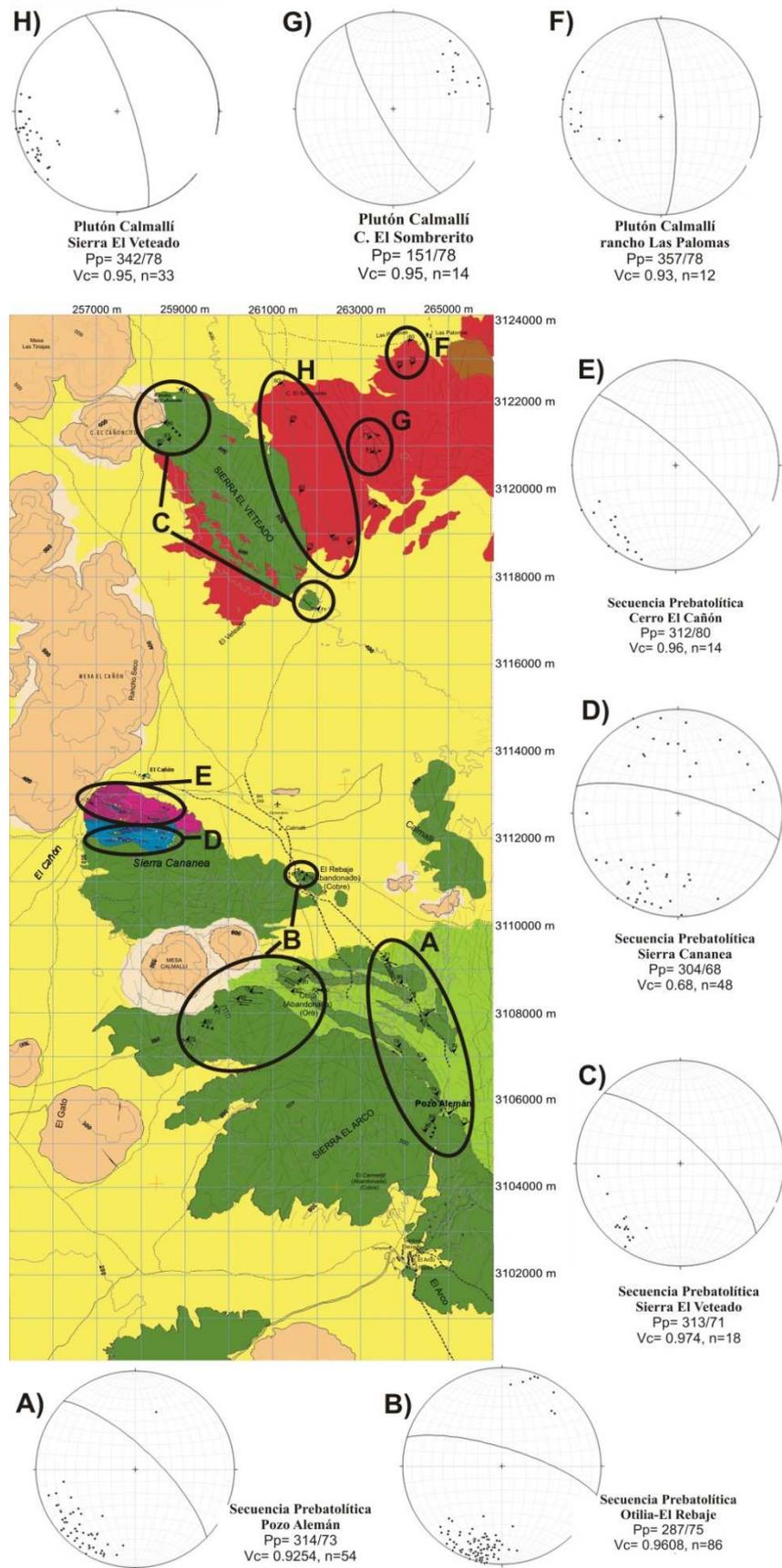


Figura 32. Mapa geológico con estereogramas de foliaciones por deformación para la secuencia prebatolítica y foliación magmática del plutón Calmallí. Abreviaturas: Pp= Plano principal, Vc=Valor de correlación, n= número de datos graficados en cada estereograma.

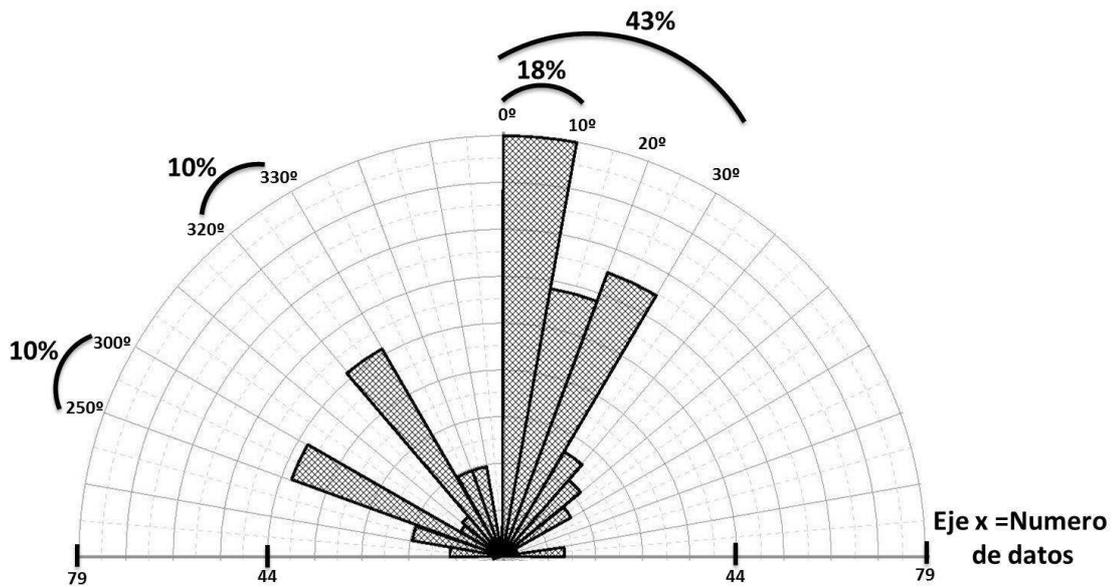


Figura 33. Lineamientos promedio de la secuencia prebatolítica en el área de estudio, donde la mayor parte de ellos se agrupa entre 0-30° (43 %) siendo el rango 0-10° (18%) el dominante. La interpretación se llevó a cabo a partir de 431 lineamientos.

6.1.2 Foliaciones

En el mapa de la Figura 32 se sintetizan gráficamente las foliaciones de las rocas lávicas y volcanoclásticas encajonantes divididas en zonas: Pozo Alemán, Otilia-Rebaje y El Veteado. Es importante hacer notar que las foliaciones son básicamente paralelas a los planos de estratificación, S_0 , según se observa en los contactos entre cuerpos de lava y capas de rocas volcanoclásticas, así como en los contactos entre los horizontes calcáreos y de metatobas. En la zona de Pozo Alemán las foliaciones se midieron en lavas y rocas volcanoclásticas que muestran una deformación penetrativa cuyo plano promedio se orienta 314/73 con un valor de correlación, v.c., de 0.92 (Figura 32A). Hacia el NNW está la zona Otilia-El Rebaje, con una litología donde la abundancia de volcanoclásticos es mayor que en Pozo Alemán. El plano que contiene al promedio de las foliaciones se orienta 287/75 con un valor de correlación de 0.96 (Figura 32B). No obstante que la secuencia de lavas es más competente que la que incluye rocas volcanoclásticas, así como su posición con respecto al frente de deformación que no se conoce, los planos promedio, cuyos v.c. son de 0.92 y 0.96 de ambas zonas difieren 27°. En la Sierra El Veteado (Figura 32C), el plano que contiene el promedio de las foliaciones en metalavas es de 313/71, v.c.=0.97, subparalelo a los resultados de la Sierra El Arco, sugiriendo de esa forma que se trata de estructuras continuas o relacionadas, por lo menos en su estilo de deformación.

Con respecto a la secuencia de rocas ultramáficas formadas por piroxenitas, serpentinitas (peridotitas) y gabros en capas de la parte norte de la Sierra Cananea, el plano promedio que contiene 48 datos, con un v.c. de 0.68, se orienta 304/68 (Figura 32D). Este cuerpo tiene una geometría más errática debido a que los horizontes o capas de serpentinitas son cuerpos dúctiles que pueden producir movimientos diferenciales con rotaciones más acentuados que los observados en otras masas más rígidas, como en el cuerpo masivo de gabro del extremo norte en el Cerro El Cañón. Estas rocas plutónicas máficas son principalmente gabros y no muestran desarrollo de foliación por deformación. En su lugar, lo que es notable es el desarrollo de bandas composicionales y una foliación magmática cuyo plano promedio se orienta 312/80, v.c.=0.96) (Figura 32E), que coincide con las foliaciones por deformación descritas.

Una conclusión parcial a partir de las foliaciones destaca que el paralelismo de la foliación de los conjuntos litológicos de la unidad encajonante metavolcánica y metavolcanoclástica posiblemente se deba a que estas unidades se comportaron como un solo paquete litológico que registra una etapa de deformación compresiva o transpresiva.

6.1.3 Análisis cinemático

Se observa de manera sistemática que las cizallas en la secuencia prebatolítica deformada son básicamente paralelas a la foliación en S_0 . Bajo esa premisa en esta sección se presenta el análisis cinemático de las cizallas de la secuencia encajonante, tanto de las unidades que tienen un comportamiento rígido, como los gabros y algunas lavas, como de las unidades más dúctiles, como las rocas ultramáficas y las secuencias volcanoclásticas de las unidades cretácicas. En la Sierra El Arco, en la zona principalmente de lavas entre la mina La Otilia y el W de la sierra (Figura 34A), el análisis arroja planos nodales orientados 301/60 y 200/72, orientaciones de $\sigma_{1,2,3}$ = 158/35, 353/54, 253/07, respectivamente, con valores característicos de σ_1 y σ_3 de 0.2884 y 0.2411, respectivamente. En lo sucesivo, sólo se hará referencia al “plano de falla” y a los valores característicos de σ_1 y σ_3 seguido de la orientación de los vectores. En el área de El Rebaje, Calmallí, de la Figura 34B, los derrames andesíticos inclinados casi verticalmente, arroja una solución de tipo inverso con plano de falla inversa orientado, $\sigma_{1,2,3}$ = 44/23, 308/13, 191/63 y v.c.= 0.3132 y 0.3008, lo que indica compresión proveniente de NE, que es similar a la foliación promedio, 305/74, con σ_1 con orientación NE. En la Sierra El Veteado (Figura 34C), 6 km al NNW del sitio anterior, las cizallas desarrolladas en la secuencia de lavas también arroja una solución inversa con plano de falla

193/28, $\sigma_{1,2,3}=79/30, 344/15, 219/20$ y v.c.= 0.2515 y 0.2980, que resulta comparable a las soluciones obtenidas en El Rebaje.

En la Sierra Cananea, la geometría es más compleja por la diversidad litológica. El sector en donde se encuentra la mayor parte de las serpentinitas, también se caracteriza por la presencia de fallas de desplazamiento lateral, particularmente bien expuestas en las catas mineras. En el conjunto máfico-ultramáfico se obtuvo una solución cinemática asociada con un plano de falla 255/36, $\sigma_{1,2,3}= 162/09, 72/03, 325/80$ y v.c.= 0.3094 y 0.3559 (Figura 34D). Como se observa en la Figura 34, el plano de falla es paralelo al plano de contacto entre esta unidad máfico-ultramáfica con la más rígida unidad de gabros debido, presumiblemente, a su emplazamiento forzado. Además, el vector del esfuerzo principal máximo también es casi paralelo al obtenido en la zona La Otilia localizada a menos de 4 km hacia el SSE, lo que sugiere su contemporaneidad. La solución cinemática obtenida en las rocas gabróicas del Cerro El Cañón (Figura 34E), al igual que en el conjunto máfico-ultramáfico muestra un plano de falla inversa orientado 268/27, $\sigma_{1,2,3}= 349/21, 83/10, 197/66$ y v.c.= 0.2042 y 0.2362; se observa la orientación colineal del vector σ_1 con respecto a la zona de Otilia. A lo largo de la periferia del cuerpo gabróico del cerro El Cañón se hicieron mediciones adicionales pues en esta porción, las rocas prácticamente no muestran deformación. En esta zona son abundantes las pegmatitas de hornblenda. Tanto el plano de falla orientado 294/64, como los vectores $\sigma_{1,2,3}= 23/19, 114/01, 207/72$ (v.c.= 0.3233, 0.3039) indican una rotación de 34° en sentido horario con respecto a la masa máfica-ultramáfica (Figura 34F).

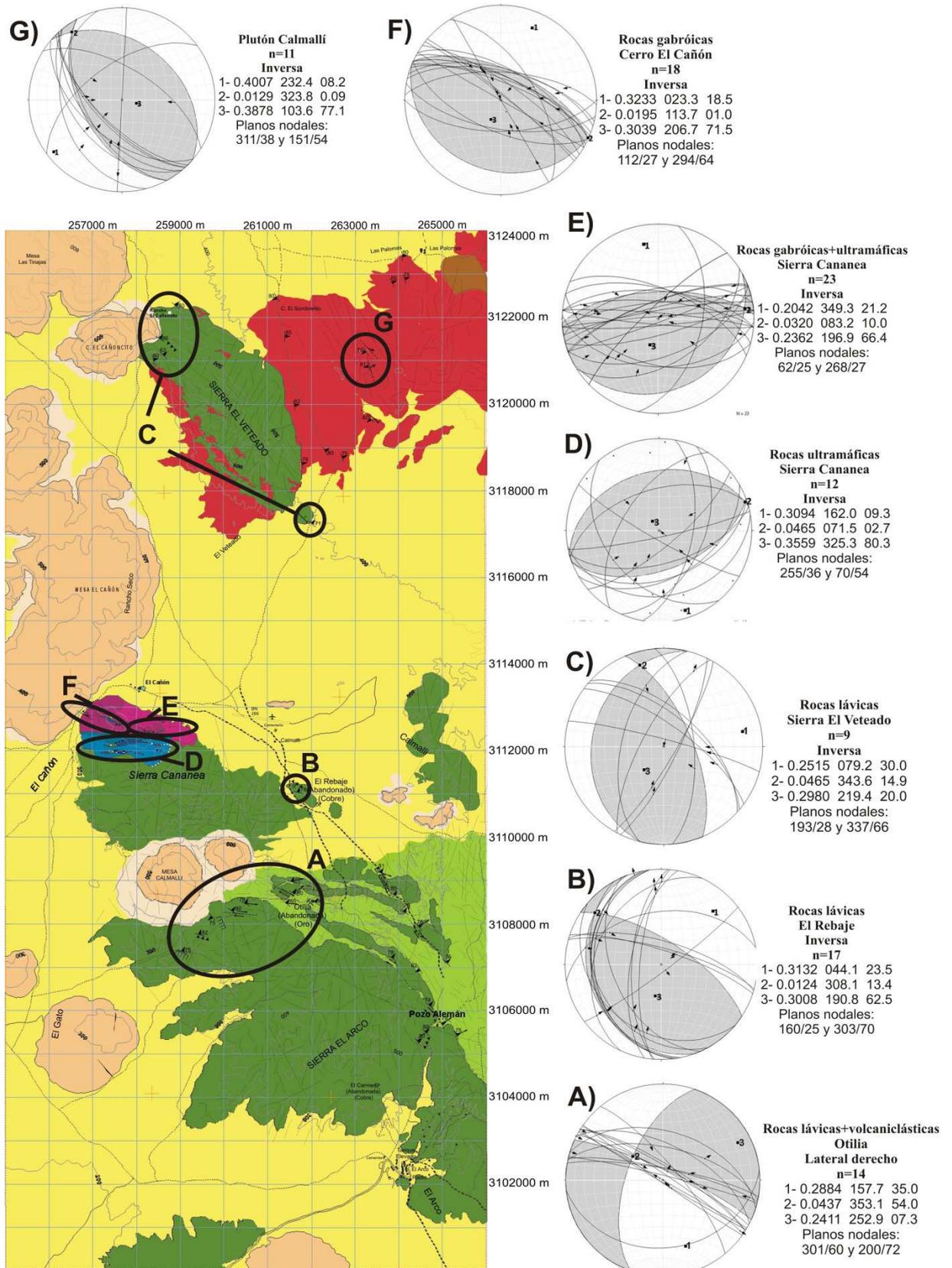


Figura 34. Análisis cinemático de los planos de cizalla de la secuencia prebatolítica y del plutón Calmallí; donde, n = número de datos graficados en cada estereograma.

6.2 Plutón Cretácico Calmallí

La foliación magmática, estimada principalmente a partir de la orientación de cristales máficos, muestra la tendencia del flujo del magma. Con la finalidad de identificar dichos flujos, en esta sección se presenta el análisis de tres sectores del plutón Calmallí. En casi todos los sitios la foliación está muy bien definida, indicando que, en general, las orientaciones cristalinas se llevaron a cabo bajo condiciones de baja viscosidad.

En la fracción más cercana al núcleo, cerca del rancho Las Palomas, en unidades de cuarzodiorita, la viscosidad relativa obtenida en el análisis de los minerales normativos es de 4.31 para la cuarzodiorita, muestra 5, Tabla 7, y se incrementa a 6.21 en la tonalita con alanita, muestra 4. A una temperatura dada, la viscosidad de los magmas está en función directa de la composición, contenido de fluidos y cristalinidad. La composición química de la tonalita que es mayor, indicaría que su estado a dicha temperatura sería “seco” pues el contenido de cristales máficos es de sólo 4%. La orientación de dichos cristales sugiere un dirección de flujo según un plano orientado 357/78, v.c.=0.93, (Figura 32F). Hacia el sur de este sitio, en el cerro El Sombrero, la misma orientación cambia a 151/78 (v.c.=0.95) (Figura 32G). En este sitio, se incluyeron foliaciones formadas por deformación por flujo en el cuerpo de tonalita con granate que además contiene bandas de cuarzo ricas en biotita, el cual pudo haberse emplazado en planos de fractura en el entramado, “mesh”, del frente de solidificación del cuerpo máfico localizado en el NE, hacia el núcleo del plutón. Esta suposición se sustenta en parte en el hecho de que el plutón en este sector está cizallado en la zona más deformada. El análisis de las cizallas arrojan un plano de “falla” orientado 151/54, $\sigma_{1,2,3} = 232/08, 324/01, 103/77$ y v.c.= 0.4007 y 0.3878, (Figura 34G). Como se observa, tanto los planos de foliación como el de las cizallas, son paralelos, lo que sugiere su desarrollo simultáneo.

En una sección de más de 4 km al oriente de la Sierra El Veteado, se efectuó un muestreo sistemático de rasgos estructurales. La foliación magmática en ese sector indica que el plano que contiene a las foliaciones se orienta 342/78, v.c.=0.95, (Figura 32H), similar al obtenido en la zona anterior, y en general, paralelo al borde de la Sierra El Veteado.

Finalmente, al comparar las direcciones de las agrupaciones de lineamientos y fracturas del plutón Calmallí, debe destacarse el marcado paralelismo entre el 35% de los lineamientos orientados hacia el NW con las foliaciones magmáticas (Figuras 35 A y C), así como los lineamientos orientados NNE con las fracturas verticales medidas en el campo orientadas N-S (Figuras 35 A y B). En la clasificación de Closs (1922; en Price y Cosgrove, 1991), se interpreta que las fracturas con dirección NW son “longitudinales” mientras que las orientadas

N30-40E son fracturas “cruzadas” que deben su orientación a la distribución de paleoesfuerzos durante la historia de emplazamiento y cristalización del plutón.

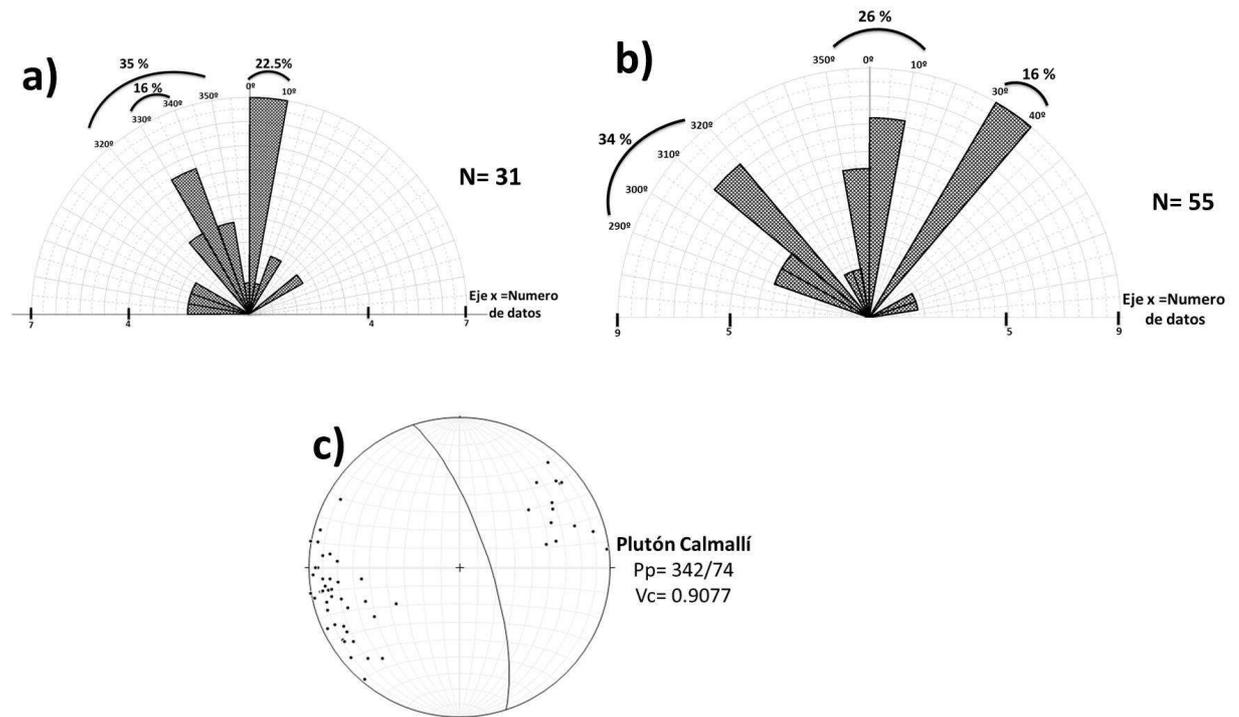


Figura 35. A) Lineamientos promedio del plutón Calmallí en el área estudiada, siendo de 0-10° la mayor concentración de datos, 22.5 %, n= lineamientos interpretados y graficados. B) Orientaciones de fracturas en el intrusivo cretácico, preferencialmente al N-S y N30-40E. C) Foliación promedio del plutón Calmallí, siendo el plano principal 342/74°, donde n=59 foliaciones.

6.3 Secciones estructurales

Para mostrar las relaciones estructurales entre las rocas encajonantes y las rocas plutónicas se hicieron tres secciones con orientación aproximada NE (A-A', B-B', Figuras 6, 36 y 37) que cruzan a las sierras más grandes y una con orientación casi N-S de la zona Cananea-Cañón (Figuras 38).

La sección A-A' de aproximadamente 8 km de longitud cruza la parte NNW de la Sierra El Arco, desde su extremo W hasta la mina La Otilia (Figuras 6 y 36), se trazó con la finalidad de observar las relaciones de contacto entre las rocas volcánicas y volcanoclásticas. La sección está dominada por lavas y sólo en su extremo NE, cerca de La Otilia, es clara la interstratificación con las rocas volcanoclásticas. En el perfil, el conjunto tiene foliaciones muy consistentes cuyo buzamiento varía entre 70° y 82° hacia el NE, excepto un dato cerca de una zona de falla; las orientaciones se indican en los estereogramas sobre la sección, las cuales varían entre 284° y 300° . Se observa de las soluciones cinemáticas que también los planos de falla coinciden con la orientación WNW-WSE con buzamiento casi vertical hacia el NNE. Como se presentó en la sección anterior, las cizallas indican deformaciones por compresión y por movimiento lateral, lo que hace suponer una deformación transpresiva con componente derecho dominante. Además de las soluciones mostradas, en la mina La Otilia aflora un cuerpo de andesita milonitizada compuesta básicamente por clorita con vetillas de cuarzo posiblemente desarrolladas durante el emplazamiento del plutón Calmallí. Esta estructura, en la sección, pone en contacto una fracción de rocas volcanoclásticas metamorfizadas y metandesitas en un plano paralelo al contacto estratigráfico.

La sección B-B'-B'' de aproximadamente 15 km de longitud (Figura 37), atraviesa la Sierra Cananea en la porción donde afloran las rocas ultramáficas y la parte sur de la Sierra El Veteado; a partir de esta sierra corta más de 5 km del plutón Calmallí hasta su núcleo máfico. En la porción SW, correspondiente a la Sierra Cananea, el contacto entre la secuencia máfico-ultramáfica con la lávica se infiere que es por empuje durante la deformación regional. En las Figuras 34 y 37 se muestra que la intrusión de la masa máfico-ultramáfica es forzada, por empuje vertical, probablemente durante la deformación regional. En consecuencia, el contacto con las rocas encajonantes andesíticas tendrían la misma naturaleza. Una observación importante en la porción que corresponde a la Sierra El Veteado y el plutón Calmallí en el cerro El Sombrero se refiere al paralelismo entre la foliación por deformación de las metalavas, la foliación magmática y la orientación NW de una falla inversa en el plutón que sugiere, como en otras partes del sur del Cinturón Batolítico Peninsular (Delgado-Argote *et al.*, 2012), que el emplazamiento del intrusivo del Cretácico fue favorecido por la disposición casi vertical de las capas y planos de deformación de la roca encajonante jurásica.

Entre los objetivos principales de este estudio se hace referencia a la descripción y forma de emplazamiento de las rocas ultramáficas de la Sierra Cananea. En el acercamiento a la zona de la Figura 38, se observa la concordancia entre la distribución de las rocas serpentinizadas y las orientaciones de la foliación y las fallas inversas y de desplazamiento lateral (Figura 34 y

38). La sección estructural muestra que las relaciones de contacto son por fallas y, en particular, se observa que los horizontes de serpentinitas son los cuerpos principales por medio de los cuales las masas de gabros, piroxenitas y peridotitas fueron emplazadas por empuje, unas con respecto a las otras, con movimiento hacia el sur. El contacto entre las lavas de la porción no se observa pero se infiere que sigue el mismo patrón de emplazamiento, mientras que hacia el extremo norte de la sección, el gabro posiblemente cambia gradualmente a diorita y bajo los sedimentos, es probable que el contacto entre lavas, similares a las de la Sierra El Veteado, y dioritas también sea por falla. Los resultados del análisis cinemático confirman los esfuerzos de convergencia mencionados pues los vectores σ_1 obtenidos en la Sierra Cananea y Cerro El Cañón en dirección cercana a N-S (Figura 34).

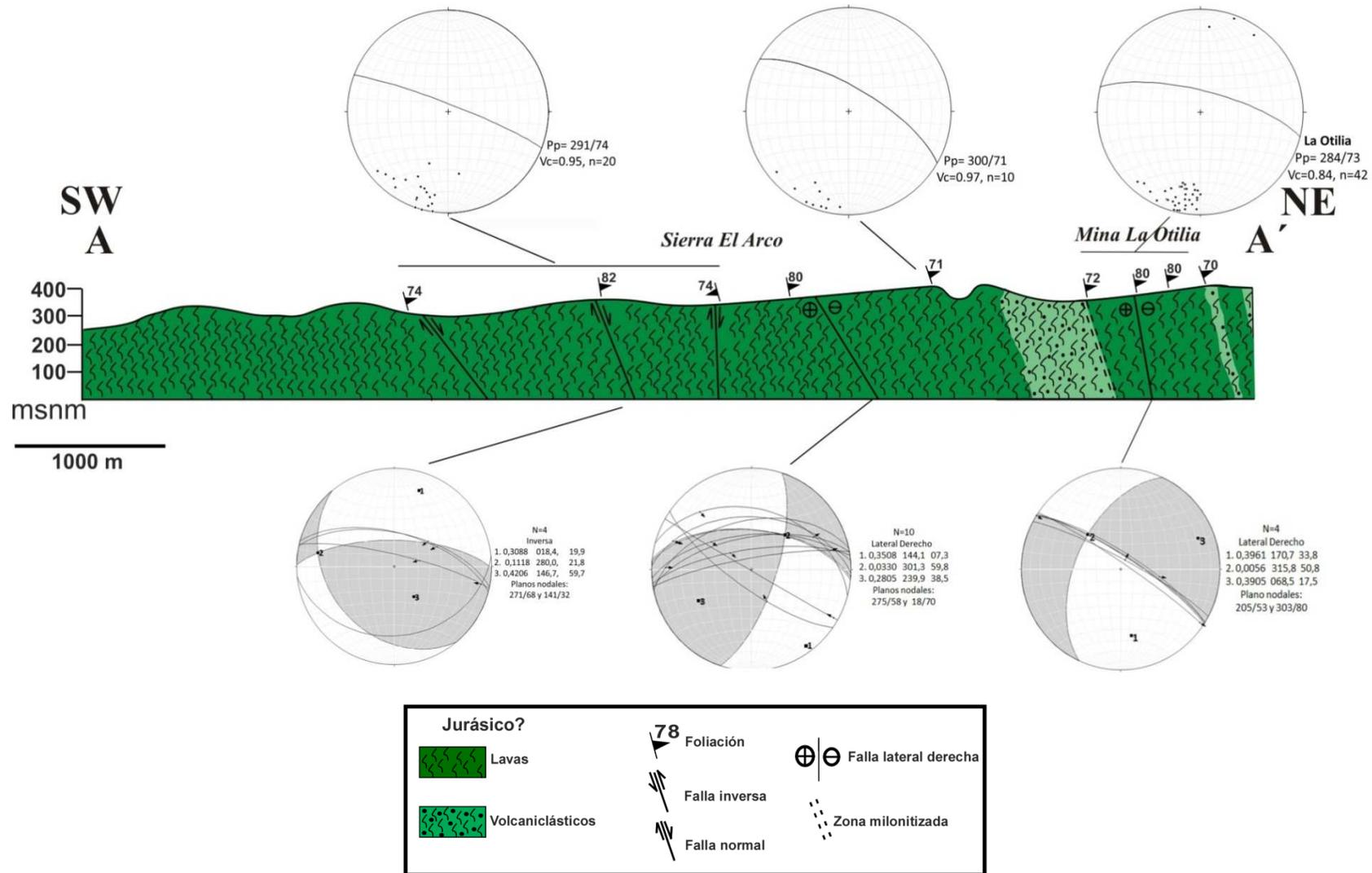


Figura 36. Sección A-A'. En la parte superior se presentan los diagramas correspondientes a la rocas volcánicas y volcanoclásticas de la secuencia prebatolítica. El análisis cinemático se muestra en la parte inferior. Abreviaturas: Pp= plano principal, Vc= valor de correlación, N= número de datos graficados.

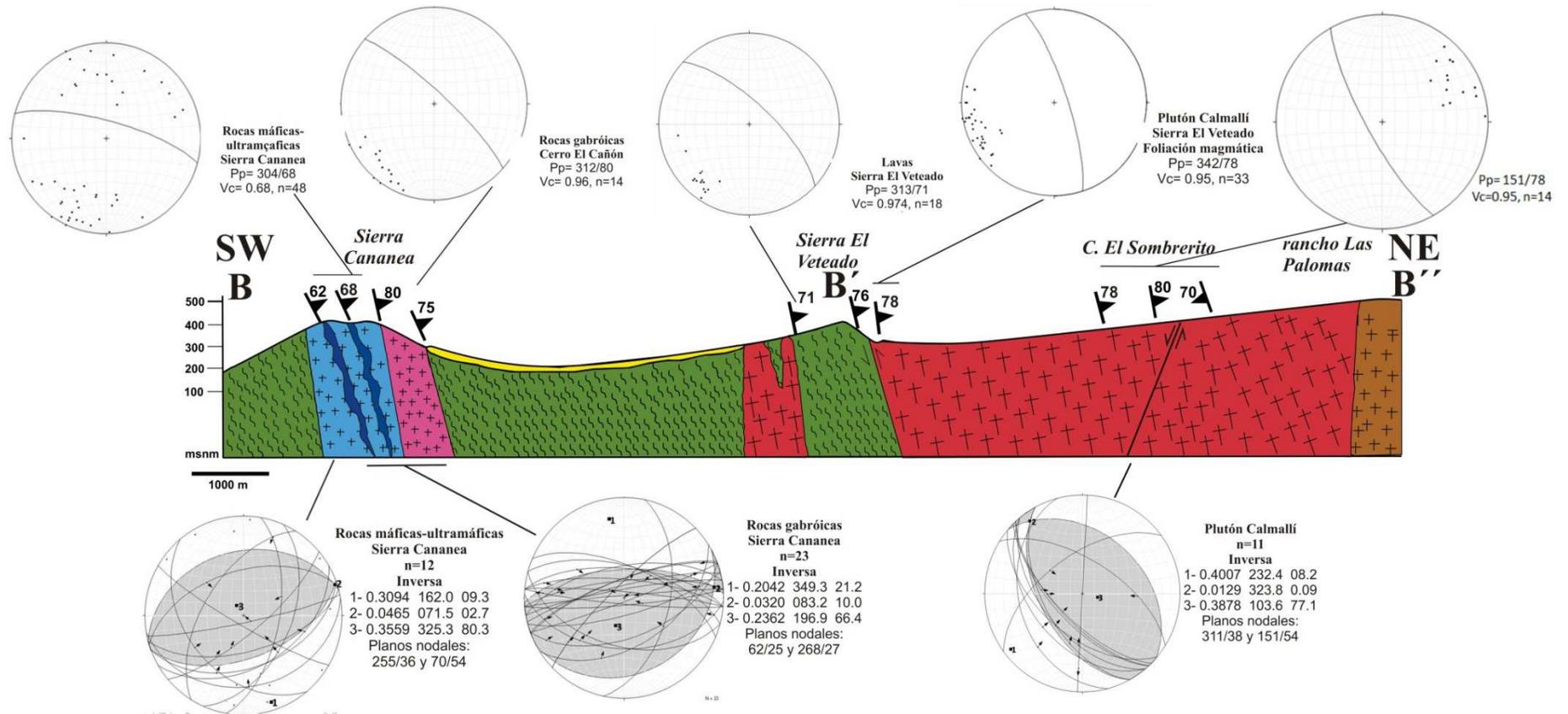


Figura 37. Sección B-B'-B'', En la parte superior se presentan los diagramas correspondientes a la secuencia prebatolítica y del plutón Calmallí. El análisis cinemático se muestra en la parte inferior. Abreviaturas: Pp= plano principal, Vc= valor de correlación, N= número de datos graficados.

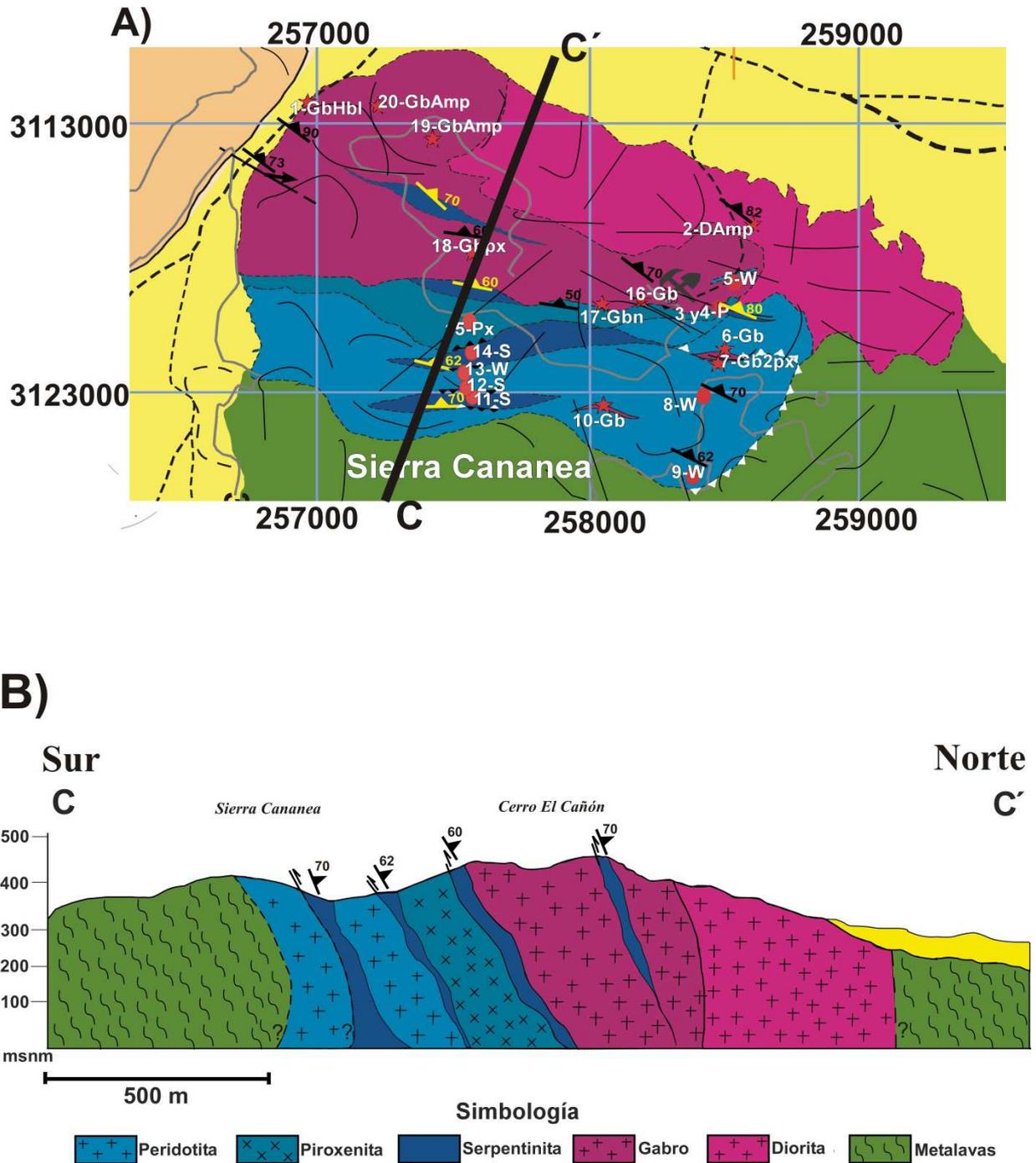


Figura 38. A) Mapa geológico de la Sierra Cananea, mostrando la distribución de las rocas máficas y ultramáficas. B) Sección C-C'. Perfil que cruza la Sierra Cananea y el Cerro El Cañón, mostrando las relaciones de contacto por falla y el aspecto de cuñas de las serpentinitas.

Capítulo 7

Análisis aeromagnético

Con la finalidad de inferir la geometría de los cuerpos intrusivos por debajo de la superficie, se realizó un estudio de anomalías magnéticas a partir de la información aeromagnética del Servicio Geológico Mexicano (2003). Se puede inferir la geometría de cuerpos con propiedades magnéticas distintas a partir de los contrastes de susceptibilidad magnética de distintos minerales y rocas. Según Sharma (1976), las anomalías magnéticas se presentan de manera natural en rocas donde hay, tanto minerales ferromagnéticos como paramagnéticos; ambos pertenecen al grupo de los óxidos de Fe-Ti. La magnetita es el principal mineral que contribuye al magnetismo de las rocas. Debido a que la capacidad de magnetizarse de un cuerpo está relacionada con el contenido de minerales magnéticos y por consiguiente, con sus valores de susceptibilidad magnética, es necesario conocer esos valores en las rocas para poder correlacionar las anomalías magnéticas detectadas a una posible fuente y así mapear unidades extensas de roca en función de esa propiedad. De acuerdo con los análisis petrográficos, así como las estimaciones hechas en el campo con un imán de mano, se sabe cualitativamente que las rocas ultramáficas tienen una susceptibilidad magnética notablemente más alta que las rocas máficas.

Dos trabajos recientes que han correlacionado las propiedades magnéticas de las rocas, la mineralogía y los datos aeromagnéticos cerca de esta región son los de Torres Carrillo *et al.* (2011) y de Avilez-Serrano (2012) y, regionalmente, de un análisis aeromagnético hecho por Langenheim y Jachens (2003) se observa un contraste lineal bien definido entre las zonas ricas y pobres en magnetita de CBP. No obstante que en la región de El Arco aparentemente se observa una discontinuidad en dicha linealidad, no es posible identificar detalles.

Con la información aeromagnética del SGM (2003) se elaboró un mapa con los datos resultantes después de aplicar un filtro “pasa altas frecuencias” de un área de 30 x 40 km (Figura 39) en donde resaltan los altos magnéticos de la Sierra Cananea y lo que en este trabajo se ha identificado como el núcleo del plutón Calmallí, además de contornos orientados hacia el NW, siguiendo la tendencia estructural regional. En dicho mapa los valores de intensidad magnética varían de -1,200 a 2,200 nT.

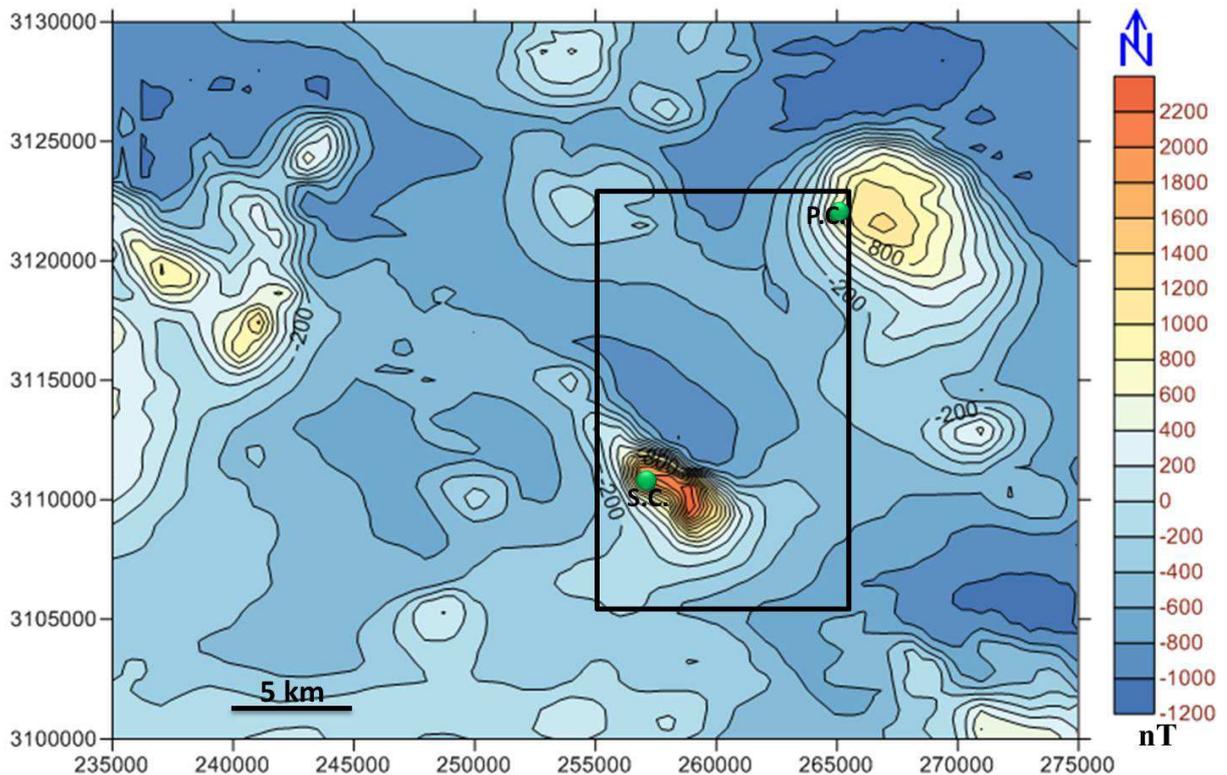


Figura 39. Contornos de intensidad del campo magnético de la Carta Magnética de Campo Total El Arco H12-C82, Baja California, escala 1:50,000 (SGM, 2003); en donde la anomalía central corresponde a la presente en la Sierra Cananea (S.C.). Es de notar la anomalía hacia el NE de la carta, correspondiente a la porción máfica del plutón Calmallí (P.C). El cuadro muestra el área de estudio-

Se siguió el mismo procedimiento en el área de estudio, en donde los valores van desde -600 a 2,200 nT, y se graficaron los contornos de la intensidad del campo magnético a cada 200 nT. Al sobreponer ese mapa de contornos al mapa geológico resulta el de la Figura 40. En esta, resalta notablemente el alto magnético en la Sierra Cananea producido por las rocas ultramáficas y la orientación de los contornos magnéticos mantiene la misma dirección, incluso en donde se encuentra la cubierta volcánica del Mioceno. Y se vislumbra que en la Sierra El Arco y el Veteado las intensidades de campo magnético varían entre -600 nT y -200 nT, mientras que en la Sierra Cananea éstas alcanzan hasta 2,200 nT probablemente por los horizontes ultramáficos serpentinizados.

Para estimar la forma del cuerpo magnético en la Sierra Cananea, es necesario conocer la susceptibilidad magnética del conjunto litológico máfico-ultramáfico. Dicha susceptibilidad se estimó a su vez a través de la expresión:

$$k = B/H, \quad (1)$$

en donde:

k = contraste de susceptibilidad magnética entre el cuerpo máfico-ultramáfico y la roca encajonante,

H = intensidad del campo magnético en nT, obtenido de la Carta Magnética de Campo Total de El Arco, H12-C82, escala 1:50,000 del Servicio Geológico Mexicano,

B = amplitud de la anomalía que genera el cuerpo máfico-ultramáfico.

Para modelar el perfil magnético de la Sierra Cananea, se utilizaron los parámetros de la Carta Magnética de El Arco que consideran que los cuerpos de roca están magnetizados según la dirección del campo magnético actual: intensidad= 45,639 nT; inclinación= 54°09' al norte; declinación= 11°24' al este. De este modo, para el cálculo de la susceptibilidad, k , de la unidad máfica-ultramáfica, la intensidad (H) fue de 45,639 nT y la inducción magnética, B , tomada de los isovalores del mapa de la Figura 40 fue de 1,334 nT; para la unidad volcánica, la intensidad observada es muy cercana a 0, por lo que se optó por modelarla con una susceptibilidad tan baja como $0.05 \times 10^{-2} \text{SI}$ y así poder observar el contraste entre las unidades máfica-ultramáfica e intermedia, diorita o andesita.

Se modeló el perfil A-A' (Figuras 40 y 41) que atraviesa valores máximos, 2,100 nT, en la zona de las rocas ultramáficas, hasta el contorno de -700 nT, presumiblemente en diorita o metandesita, como se muestra en la sección estructural de la Figura 38. El perfil está orientado con un azimut 28° a lo largo de ~3.1 km. En vista de que los cambios litológicos son constantes por el grado de deformación, principalmente de las rocas ultramáficas, se considera en el modelo que la susceptibilidad magnética es constante y homogénea en cada unidad.

En el perfil de la Figura 41 se presenta el modelo cuantitativo que mejor se ajustó a los datos observados. Tomando en cuenta que el cuerpo máfico-ultramáfico tiene una susceptibilidad magnética de $34.21 \times 10^{-2} \text{SI}$, su forma hasta los 700 m de profundidad sugiere una geometría cóncava. Sin embargo, el contacto con las metandesitas tiende a ser más curvilíneo que la frontera casi recta que resulta en el flanco norte de la sierra, lo que sugiere que hacia el sur la masa máfico-ultramáfica profundiza, mientras que en el norte la frontera es estructural y rectilínea, como se sugiere en el perfil de la Figura 38.

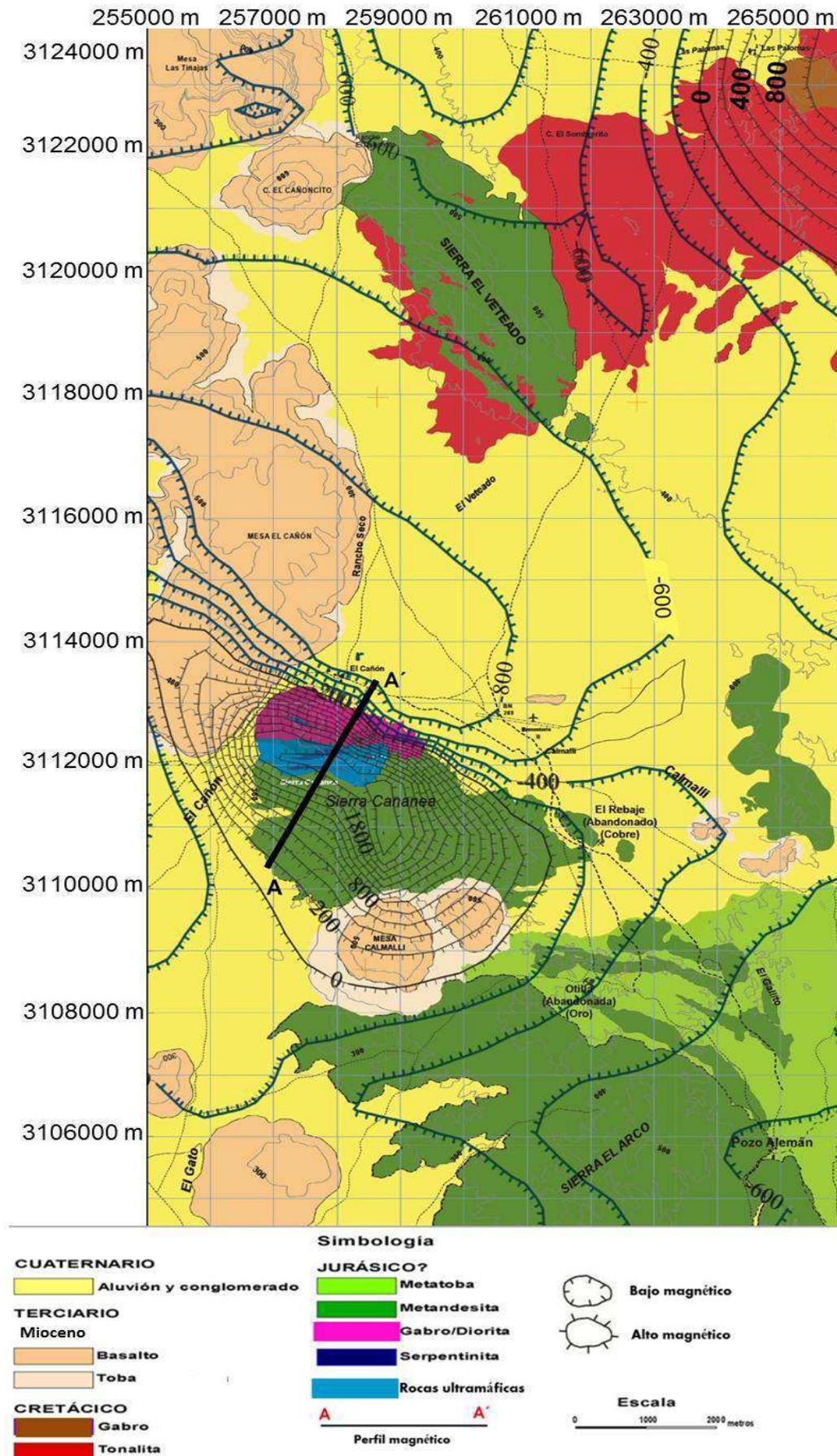


Figura 40. Contornos de intensidad de campo magnético sobrepuesto al mapa litológico, con contornos cada 200 nT. El perfil A-A' cruza la anomalía presente en la Sierra Cananea.

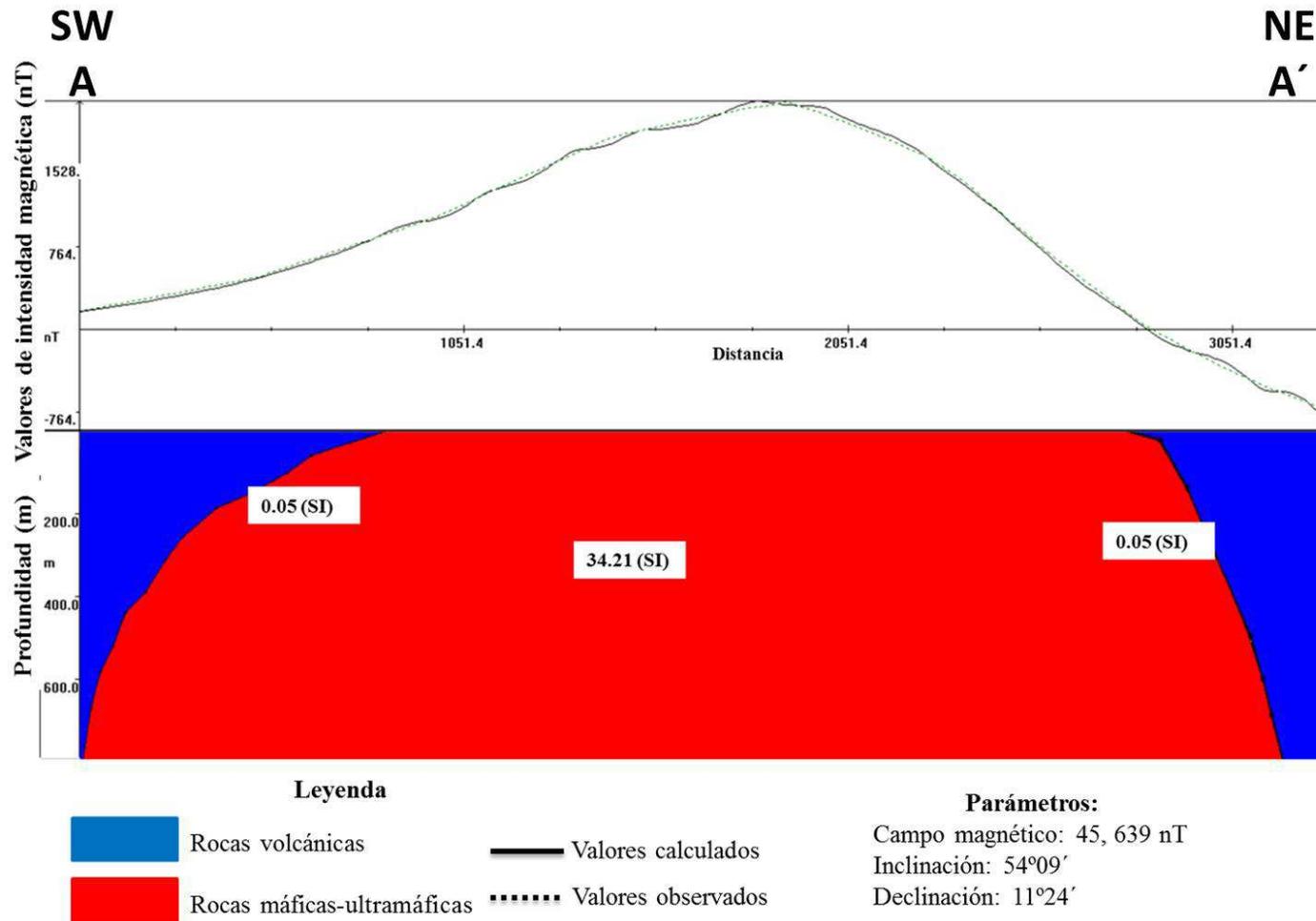


Figura 41. Modelo del perfil magnético A-A'. En la parte superior se compara la respuesta del modelo del perfil magnético observado con el calculado. Las susceptibilidades magnéticas están en, $\times 10^{-2}$.

Capítulo 8

Discusión

El área de estudio se encuentra en la parte más meridional del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), el cual, desde hace tiempo se sabe que se desarrolló en un arco de islas durante el Cretácico (Gastil *et al.*, 1975). Trabajos recientes han mostrado que esta porción del CBP (Torres-Carrillo *et al.*, 2011; Peña-Alonso *et al.*, 2012; Avilez-Serrano, 2012; Delgado-Argote *et al.*, 2012), como en el resto del cinturón, está formada por plutones de geometría diversa, desde simples hasta complejos, normalmente anidados, y cuya mineralogía y características petrofísicas, en particular las magnéticas, dependen de su ubicación con respecto a una línea divisoria más o menos bien definida en la mayor parte del CBP. Dicha línea corresponde a la frontera entre las rocas ricas en magnetita del lado oeste y pobres en magnetita, con frecuencia ricas en ilmenita, del lado oriental (Gastil *et al.*, 1990) y que coincide en general con la frontera entre plutones con gabro en el occidente y tonalítico-granodioríticos en el oriente, según se muestra en la Figura 1 (Schmidt *et al.*, 2002). Uno de los hechos importantes relacionados con la división mencionada se refiere a la edad, composición y rocas intrusionadas por los plutones del CBP. Los plutones de occidente son más antiguos, sus dimensiones son generalmente menores y su composición es más máfica que los orientales. Las rocas encajonantes de los plutones occidentales, que en general no están expuestos en la mayor parte del CBP, en la zona meridional son principalmente jurásicas de asociación con arco de islas (Peña-Alonso *et al.*, 2012; Delgado-Argote *et al.*, 2012). Rocas de esa asociación se describen con cierto detalle en la península de Vizcaíno (Kimbrough y Moore, 2003), las cuales han sido correlacionadas con la secuencia ígnea del distrito minero El Arco (Weber y López, 2005; Valencia *et al.*, 2006). En su momento, Barthelmy (1979) consideró que las rocas encajonantes del plutón Calmallí, que forman parte de la secuencia que aflora en la Sierra El Arco, eran parte de la Formación Alisitos del Cretácico Temprano y presenta en la cartografía de la zona una secuencia formada por rocas máficas y ultramáficas en la parte norte de la Sierra El Arco, nombrada en este trabajo Sierra Cananea.

La secuencia principalmente volcánica e intrusiva máfica más antigua que el plutón Calmallí aflora ampliamente en las sierras El Arco, Cananea y El Veteado (Figura 7). Está formada por lavas, rocas volcanoclásticas e incluso, rocas calcáreas interestratificadas con rocas tobáceas localizadas a pocos kilómetros fuera del área, hacia el norte y NE del área de estudio. Las rocas intrusivas de composición máfico-ultramáfica afloran en porción norte de la Sierra

Cananea (Figuras 7,13 y 14). Las rocas ultramáficas, formadas por peridotitas y piroxenitas están distribuidas en un arreglo de aspecto estratificado cuyo espesor aproximado es cercano a 1.5 km en cuerpos cuya orientación aparente es casi E-W (Figura 9). En concordancia con la deformación de la secuencia prebatolítica, este conjunto de rocas también parece estar en posición inclinada entre 60° y 80° buzando hacia el norte, por lo que se interpreta que el conjunto representa una fracción de una cámara magmática “estratificada” donde las rocas ultramáficas están en la parte inferior y las dioríticas en la superior. El aspecto de las rocas ultramáficas, a pesar de su deformación, es estratificado también, según evidencia la secuencia en capas a diferentes escalas, pocos a decenas de centímetros, con contenidos variables en piroxenos, que son los minerales más notables. Su emplazamiento fue forzado por empuje, favorecido por el desarrollo de serpentinitas que se observan como cuñas entre peridotitas, peridotitas y piroxenitas, piroxenitas y gabros, así como entre cuerpos de gabros, principalmente de gabro. El contacto entre los gabros y la diorita en la parte norte parece ser gradual, mientras que el contacto de las peridotitas de la parte sur, con las metalavas, es presumiblemente por falla, como se observa en el extremo oriental del mismo cuerpo ultramáfico. Las rocas gabróicas de la parte norte varían desde ligeramente foliadas cerca del contacto con las rocas ultramáficas muy deformadas, hasta no deformadas en el extremo norte donde, incluso, su aspecto es de bloques. Las rocas dioríticas tiene una mineralogía similar a la de las lavas, por lo que se considera que tienen una historia común, relacionada con un arco de islas el cual, de acuerdo con Weber y López (2005) y Valencia *et al.* (2006) es primitivo y debió desarrollarse durante el Jurásico, según edades U-Pb en zircones de 164 ± 6.5 Ma de un pórfido granodiorítico.

Aunque la posición estratigráfica de la parte subaérea de la secuencia de arco es difícil de estimar debido a la deformación intensa, la interestratificación de calizas con rocas de origen volcanoclástico indica claramente que las secuencias están inclinadas más de 75° hacia el NE. Considerando dicha inclinación, el espesor de la secuencia entre el SW del poblado El Arco y un cuerpo de calizas al NE de Pozo Alemán es de 15 km. Suponiendo que los efectos de metasomatismo no alteraron sustancialmente la composición química de las lavas sugiere que se trata de andesitas basálticas que se formaron en un arco de islas.

Desde el punto de vista regional, la secuencia volcánica-volcanoclástica es similar, tanto por sus características estructurales como por su litología, a las unidades encajonantes jurásicas identificadas por Avilez Serrano (2012) y Delgado-Argote *et al.* (2012) en una amplia zona que inicia en el rancho Los Corrales, ubicado a tan sólo 12 km del extremo NW de la Sierra El Veteado, hasta la localidad de Nuevo Rosarito. En esta localidad, a 73 km del extremo NW

de la zona de estudio, Peña-Alonso *et al.* (2012) reportan edades por U-Pb en zircón de 140 Ma, las cuales están en contacto tectónico con una serie deformada de intrusivos dioríticos de 151.6 Ma.

Estructuralmente, el área de estudio también es comparable con la zona de más de 4,000 km² analizada por Avilez Serrano (2012) desde la parte occidental del CBP hasta la Sierra La Libertad en el oriente pues, la tendencia NW-SE de las foliaciones, entre 293° y 308°, con buzamientos que superan los 70° entre las sierras El Arco y El Veteado son prácticamente iguales.

Se observa de manera sistemática que las cizallas en la secuencia prebatolítica deformada son básicamente paralelas a la foliación en S_0 . Los planos de falla en la Sierra El Arco son comparables con los de El Rebaje y las rocas gabróicas de El Cañón, cuya orientación es cercana a los 300° (Figura 34), las cuales también son similares a los obtenidos por Avilez Serrano (2012) en las rocas encajonantes de los 14 plutones que reporta. Las orientaciones de σ_1 sugieren variaciones en los esfuerzos de compresión en el cuadrante NE que dependen básicamente de la ubicación y tipo de rocas analizadas.

Las rocas encajonantes están intrusionadas o alteradas hidrotermalmente por el plutón Calmallí, cuyas edades K/Ar en Hbl y Bt varían entre 93 Ma a 117 Ma (Figura 3). La composición de este plutón de naturaleza zonada varía desde gabro en la parte nuclear cerca del rancho Las Palomas, hasta tonalita. La composición tonalítica es dominante y las variaciones más importantes desde el punto de vista mineralógico son las proporciones de hornblenda y biotita. Las tonalitas tienen una composición cálcica metaluminosa, que contrasta con dos muestras peraluminosas. Estas dos últimas destacan por la presencia de granate y alanita y por corindón en la norma, por lo que se interpreta que hay contaminación con rocas sedimentarias ricas en aluminio y que el carbonato ha jugado un papel importante en algunas partes del plutón Calmallí.

De los diagramas Harker de variación se observan tendencias lineales decrecientes en el MgO, CaO y el FeO_t debido al proceso de cristalización fraccionada, al tiempo que el Na_2O+K_2O siguen tendencias opuestas por la cristalización de piroxenos y plagioclasas ricas en Ca. Además, se interpreta de los diagramas CMAS la cristalización fraccionada a partir del gabro, siguiendo una tendencia muy similar a la observada en los diagramas de variación.

El análisis estructural de las foliaciones son consistentes y guardan una orientación N-NW con un promedio ~ 340°, similares a las foliaciones de la secuencia ígnea jurásica encajonante,

lo que sugiere que el emplazamiento del magma estuvo influenciado por las estructuras deformadas de la secuencia prebatolítica. Los planos nodales de una amplia zona de cizalla en el cerro El Sombrerito se orientan 311/38 y 151/45, paralelos a la foliación de la roca encajonante, lo que sugiere una deformación por transpresión.

Como es de esperar, los magmas máficos menos viscosos deben moverse con mayor facilidad y desarrollar estructuras de aspecto circular como los observados en el cuerpo gabrónico localizado al oriente del rancho Las Palomas. Del gabro de ese lugar el análisis de los minerales normativos arroja un valor de viscosidad relativa de 2.71 a 1200°C, la cual contrasta notablemente con la obtenida en las rocas contaminadas más félsicas de 5.42. El lugar de esta última muestra es el sitio de mayor deformación del plutón, en donde se interpreta también que esta fracción del plutón que además contiene bandas de cuarzo ricas en biotita, pudo haberse emplazado en planos de fractura en el entramado, “mesh”, del frente de solidificación.

Desde el análisis aeromagnético de la península de Baja California hecho por Langenheim y Jachens (2003) se observa un contraste lineal bien definido entre las zonas ricas y pobres en magnetita, el cual fue extrapolado hacia el sur de San Pedro Mártir por Gastil *et al.* (1990). Sin embargo, en el área de estudio, aunque se observa una discontinuidad en el trabajo regional, no se pueden apreciar detalles que permitan adelantar una interpretación. Con base en el hecho de que las rocas ultramáficas tienen una susceptibilidad magnética promedio de casi el doble que los gabros y aproximadamente el 30% más que las dioritas promedio (Carmichael, 1989), además de que dicha susceptibilidad puede incrementarse notablemente por la serpentización del olivino, se hizo un mapa con la información aeromagnética del SGM (2003) de contornos de intensidad magnética de un área de 30 x 40 km (Figura 39). En este mapa resaltan los altos magnéticos de la Sierra Cananea y el núcleo gabrónico del plutón Calmallí, así como los contornos orientados hacia el NW, siguiendo la tendencia estructural regional. En dicho mapa los valores de intensidad magnética varían de -1,200 a 2,200 nT. En el área de estudio es muy notable el alto magnético en la Sierra Cananea producido por las rocas ultramáficas y la orientación de los contornos magnéticos mantiene la misma dirección. En esa sierra, cuya litología está dominada por gabro, piroxenita y peridotita, los valores de intensidad de campo magnético alcanzan las 2,200 nT, probablemente por los cuerpos serpentizados. El perfil magnético en esa zona (Figura 41) muestra que el cuerpo máfico-ultramáfico, cuya susceptibilidad magnética se estima en $34.21 \times 10^{-2} \text{SI}$, tiene una forma de aspecto cóncavo hasta los 700 m de profundidad. Su contacto con las metandesitas en la parte sur es más curvilíneo que la frontera casi recta del flanco norte de la sierra, lo que sugiere que

hacia el norte la frontera es estructural y rectilínea asociada con su emplazamiento forzado, como también lo sugiere el análisis estructural.

En síntesis, se interpreta que el plutón zonado Calmallí del Cretácico pertenece a la zona rica en magnetita y de gabro a partir de las líneas divisorias magnetita/ilmenita y gabro/tonalita, respectivamente, que caracterizan al CBP. Se ha propuesto que dichas líneas también guardan una relación estrecha con el basamento atravesado por el magma del arco cretácico Alisitos (Schmidt *et al.*, 2002 y referencias incluidas). Al occidente de dicho límite, el basamento correspondería a un arco jurásico, mientras que en el oriente son rocas principalmente metasedimentarias paleozoicas afines al continente. Se infiere a partir de la contaminación del plutón Calmallí que la zona de contacto entre ambos basamentos se encuentra en o cerca del área de estudio. Las rocas del arco de islas jurásico buzan más de 70° hacia el oriente de forma persistente, exponiendo por lo menos 15 km de espesor y, aparentemente, las rocas de dicho arco magmático ya no están expuestas hacia el oriente de esta zona. El plutón Calmallí, que pertenece al arco Alisitos, tuvo una historia de emplazamiento favorecida por la posición casi vertical de las secuencias plutónicas y volcánicas jurásicas que le imprimieron un arreglo estructural orientado hacia el NW, al igual que otras secuencias similares descritas en el NW de la zona (Avilez Serrano, 2012). Se interpreta que el emplazamiento del plutón cretácico promovió la remoción de elementos metálicos contenidos en las rocas del arco jurásico y los alojó a la largo de zonas de cizalla en donde hay evidencias de alteración hidrotermal.

Capítulo 9

Conclusiones

- La secuencia ígnea metamorfizada a facies de esquistos verdes a anfibolita en las sierras El Arco, Cananea y El Veteado al norte del distrito minero El Arco, pertenecen a una secuencia de arco de islas jurásico. En términos generales la secuencia magmática incluye rocas intrusivas de composiciones ultramáfica, peridotitas y piroxenitas, y máfica, gabros y diorita, así como lavas de composición basáltico-andesíticas y depósitos volcanoclásticos que llegan a tener calizas interestratificadas. Geoquímicamente, la secuencia volcánica jurásica es de afinidad de arco toleítico.
- La orientación hacia el NW de los planos de foliación paralelos a S_0 de la secuencia ígnea encajonante es consistente con la de los planos nodales obtenidos del análisis cinemático de las cizallas, así como con la de los lineamientos estructurales. El espesor estimado de la secuencia de arco jurásica es de 15 km y se estima que es continua hacia el NW prácticamente hasta la costa Pacífico de la península.
- El perfil aeromagnético trazado sobre la Sierra Cananea, en donde las rocas ultramáficas producen una anomalía de hasta 2,200 nT, y sugiere la existencia de una masa de aspecto cóncavo cuyo contacto con metalavas en la parte norte es por falla.
- El Plutón Calmallí forma parte del Cinturón Batolítico Peninsular, es de aspecto aparentemente zonado y su composición varía de gabro de dos piroxenos a cuarzodiorita/tonalita de Bt-Hbl. Químicamente casi todas las rocas analizadas son metaluminosas cálcicas, salvo dos muestras peraluminosas las cuales posiblemente fueron contaminadas por las rocas sedimentarias encajonantes.
- Los diagramas Harker y CMAS de las muestras del plutón Calmallí sugieren procesos de cristalización fraccionada a partir del gabro.
- Las foliaciones magmáticas tienden a ser paralelas a la foliación por deformación de la roca encajonante jurásica, lo que sugiere que su emplazamiento fue controlado en parte por las estructuras de deformación. El análisis de cizallas entre el núcleo del plutón y el borde con la Sierra el Veteado sugiere deformación transpresiva asociada al emplazamiento del plutón.

Referencias bibliográficas

- Allmendinger, R.W., 2012, FaultKinWin Ver. 5.6.3, a program for analyzing fault slip data for Windows™ computers. Recuperado de: www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin-5-beta.
- Allmendinger, R.W., 2012, StereoWin for Windows. Versión 7.3.0. Recuperado de: www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet-7-for-windows/.
- Avilez Serrano, P., 2012, Petrología y ambientes de emplazamiento de los plutones de la zona centro-meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 169 pp.
- Barthelmy, D.A., 1979, Regional geology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California. *En*: Abbott, P.L., Gastil, R.G., Editors, Baja California Geology, Field Guides and Papers, Geological Society of America, 127–136.
- Bergantz, G.W. and Dawes, R., 1994, Aspects of magma generation and ascent in continental lithosphere. *En*: Ryan, M.P., Editors, Magmatic Systems, Academic Press, 291-317.
- Best, M., 2003, Igneous and Metamorphic Petrology. Blackwell Science, 729 pp.
- Brown, M., 1994, The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite to crustally derived granite connection in thickened orogens, *Earth Sciences Reviews*, 36, 83-130.
- Böhnell, H. and Delgado-Argote, L.A., 2000, Paleomagnetic data from northern Baja California (México): Preliminary results from the Cretaceous San Telmo Batholith. *En*: H. Delgado, G. Aguirre and J. Stock, Editors, Cenozoic Tectonics and Volcanism of México, Special Paper 334, Geological Society of America, 157-165.
- Böhnell, H., Delgado-Argote, L.A. and Kimbrough, D., 2002, Discordant paleomagnetic data for Middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: Latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation?, *Tectonics*, 21 (5), 1029-1043.
- Busby, C., 2004, Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico, *Tectonophysics*, 392, 241-277.
- Camarena García, M.A., 2006, Análisis morfológico y estructural de los complejos plutónicos de Baja California central a través de las técnicas de percepción remota. Tesis de Maestría, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 128 pp.
- Carey, S., and Bursik, M., 2000, Volcanic plumes. *En*: Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, 527-544.

- Carmichael, R.S., 1989, Magnetic properties of minerals and rocks. *En:* Carmichael, R.S., Editors, Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, CRC Press, 299-358.
- Cruden, A.R., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere, *Tectonics*, 7, 1091-1101.
- Chávez Cabello, G., Molina Garza, R., Delgado-Argote, L., Contreras Flores, R., Ramírez, E., Ortega Rivera, A., Böhnell, H., and Lee, J., 2006, Geology and paleomagnetism of El Potrero pluton, Baja California: Understanding criteria for timing of deformation and evidence of pluton tilt during batholith growth, *Tectonophysics*, 424, 1-17.
- Deer, W., Howie, R. and Zussman, J., 2013, An introduction to the rock-forming minerals. Third Edition. The Mineralogical Society, 498 pp.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Pérez-Flores, M.A., Fernández-Tomé, R., 1995, Emplacement of the nucleus of the San Telmo pluton, Baja California, from geochronologic, fracture, and magnetic data. *En:* Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., and Roldán-Quintana, J., Editors, Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas, Special Paper 301, Geological Society of America, 191-204.
- Delgado Argote, L. A., P. Avilez Serrano, X. G. Torres Carrillo, T. A. Peña Alonso y B. Weber., 2012, Petrologic features and tectonic context of discrete plutons in the southwestern margin of the peninsular ranges batholith, Mexico. *En:* 2012 GSA Cordilleran Section Meeting. Del 29 al 31 de marzo. Juriquilla, Querétaro, México, Geological Society of America.
- DePaolo, D.J., 1981, 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, 10470-10488.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California, *Geological Society of America Bulletin*, 3, 361-363.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California, *Geological Society of America Memoir*, 140, 170.
- Gastil, R.G., Morgan, G. J., and Krummenacher, D., 1981, The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico. *En:* Ernst, G., Editors, The geotectonic development of California, Prentice-Hall, 1, 284–306.
- Gastil, R.G., Diamond, C.K., Walawender, M.J., Marshal, M., Boyles, C., Chadwick, B., 1990, The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California. *En:* Anderson, J.L., Editors, The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism, Geological Society of America Memoir, 174, 19-32.

- Gastil, R.G., Kimbrough, J., Shimizu, M., and Tainosho, Y., 1994, Origin of the magnetite boundary in the peninsular ranges batholith, southern California, U.S.A. and Baja California, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 157-167.
- González León, C., 1989, Evolución de terrenos mesozoicos en el noroeste de México, *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, 6, 39-54.
- Johnson, S.E., Tate, M.C. and Fanning, M.C., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?, *Geological Society of America Bulletin*, 27, 743-746.
- Johnson, S.E., Schmidt K.L. and Tate, M.C., 2002, Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust, *Lithos*, 60, 187-208.
- Johnson, S.E., Fletcher, J.M., Fanning, C.M., Vernon, R.H., Paterson, S.R., Tate, M.C., 2003, Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Range batholith, Baja California, México, *Journal of Structural Geology*, 25, 1933-1957.
- Kimbrough, D.L., and Moore, T.E., 2003, Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaíno Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, México: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc. *En: S.E. Johnson, S.R. Paterson, J.M. Fletcher, M.S. Girty, D.L. Kimbrough and A. Martin-Barajas, Editors, Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA, Special Paper 374, Geological Society of America*, 43-71.
- Kimbrough, D.L., Smith, S.P., Mahoney, J.B., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, G.R., Ortega Rivera, A. and Fanning, M.C., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California, *Geological Society of America Bulletin*, 29, 491-494.
- Langenheim, V., and Jachens, R., 2003, Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California Rifting, *Geophysical Research Letters*, 30 (11) 1597.
- LeBas, M.J and Streckeisen, A.L., 1991, The IUGS systematics of igneous rocks, *Journal Geological Society of London*, 148, 825-833.
- Le Maitre, R.W., 2002, *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 236 pp.
- López-Martínez, M., Smith, P.E., Weber, B., York, D., Martínez-Müller, R., 2002, Direct dating of the El Arco pyrites by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, *GEOS*, 22, 242.
- Molina-Garza, R.S., Delgado-Argote, L.A., Böhnell, H., Ramírez, E., Ortega, A., Contreras Flores R., 2014, A paleomagnetic transect of the mid-Cretaceous Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *En: Morton, D.M., and Miller, F.K., Editors, Peninsular Ranges*

- Batholith, Baja California and Southern California, Geological Society of America Memoir, 211, doi: 10.1130/2014.1211(23).
- Ortega Rivera, A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California; tectonic implications for western Mexico. *En*: S.E. Johnson, S.R. Paterson, J.M. Fletcher, M.S. Girty, D.L. Kimbrough and A. Martin-Barajas, Editors, Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA, Special Paper 374, Geological Society of America, 297-335.
- Peña-Alonso, T., Delgado-Argote, L., Velasco Tapia, F., Weber, B. y Valencia, V., 2012, Geology and emplacement of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 1-23.
- Pitcher, P., 1987, The nature, ascent and emplacement of granitic magmas, *Journal of the Geological Society of London*, 136, 627-662.
- Price, N.J. Cosgrove, J.W., 1991, *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502 pp.
- Radelli, L., 1989, The ophiolites of Calmalli and the Olvidada nappe of northern Baja California and west-central Sonora. *En*: Abbott, P.L., Editors, *Geologic Studies in Baja California, The Pacific Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 79-89.
- Rangin, C., 1978, Speculative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to northeastern Sonora (Mexico). *En*: Howell, D.G. y McDougall, K.A., Editors, *Mesozoic paleogeography of the western United States: Pacific Coast Paleogeography Symposium 2*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 85-106.
- Rangin, C., 1981, Aspectos geodinámicas de la región noroccidental de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 5, 186-194.
- Rendón Márquez, G., 1991, *Técnicas de preparación de rocas y minerales*, CICESE, Reporte Interno, 32 pp.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352 pp.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Johnson, S.E. and Paterson, S.R., 2002, Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith. *En*: Barth A., Editors, *Contributions to Crustal Evolution of the Southwestern United States*, Geological Society of America, Special Paper, 365, 49-71.
- Schmidt, R., 2000, Seamounts and island buildings. *En*: *Encyclopedia of volcanoes*, Sirgudsson, H. Academic Press, 383-402.
- Schmincke, H.U., 2004, *Volcanism*. Springer, 324 pp

- Sedlock, R., Ortega Gutierrez, F., Speed, C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, Special Paper 278, Geological Society of America, 153.
- Sedlock, R., 2003, Geology and tectonics of the Baja California Peninsula and adjacent areas. *En*: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martin-Barajas, A., Editors, Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA, Special Paper 374, Geological Society of America, 1-43.
- Servicio Geológico Mexicano, 2003, Carta Geológica-Minera El Arco H12-C82, Baja California. Escala 1:50,000. Recuperado de: www.mapserver.sgm.gob.mx/cartas_impresas/productos/cartas/cartas50/geologia50/pdf/141_H12-C82_GM.pdf
- Servicio Geológico Mexicano, 2003, Carta Magnética de Campo Total El Arco H12-C82, Baja California. Escala 1:50,000. Recuperado de: www.mapserver.sgm.gob.mx/cartas_impresas/productos/cartas/cartas50/geofisica50/pdf/141_H12-C82_GF.pdf
- Sharma, P. V., 1976, Geophysical methods in geology. Elsevier, 429 pp.
- Silva, J. M., 1983, Resultados de la exploración geoquímica en el proyecto El Arco, B.C.N. Distrito minero Arco-Calmallí, Industrial minera México, S. A., Reporte Interno, 97-144.
- Silver, L.T. and Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America, Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences, 79, 105-121.
- Smith, T.E., Huang, C.H., Walawender, M.J., Cheung, P. and Wheeler, C., 1983, The gabbroic rocks of the Peninsular Ranges Batholith, southern California: Cumulate rocks associated with calc-alkalic basalts and andesites, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 18, 249-278.
- Symons, D.T.A., Walawender, M.J., Smith, T.E., Molnar, S.E., Harris, M.J. and Blackburn, W.H., 2003, Paleomagnetic and geobarometry of the La Posta pluton, California. *En*: S.E. Johnson, S.R. Paterson, J.M. Fletcher, M.S. Girty, D.L. Kimbrough and A. Martin-Barajas, Editors, Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA, Special Paper 374, Geological Society of America, 135-155.
- Terra Softa, 2009, Igpert for Windows, versión 2009. Recuperado de: www.rockware.com/product/overview.php?id=102.
- Todd, V.R., Shaw, S.E., 1985, S-type granitoids and an I-S line in the Peninsular Ranges batholith, southern California, Geological Society of America Bulletin, 13, 231-233.
- Todd, V.R., Erskine, B.G., and Morton, D.M., 1988, Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges batholith, southern California. *En*: Ernst, W.G., Editors, Metamorphism and crustal evolution of the western United States, 7 (32), 894-937.
- Torres-Carrillo, X., Delgado-Argote, L., Espinosa-Cardena, J., y Romo-Jones, J., 2011, Análisis geológico y aeromagnético de las concentraciones anómalas de Fe en el plutón San

- Jerónimo en el Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 487-501.
- Valencia, V., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J., López Martínez, M., 2006, Re-Os and U-Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico: Implications for the Jurassic tectonic setting, *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 39-51.
- Walawender, M.J., Smith, T.E., 1980, Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges batholith, southern California, *Journal of Geology*, 88, 233-242.
- Weber, B., López, M., 2005, Pb, Sr, and Nd isotopic and chemical evidence for a primitive island arc emplacement of the El Arco porphyry copper deposit (Baja California, Mexico), *Mineralium Deposita*, 40, 707-725, doi: 10.1007/s00126-005-0028-4.
- Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., Paterson, S.R. and Herzing, Ch., 2002, Tectonic implications for the along-strike variation of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, *Geological Society of America Bulletin*, 30, 247-250.
- Wetmore, P.H., Herzing, Ch., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K.L., Schultz, P.W. and Paterson, S.R., 2003, Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *En: Johnson, S.E.; Peterson, S.R., Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martín-Barajas, A., Editors, Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA, Special Paper 374, Geological Society of America, 93-116.*
- White, A.J.R., Clemens J.D., Holloway, J.R., Silver L.T., Chappell B.W. and Wall V.J., 1986, S-type granites and their probable absence in southwestern North America, *Geological Society of America Bulletin*, 14, 115-118.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*. Unwim Hyman, 450 pp.