

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Análisis geológico y paleomagnético de los plutones Calmallí y
La Polea, Baja California central, emplazados en la probable
zona de yuxtaposición entre el arco de islas del Jurásico y el
margen continental del occidente de México**

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

Presenta:

Doris Karina Gómez Alvarez

Ensenada, Baja California, México
2017

Tesis defendida por
Doris Karina Gómez Alvarez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Codirector de Tesis

Dr. Harald Norbert Böhnel
Codirector de Tesis

Dr. Bodo Weber

Dr. Rodrigo Méndez Alonzo



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

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Doris Karina Gómez Alvarez © 2017

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Doris Karina Gómez Alvarez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología

Análisis geológico y paleomagnético de los plutones Calmallí y La Polea, Baja California central, emplazados en la probable zona de yuxtaposición entre el arco de islas del Jurásico y el margen continental del occidente de México

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Codirector de tesis

Dr. Harald Norbert Böhnel
Codirector de tesis

Los plutones Calmallí (CAL) y La Polea (LPO) son intrusivos yuxtapuestos del extremo sur del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), al norte de la sierra El Arco, Baja California (~28°N). CAL tiene un núcleo máfico de ca. 100.4 Ma, rodeado por rocas tonalíticas de ca. 102.2-104.8 Ma, típico de los plutones occidentales del CBP. LPO está formado por rocas granodioríticas a graníticas que se asocian al plutón Las Lagunitas de dimensiones batolíticas de ca. 92 Ma, el cual se emplaza en una zona que se presume es de transición porque se encuentra entre terrenos que comparten litologías del arco Jurásico-Cretácico y paleozoicas continentales. En la región de San Pedro Mártir (~31°N) dicha zona representa una sutura que ocurrió hace ca. 105 Ma. Estudios recientes sobre la paleoposición de rocas intrusivas en 31°N, entre los plutones San José y San Pedro Mártir, y en el plutón Compostela (~29°N), encuentran rotaciones en sentido horario de 13°-45° y 16°.4, respectivamente, que se explican por deformación tectónica en la zona de transición. Con base en esas observaciones, se analizaron 15 sitios de CAL y cinco de LPO para evaluar la paleoposición de los plutones emplazados cerca del periodo del fenómeno de sutura. Se utilizaron los métodos de desmagnetización por campos alternos y desmagnetización térmica tomando como referencia el paleopolo para Norteamérica de 100 Ma y 90 Ma. Se obtuvo una pequeña diferencia entre la dirección media del campo geomagnético de ambos plutones y la actual: rotación diestra de $10.7^{\circ} \pm 14.9$ y diferencia de inclinación de $11.5^{\circ} \pm 18.2$ en CAL y rotación diestra de $6.4^{\circ} \pm 17.2$ y diferencia de inclinación de $15.9^{\circ} \pm 20$ en LPO. Como en las latitudes 31°N y 29°N, las rotaciones son horarias y las inclinaciones sugieren un levantamiento del NE. Los resultados de las rotaciones pueden relacionarse con un régimen transpresivo NW contemporáneo al emplazamiento de los plutones, mientras que las diferencias en las inclinaciones se pueden relacionar con la desestabilización isostática asociada con alta producción de magma a finales del Cretácico, así como a levantamiento desde el Escarpe del Golfo.

Palabras clave: Cinturón Batolítico Peninsular, plutón Calmallí, plutón La Polea, paleomagnetismo, Baja California.

Abstract of the thesis presented by **Doris Karina Gómez Alvarez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology

Geologic and paleomagnetic analysis of the Calmallí and the La Polea plutons in central Baja California, emplaced in the zone of juxtaposition between the Jurassic island arc and the western continental Mexico

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Thesis codirector

Dr. Harald Norbert Böhnel
Thesis codirector

The Calmallí (CAL) and the La Polea (LPO) plutons are juxtaposed intrusives located in the southern part of the Peninsular Ranges Batholith (PRB), north of the Sierra El Arco, Baja California (~28°N). The CAL plutonic suite has a ca. 100.4 Ma old mafic core surrounded by ca. 102.2-104.8 Ma old tonalites. Such zonation is a typical feature of the plutons of the western PRB. The LPO pluton is a granodioritic to granitic intrusive interpreted to be associated to the ca. 92 Ma old Las Lagunitas batholith that is emplaced in a presumed zone of transition between terranes showing Jurassic-Cretaceous arc and continental Paleozoic lithologies. In the San Pedro Mártir region (~31°N) the zone of transition represents a suture that took place ~105 Ma ago. Recent studies about the paleoposition of intrusives at ~31°N, between the San José and the San Pedro Mártir plutons, and the Compostela pluton at ~29°N, yield clockwise rotations of about 13°-45° and 16.4°, respectively. Such movements are explained by tectonic deformation in the transition zone. Based on that observations, we analyzed 15 sites from the CAL pluton and five from the LPO pluton to evaluate their paleoposition because they were emplaced near the time of the suture process. We obtained the characteristic remanent magnetizations (ChRM) following the detailed stepwise alternating magnetic field (AF) and thermal demagnetization methods. Each pluton was compared with respect to the reference pole of North America at 100 Ma and 90 Ma. Both plutons yield a little difference between the reference paleopole and the virtual geomagnetic pole: a clockwise rotation of $10.7^{\circ} \pm 14.9$ and a difference of inclination of $11.5^{\circ} \pm 18.2$ in the CAL pluton, and a clockwise rotation of $6.4^{\circ} \pm 17.2$ and a difference of inclination of $15.9^{\circ} \pm 20$ in the LPO pluton. Rotations can be related to a NW transpressive deformation that is coeval to the emplacement of the plutons during early Late Cretaceous time. The difference in inclination suggest an uplifting process associated to isostatic instability related to the high production of magma rate at the end of the Cretaceous and the development of the Gulf Escarpment as well.

Keywords: peninsular Ranges Batholith, Calmallí pluton, La Polea pluton, paleomagnetism, Baja California

Dedicatoria

A la memoria del abuelito "Panchi",

Don Francisco Gómez.

*Gracias por las risas y el ritmo de la marimba que
siempre llevaré en el corazón*

.

Agradecimientos

Agradezco al Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y a la División de Ciencias de la Tierra, por haberme permitido ser parte de la comunidad pelícano y realizar mis estudios de Maestría. Gracias al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca No. 20910, otorgada durante la realización de este trabajo, así como al financiamiento de los proyectos 644288 (CICESE) y 23597 (CONACyT) otorgados al Dr. Luis A. Delgado Argote.

Es muy grato concluir este trabajo y etapa sabiendo que durante todo este tiempo estuve rodeada de personas que han sido excelentes mentores. Es por eso que quiero agradecer especialmente a mi co-director de tesis el Dr. Luis Alberto Delgado Argote, quien desde hace tiempo ha sido un gran ejemplo de ética profesional y en la vida. Mil gracias por la paciencia, las asesorías, las increíbles salidas de campo y compartir su tiempo, ha sido una experiencia inigualable. También quiero agradecer a mi codirector el Dr. Harald Böhnell por sus gratos recibimientos y asesorías durante mis estancias académicas en la UNAM, campus Juriquilla, así como por su tiempo en la revisión y valiosos comentarios a este trabajo.

A la Dra. Xóchitl Torres quien ha sido mi asesora no-oficial y que siempre estuvo en la mejor disposición para ayudarme. Muchísimas gracias por los consejos, el apoyo incondicional en todo momento y sobre todo por una amistad tan sincera.

A mis sinodales el Dr. Bodo Weber y el Dr. Rodrigo Méndez Alonzo por sus comentarios durante las discusiones de este trabajo que ayudaron a mejorarlo y por su tiempo invertido a la revisión del mismo.

Al personal técnico y administrativo de la División de Ciencias de la Tierra, especialmente a Gabriel Rendón, Luis Gradilla y Víctor Pérez por su valioso apoyo en la elaboración de láminas delgadas, análisis de muestras en el laboratorio petrográfico y en el microscopio electrónico de barrido, así como a Ivonne Pedrín Morales por todo el apoyo y atención brindada a largo de mi estancia en CICESE.

Agradezco especialmente a Diego Tamayo, mi compañero de vida, quien ha sido pilar durante todo este tiempo. Gracias por no dejarme caer y enseñarme la claridad cuando todo se nublaba ante mis ojos. Ha sido un proceso de altas y bajas, pero eso sí, de un aprendizaje brutal para ambos. Gracias por las risas, la música, nuestra familia y por permitirme saber que todo es mejor cuando vamos de la mano.

A mi hermana Claudia por el apoyo moral y económico durante este tiempo, a mi padre Amado Bernardo, a mi madre María Aurora y a mi hermana Aurora por el apoyo y amor incondicional de toda la vida. Gracias infinitamente, los amo.

No puede faltar un agradecimiento especial al equipo plutón: Manuel Contreras, Diego Tamayo, Ángel Ojeda, Xóchitl Torres, Esteban Tizado y Marlyne Jaimes. A los cuatro primeros un agradecimiento “plus” por su compañía y valiosa ayuda durante las salidas de campo donde compartimos tantas risas, ideas, discusiones, frustraciones y hasta enfermedades y un radiador roto. ¡Un millón de gracias!

Agradezco a todos mis amigos del CGeo que se encargaron de hacer de mis estancias en Querétaro una experiencia increíble: Rosario, Violeta, Walter, Manuel y Daniel. Finalmente agradezco enormemente a todos los amigos que, estando tan lejos de todo, se vuelven la familia adoptada de Ensenada: Estrella, Daniela, Víctor Hugo, Sergio, Hebert, Marianita, Mayra, Eliana, Yessica, Gerardo, Claudia Quinteros, Javier, Mowgly, Esteban, Laura, Abel, Fernando, Olaf, Yazbel y muchos más.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	x
Lista de tablas.....	xvi
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Geología regional.....	3
1.1.1 Zona occidental.....	3
1.1.2 Zona oriental.....	4
1.2.3 Zona transicional.....	4
1.2 Antecedentes de estudios paleomagnéticos en el CBP.....	5
1.3 Hipótesis.....	8
1.4 Objetivos.....	8
1.4.1 Objetivos particulares.....	8
Capítulo 2. Marco teórico.....	9
2.1 Introducción a las teorías de superintercambio magnético.....	9
2.1.1 Propiedades magnéticas de óxidos de Fe-Ti.....	9
2.1.2 Saturación magnética y Temperatura de Curie.....	11
2.1.3 Relajación magnética y Temperatura de bloqueo.....	11
2.1.4 Dominios magnéticos.....	12
2.1.5 Ciclo de histéresis.....	14
2.1.6 Magnetismo natural remanente.....	15
2.2 Principales óxidos de Fe-Ti.....	16
2.2.1 Grupo de la Espinela.....	16
2.2.2 Titanomagnetitas ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$).....	17
2.2.3 Titanohematitas ($Fe_{2-y}Ti_yO_4$).....	18
2.2.4 Maghemita (γFe_2O_3).....	19

Capítulo 3. Metodología.....	20
3.1 Trabajo de campo y cartografía.....	20
3.2 Análisis estructural.....	20
3.3 Análisis petrográfico.....	21
3.4 Análisis y descripción de óxidos de Fe-Ti.....	21
3.5 Medición de susceptibilidad magnética.....	22
3.6 Paleomagnetismo.....	22
3.6.1 Desmagnetización por campos alternos (AF).....	24
3.6.2 Desmagnetización térmica.....	25
3.6.3 Procesamiento de datos.....	26
3.6.4 Campo termomagnético.....	27
Capítulo 4. Descripción geológica del área de estudio.....	28
4.1 Plutón Calmallí.....	31
4.1.1 Gabro.....	33
4.1.2 Diorita.....	33
4.1.3 Cuarzodiorita y tonalita.....	34
4.2 Plutón La Polea.....	34
Capítulo 5. Geoquímica.....	38
5.1 Elementos mayores.....	39
5.1.1 Diagramas de discriminación de granitos.....	42
5.1.2 Diagramas Harker.....	43
5.2 Tierras Raras.....	45
Capítulo 6. Geología estructural.....	48
6.1 Foliación magmática.....	48
Capítulo 7. Análisis magnético.....	51
7.1 Análisis de óxidos.....	51
7.1.1 Identificación de minerales magnéticos y texturas.....	52
7.2 Susceptibilidad magnética.....	59
7.3 Comportamiento del campo termomagnético (Curvas de Curie).....	62

Capítulo 8. Paleomagnetismo.....	66
8.1 Resultados paleomagnéticos.....	66
8.1.1 Plutón Calmallí.....	66
8.1.2 Plutón La Polea.....	70
Capítulo 9. Discusión.....	73
10. Conclusiones.....	80
Literatura citada.....	82
Anexos.....	89

Lista de figuras

Figura	Página
1.1 Mapa geológico simplificado de la zona meridional del Cinturón Batolítico Peninsular. Se muestran los basamentos de las provincias tectonostratigráficas y el arco volcánico Cretácico Alisitos según Schmidt et al. (2002), así como las rocas jurásicas volcánicas de la región Nuevo Rosarito-El Arco (JNR-A; Avilez-Serrano, 2012). Se observa la distribución de los plutones de la región meridional del CBP: PP=Punta Prieta; NR=Nuevo Rosarito; SB=San Borja; COM=Compostela; LU=La Unión; SJ=San Jerónimo; LR=La Rinconada; SP=San Pedro; LL=Las Lagunitas; CAL=Calmallí; LPO=La Polea. Otras abreviaturas: rancho El Cañón=EC y sierra El Arco=sEA. En la figura insertada se presenta el norte de la península y extremo sur de California, E.U.A. indicando la ubicación del plutón La Posta, sierra San Pedro Mártir (31°N) y las divisiones de las líneas magnetita/Ilmenita (línea roja) y gabro/tonalita (línea azul) según Gastil (1983) y Gastil et al. (1990).....	2
1.2 Mapa geológico del sur del Cinturón Batolítico Peninsular (Modificado de Ojeda-García, 2016). Se presentan los plutones y sus edades: NR=Nuevo Rosarito; SB= San Borja; COM=Compostela; LU=La Unión; LR=La Rinconada; SP=San Pedro; LL=Las Lagunitas; CAL=Calmallí; LPo=La Polea. Rancho El Cañón=EC y sierra El Arco=EA. Edades U-Pb según: a) Torres-Carrillo et al. (2016); b) Peña-Alonso et al. (2012); c) Torres-Carrillo et al. (2011); d) Delgado-Argote et al. (2007); e) Torres-Carrillo et al. (2016); f) Kimbrough et al. (2015); g) Contreras- López (2016); h) Contreras- López (2016); i) Kimbrough et al. (2001).....	7
2.1 a) Diagrama de magnetización inducida (J) contra el campo magnético externo (H). Se indica el comportamiento de los diferentes materiales con base en su estructura magnética. La línea roja representa los materiales ferromagnéticos con una susceptibilidad magnética mayor y su momento de saturación magnética (Js); Arreglos magnéticos b) ferromagnético; c) ferrimagnético; d) antiferrimagnético. Modificado de Butler (2004).....	10
2.2 Curvas de saturación magnética contra temperatura para magnetita y hematita. Se observa que para la magnetita la temperatura de Curie se encuentra ~580°C y para la hematita ~680°C. Modificado de Butler (2004).....	11
2.3 a) esfera de un material ferromagnético subdividido en dominios magnéticos. Las flechas muestran las direcciones de magnetización dentro de dominios magnéticos individuales; b) rotación de los momentos atómicos en una pared de dominio. Las flechas indican los momentos magnéticos atómicos. Modificado de Butler (2004)	13
2.4 a) Ciclo de histéresis; b) dirección de magnetización de partículas SD, pertenecen al punto 1 en el ciclo de histéresis, su orden es aleatorio. Las flechas largas i indicadas por H corresponden al campo magnético externo aplicado; c) dirección de magnetización de partículas en el punto 2 del ciclo de histéresis, las partículas alcanzan la saturación magnética; d) dirección de magnetización en el punto 3 del ciclo de histéresis. Se ha removido el campo magnético externo, las partículas ahora tienen una magnetización	

	remanente (J_r); e) dirección de magnetización de las partículas en el punto 4 del ciclo de histéresis. La magnetización (J) es cero. Se expone a un campo magnético en dirección contraria y las partículas giran, aunque no por completo hacia la nueva dirección. Modificado de Butler (2004).....	14
2.5	Fórmula general de la espinela y los iones divalentes (ocho sitios) y trivalentes (16 sitios) que pueden ocupar los sitios A y B. Corresponde a la estructura de una espinela normal.....	16
2.6	Diagrama de las series de soluciones sólidas de la espinela: espinela, magnetita, cromita. Modificado de Gill (2010).....	17
2.7	Diagrama ternario de los óxidos de Fe-Ti. Las líneas azul y roja representan las series de solución sólida con un incremento en la concentración de Ti. La flecha x para el Ti en la serie de la titanomagnetita y la flecha y para su incremento en la serie de la hemoilmenita. Las líneas punteadas paralelas a la base indican la dirección de incremento de la oxidación deutérica. Modificado de Tauxe (2009).....	19
3.1	Sistema de orientación de las muestras colectadas en campo. Se muestra una representación esquemática del núcleo in situ. El eje z apunta hacia adentro del afloramiento; los ejes x, y corresponden al plano horizontal y vertical, respectivamente, del plano cartesiano ortogonal a z. El cuadro de la línea punteada verde, corresponde al plano ortogonal al eje vertical de 90° (Down). Se indica con las líneas rojas, los ángulos que se miden para obtener azimut y buzamiento. Modificado de Butler (2004).....	23
3.2	a) Marcado sistemático de los núcleos obtenidos en campo; b) corte del núcleo en especímenes, los cuales se numeran de la base hacia la parte superior.	24
3.3	Representación esquemática del método de desmagnetización por campos alternos. Se observa una onda sinusoidal con una intensidad inicial de 20 mT con un decaimiento lineal en amplitud. Las flechas rojas indican los momentos magnéticos que se van cancelando conforme avanza la onda. Modificado de Butler (2004).....	25
3.4	Representación esquemática del método de desmagnetización por campos alternos. Se observa una onda sinusoidal con una intensidad inicial de 20 mT con un decaimiento lineal en amplitud. Las flechas rojas indican los momentos magnéticos que se van cancelando conforme avanza la onda. Modificado de Butler (2004).....	26
3.5	Diagrama de proyección ortogonal en donde se visualiza el plano horizontal y vertical, cada uno con dos componentes magnéticas. La flecha azul señala el magnetismo remanente secundario y la flecha roja la magnetización característica (ChRM)	27
4.1	Mapa geológico de los plutones Calmallí y La Polea. El primero está formado por un núcleo máfico (KGB) y el segundo por rocas de composición granítica (Grd). Se muestra la ubicación de los sitios de perforación para estudios paleomagnéticos, análisis de óxidos por microscopio electrónico de barrido y mediciones de susceptibilidad magnética. Las edades U-Pb son según: a) y b) Kimbrough et al. (2015); c), d) y e) Contreras- López (2016); f) Kimbrough et al. (2001). Abreviaturas: EC=El Cañón; EV=El Venadito; PB=Piedra Blanca; LU=La Unión; ECa=El Cañoncito; LPa=Las Palomas; LE=La Esperanza; AC=arroyo Calmallí; CV=Calmallí Viejo; LP=La Polea;	

	VCh=valle del Chapo; LT=Las Tinajas; SV=sierra EL Veteado. Modificado de Contreras-López (2016).....	30
4.2	Diagrama de clasificación modal de las rocas de los plutones Calmallí y La Polea (Streckeisen, 1976). Las rocas del plutón Calmallí siguen una tendencia que desde gabro hasta tonalita sobre la línea cálcica, según la tendencia que resulta de graficar $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (MALI) (Frost y Frost, 2008). Las rocas del plutón La Polea se clasifican como granodioritas siguiendo una tendencia calcoalcalina. Abreviaturas en simbología: EC=El Cañón; CAL= plutón Calmallí; LPO= plutón La Polea.....	31
4.3	a) Dique de composición diorítica intrusionando a la unidad gabroica, indicado por las líneas punteadas amarillas; b) dique de composición félsica cortando una diorita al noroeste del rancho Las Palomas; c) enclaves de gabro embebidos en tonalita; d) segregación de cristales de hornblenda en diorita; e) granodiorita con fracturas horizontales rellenas de material aplítico, cerca del rancho Las Tinajas.....	36
4.4	Micrografías de las rocas plutónicas de Calmallí y La Polea: a) Gabro de Opx-Hbl, (P1-IV-16) clinopiroxenos uralitizados; b) gabro de dos piroxenos (SOM 4); c) diorita de Opx-Hbl (P3-IV-16) ortopiroxeno con alteración a bastita; d) tonalita de Bt-Hbl, se observa una plagioclasa con alteración selectiva a epidota y sericita (SOM 7); e) granodiorita de Bt (P6-VI-16) se observan cristales de muscovita.....	37
5.1	Ubicación de las muestras seleccionadas para análisis geoquímico de los plutones Calmallí y La Polea. Los cuadros numerados corresponden con la información de la Tabla 5.1. Abreviaturas de ranchos: LT= Las Tinajas; LP= La Polea; AC= arroyo Calmallí Viejo; LPA= Las Palomas; LU= La Unión; PB= Piedra Blanca.....	38
5.2	Diagrama de clasificación TAS (total álcalis vs sílice; Le Maitre, 2002). La línea roja punteada representa la subdivisión entre rocas alcalinas (campo superior) y subalcalinas (campo inferior) según Irvine y Baragar (1971). Los nombres asignados en la simbología corresponden a los de la clasificación petrográfica (QAP). Abreviaturas en simbología: EC=El Cañón; CAL= plutón Calmallí; LPO= plutón La Polea.	40
5.3	a) Diagrama Fe^* vs SiO_2 que separa los campos de rocas férricas y magnésicas; la línea azul representa la división toleítico-calcoalcalino propuesta por Frost y Frost (2008); b) Diagrama de índice modificado de álcalis-óxido de calcio (MALI) vs SiO_2 que separa los campos cálcico, calcoalcalino, alcalino-cálcico y alcalino. Se observa el arreglo mineralógico que controla el MALI con base en el contenido de sílice; c) diagrama de índice de saturación de aluminio (ASI) vs SiO_2 que separa los campos de rocas metaluminosas de las peraluminosas (Frost y Frost, 2008).....	43
5.4	Diagramas Harker para algunos elementos mayores y traza, a) Fe_2O_3 vs SiO_2 ; b) TiO_2 vs SiO_2 ; c) V vs SiO_2 ; d) Ni vs SiO_2 ; e) Cr vs SiO_2 ; f) Co vs SiO_2 . Abreviaturas en simbología: EC=El Cañón; CAL= plutón Calmallí; LPO= plutón La Polea.....	44
5.5	Diagramas de abundancia de elementos de Tierras Raras normalizados a condrita (Nakamura, 1974). a) Gabros del plutón Calmallí y El Cañón; b) dioritas, cuarzodioritas y tonalitas del plutón Calmallí; c) granodioritas del plutón La Polea. Simbología: cruces verdes= gabros Calmallí, cruces moradas= gabros El Cañón, hexágonos rosas= dioritas, rombos azules = cuarzodioritas, triángulos amarillos= tonalitas, círculos rojos= granodioritas. Las LREE se encuentran con letras rojas, las MREE con letras negras y las HREE con letras azules (Rollinson, 1993).....	46

6.1	a) Flujo magmático indicando con los vectores los planos de flujo y los gradientes de velocidad; b) cristales en orden aleatorio; c) fábrica anisotrópica de los cristales producida por el flujo magmático laminar y los gradientes de velocidad. Modificado de Best (2003).....	48
6.2	Foliación magmática en los plutones Calmallí y La Polea y rocas encajonantes. Los estereogramas muestran los planos promedio de las foliaciones correspondientes a los sitios de muestreo indicados con letra. Abreviaturas: n=número de datos; EVC=valor de correlación. Estereogramas a, b, c de Caballero-Ramírez (2014), d, e, f, i de Contreras-López (2016); j, k, n de Jaimes-Lugo (2016).....	50
7.1	Diagrama de exsolución de óxidos de Fe-Ti. a) En la serie magnetita-ulvoespinela, la composición se indica con x, el punto verde indica una titanomagnetita con 60% de sustitución de Ti; b) en la serie hematita-ilmenita, la composición se indica con y. La exsolución inicia desde que la temperatura comienza a descender a partir de la curva lentamente. Modificado de Tauxe (2009).....	51
7.2	Diagrama de barras de texturas observadas por tipo de roca con base en la clasificación de Buddington y Lindsey (1964) y Haggerty (1991). Para las titanomagnetitas hospedante se utiliza la letra “C”, haciendo referencia al arreglo cúbico; para la ilmenita hospedante se utiliza la letra “R” por el arreglo romboédrico de la serie hematita-ilmenita (ver Tabla 7.1).....	54
7.3	Imágenes de electrones retrodispersados. a) Muestra 4 de gabro. Cristal de ilmenita con lamelas de exsolución de hematita (textura R2) y algunas inclusiones internas; b) muestra 4 de gabro. El cristal superior corresponde a una titanomagnetita con inclusión externa de ilmenita, los dos en la parte inferior son titanomagnetitas con un listón tipo sándwich de ilmenita; c) muestra 12 de gabro, con cristales de ilmenita y lamelas de exsolución de hematita (R2), en la parte superior derecha una titanomagnetita con inclusión de ilmenita, y la los sulfuros son calcopirita y pirrotita; d) muestra 14 de diorita con cristales de titanomagnetita con inclusiones externas de ilmenita y algunas de apatito, en la parte inferior derecha se observa una titanomagnetita homogénea de textura C1; e) cristales de ilmenita con lamelas de exsolución de hematita, textura R2. Abreviaturas: Hem=hematita; Ilm= ilmenita; Po=pirrotita; Ccp=calcopirita; Ti-Mag=titanomagnetita; Ap=apatito.....	56
7.4	Imágenes de electrones retrodispersados de cuarzodioritas y tonalitas. a) En la muestra 2, del lado izquierdo se observa una titanomagnetita con lamelas de exsolución de ilmenita (C2), del lado derecho una titanomagnetita homogénea (C1) con algunas inclusiones de apatito y una inclusión externa de ilmenita; b) la muestra 1 contiene titanomagnetita con lamelas de exsolución de ilmenita (C1); c) en la muestra 8, las ilmenitas primarias (R1) presentan esfena e inclusión de apatito; d) en la muestra 9, titanomagnetita C1 e ilmenita con enriquecimiento de Ti delimitado por la línea puteada roja (R2), en el lado superior derecho se observa una ilmenita con inclusión de hematita y bordes de esfena; e) en la muestra 3, la titanomagnetita tiene lamelas de exsolución de ilmenita, en las lamelas se observan lentes de rutilo. Abreviaturas: Ti-Mag=titanomagnetita; Ap=apatito; Ilm=ilmenita; Hem=hematita; Spn=esfena; Rt=rutilo.....	57

7.5	Imágenes de electrones retrodispersados de granodioritas. a) Muestra 15 con ilmenita homogénea de textura R1 con algunas inclusiones de apatito; b) muestra 16 con cristales de ilmenita con exsolución de hematita corresponden a la textura R2; C) muestra 16 con cristales subedrales de ilmenita y rutilo anhedral representando la textura R5.....	58
7.6	Gráfica del contenido en peso de óxidos por litología.	61
7.7	Valores de susceptibilidad magnética (SI) por tipo de roca. Las estrellas representan el valor promedio de susceptibilidad por tipo de roca.....	61
7.8	Valores de susceptibilidad magnética (SI) contra el porcentaje del contenido en peso de óxidos en las rocas. Simbología: cruz verde= gabro; pentágono rosa= diorita; rombo azul= cuarzodiorita; triángulo amarillo= tonalita; círculo morado= granodiorita.....	62
7.9	Análisis de curvas termomagnéticas de los plutones Calmallí y La Polea.....	65
8.1	Diagramas ortogonales de desmagnetización del plutón Calmallí. (a)-(b) gabros; (c)-(d) dioritas; (e)-(f) cuarzodioritas; (g)-(h) tonalitas. Los círculos sólidos son proyecciones en el plano horizontal y los círculos abiertos son proyecciones en el plano vertical, las etiquetas representan la intensidad y temperaturas en cada paso de desmagnetización. Mo= magnetización inicial; MRN= magnetismo natural remanente.....	69
8.2	Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios del plutón Calmallí y sus intervalos de confianza $\alpha_{.95}$. La media general del plutón está representada por la estrella verde, el círculo rojo sólido representa el paleopolo de referencia. El círculo rojo abierto representa el intervalo de confianza general.....	70
8.3	Diagramas ortogonales de desmagnetización del plutón La Polea. (a)-(b) sitios desmagnetizados por campos alternos; (c)-(d) sitios desmagnetizados térmicamente. Los círculos sólidos son proyecciones en el plano horizontal y los círculos abiertos son proyecciones en el plano vertical, las etiquetas representan la intensidad y temperaturas en cada paso de desmagnetización. Mo= magnetización inicial; MRN= magnetismo natural remanente.....	71
8.4	Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios del plutón La Polea y sus intervalos de confianza $\alpha_{.95}$. La media general del plutón está representada por la estrella verde, el círculo amarillo sólido representa el paleopolo de referencia. El círculo rojo abierto representa el intervalo de confianza general.....	72
9.1	Representación de las discordancias paleomagnéticas registradas en el CBP desde 31°N hasta 28° N. Se observa que los plutones de las zonas transicional y este presentan rotaciones diestras y que el movimiento disminuye significativamente hacia el sur: a) Región de San Pedro Mártir, los plutones están representados en su forma y ubicación: SJ=San José (Johnson et al., 2003); PO=El Potrero (Chávez-Cabello et al., 2006); SPM=San Pedro Mártir (Molina-Garza et al., 2014) que se localizan en la zona de transición. Se presentan las rotaciones reportadas por cada autor; b) región meridional del CBP, se representan los plutones: SRO= San Roque; NR= Nuevo Rosarito; SJe= San Jerónimo; LR= La Rinconada; COM= Compostela (Torres-Carrillo et al., 2016) y CAL= Calmallí; LPO= La Polea. Se representan las rotaciones reportadas	

- para cada plutón. La línea roja indica la frontera entre las zonas sujetas a movimiento transpresivo diestro. Modificado de Torres-Carrillo et al. (2016)..... 75
- 9.2 Modelo tectónico esquemático propuesto para la parte meridional del CBP que incluye a los plutones Calmallí y La Polea: a) el emplazamiento de los dos plutones se asocia con la zona transicional del CBP. Se observa una acumulación muy alta de magma que comienza hace ~132 Ma (Schmidt et al., 2009). De este proceso resulta una producción alta de magma (75-100 km³/km/Ma; Kimbrough et al., 2001) que da origen al plutón La Polea. La línea roja punteada representa el nivel topográfico original que fue erosionado aportando sedimentos hacia el oeste del CBP. La línea punteada azul representa el contacto inferido en la zona transicional de ambos plutones. Se observa un adelgazamiento de la corteza asociado a la apertura del Golfo de California y una serie de fallas normales que pueden estar asociadas al Escarpe del Golfo; b) representación de las tasas de sedimentación registradas por Kimbrough et al. (2001) del Grupo Valle en las subcuencas Campito y Los Indios al norte de Vizcaíno. Se grafica el espesor estratigráfico contra tiempo geológico. Los cuadros rojos marcan el periodo y tasa de sedimentación que, según los autores, corresponde al aporte de los plutones tipo La Posta debido a un proceso de exhumación. Las estrellas amarillas indican la ubicación en el tiempo que corresponde al emplazamiento de los plutones Calmallí y La Polea; c) perfil litológico de esfuerzos contra profundidad propuesto por Bohannon y Parsons (1995) para una distancia de ~250 km de la trinchera hacia el continente el cual explica por qué las rocas del CBP no fueron afectadas por el brazo de rift de la provincia extensional al este de la península y que únicamente sufrieron basculamiento..... 79

Lista de tablas

Tabla		Página
2.1	Miembros finales de las soluciones sólidas del grupo de la espinela (Gill, 2010)	17
4.1	Síntesis petrográfica de los plutones Calmallí y La Polea.....	32
5.1	Ubicación y clasificación petrográfica de las muestras analizadas geoquímicamente.	39
5.2	Composición de elementos mayores y norma CIPW de rocas donde se muestreó con fines paleomagnéticos en los plutones Calmallí (CAL), La Polea (LPO) y El Cañón (EC).....	41
5.3	Contenido de Tierras Raras de rocas donde se muestreó con fines paleomagnéticos en los plutones Calmallí (CAL), La Polea (LPO) y El Cañón (EC)	47
7.1	Clasificación de texturas en los óxidos de Fe-Ti (Buddington y Lindsey, 1964; Haggerty, 1991).....	53
7.2	Análisis estadístico de texturas por tipo de roca.....	54
7.3	Valores de susceptibilidad magnética, porcentaje de volumen de óxidos (moda) y el porcentaje en peso de óxidos.....	60
7.4	Resultados de análisis de curvas Termomagnéticas.....	63
8.1	Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos del plutón Calmallí.....	68
8.2	Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos del plutón La Polea	71

Capítulo 1. Introducción

El paleomagnetismo es una técnica basada en el registro de las variaciones del campo magnético en las rocas, específicamente en los óxidos de Fe-Ti. Su desarrollo, desde mediados del siglo pasado, ha favorecido el entendimiento de los procesos tectónicos asociados con procesos de ruptura y convergencia de las placas litosféricas. En consecuencia, se han podido establecer modelos paleogeográficos que permiten describir cómo ha cambiado la posición de los bloques corticales a través del tiempo geológico.

Las técnicas paleomagnéticas se han utilizado desde los años 70 en la península de Baja California. La historia geológica de esta región ha sido motivo de diversos debates. Torres-Carrillo et al. (2016) mencionan que entre la década de los 70 hasta los 90, varios autores (Teissere y Beck, 1973; Hagstrum et al., 1985; Filmer y Kirschvink, 1989; Hagstrum y Sedlock, 1990; Beck, 1991; Ague y Brandon, 1992) han sugerido que la región ha experimentado transporte de 1200 km hacia el norte y rotaciones en sentido horario de 20° a 50° desde el Cretácico. Sin embargo, las evidencias geológicas y estudios paleomagnéticos recientes no respaldan dicha información (Böhnel y Delgado-Argote, 2000; Böhnel et al. 2002; Molina-Garza et al. 2014; Torres-Carrillo et al., 2016).

Desde el sur de California hasta la latitud 28°N en la península aflora una secuencia de arco magmático de edad Jurásico-Cretácico. Este arco pertenece al Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) el cual se emplaza en dos cortezas de naturaleza. En la zona oeste la litósfera es oceánica y en la zona este corresponde al margen continental pasivo de Norteamérica. La juntura entre estas cortezas se define como una zona de sutura (Schmidt et al., 2002) que comparte características de ambas y cuyo origen se infiere que es tectónico convergente. Existen estudios paleomagnéticos de cuerpos intrusivos emplazados en zonas de transición cerca de San Diego, California (34°N; Symons et al., 2008), San Pedro Mártir (31°N; Molina-Garza et al., 2014) y Compostela (28.7°N; Torres-Carrillo et al., 2016) cuyas paleoposiciones discordantes proporcionan información acerca de la temporalidad del evento de colisión durante el Cretácico. En este trabajo se analiza la paleoposición de los plutones Calmallí y La Polea emplazados presumiblemente en una corteza transicional con el objetivo de aportar información acerca de la historia paleogeográfica de la península de Baja California.

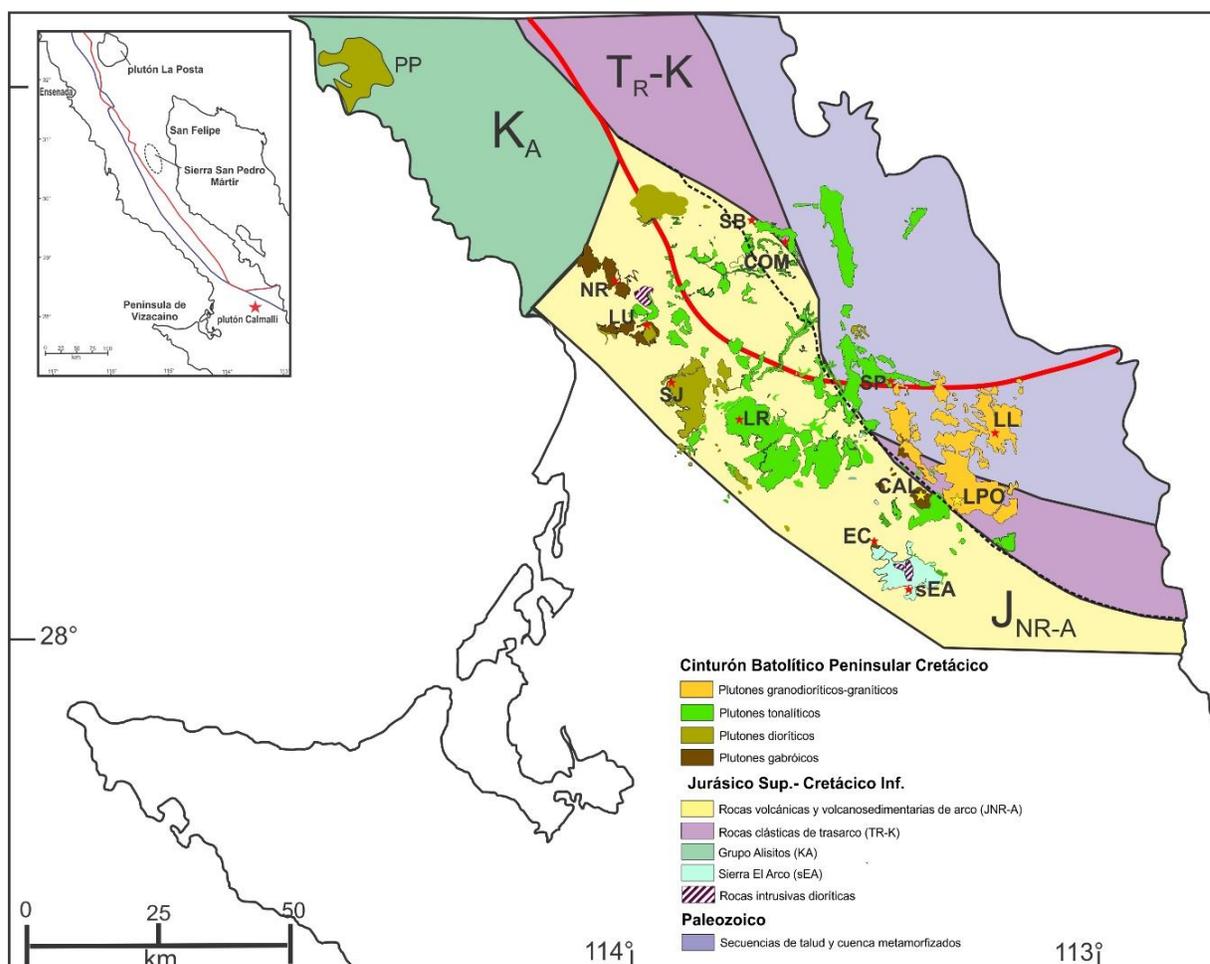


Figura 1.1 Mapa geológico simplificado de la zona meridional del Cinturón Batolítico Peninsular. Se muestran los basamentos de las provincias tectonostratigráficas y el arco volcánico Cretácico Alisitos según Schmidt et al. (2002), así como las rocas jurásicas volcánicas de la región Nuevo Rosarito-El Arco (JNR-A; Avilez-Serrano, 2012). Se observa la distribución de los plutones de la región meridional del CBP: PP=Punta Prieta; NR=Nuevo Rosarito; SB= San Borja; COM=Compostela; LU=La Unión; SJ=San Jerónimo; LR=La Rinconada; SP=San Pedro; LL=Las Lagunitas; CAL=Calmallí; LPO=La Polea. Otras abreviaturas: rancho El Cañón=EC y sierra El Arco=sEA. En la figura insertada se presenta el norte de la península y extremo sur de California, E.U.A. indicando la ubicación del plutón La Posta, sierra San Pedro Mártir (31°N) y las divisiones de las líneas magnetita/Ilmenita (línea roja) y gabro/tonalita (línea azul) según Gastil (1983) y Gastil et al. (1990).

1.1 Geología regional

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) es parte un arco magmático del Jurásico-Cretácico. Aflora desde el sur de California en el paralelo 34°N hasta la mitad de la península de Baja California, en el paralelo 28°N. Se interpreta del análisis de datos aeromagnéticos que el cinturón se extiende hasta el extremo sur de la península (Langenheim y Jachens, 2003; García-Abdeslem, 2014). Según Gastil et al. (1975) en Baja California el CBP tiene más de 400 plutones discretos con dimensiones variables que se formaron sobre corteza heredada de la litósfera oceánica en el oeste y corteza continental en el este (Figura 1.1).

Entre las primeras clasificaciones que se realizaron en el CBP, existen dos importantes que lo dividen longitudinalmente de norte a sur. La primera división es la línea gabro-tonalita que se basa principalmente en la composición de las rocas intrusivas (Gastil et al., 1975; Gastil, 1983; Gastil et al., 1990; Silver et al., 1979; DePaolo, 1981; en Schmidt et al., 2002). Las rocas de la porción oeste varían de gabro a tonalitas principalmente e intrusionan secuencias volcánicas jurásico-cretácicas metamorfolizadas en facies de esquistos verdes. En el sector este afloran rocas intrusivas de composición tonalítica a granítica que intrusionan rocas metamórficas en facies de esquistos verdes y anfibolita que pertenecen a una secuencia Paleozoica (Kimbrough et al., 2001; Tulloch y Kimbrough, 2003; Symons *et al.*, 2003; Torres-Carrillo 2016). La segunda división es la línea magnetita-ilmenita propuesta por Gastil et al. (1990) con base en mediciones aeromagnéticas y variaciones de susceptibilidad magnética (Figura 1.1).

Otra clasificación particularmente importante en el extremo meridional del CBP, que guarda similitudes con la zonificación observada en la latitud de San Pedro Mártir (31°N; Peña-Alonso et al., 2015 y referencias en él). Lo divide en tres zonas distintas por sus características litológicas, mineralógicas, isotópicas y magnetométricas que, por su posición son: I) zona occidental, II) zona central o transicional y III) zona oriental (Avilez-Serrano, 2012; Torres-Carrillo, 2016).

1.1.1 Zona occidental

En la porción occidental de la península, el CBP está formado por plutones tipo I que, hacia el sur de la falla Agua Blanca, están encajonados por secuencias volcánicas y volcanoclásticas del arco de islas del Mesozoico, definidas como Grupo Alisitos, excluyendo la región entre Nuevo Rosarito y El Arco (Peña-Alonso *et al.*, 2015; Torres-Carrillo *et al.*, 2016). Las rocas volcánicas del Grupo Alisitos no afloran en el área de estudio. En esta zona los plutones están comúnmente zonados, con núcleos máficos y son composicionalmente más félsicos hacia la periferia (Delgado-Argote *et al.*, 1995). De acuerdo con Symons et al. (2003), las edades de los plutones occidentales varían aproximadamente de 128 a 105 Ma (Figura 1.2). La edad U-Pb más antigua, ca. 128 Ma, la reportan Torres-Carrillo et al. (2016) en la costa del Pacífico,

en el plutón Punta Prieta, y los valores de susceptibilidad magnética en esos plutones pueden ser mayores de 2×10^{-3} SI. Avilés-Serrano (2012) muestra que los plutones de la zona oeste se caracterizan por ser más máficos y de análisis de óxidos de Fe-Ti, encontró que típicamente muestran más de 2.5% de magnetita-titanomagnetita. Los patrones de Tierras Raras observados en estas rocas generalmente son casi planos. En algunos casos se han detectado anomalías negativas de Eu, con excepción de los gabros. Estos patrones se asocian con procesos de diferenciación a partir de líquidos basálticos (Torres-Carrillo, 2011; Torres-Carrillo et al., 2016 y referencias incluidas).

1.1.2 Zona oriental

En esta zona se interpreta la existencia de una cuenca y talud continental del Ordovícico-Pérmico en donde se formaron rocas clásticas y carbonatos del Ordovícico-Pérmico, así como conjuntos clásticos intrusionados por plutones tipo S (Gastil *et al.*, 1990). Estos plutones se conocen como tipo La Posta. De acuerdo con Kimbrough *et al.* (2015) los plutones tipo La Posta, fueron emplazados en un intervalo entre 99 y 92 Ma. Típicamente son de dimensiones batolíticas y zonados concéntricamente de composiciones que van de rocas tonalíticas a graníticas con biotita, a veces muscovita y titanita e ilmenita (Torres-Carrillo *et al.*, 2016 y referencias incluidas). Estos plutones producen muy bajos valores de susceptibilidad magnética (menores a 1.3×10^{-3} SI). De acuerdo con Avilés-Serrano (2012) los plutones más félsicos de la zona este en la región meridional, contienen menos del 1% de titanomagnetita e ilmenita primaria.

Los análisis geoquímicos de las rocas de esta porción del CBP típicamente muestran un patrón de Tierras Raras ligeras enriquecidas respecto a las pesadas y presentan anomalías de Eu bien marcadas (Torres-Carrillo *et al.*, 2016; Contreras-López, 2016; Jaimes-Lugo, 2016 y referencias incluidas).

1.1.3 Zona transicional

El límite entre ambas zonas no se encuentra bien definido en porciones como la parte central de San Pedro Mártir o en la parte sur del CBP (Gastil *et al.*, 1990; Avilés-Serrano, 2012; Torres Carrillo *et al.*, 2016) ya que existen plutones que comparten características mineralógicas y geoquímicas de ambas porciones. Las zonas con características compartidas se definen como transicionales y su yuxtaposición se asocia a un origen tectónico (Schmidt et al., 2002).

La zona central se caracteriza por unidades clásticas de intra-arco, así como otras volcánoclasticas que Schmidt et al. (2002) consideran tipo flysch de origen tectónico incierto. Recientemente, Schmidt *et al.* (2014) consideran que las unidades de la zona transicional forman parte de secuencias litológicas de un arco penecontemporáneo a Alisitos denominado Santiago Peak. Anteriormente, Gastil (1993, en Torres-Carrillo et al., 2016) consideró que esta zona corresponde al cinturón del tras-arco Triásico-Cretácico, el

cual tiene características geoquímicas y parámetros isotópicos similares a los de las zonas occidental y oriental. De acuerdo con Premo et al. (2014) el tectonismo de colisión relacionado con procesos de sutura es 4-10 Ma más viejo en la sierra de San Pedro Mártir en 31° N (115 y 108 Ma) comparado con el del sur de California (111 a 98 Ma) en 33.8° N. La Sierra San Pedro Mártir se ha interpretado como una zona de sutura entre la corteza oceánica asociada al arco de islas Alisitos y la margen continental (Schmidt et al., 2009; Molina-Garza et al., 2014). Schmidt y Paterson (2002) observaron que los plutones que intrusionan a la corteza de la zona transicional tienen edades de 110 a 100 Ma en la sierra San Pedro Mártir.

Peña-Alonso et al. (2015), con base en datos estructurales, sugieren una transpresión diestra activa durante el Jurásico-Cretácico Temprano en el sur del CBP, registrada en el complejo volcánico La Unión (28°-29°N) e interpretan que la deformación puede ser consecuencia de una convergencia oblicua de la placa Farallón hace casi 132 Ma. Tanto en San Pedro Mártir como en la región cercana a la zona de estudio en 28°-29°N muestran rotación en sentido horario de las series plutónicas atribuidas a esta convergencia oblicua (Molina-Garza et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2016). Avilez-Serrano (2012) observó que esta zona transicional separa a las zonas oeste y este unos 30 km, cuyas características mineralógicas y de susceptibilidad magnética comparten características de ambas regiones, pero tiene contornos aeromagnéticos orientados hacia 300° aproximadamente, marcadamente distintos a los de las zonas occidental y oriental. La zona de estudio del presente trabajo se localiza en el extremo oriental de esta zona transicional y parte de la zona oriental, entre 28.16° y 28.32° N (Figura 1.2).

1.2 Antecedentes de estudios paleomagnéticos en el CBP

La interpretación de datos paleomagnéticos de rocas plutónicas y sedimentarias a lo largo del CBP, sugieren un transporte hacia el norte (1200 km o más) y rotaciones de la península en sentido horario de 20° a 50° desde el Cretácico (Teissere y Beck, 1973; Hagstrum et al., 1985; Filmer y Kirschvink, 1989; Hagstrum y Sedlock, 1990; Beck, 1991; Ague y Brandon, 1992; en Torres-Carrillo et al., 2016). Sin embargo, Gastil (1991 y 1993) no encontró evidencias geológicas que respalden este movimiento latitudinal e indica que las facies de los límites paleozoicos, así como variaciones composicionales e isotópicas en el cinturón batolítico de Baja California, se pueden correlacionar con rocas de Sonora y Sinaloa formando cinturones alineados antes de la apertura del Golfo de California.

Böhnel y Delgado-Argote, (2000) y Böhnel et al. (2002) indican que la posición original de la península puede ser reconstruida por el cierre del Golfo de California. Después de considerar unos 300 km de movimiento hacia el NW a lo largo del sistema de fallas transtensionales del Golfo de California. Molina-Garza et al. (2014) realizaron un estudio de paleoposición en una sección W-E, en plutones a la latitud de San Pedro Mártir, observando que los intrusivos de esa región tienen una rotación de 13° a 45° e n sentido

horario e inclinación hacia el oeste. Sus resultados señalan que la edad de deformación asociada con la colisión en la parte central del CBP (31°N) ocurrió hace cerca de 104 Ma.

Torres-Carrillo *et al.* (2016) realizaron en análisis paleomagnético de cinco plutones en la parte meridional de la península (~ 28.2-28.7°N). Cuatro de ellos en la zona oeste y el plutón Compostela, localizado 60 km al NNW de la zona del presente estudio, ubicado en la zona transicional (Figura 1.2). Los autores indican que este plutón sufrió una rotación de 16.4° en sentido horario, esto es, la mitad de lo observado en la latitud 31°N. De los cinco plutones cretácicos analizados se obtuvo un paleopolo combinado, que rotado por el cierre del Golfo de California, resulta en un desplazamiento marginal de 5.2° hacia el norte, concordante con el polo de referencia de Norteamérica. En una región cercana, hacia el W, Peña-Alonso *et al.* (2015) sugieren que la deformación prebatolítica, caracterizada por transpresión diestra, pudo ocurrir en el Cretácico Temprano entre 132 y 128 Ma bajo condiciones de subducción oblicua. Dicha oblicuidad se presume que continuó hasta el Cretácico tardío por lo menos en la región de San Pedro Mártir (Molina-Garza *et al.*, 2014).

La intención del presente estudio es documentar la deformación inferida a partir de datos estructurales y rotaciones paleomagnéticas para la zona de sutura en la parte meridional del CBP en los plutones Calmallí y La Polea, tomando como referencia la información reportada recientemente en el plutón Compostela que se localiza aproximadamente en el límite de las zonas transicional y oriental (Torres-Carrillo *et al.*, 2016). Los plutones Calmallí y La Polea se localizan al norte de sierra El Arco, en un ambiente geológico similar al de la zona del plutón Compostela (Figura 1.2).

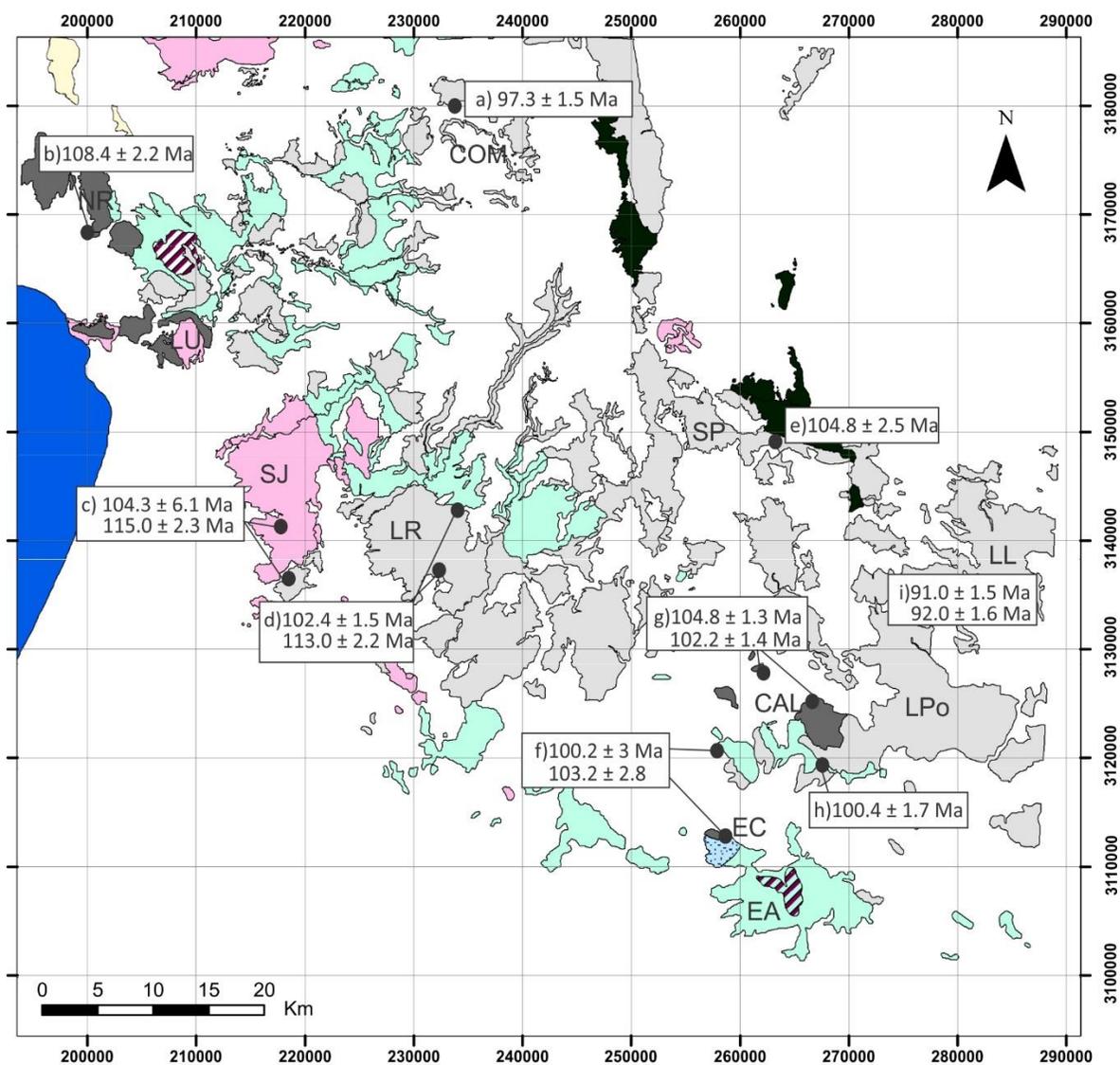


Figura 1.2 Mapa geológico del sur del Cinturón Batolítico Peninsular (Modificado de Ojeda-García, 2016). Se presentan los plutones y sus edades: NR=Nuevo Rosarito; SB= San Borja; COM=Compostela; LU=La Unión; LR=La Rinconada; SP=San Pedro; LL=Las Lagunitas; CAL=Calmallí; LPo=La Polea. Rancho El Cañón=EC y sierra El Arco=EA. Edades U-Pb según: a) Torres-Carrillo et al. (2016); b) Peña-Alonso et al. (2012); c) Torres-Carrillo et al. (2011); d) Delgado-Argote et al. (2007); e) Torres-Carrillo et al. (2016); f) Kimbrough et al. (2015); g) Contreras- López (2016); h) Contreras- López (2016); i) Kimbrough et al. (2001).

1.3 Hipótesis

Bajo la premisa de que el CBP ha sufrido deformación tectónica y es más intensa en la zona de transición, que corresponde presumiblemente a zonas de sutura en Baja California, se propone que los plutones Calmallí y La Polea deben registrar rotaciones en sentido horario que pueden asociarse a un fenómeno de subducción oblicua.

1.4 Objetivos generales

Aportar datos acerca de la historia acrecional de la parte central de la península de Baja California, definiendo la paleoposición y deformación de los plutones Calmallí y La Polea, ya que se asume que ambos están relacionados con la zona de sutura del CBP. Los resultados se correlacionarán con los reportados en los plutones San Pedro Mártir (Molina-Garza *et al.*, 2014) y Compostela (Torres-Carrillo *et al.*, 2016) para integrar un modelo de bloques. Se harán consideraciones composicionales para tratar de asociarlas al comportamiento mecánico de los plutones.

1.4.1 Objetivos particulares:

- Efectuar geología estructural de detalle (foliación magmática, fracturamiento y relaciones de contacto) en las zonas seleccionadas para muestreo paleomagnético.
- Con base en las relaciones de contacto entre plutones y el análisis estructural, realizar el muestreo para estudios paleomagnéticos.
- Hacer análisis petrográfico de las muestras seleccionadas para paleomagnetismo y geoquímico de muestras de la literatura obtenidas en la zona.
- Realizar el análisis de los óxidos de Fe-Ti por microscopía electrónica de barrido y mediciones de curvas termomagnéticas.
- Realizar un análisis de susceptibilidad magnética para las rocas analizadas
- Obtener la magnetización remanente característica (ChRM) de los sitios seleccionados para análisis paleomagnético y comparar el resultado con el paleopolo de referencia de Torsvik *et al.* (2012).
- Realizar un modelo de deformación tectónica de los plutones Calmallí y la Polea.

Capítulo 2. Marco teórico

2.1 Introducción a las teorías de superintercambio magnético

Los óxidos de Fe y Ti son los portadores más efectivos de los registros magnéticos en las rocas. Como consecuencia, son minerales clave para estudios relacionados con la migración de placas tectónicas a través del tiempo en la superficie del planeta (Haggerty, 1991). En el manto superior, son un constituyente menor de las rocas (<1 a 3% en volumen) y sus rangos composicionales pueden ser utilizados como buenos indicadores petrogenéticos (Frost y Lindsley, 1991).

En las rocas plutónicas existen ciertos controles de estabilidad de los óxidos de Fe-Ti relacionados con el proceso de enfriamiento. Estas reacciones involucran intercambios catiónicos entre Fe^{2+} , Fe^{3+} y Ti, los cuales afectan profundamente las propiedades magnéticas de cada fase mineral (Frost, 1991).

2.1.1 Propiedades magnéticas de óxidos de Fe-Ti

En los óxidos de Fe-Ti, los portadores de la magnetización son los iones de hierro (Fe^{2+} , Fe^{3+}). Esto se debe a los momentos espín de los electrones y al momento dipolar orbital, asociado al movimiento de las cargas eléctricas alrededor del núcleo de los electrones impares (Banerjee, 1991).

Los minerales, de acuerdo con su estructura magnética y su respuesta relacionada a la intensidad del campo magnético externo aplicado, se pueden dividir en tres grupos básicos: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos (Figura 2.1a). Los diamagnéticos tienen una magnetización antiparalela al campo magnético externo aplicado (H) valores de susceptibilidad magnética negativos y son independientes de la temperatura. Algunos ejemplos son la calcita y el cuarzo. Los minerales paramagnéticos contienen átomos con momentos atómicos pero no interactúan entre ellos. Adquieren una magnetización inducida (J) paralela al campo aplicado (H) que, cuando cesa, los momentos magnéticos se distribuyen igual en todas las direcciones resultando una magnetización inducida igual a 0 (Hrouda et al., 2009).

Para el paleomagnetismo el grupo más importante es el de los minerales ferromagnéticos. Se caracterizan por una magnetización espontánea en sus dominios magnéticos, incluso en ausencia de un campo externo aplicado (Hrouda et al., 2009). De acuerdo con su comportamiento magnético se subdividen en tres grupos:

- a. Ferromagnéticos: Los sólidos ferromagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos adyacentes que interactúan fuertemente entre ellos. El efecto de interacción produce

magnetizaciones que pueden ser órdenes de magnitud más grandes que los sólidos paramagnéticos en el mismo campo magnético. Todos los momentos magnéticos tienden a alinearse de manera paralela a uno de los ejes preferenciales del cristal, lo que resulta en una magnetización espontánea (Figura 2.1b; Tauxe, 2009).

- b. Ferrimagnéticos: En este grupo las magnitudes de los momentos magnéticos son diferentes, una domina sobre otra. A diferencia del ferromagnetismo, los momentos magnéticos tienen un arreglo antiparalelo (Figura 2.1c), sin embargo, debido al dominio de un momento sobre otro, el magnetismo sigue siendo fuerte (Barnerjee, 1991).
- c. Antiferromagnéticos: En estos minerales también existe un arreglo antiparalelo pero, en este caso, los momentos magnéticos tienen la misma magnitud. Por ello, el magnetismo en estos minerales es cero (Figura 2.1d; Tauxe, 2009)

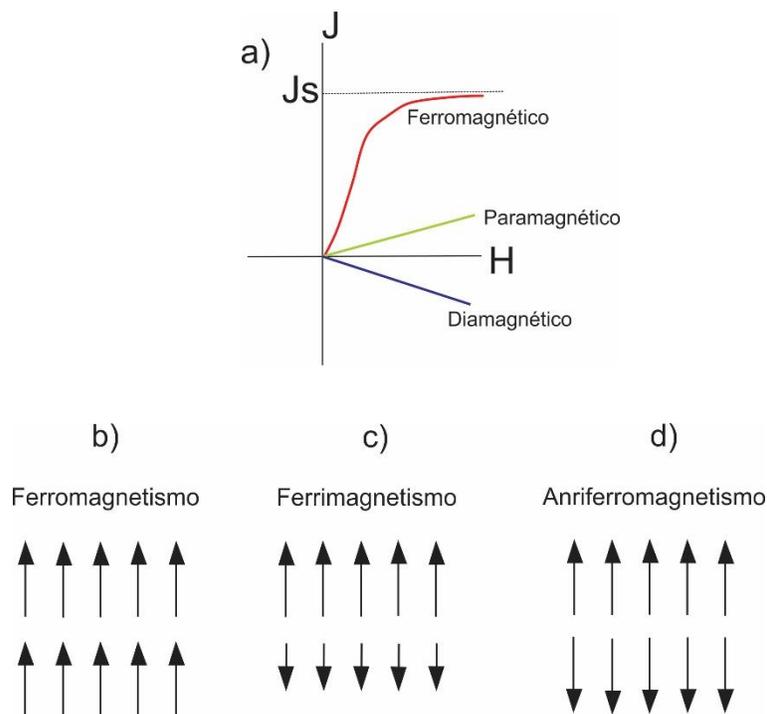


Figura 2.1 a) Diagrama de magnetización inducida (J) contra el campo magnético externo (H). Se indica el comportamiento de los diferentes materiales con base en su estructura magnética. La línea roja representa los materiales ferromagnéticos con una susceptibilidad magnética mayor y su momento de saturación magnética (J_s); Arreglos magnéticos b) ferromagnético; c) ferrimagnético; d) antiferromagnético. Modificado de Butler (2004).

2.1.2 Saturación magnética y Temperatura de Curie

La interacción de intercambio electrónico entre cationes vecinos puede producir magnetizaciones macroscópicas. En los óxidos de Fe-Ti este intercambio tiene lugar por medio de la interacción de un electrón del ion oxígeno. Este proceso se conoce como superintercambio magnético y los productos de este proceso son la saturación magnética y la pérdida de magnetismo en el punto de Curie (Banerjee, 1991).

El punto de Curie (T_C) se refiere a la temperatura por encima de la cual un cuerpo ferromagnético pierde su magnetismo, comportándose como un material paramagnético. Para un material ferromagnético dado y a cierta temperatura existe una magnetización máxima que se refiere a la saturación magnética (J_S). El incremento del campo magnético externo más allá del nivel necesitado para alcanzar J_S no resultará en un incremento de magnetización (Banerjee, 1991). Una característica de los materiales ferromagnéticos es que la saturación magnética se convierte a cero conforme la temperatura del material aumenta y se alcanza la temperatura de Curie (Figura 2.2). Para la magnetita la temperatura es 580°C y para la hematita 680°C (Butler, 2004). Los minerales antiferromagnéticos pierden su orden magnético a una temperatura llamada punto de Neel (T_N) (Banerjee, 1991). Las medidas de T_C , J_S y T_N son propiedades intrínsecas que sólo dependen de la composición química y la estructura cristalina. Así, los valores de temperatura son útiles para el paleomagnetismo y para tener una idea de la composición magnética de un mineral.

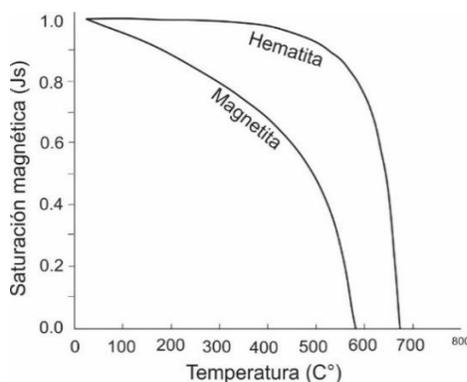


Figura 2.2 Curvas de saturación magnética contra temperatura para magnetita y hematita. Se observa que para la magnetita la temperatura de Curie se encuentra $\sim 580^\circ\text{C}$ y para la hematita $\sim 680^\circ\text{C}$. Modificado de Butler (2004).

2.1.3 Relajación magnética y temperatura de bloqueo

Cuando un campo magnético externo aplicado a ciertos cristales cesa, éstos rotan hacia el eje preferencial más cercano. En este proceso de reajuste de magnetización remanente los cristales se relajan. Dependiendo de la temperatura, el volumen y de la fuerza coercitiva esta relajación varía. Cuanto más rápido decae, menos precisa es la magnetización remanente que registra. Los cristales con tiempo de

relajación corto, del orden de segundos, se conocen como superparamagnéticos y son partículas ferromagnéticas con la fuerte magnetización que los caracteriza. Sin embargo, la magnetización remanente de este tipo de granos es inestable y tiende a decaer muy pronto después del cese del campo magnético, más lento pero parecido a lo observado en los materiales paramagnéticos. Los registros efectivos de paleomagnetismo deben tener tiempos de relajación del orden de tiempos geológicos (Butler, 2004) y en consecuencia las partículas superparamagnéticas no son de utilidad.

Los tiempos de relajación dependen en gran medida de la temperatura ya que se reducen si ésta aumenta. Esto debido a las vibraciones termales que permiten al momento del grano alcanzar un nuevo equilibrio con el campo del ambiente (Tarling, 1983; en Pollard, 1999).

La temperatura de bloqueo es el punto en el que el tiempo de relajación se hace lo suficientemente largo para igualar a un tiempo de relajación crítico arbitrario (τ_s) (Pollard, 1999). Para un cristal de magnetita de SD el tiempo de relajación es menor a 1 microsegundo a 575° C, pero excede la edad de la Tierra a 510°. Si se escogen 100 segundos como tiempo crítico de relajación (τ_s), este grano cambia su comportamiento de superparamagnético a estable a 550°C. La temperatura a la cual esta transición ocurre es la temperatura de bloqueo (T_b) (Butler, 2004).

Entre la temperatura de Curie y la temperatura de bloqueo un grano es ferromagnético, pero la magnetización remanente decaerá rápidamente y, por lo tanto, su magnetización remanente será poco confiable. Por otro lado, por debajo de la temperatura de bloqueo el tiempo de relajación será mayor al tiempo de relajación crítico. Este magnetismo remanente puede ser estable, especialmente si la temperatura disminuye.

En una muestra de roca es común observar cristales magnéticos de diferente composición, tamaño y forma que, en consecuencia, tienen diferentes temperaturas de Curie, de bloqueo y de los parámetros definidos por la curva de histéresis. En la misma muestra pueden estar presentes cristales de SD, PSD y MD.

2.1.4 Dominios magnéticos

La magnetización remanente en un cristal se subdivide en un número de regiones o dominios (Figura 2. 3a). En un cristal magnetizado de manera uniforme, el momento magnético atómico puede ser modelado como un dipolo. Las cargas de los átomos adyacentes se cancelan internamente pero producen una distribución de la carga magnética en la superficie de la partícula (Pollard, 1999). Existe una energía almacenada en esta distribución de carga, la energía magnetostática (EM), que es la fuerza que le permite a la partícula cargada magnéticamente realizar el trabajo de atracción. La manera en que esta energía disminuye es teniendo dominios magnéticos adyacentes, cuya frontera es una pared de dominio (Butler, 2004).

A través de la pared de dominio, los momentos atómicos giran gradualmente al dominio magnético adyacente (Figura 2.3b). Los cristales tendrán un número considerable de dominios y, en consecuencia, paredes de dominio para minimizar la EM y J_s . La cantidad de dominios que tiene un cristal, depende de su tamaño, forma, composición, impurezas, etc. (Pollard, 1999). Existen tres tipos de partículas que se dividen acuerdo al tipo de dominio (Butler, 2004):

- a. Cristales multidominio (MD): El tamaño de la partícula es lo suficientemente grande para poder tener más de un dominio magnético. Estos cristales son inestables como portadores de magnetizaciones remanentes debido a las paredes de dominio. Estas paredes pueden ser movidas por campos magnéticos externos pequeños, que modifican la magnetización de manera irreversible
- b. Cristales de dominio sencillo (SD): Con la disminución del tamaño del cristal los dominios magnéticos también disminuyen. Los cristales con un solo dominio son mucho más estables que los cristales MD, debido a que se requiere un campo magnético más grande para invertir su momento magnético, que mover las paredes de dominio en cristales MD. El diámetro debajo del cual las partículas son SD, depende de factores que también incluyen la forma del cristal y J_s . Los minerales ferromagnéticos con bajos valores de J_s , tienden a formar dominios magnéticos SD debido a que su EM es baja. La hematita con bajos valores de saturación magnética tiende a ser de dominio sencillo en diámetros de $15 \mu m$, mientras que la magnetita con una saturación magnética mayor es de dominio sencillo solo cuando se encuentra en cristales muy finos ($0.1 \mu m$)
- c. Cristales de dominio pseudo-simple (PSD): Estos cristales se encuentran justo sobre el tamaño de SD y en consecuencia, tienen propiedades intermedias entre partículas SD y MD. La magnetización remanente retenida por estos granos es estable sobre largos periodos de tiempo, parecido a las partículas de SD.

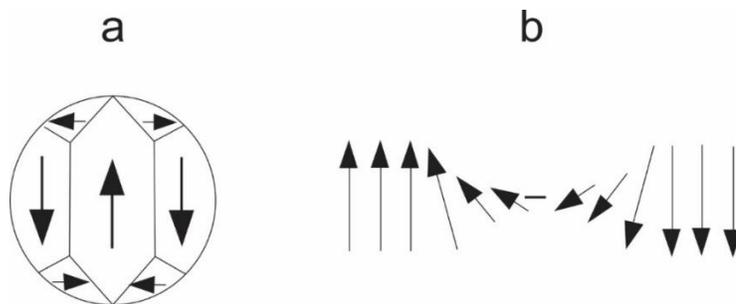


Figura 2.3 a) Esfera de un material ferromagnético subdividido en dominios magnéticos. Las flechas muestran las direcciones de magnetización dentro de dominios magnéticos individuales; b) rotación de los momentos atómicos en una pared de dominio. Las flechas indican los momentos magnéticos atómicos. Modificado de Butler (2004).

2.1.5 Ciclo de histéresis

Este ciclo se refiere a las curvas que muestran una variación irreversible de la magnetización de un mineral al estar expuesto a un campo magnético externo, cuando este varía entre los valores positivos y negativos (Figura 2.4a). En un arreglo de cristales de SD con sus momentos magnéticos orientados de manera aleatoria, la magnetización. Una vez que estos cristales están expuestos a un campo magnético externo (H) los momentos magnéticos comienzan a rotar hacia la dirección de H , debido a la interacción de energía (Figura 2.4b) definiendo la curva inicial 1 en la Figura 2.4a. En este proceso algunos cristales pueden invertir sus momentos magnéticos. Si el campo aplicado se incrementa a un nivel suficiente, todos los cristales alcanzarán la saturación magnética (J_s) que depende linealmente de la concentración de los minerales ferromagnéticos (Figura 2.4c). El cese del campo magnético causa la disminución de la magnetización y los cristales comienzan a rotar hacia sus ejes preferenciales, llegando a la magnetización remanente (J_r) (punto 3 de la Figura 2.4a y Figura 2.4d). Aplicando un campo magnético opuesto con cierta amplitud, reduce la magnetización a cero (punto 4 de la Figura 2.4a y Figura 2.4d). Este campo se conoce como fuerza coercitiva (H_c) (Butler, 2004). Aumentando el campo en esta misma dirección aumenta la magnetización hasta llegar nuevamente a la saturación. Disminuyendo el campo hasta cero y aumentándolo nuevamente a valores positivos, se cierra el ciclo de histéresis (Figura 2.4e). La fuerza coercitiva es una medida para la estabilidad de magnetización contra campos magnéticos externos. La relajación J_r/J_s es diagnóstica para determinar el tipo de dominios magnéticos en la roca.

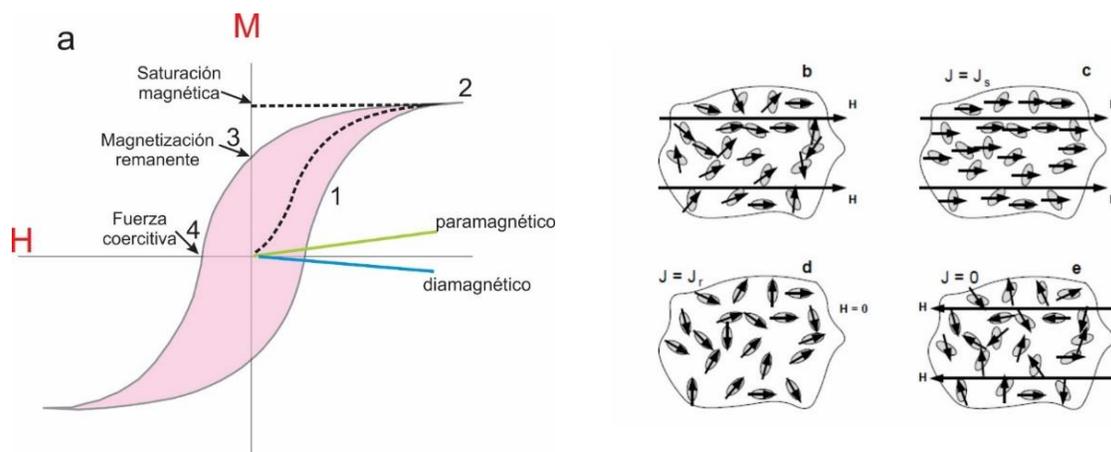


Figura 2.4 a) Ciclo de histéresis; b) dirección de magnetización de partículas SD, pertenecen al punto 1 en el ciclo de histéresis, su orden es aleatorio. Las flechas largas indicadas por H corresponden al campo magnético externo aplicado; c) dirección de magnetización de partículas en el punto 2 del ciclo de histéresis, las partículas alcanzan la saturación magnética; d) dirección de magnetización en el punto 3 del ciclo de histéresis. Se ha removido el campo magnético externo, las partículas ahora tienen una magnetización remanente (J_r); e) dirección de magnetización de las partículas en el punto 4 del ciclo de histéresis. La magnetización (J) es cero. Se expone a un campo magnético en dirección contraria y las partículas giran, aunque no por completo hacia la nueva dirección. Modificado de Butler (2004).

2.1.6 Magnetismo natural remanente (MNR)

El magnetismo natural remanente (MNR) es la componente magnética adquirida durante la formación de la roca. Generalmente es el producto de la suma de dos componentes de magnetización: primaria y secundaria. El MNR primario es de alta estabilidad y más resistente a los procesos de desmagnetización. Es común que esta remanencia sea la componente característica de magnetismo remanente (ChRM) que es principal objetivo buscado en paleomagnetismo. El MNR secundario es de baja estabilidad y sencillo de remover. Se adquiere por diferentes procesos y se sobrepone a la remanencia primaria parcial o totalmente (Butler, 2004).

Existen tres formas de magnetización remanente que se pueden identificar por el comportamiento de las muestras durante su proceso de desmagnetización y por análisis adicionales, como los descritos en secciones anteriores. A continuación se describen las formas de magnetización:

- La magnetización termoremanente (MTR) es la MNR primaria asociada al enfriamiento original de las rocas. Durante el enfriamiento del magma por debajo de la temperatura de Curie, en las fases minerales magnéticas se forman barreras de energía y sus tiempos de relajación aumentan. Esto ocasiona que los granos afectados sobrepasen su temperatura de bloqueo, por lo tanto, forman remanencias magnéticas estables paralelas al campo magnético aplicado. Esta remanencia es resistente a campos magnéticos posteriores en su ambiente geológico y es estable durante periodos largos de tiempo geológico (Butler, 2004).
- La magnetización remanente química (MRQ) puede ser producto de la nucleación de un nuevo mineral en presencia de un campo magnético externo o por la alteración de un grano pre-existente que resulte en una nueva fase mineral. En este caso la MRQ adquirida por el mineral hijo no solo se ve afectada por el campo magnético externo, sino por la remanencia del mineral padre. En general, esta remanencia se considera secundaria ya que enmascara al MRN primario y puede surgir por procesos de alteración hidrotermal (Hagstrum y Johnson, 1986). Cuando existen procesos de oxidación deutérica por debajo de la temperatura de Curie durante el enfriamiento original de la roca, es considerada primaria, sin embargo, esto es poco común (Grommé *et al.*, 1969).
- La magnetización remanente viscosa (MRV) se presenta cuando granos pequeños con tiempo corto de relajación y por lo tanto menos estables, eventualmente se realinean con las nuevas direcciones del campo magnético externo. Es una magnetización remanente secundaria y es fácil de remover con técnicas de desmagnetización (Butler, 2004).

Para estudios paleomagnéticos es importante conocer la ubicación y orientación (declinación e inclinación) de cada muestra. Con estos datos se puede asumir que cada una representa la dirección del campo

Tabla 2.1 Miembros finales de las soluciones sólidas del grupo de la espinela (Gill, 2010).

Serie de espinela	Y^{3+}	Miembro final de Mg	Miembro final de Fe
Espinela	Al^{3+}	Espinela ($MgAl_2O_4$)	Hercinita ($FeAl_2O_4$)
Cromita	Cr^{3+}	Magnesiocromita ($MgCr_2O_4$)	Cromita ($FeCr_2O_4$)
Magnetita	Fe^{3+}	Magnesioferrita ($MgFe_2^{3+}O_4$)	Magnetita ($Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$)

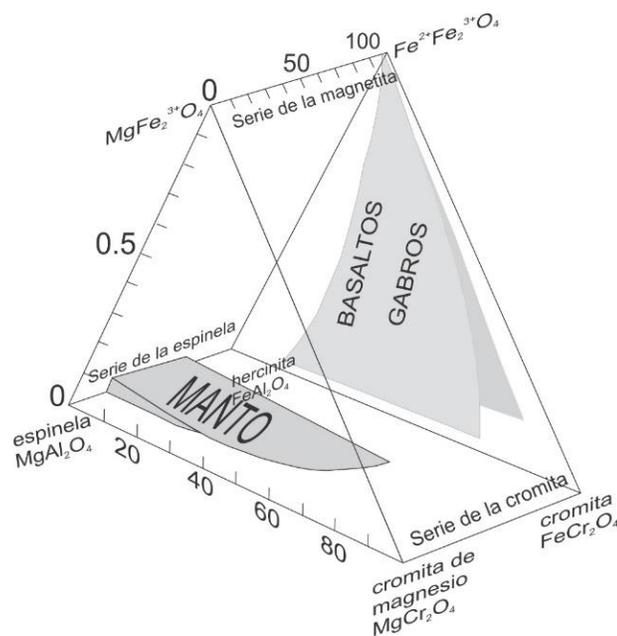


Figura 2.6 Diagrama de las series de soluciones sólidas de la espinela: espinela, magnetita, cromita. Modificado de Gill (2010).

2.2.2 Titanomagnetitas ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$)

Los minerales ferromagnéticos más importantes en paleomagnetismo son los óxidos de Fe-Ti. Sus composiciones convencionalmente se muestran en el diagrama ternario TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 . En la Figura 2.7 se observan las posiciones de izquierda a derecha indicando el incremento de Fe^{2+} a Fe^{3+} , mientras que las posiciones de la base a la cima indican el incremento de Ti^{4+} . Las dos soluciones sólidas de titanomagnetitas y titanohematitas son el objetivo principal de este diagrama. Los miembros de ambas series son fases de cristalización primaria en rocas ígneas y generalmente constituyen del 1 al 5% del volumen total.

En el caso de las titanomagnetitas su composición se encuentra entre los miembros finales magnetita (Fe_3O_4) y ulvoespinela (Fe_2Ti_4). Tiene una estructura de espinela inversa, por lo tanto, la distribución de los

cationes bivalentes y trivalentes ocupan de manera aleatoria los dos sitios octaédricos y tetraédricos. La sustitución de Ti^{4+} , el cual no tiene espín impar, tiene un efecto profundo en las propiedades magnéticas de la titanomagnetita resultante (Waychunas, 1991).

El momento magnético de cationes dentro de cada sitio tiene un acoplamiento paralelo. Mientras que los sitios A (tetraedro) y B (octaedro) tienen un acoplamiento antiparalelo. Debido a que el sitio B no tiene un Fe^{2+} y un Fe^{3+} para cada catión Fe^{3+} en el sitio A, el momento atómico de los cationes Fe^{3+} se cancelan, dejando un momento magnético neto debido a los cationes Fe^{2+} . Este acoplamiento antiparalelo es ferrimagnético y el resultado es una saturación magnética en la magnetita es 480 KA/m y la TC es 580° C. El Ti^{4+} entra en la estructura de la espinela inversa en el sitio B, sustituyendo a un Fe^{3+} . A fin de mantener el balance en la carga, el catión restante de Fe^{3+} se convierte en Fe^{2+} y ahora el acoplamiento es antiferromagnético (Butler, 2004).

La sustitución de Ti^{4+} por Fe^{3+} sucede conforme el contenido de Ti se incrementa. La fórmula general de la titanomagnetita es $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ donde x tiene un rango de 0.0 para la magnetita a 1.0 para la ulvoespinela. Es importante mencionar que las titanomagnetitas también contienen impurezas (Al, Mg y Cr) que afectan las propiedades magnéticas (Tauxe, 2009).

2.2.3 Titanohematitas ($Fe_{2-y}Ti_yO_4$)

La serie de las titanohematitas y sus productos de oxidación son el resultado de la solución sólida entre hematita e ilmenita. Generalmente se encuentran en menor proporción, sin embargo, para rocas con mayor contenido de sílice y/o más oxidadas, la hematita puede ser el mineral ferromagnético dominante (Butler, 2004).

La hematita tiene la estructura del corindón y es romboédrico con pseudoclivaje. Es antiferromagnética con un defecto de ferromagnetismo. Por ser antiferromagnético su temperatura crítica se mide en Néel (685°C). La sustitución de Ti dentro de la estructura de la hematita tiene influencia en las propiedades magnéticas. Para valores de $y=0$, la magnetización es antiferromagnética pero, cuando $y=0.45$, se convierte en ferrimagnética y se forma la titanohematita (Tauxe, 2009).

En la ilmenita ($FeTiO_3$) las capas de Ti^{4+} se alternan con las capas de Fe^{2+} . Las capas alternas de Fe^{2+} se acoplan de manera antiparalela y, por lo tanto, la ilmenita es antiferromagnética con temperatura de Néel de -218°C. La sustitución iónica de la serie de la titanohematita es igual que en la titanomagnetita con Ti^{4+} sustituyendo al Fe^{3+} y un catión remanente de Fe cambia la valencia de Fe^{3+} a Fe^{2+} . La fórmula general es $Fe_{2-x}Ti_xO_3$ donde x tiene un rango de 0.0 para hematita y 1 para ilmenita (Butler, 2004).

2.2.4 Maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$)

La maghemita es una espinela deficiente de catión. Se forma como producto de la oxidación de magnetita de grano fino ($\sim 10^3 \text{ \AA}$) a temperaturas por debajo de $\sim 250^\circ\text{C}$. Este mineral es metaestable sobre los $\sim 300^\circ\text{C}$ y se convierte rápidamente a la fase estable de hematita (Barnerjee, 1991).

La maghemita se considera un mineral secundario en rocas ígneas que resulta de procesos de oxidación. A este proceso también se le conoce como maghemitización y puede afectar a todos los productos de la solución sólida entre magnetita y ulvoespinela, dando como resultado titanomaghemitas (Lindsey, 1976; Waychunas, 1991). Este es un proceso progresivo, así que puede oxidar de manera parcial a las titanomagnetitas, sin embargo, por su naturaleza metaestable bajo cierto rango de temperaturas, desaparece rápidamente.

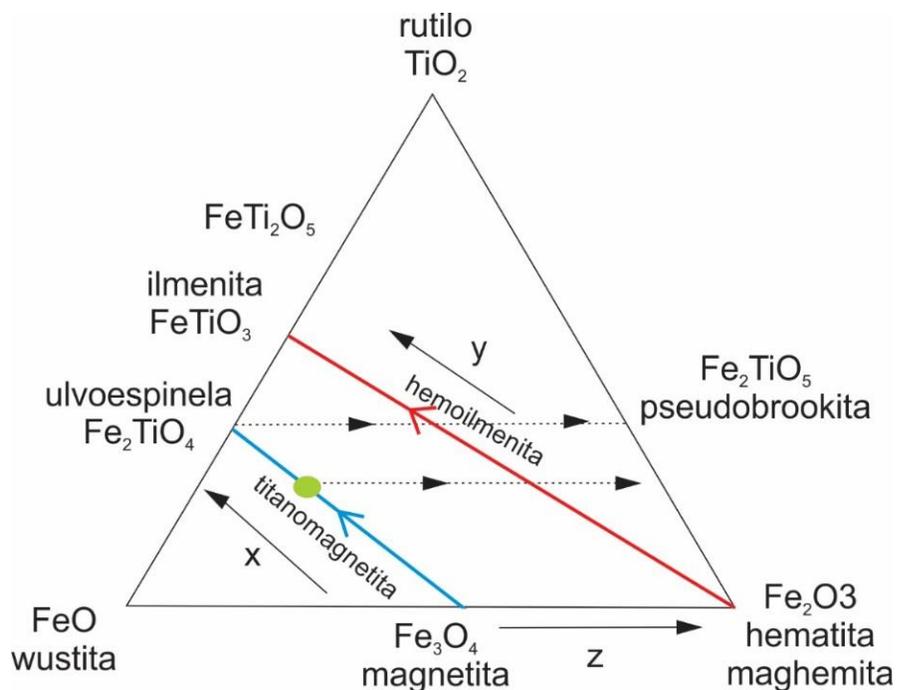


Figura 2.7 Diagrama ternario de los óxidos de Fe-Ti. Las líneas azul y roja representan las series de solución sólida con un incremento en la concentración de Ti. La flecha x para el Ti en la serie de la titanomagnetita y la flecha y para su incremento en la serie de la hemoilmenita. Las líneas punteadas paralelas a la base indican la dirección de incremento de la oxidación deutérica. Modificado de Tauxe (2009).

Capítulo 3. Metodología

En este capítulo se describen las técnicas analíticas utilizadas para el desarrollo de este trabajo, desde la toma de muestras en el campo, hasta los análisis petrográficos, geoquímicos, paleomagnéticos, de microscopía electrónica de barrido de óxidos y la medición de susceptibilidad magnética.

3.1 Trabajo de campo y cartografía.

Se realizaron dos visitas al área de estudio para la obtención de muestras y para conocer los sitios donde se tomaron muestras en campañas anteriores. La región incluye el plutón Calmallí, desde la zona El Cañón (al SW del plutón), hasta el Rancho la Unión, así como parte del plutón La Polea.

Las observaciones en campo y los puntos de muestreo se ubicaron con un GPS Garmin®, utilizando el datum WGS 84. Los datos estructurales y de orientación se obtuvieron con una brújula Brunton® Geo Transit Pocket, con base en la regla de la mano derecha. En cada sitio se midieron al menos cinco datos, tanto de foliación magmática como de fracturas penetrativas. Para fines petrográficos, se colectaron muestras representativas en cada afloramiento y, para el estudio paleomagnético se realizó un muestro sistemático el cual se explica con detalle en la sección de paleomagnetismo.

La cartografía se realizó integrando los mapas geológicos previamente elaborados por Caballero-Ramírez (2014), Contreras-López (2016) y Jaimes-Lugo (2016). Con el sistema de información geográfica (SIG) ArcMap 10.2 se obtuvo un modelo de elevación digital de las cuatro cartas topográficas escala 1:50,000: El Arco (H12C12), Miraflores (H12C13), Los Tepetates (H12C72) y El Progreso (H12C73). El mapa cubre un área de 721 km², está en el sistema de coordenadas Universal Transversal de Mercator (UTM), zona 12R y con el datum WGS 84.

3.2 Análisis estructural

El análisis geométrico de los datos de foliación magmática se realizó con el programa Stereonet 9.5 (Allmendinger *et al.*, 2016). Los resultados se graficaron como polos de los planos estructurales en la proyección de Schmidt. Se realizó el análisis estadístico (*Best Cylindrical Fit*) para obtener la orientación de un plano geométrico promedio respecto a la desviación estándar de los datos. Para correlacionar la información de las rocas plutónicas obtenida en campo con la roca encajonante, se tomaron en cuenta los datos documentados por Contreras-López (2016) en el plutón Calmallí.

3.3 Análisis petrográfico

Se analizaron petrográficamente 23 muestras representativas de los afloramientos. Corresponden 18 de ellas a los sitios perforados para análisis paleomagnético y el resto a afloramientos cercanos. La elaboración de las láminas delgadas se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras y Separación de Minerales (PMSM) de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, siguiendo el procedimiento descrito por Rendón-Márquez (1991).

El análisis petrográfico se realizó con un microscopio OLYMPUS® BX60 en el Laboratorio de Petrografía de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE. Para cada muestra se determinó textura, fábrica, forma de los cristales y composición. La clasificación petrográfica se llevó a cabo mediante un conteo modal de 350 puntos por lámina, de acuerdo con el método de Thomson (1931) y Glagolev (1933) considerando las principales fases mineralógicas que conforman la roca, minerales opacos y minerales accesorios. Una vez obtenida la moda para cada muestra se graficaron en el diagrama QAP (Le Maitre, 2002).

3.4 Análisis y descripción de óxidos de Fe-Ti

Los óxidos de Fe-Ti son isotrópicos bajo el microscopio petrográfico, por lo que se requiere del microscopio electrónico de barrido (MEB) para la identificación de los miembros de las soluciones sólidas de magnetita–ulvoespinela y hematita–ilmenita, así como las texturas que aporten información sobre procesos de oxidación deutérica y/o exsolución. Se obtuvieron las proporciones de los elementos formadores de óxidos de Fe-Ti así como Mg, Al, Si, Ca, Cr, Mn, Ni, V, Co y S que pueden presentarse como impurezas.

Para los análisis en el MEB se elaboraron láminas delgadas con pulido espejo y sin cubre objetos en el Laboratorio de PMSM de la División de Ciencias de la Tierra. Con la ayuda de un microscopio estereoscópico se identificaron los minerales opacos y se realizó un mapa de los minerales marcados para su identificación. Los análisis se realizaron en el laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido en la División de Ciencias de la Tierra, utilizando un microscopio marca MEB JEOL® 35C.

Las superficies pulidas son cubiertas con una película de carbono con la finalidad de aumentar su conductividad. El MEB hace incidir un haz móvil de electrones sobre las muestras, los cuales son acelerados y producen una radiación electromagnética cuya longitud de onda es proporcionalmente inversa a la velocidad. Esto da como resultado diversos efectos que serán captados y visualizados en las siguientes imágenes y datos: a) electrones retrodispersados, BEI (Backscattered Electron Image); b) energía dispersiva, EDS (Energy Dispersive Spectrometer) y c) electrones secundarios, SEI (Secondary Electron

Image) (Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido, Servicios Centrales de Apoyo a la Investigación: http://www.scai.uma.es/servicios/area_microscopia/sem/sem.html).

Para este trabajo se utilizaron imágenes BEI, que revelan la composición superficial de la muestra, mediante contrastes en el choque de los electrones que van en función del número atómico de las diferentes partes del mineral. El uso de EDS permitió la detección de los rayos X que se generaron y obtener un análisis espectrográfico de la composición química elemental de la muestra. Para detectar el cambio composicional de las diferentes texturas, inclusiones y/o exsoluciones en cada cristal, se realizaron análisis puntuales. Las imágenes BEI son capturadas por el software NIH Image, con calidad 128x128 hasta 4096x4096 píxeles. Para el EDS, se utilizó el software DTSA (Desk Top Spectrum Analyzer) para coleccionar los rayos X emitidos y realizar el análisis cualitativo y semicuantitativo para la detección de elementos (Gradilla-Martínez, comunicación personal, 2016).

3.5 Medición de susceptibilidad magnética

Se realizó la medición de susceptibilidad magnética de cada sitio muestreado con fines paleomagnéticos con un susceptibilímetro portátil Terraplus® KT-10R Plus v2. Se tomaron al menos 10 mediciones por sitio de las cuales se obtuvo un promedio. En el caso de los afloramientos que presentaban enclaves se tomaron mediciones independientes para la roca huésped y el enclave. La información obtenida fue clasificada por tipo de roca y asociada al óxido identificado en el MEB.

3.6 Paleomagnetismo

El principal objetivo del paleomagnetismo es obtener un promedio de la variación secular del área de estudio en el periodo en que la roca se formó (Butler, 2004). Para ello se realiza una colecta de muestras en campo y posteriormente, en el laboratorio, se desmagnetizan progresivamente y bajo monitoreo. La metodología debe ser sistemática desde que se realiza el muestreo para asegurar la mayor precisión en la determinación de paleodirecciones y paleopolos. La logística del muestreo inicia desde la selección de la roca, por lo que fue importante asegurarse de que el afloramiento se encontrara in situ, que la roca estuviera fresca y que su ubicación topográfica no correspondiera a una cima ya que son zonas naturalmente expuestas a relámpagos que pueden producir un magnetismo remanente isotermal secundario de importancia.

Para el presente estudio se analizaron 20 sitios en total, 15 del plutón Calmallí y 5 del plutón La Polea. Con la ayuda de una perforadora portátil de gasolina se tomaron de cada sitio entre ocho y diez núcleos de 2.5 cm de diámetro con una longitud de 6 a 12 cm. Antes de retirar los núcleos del afloramiento, fueron orientados con la ayuda de un inclinómetro y una brújula. Se considera un plano cartesiano de tres ejes

en la muestra donde el eje z apunta hacia adentro del afloramiento y los ejes x, y corresponden al plano horizontal y vertical, respectivamente, del plano cartesiano ortogonal a z (Figura 3.1). Las mediciones que se obtuvieron fueron azimut e inclinación (o buzamiento). El primero se midió desde el norte magnético hasta el eje x, mientras que la inclinación se obtuvo del ángulo que se forma entre la vertical y el eje z. Al retirar los núcleos del afloramiento se marcaron en la cima con una flecha vector apuntando hacia el norte magnético y el cuerpo del núcleo también se marcó con una serie de líneas en diagonal indicando cuál es la parte superior del núcleo (*up*), es decir, la parte que se encontraba expuesta en el afloramiento (Figura 3.2a).

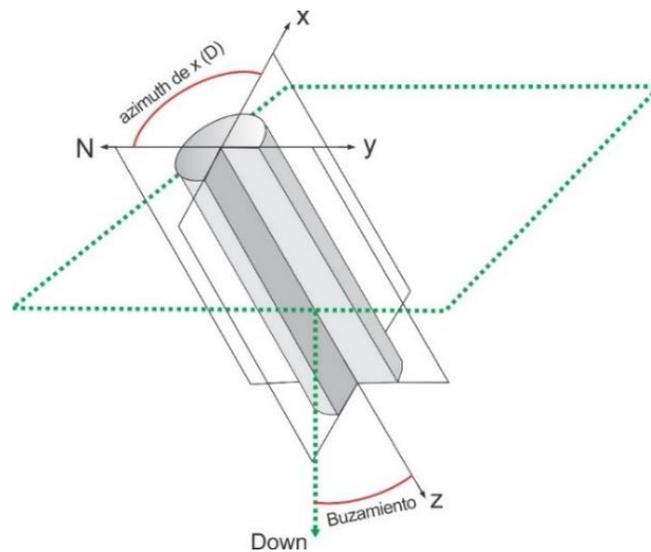


Figura 3.1 Sistema de orientación de las muestras colectadas en campo. Se muestra una representación esquemática del núcleo in situ. El eje z apunta hacia adentro del afloramiento; los ejes x, y corresponden al plano horizontal y vertical, respectivamente, del plano cartesiano ortogonal a z. El cuadro de la línea punteada verde, corresponde al plano ortogonal al eje vertical de 90° (Down). Se indica con las líneas rojas, los ángulos que se miden para obtener azimut y buzamiento. Modificado de Butler (2004).

Las muestras fueron procesadas y medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla. Los núcleos fueron cortados en intervalos de 21 mm para obtener al menos dos especímenes de cada uno (Figura 3.2b). Posteriormente se midió la susceptibilidad magnética de cada espécimen con el susceptibilímetro KLY-3 Kappabridge. Para obtener la magnetización característica de cada espécimen (ChRM), es necesario someterlos a una desmagnetización por pasos, que progresivamente borra el magnetismo natural remanente (MNR) y el magnetismo remanente secundario (MRS). Para este trabajo, se utilizaron dos métodos de desmagnetización, los cuales se explican con detalle a continuación.

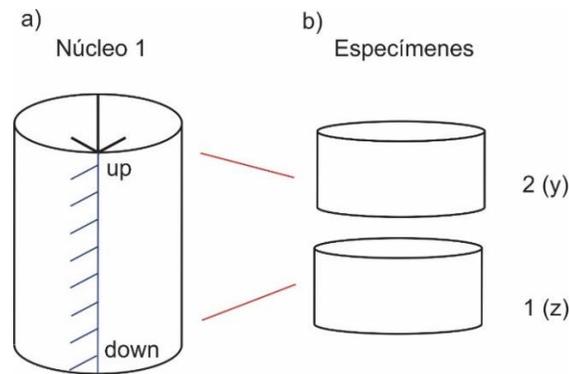


Figura 3.2 a) Marcado sistemático de los núcleos obtenidos en campo; b) corte del núcleo en especímenes, los cuales se numeran de la base hacia la parte superior.

3.6.1 Desmagnetización por campos alternos (AF)

Se seleccionaron tres muestras piloto de cada sitio para observar las variaciones en su comportamiento conforme se desmagnetizaban. Este método consiste en exponer un espécimen a un campo magnético alterno con una amplitud máxima seleccionable, cuya intensidad disminuye de forma lineal con el tiempo. Los instrumentos típicos permiten una desmagnetización con una amplitud máxima de 100 mT. La frecuencia de una onda de forma sinusoidal es comúnmente de 400 Hz y el tiempo de decaimiento del campo desde el valor máximo hasta cero es hasta 1 minuto, esto depende de la amplitud máxima seleccionada.

La teoría básica del método AF se relaciona con la fuerza coercitiva (H_c) de los cristales. En la Figura 3.3 una muestra es sometida a una intensidad de 20 mT. Los momentos magnéticos de todos los cristales en el espécimen con H_c menor o igual a 20 mT serán forzados a apuntar en la dirección de "up". El campo magnético sinusoidal disminuye 0.1 mT cada mitad de ciclo, por lo tanto, en el punto dos, donde la intensidad del campo es de 19.9 mT, los momentos magnéticos con esa H_c apuntarán en dirección "down". El total de momentos magnéticos de los granos en estos intervalos de H_c , serán cancelados, de esta manera se remueve el MNR secundario y se aísla la ChRM en rocas con cristales multidominio de titanomagnetita. Este tipo de cristales generalmente tienen una fuerza coercitiva igual o menor a 20 mT en cristales de dominio simple o pseudo dominio la fuerza coercitiva es mucho mayor a 20 mT (Butler, 2004). Para este estudio se utilizaron dos desmagnetizadores:

- LDA-3A que desmagnetiza al espécimen mientras éste gira dentro de una bobina. Se localiza dentro de un cuarto blindado que permite la reducción del campo magnético ambiental. Este proceso es controlado por un sistema automático que permite seleccionar la intensidad del campo aplicado, y su valor máximo es de 100 mT. Los experimentos que se realizaron con este equipo se desmagnetizaron en pasos desde 0 a 100 mT.

- Desmagnetizador de alto voltaje con bobinas Helmholtz para compensar el campo magnético ambiental. La intensidad máxima de este equipo es de 300 mT, aunque es importante mencionar que la intensidad máxima a la que se llegó fue de 200 mT.

Después de cada paso los vectores de remanencia fueron medidos con un magnetómetro de giro (*spinner magnetometer*) AGICO JR-5A.

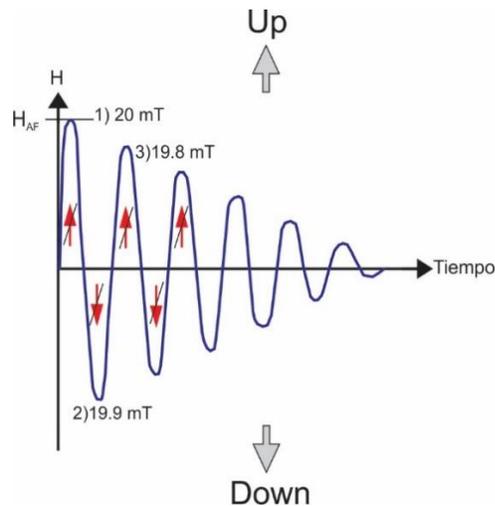


Figura 3.3 Representación esquemática del método de desmagnetización por campos alternos. Se observa una onda sinusoidal con una intensidad inicial de 20 mT con un decaimiento lineal en amplitud. Las flechas rojas indican los momentos magnéticos que se van cancelando conforme avanza la onda. Modificado de Butler (2004).

3.6.2 Desmagnetización térmica.

En el caso de rocas con hematita la desmagnetización por campos alternos no es efectiva debido a que dicho mineral tiene una fuerza coercitiva muy alta excediendo el campo disponible máximo por el método de campos alternos. Por lo tanto, en rocas con hematita como mineral ferromagnético dominante, se necesita forzosamente desmagnetización térmica para remover la MRN (Butler, 2004).

Entre tres y cuatro especímenes por sitio se seleccionaron para la aplicación de este método. El procedimiento involucra el sometimiento de las muestras a temperaturas elevadas, por debajo de la temperatura de Curie (T_c) del mineral ferromagnético presente. Se utilizó un desmagnetizador térmico modelo TD-48 SC consistente en un horno no inductivo. Los pasos de las mediciones iniciaron en 150°C y en algunas muestras se alcanzaron temperaturas de hasta 610°C. Sin embargo, en algunas muestras de grano grueso y con alto contenido de biotita, las temperaturas máximas fueron de 350-500°C. En ese rango de temperatura algunas muestras se desintegraron antes de poder determinar su ChRM. Por tal motivo se combinaron los resultados de la desmagnetización térmica y la de campos alternos. Igual que en el método

anterior, después de cada paso, los vectores de remanencia fueron medidos con un magnetómetro de giro (*spinner magnetometer*) AGICO JR-5A.

El método de desmagnetización térmica se basa en la temperatura de bloqueo (T_B) y tiempo de relajación (τ) de los cristales que disminuye con la temperatura. Debido a la variación de propiedades magnéticas, tamaño y forma de los minerales magnéticos, así como a todo un espectro de tiempos de relajación. La desmagnetización térmica remueve en cada etapa la contribución de las partículas con temperaturas de bloqueo (T_B) menores a la temperatura programada del horno. Al someter las muestras a un aumento de temperatura controlado, los cristales que llevan por ejemplo, una magnetización remanente viscosa (MRV), ésta se borrará selectivamente dejando sin afectar la ChRM llevada por los cristales con mayor tiempo de relajación y temperatura de bloqueo (Figura 3.4; Butler, 2004).

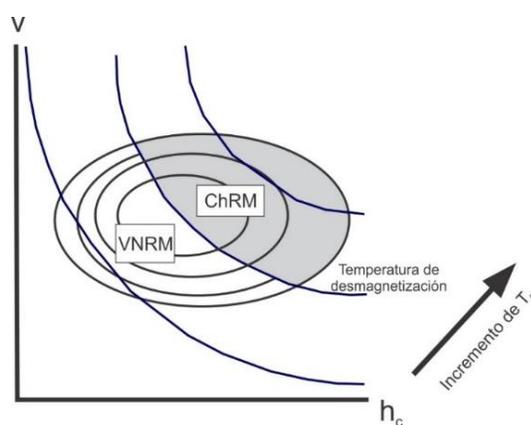


Figura 3.4 Representación esquemática de la desmagnetización térmica. Se grafica el volumen del grano (V) contra la fuerza coercitiva (h_c) para un conjunto de granos SD. Las líneas curvas representan el tiempo de relajación y temperatura de bloqueo con valores que incrementan desde la parte inferior izquierda hacia la parte superior derecha. El semicírculo sólido representa a los granos con valores más altos de estas variables y que son portadores de una magnetización remanente estable (ChRM). El semicírculo abierto representa los granos con magnetismo remanente viscoso inestable. Modificado de Butler (2004).

3.6.3 Procesamiento de los datos magnéticos

Se obtuvieron los vectores de las componentes de magnetismo remanente identificados a partir de la desmagnetización y se visualizan en diagramas de proyección en dos planos ortogonales: uno horizontal y otro vertical (Zijderveld, 1971). La finalidad de combinar dos proyecciones es poder observar el comportamiento de los vectores que se dirigen hacia el origen ya que en ocasiones la componente de MNR perpendicular a alguno de los planos de proyección es removida, por lo que dicha componente no será visible en alguno de los planos. La ChRM se define, en la mayoría de los casos, con el vector de la trayectoria de los puntos finales que se dirigen hacia el origen del plano cartesiano (Figura 3.5; Butler, 2004).

Se calculó la dispersión de los datos de los vectores de las componentes. Este análisis se realiza para determinar la desviación angular máxima (MAD por sus siglas en inglés) y obtener una precisión cuantitativa (Kirschvink, 1980). La media de los sitios y la media del plutón fueron determinadas por medio de la estadística de Fisher, que proporciona la probabilidad por unidad de área angular de la dirección encontrada (Fisher, 1953). Las direcciones medias finales fueron comparadas con la dirección derivada del paleopolo de referencia de Norteamérica de Torsvik et al. (2012) de acuerdo a las edades de cada plutón: 100 Ma para Calmallí y 90 Ma para La Polea.

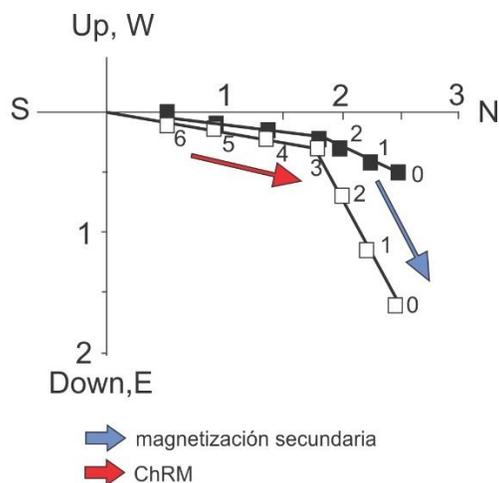


Figura 3.5 Diagrama de proyección ortogonal en donde se visualiza el plano horizontal y vertical, cada uno con dos componentes magnéticas. La flecha azul señala el magnetismo remanente secundario y la flecha roja la magnetización característica (ChRM).

3.6.4 Curvas termomagnéticas.

Se realizó la medición de la magnetización inducida en un campo de aproximadamente 500 mT en función de la temperatura con la finalidad de definir el mineral ferromagnético dominante en la roca. Las mediciones se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, con la ayuda de una balanza termomagnética integrada a un electroimán cuya intensidad máxima es de 1 T.

Se utilizó material de un núcleo por sitio, previamente triturado y pulverizado. Las muestras fueron calentadas hasta los 700°C, con un aumento de temperatura de 30°C por minuto. Posteriormente se enfrió lentamente hasta llegar a la temperatura ambiente. A partir de la curva obtenida se estima la temperatura de Curie utilizando el método de Grommé et al. (1969). Las curvas identificadas se clasificaron utilizando el criterio de Mankinen et al. (1985) y Pollard (1999).

Capítulo 4. Descripción geológica del área de estudio

Con respecto a la edad de emplazamiento del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), las rocas del área de estudio se dividen en tres grupos (Gastil *et al.*, 1975): a) prebatolíticas: rocas encajonantes de edad Jurásico; b) batolíticas: rocas plutónicas con una de edades de ~120 a 90 Ma (Kimbrough *et al.*, 2014; Peña-Alonso *et al.*, 2015; Contreras-López, 2016) y c) postbatolíticas: tobas y derrames volcánicos del Terciario (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999).

Las rocas prebatolíticas están formadas por una secuencia volcánica-volcanoclástica de edad Jurásico con interestratificaciones de rocas clásticas que tienen afinidad con secuencias de arco e intra-arco. Dicha secuencia está bien definida entre Nuevo Rosarito y Compostela (Peña-Alonso *et al.*, 2012; Torres-Carrillo *et al.*, 2016) y es correlacionable con las unidades expuestas en las sierras El Veteado y El Arco (Caballero-Ramírez, 2014), ubicadas ~5 km al este y ~10 km al suroeste, del núcleo del plutón Calmallí, respectivamente (Figura 4.1).

Las rocas volcánicas y clásticas, presumiblemente jurásicas, encajonan al plutón Calmallí y consisten en lavas basáltico-andesíticas metamorizadas a facies de esquistos verdes y parcialmente a anfibolitas que afloran en la sierra El Veteado y sur del rancho El Venadito (Caballero-Ramírez, 2014, Torres-Carrillo *et al.*, 2016). Las metasamitas con horizontes de metapelitas afloran al oeste del núcleo máfico del plutón Calmallí y al este, cerca del rancho La Unión, donde se clasifican como esquistos de biotita, esquistos de hornblenda y gneis de hornblenda + granate (Contreras-López, 2016).

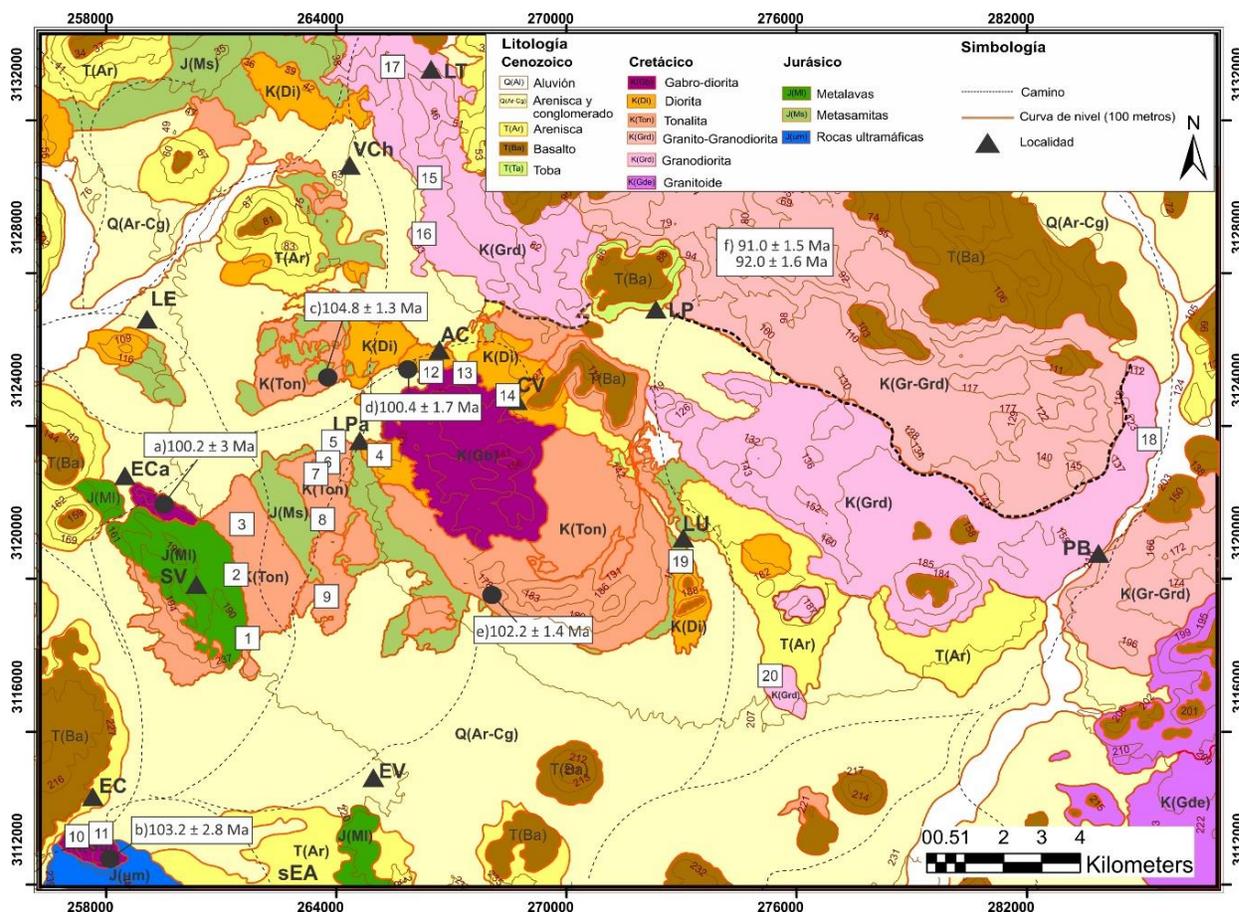
Tanto en las secuencias de origen volcánico como sedimentario se observa que la foliación S_0 tiende a ser vertical, similar a las tendencias observadas en Nuevo Rosarito (Peña-Alonso *et al.*, 2015). La orientación preferente de las estructuras de deformación es NW-SE, excepto en el oriente del plutón Calmallí (Caballero-Ramírez, 2014; Contreras-López, 2016).

En el noroeste del rancho Las Palomas y norte del arroyo Calmallí se observan bloques o pantallas de esquistos de hornblenda y, en ocasiones, de dos micas embebidos en rocas tonalíticas, lo que se ha interpretado como zonas de borde del plutón Calmallí y que el líquido tonalítico penetró a través de las fracturas y la foliación del esquistos, dando un aspecto de rebaje (Contreras-López, 2016).

En las rocas ígneas prebatolíticas cerca del rancho El Cañón al NW de la sierra El Arco se identifica una serie de rocas ultramáficas y gabro-dioríticas, posiblemente de edad Jurásica, que se alojan en la secuencia de arco de islas parcialmente metamorizada en facies de esquistos verdes (Ojeda-García, 2016). En la esquina NW de la sierra El Arco, la secuencia jurásica de formada está intrusionada por un cuerpo gabroico

sin deformación de apenas 0.25 km² (Ojeda-García, 2016) fechado por Kimbrough et al. (2015) en 100.2 ± 2.8 Ma el cual, por su edad, pertenece al Cinturón Batolítico Peninsular.

Los plutones Calmallí y La Polea tienen dimensiones batolíticas y claramente pertenecen al grupo de las rocas del CBP. Del plutón Calmallí Contreras-López (2016) obtuvo edades de 100.4 ± 1.7 Ma en dioritas y 104.8 ± 1.3 y 102.2 ± 1.3 Ma en tonalitas (U-Pb en zircón), mientras que el plutón La Polea, aparentemente es la porción más oriental del batolito La Lagunitas cuya edad es 91.5 ± 1.5 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda; Kimbrough *et al.*, 2001).



Clave	Muestra	Clasificación petrográfica	Clave	Muestra	Clasificación petrográfica
1	SOM 1	Tonalita de bt-hbl	11	SOM 11	Gabro de anfíbol
2	SOM 2	Tonalita de bt	12	P1-IV-16	Gabro de opx-hbl
3	SOM 3	Cuarzodiorita de bt-hbl	13	P2-IV-16	Cuarzodiorita de bt-hbl
4	SOM 4	Gabro de dos px	14	P3-IV-16	Diorita de opx-hbl
5	SOM 5	Tonalita de bt-hbl	15	P4-IV-16	Granodiorita de bt
6	SOM 6	Cuarzodiorita de bt-hbl	16	P5-IV-16	Granodiorita de bt
7	SOM 7	Tonalita de bt	17	P6-IV-16	Granodiorita de bt
8	SOM 8	Cuarzodiorita de bt	18	P7-VI-16	Granodiorita de bt
9	SOM 9	Cuarzodiorita de bt	19	P8-VI-16	Cuarzodiorita de bt
10	SOM 10	Gabro de anfíbol	20	P9-VI-16	Granodiorita de bt

Figura 4.1 Mapa geológico de los plutones Calmallí y La Polea. El primero está formado por un núcleo máfico (KGB) y el segundo por rocas de composición granítica (Grd). Se muestra la ubicación de los sitios de perforación para estudios paleomagnéticos, análisis de óxidos por microscopio electrónico de barrido y mediciones de susceptibilidad magnética. Las edades U-Pb son según: a) y b) Kimbrough et al. (2015); c), d) y e) Contreras- López (2016); f) Kimbrough et al. (2001). Abreviaturas: EC=El Cañón; EV=El Venadito; PB=Piedra Blanca; LU=La Unión; ECa=El Cañoncito; LPa=Las Palomas; LE=La Esperanza; AC=arroyo Calmallí; CV=Calmallí Viejo; LP=La Polea; VCh=valle del Chapo; LT=Las Tinajas; SV=sierra EL Veteado. Modificado de Contreras-López (2016).

4.1 Plutón Calmallí

De acuerdo con la división regional por tipo y composición de plutones (magnetita/ilmenita o gabro/tonalita) de la Figura 1.1, este plutón se encuentra prácticamente en el límite entre las zonas del occidente y oriente, casi en el extremo meridional del CBP. De acuerdo con Caballero-Ramírez (2014) se define como un batolito cuyo radio, desde el núcleo máfico cerca del rancho Las Palomas, hasta la sierra El Vetado, es de cerca de 8 km. Jaimes-Lugo (2016) lo describe como un plutón elongado hacia el NW delimitado por estructuras rectilíneas en el oriente, cerca del núcleo y en contacto con el plutón La Polea (Figura 4.1). De acuerdo con Torres-Carrillo (2016) forma parte de los plutones de la zona oeste, ya que incluye rocas gabroicas y se emplaza en la secuencia volcánica-volcanoclástica del arco Jurásico. Los óxidos de Fe-Ti son similares a los de la zona transicional (Caballero-Ramírez, 2014; Contreras-López, 2016).

Con base en el análisis petrográfico, cuatro unidades litológicas principales conforman al plutón Calmallí: Gabro, diorita, cuarzodiorita y tonalita (Figura 4.2), según se resume en la Tabla 4.1.

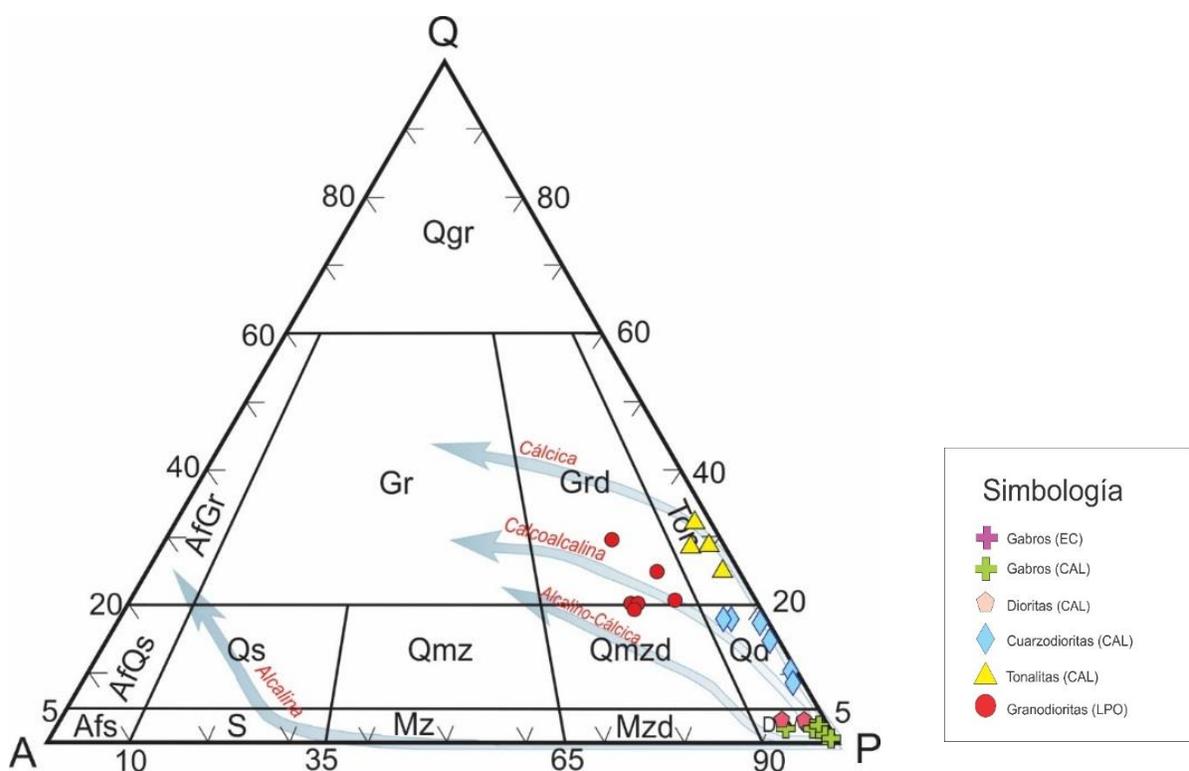


Figura 4.2 Diagrama de clasificación modal de las rocas de los plutones Calmallí y La Polea (Streckeisen, 1976). Las rocas del plutón Calmallí siguen una tendencia desde gabro hasta tonalita sobre la línea cálcica, que resulta de graficar $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (MALI) (Frost y Frost, 2008). Las rocas del plutón La Polea se clasifican como granodioritas siguiendo una tendencia calcoalcalina. Abreviaturas en la simbología: EC=El Cañón; CAL= plutón Calmallí; LPO=plutón La Polea.

Tabla 4.1 Síntesis petrográfica de los plutones Calmallí y La Polea.

Plutón	Clave	Muestra	Coordenadas UTM		Clasificación petrográfica	Textura	AQP			Acc
			Longitud	Latitud			Fk	Qtz	Pl	
Calmallí	1	SOM 1	261720	3118638	Tonalita de Bt-Hbl	Holocristalina inequigranular	2.1	25.3	72.7	Ap, Zrn, Ep
Calmallí	2	SOM 2	261541	3120120	Tonalita de Bt	Holocristalina inequigranular	2.2	32.1	65.7	Ap, Zrn
Calmallí	3	SOM 3	261320	3121546	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	holocristalina hipidiomórfica	0.0	8.9	91.1	Ep, Czo en Pl; Zrn
Calmallí	4	SOM 4	265411	3123370	Gabro de dos Px	holocristalina hipidiomórfica inequigranular	0.0	0.0	100.0	Ap, Zrn
Calmallí	5	SOM 5	264007	3123402	Tonalita de Bt-Hbl	Holocristalina inequigranular	4.2	29.8	66.0	Ep, Chl y Ser en Pl
Calmallí	6	SOM 6	264140	3123040	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	Holocristalina inequigranular subidiomórfica	0.0	18.0	82.0	Ep, Chl en P; Zrn
Calmallí	7	SOM 7	264064	3122954	Tonalita de Bt		1.8	29.1	69.1	Ap, Zrn
Calmallí	8	SOM 8	263537	3121636	Cuarzodiorita de Bt	Holocristalina inequigranular	0.0	15.6	84.4	Ep, Czo en Zl; Ap, Zrn, Ms
Calmallí	9	SOM 9	263159	3119788	Cuarzodiorita de Bt	Holocristalina consertal subidiomórfica	3.9	19.0	77.1	Ep, Ser, Zrn
El Cañón	10	SOM 11	257013	3113142	Gabro de anfíbol	Xenomófica	0.0	0.0	100.0	Zrn
Calmallí	11	P1-IV-16	266508	3125467	Gabro de Opx-Hbl	Subidiomórfica inequigranular	0.0	2.5	97.5	Ap, Zrn
Calmallí	12	P2-IV-16	267116	3125616	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	Holocristalina inequigranular	0.0	10.3	89.7	Ep, Zrn
Calmallí	13	P3-IV-16	268586	3124754	Diorita de Opx-Hbl	Holocristalina inequigranular	0.0	0.0	100.0	Zrn
La Polea	14	P4-IV-16	266150	3130641	Granodiorita de Bt	Holocristalina inequigranular subidiomórfica	10.6	25.6	63.7	Ms, Ep, Ser, Zrn
La Polea	15	P5-IV-16	266252	3128968	Granodiorita de Bt	Holocristalina inequigranular subidiomórfica	17.4	17.8	64.8	Ms, Chl, Ep
La Polea	16	P6-IV-16	265522	3133788	Granodiorita de Bt	Holocristalina inequigranular	14.1	30.3	55.6	Ms, Chl, Ep
La Polea	17	P7-VI-16	285217	3123290	Granodiorita de Bt	Holocristalina inequigranular	21.6	23.6	54.8	Ms, Chl, Zrn
Calmallí	18	P8-VI-16	272536	3121621	Cuarzodiorita de Bt	Holocristalina inequigranular	6.0	16.4	77.6	Ap, Zrn
La Polea	19	P9-VI-16	275172	3116713	Granodiorita de Bt	Holocristalina	11.3	19.5	69.2	Ms, Chl, Zrn
La Polea	20	1-VI-16	272108	3124981	Granodiorita de Bt	Holocristalina	17.1	17.9	64.9	Ep, Zrn
Calmallí	9*	11-III-15	266781	3125517	Gabro de Hbl	holocristalina hipidiomórfica	1.5	2.9	95.6	
Calmallí	10*	37-II-15	266145	3125223	Gabro de Hbl	holocristalina hipidiomórfica	0.0	2.7	97.3	
Calmallí	11*	1-X-14	268509	3124447	Diorita de Opx-Hbl	Holocristalina inequigranular	0.0	0.9	99.1	Ep en Pl; Zrn
Calmallí	12*	3-X-14	267504	3125299	Diorita de Cpx-Hbl	Holocristalina inequigranular	1.5	1.0	97.5	
La Polea	17*	10-XI-15	285202	3123285	Granodiorita de Hbl	Holocristalina	17.1	17.1	65.7	

Abreviaturas: Bt=biotita; Hbl=hornblenda; Px=piroxeno; Opx=ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Ap=apatito; Zrn=zircón; Ep=epidota; Czo=clinozoisita; Pl=plagioclasa; Chl=clorita; Ser=sericita; Ms=muscovita; Ep=epidota. Las claves marcadas con (*) pertenecen al mapa de clasificación geoquímica (Figura 5.1)

4.1.1 Gabro

Las rocas de esta composición afloran en el núcleo del plutón Calmallí (Gb-Cal), así como en el norte de la sierra El Veteado y arroyo El Cañón (Gb-Cñ). La asociación de estos dos últimos con el plutón es incierta. Los gabros Gb-Cal definen un área elongada hacia el NW-SE de $\sim 14 \text{ km}^2$. Se subdividen composicionalmente en gabro de dos piroxenos (2Px) y de ortopiroxeno-hornblenda (Opx-Hbl). El de 2Px aflora al este y sureste del rancho Las Palomas y el de Opx-Hbl se observa casi de manera continua a lo largo del arroyo Calmallí. En este arroyo Contreras-López (2016) reporta la presencia de diques de composición diorítica de hasta 1.2 m que cortan a los gabros (Figura 4.3a). En ambas secuencias las texturas varían de holocristalina hipidiomórfica a subidiomórfica, donde la plagioclasa dominante es labradorita-bytownita. Los ortopiroxenos pueden mostrar alteración a bastita. La uralitización en los clinopiroxenos de los gabros es común, principalmente los de ortopiroxeno-hornblenda, lo que se asocia con fluidos magmáticos residuales (Figura 4.4a). La fase de óxidos primarios representa el 4.1% modal en los gabros de 2 Px y el 3% en los gabros de Opx-Hbl. El tamaño de los óxidos varía entre 0.04 y 0.07 mm, respectivamente y generalmente se encuentran como inclusiones en piroxenos y hornblendas (Figura 4.4b).

El gabro Gb-Cñ del arroyo El Cañón, fechado por Kimbrough et al. (2015) en $103.2 \pm 2.8 \text{ Ma}$ se localiza al suroeste del plutón Calmallí (Figura 4.1). En esta zona se reportan diques pegmatíticos de Hbl cortando a la secuencia gabroica (Caballero-Ramírez, 2014). Petrográficamente su textura es holocristalina subidiomórfica, la plagioclasa dominante es labradorita-bytownita y generalmente presentan cristales aciculares probablemente de escapolita. Es común observar clinopiroxenos uralitizados y ortopiroxenos con alteración a bastita. Este tipo de alteraciones, así como la escapolita, se asocian con acción hidrotermal o neumatolítica de agua residual enriquecida en fluidos magmáticos (Deer et al., 1992).

4.1.2 Diorita

Estas rocas afloran en el arroyo Calmallí, desde el noroeste del rancho Las Palomas, donde están intrusionadas por diques félsicos y pegmatíticos de cuarzo (Figura 4.3b; Contreras-López, 2016) hasta Calmallí Viejo (CV en la Figura 4.1), donde se observa un frente de solidificación evidenciado por una zona de mezcla de tonalita félsica de grano más grueso (Figura 4.3c). Es común en ambas localidades observar bandas de segregación y fracturas rellenas con anfíboles (Figura 4.3d). Petrográficamente se clasifica como diorita de Opx-Hbl caracterizada por la asociación labradorita-andesina. La fase de óxidos representa el 4% modal, se observa en intercrecimiento con los piroxenos y como inclusiones en hornblendas. Los ortopiroxenos comúnmente están alterados a bastita y los clinopiroxenos normalmente están uralitizados, presumiblemente por la presencia de líquidos deutéricos de fases magmáticas tardías (Figura 4.4c). Su

textura es holocristalina inequigranular. De esta unidad, en el arroyo Calmallí Viejo, Contreras-López (2016) obtuvo la edad mencionada de 100.4 ± 1.2 Ma (U-Pb en zircón).

4.1.3 Cuarzodiorita y tonalita

Este grupo de rocas es el más abundante y define la parte externa del plutón Calmallí, rodeando al núcleo máfico en un semicírculo elongado y orientado noroeste-sureste y abierto hacia el noroeste, donde es característico encontrar pantallas de esquistos que aparentemente definen el techo del plutón. En esa zona, en el arroyo Calmallí Viejo, Contreras-López (2016) obtuvo una edad de 104.8 ± 1.3 Ma (U-Pb).

Desde el núcleo, la masa tonalítica se extiende hasta el oeste del rancho La Unión (LU en la Figura 4.1) definiendo estructuras de aspecto anular al observarse en imágenes de satélite. A oeste del rancho es común observar enclaves máficos afaníticos elongados en la dirección de la foliación magmática de las tonalitas. Del borde SW de esta masa, Contreras-López (2016) obtuvo una edad de 102.2 ± 1.4 Ma (U-Pb).

Hacia el oeste-suroeste del núcleo, desde el rancho Las Palomas hasta la sierra El Veteado los afloramientos de tonalitas están interrumpidos por amplias exposiciones de rocas clásticas metamorfizadas orientadas NW-SE interpretados como colgantes. Las rocas plutónicas que flanquean a la sierra El Veteado en su porción SW, de donde derivan los diques a los que se debe el nombre de “El Veteado”, son también tonalíticos, por lo que se infiere que pertenecen al borde del plutón Calmallí. En el sur del rancho Las Palomas, la tonalita se emplaza como diques que cortan a la roca encajonante que se observa en xenolitos de hasta 50 cm de diámetro (Figura 4.1).

Al norte del rancho Las Palomas y arroyo Calmallí Viejo son comunes los diques pegmatíticos de cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita y turmalina, algunos de ellos emplazados en zonas de cizalla (Luis Delgado comunicación personal, 2016).

Las fases minerales de esta unidad tiene porciones variables de hornblenda-biotita y la plagioclasa dominante es oligoclasa \pm andesina. Las biotitas generalmente definen la foliación magmática, mientras que en las plagioclasas es común observar alteración selectiva a epidota y sericita, lo que se asocia a procesos hidrotermales (Figura 4.4d). La fase de óxidos representa el 1-2% modal (Anexo 1) en cristales que varían entre 0.02 y 0.08 mm. Es muy frecuente que se encuentren como inclusiones en plagioclasas y hornblendas.

4.2 Plutón La Polea

De acuerdo con Contreras-López (2016) el plutón La Polea (LPO) pertenece a la fracción más occidental del plutón de dimensiones batolíticas Las Lagunitas. El LPO Intrusiona el costado oriental del plutón

Calmallí se extiende, a partir del rancho Las Palomas por lo menos, 10 km al norte en el rancho Las Tinajas y hasta ~20 km al este (Figura 4.1). El área del cuerpo granítico (KGr)-granodiorítico (KGrd) de la Figura 4.1 cubre un área de ~252 km². En el rancho La Polea, Contreras-López (2016) clasifica a la unidad de color más claro con lineamientos NNW como granito, el cual aparentemente intrusión al cuerpo granodiorítico definido con coloración más oscura y con lineamientos orientados NW que, a su vez, intrusionan al plutón Calmallí en su parte oriental. Las relaciones de contacto entre las masas, principalmente granítica y granodiorítica, parece transicional definiendo una zona de borde donde la masa granítica es más joven. Mineralógicamente varía de granodiorita con proporciones variables de hornblenda y biotita, a granito de biotita hacia el oriente. Las muestras analizadas paleomagnéticamente en rocas cercanas al rancho Las Tinajas y Piedra Blanca son de granodiorita de Bt y de Bt-Hbl, respectivamente (muestras 15-18 y 20 en Figura 4.1). Las texturas comunes son holocristalinas subidiomórficas inequigranulares. Las principales fases minerales son cuarzo, feldespato potásico y biotita y la hornblenda solo se observó de manera notable al sur del rancho Piedra Blanca (Figura 4.1). En esta zona, aparece la muscovita como mineral traza (Figura 4.4e), lo que la hace similar a los plutones tipo La Posta, característicos de la zona oriental de CBP. La fase de óxidos no es importante, sólo se observaron cristales menores a 0.01 mm generalmente de Ti asociados a las biotitas.

En el rancho Las Tinajas las fracturas horizontales están rellenas de aplitas asociadas probablemente a los eventos tardíos de emplazamiento del plutón (Figura 4.3e). Las rocas de esta región están cubiertas por un conglomerado polimíctico que posiblemente esté asociado al desarrollo del Escarpe del Golfo durante el Plioceno (Gastil et al., 1975).

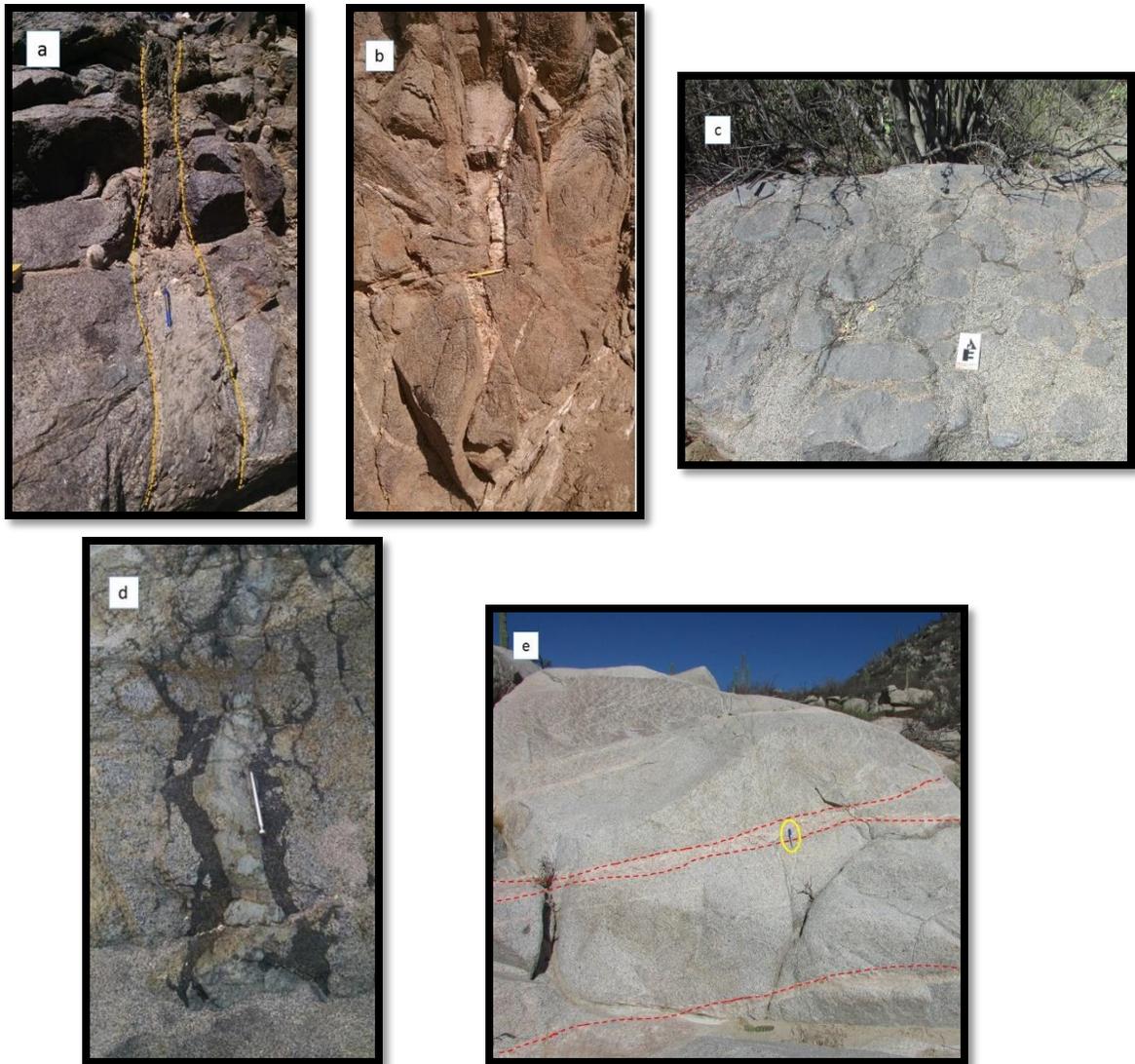


Figura 4.3 a) Dique de composición diorítica intrusionando a la unidad gabroica, indicado por las líneas punteadas amarillas; b) dique de composición félsica cortando una diorita al noroeste del rancho Las Palomas; c) enclaves de gabro embebidos en tonalita; d) segregación de cristales de hornblenda en diorita; e) granodiorita con fracturas horizontales rellenas de material aplítico, cerca del rancho Las Tinajas.

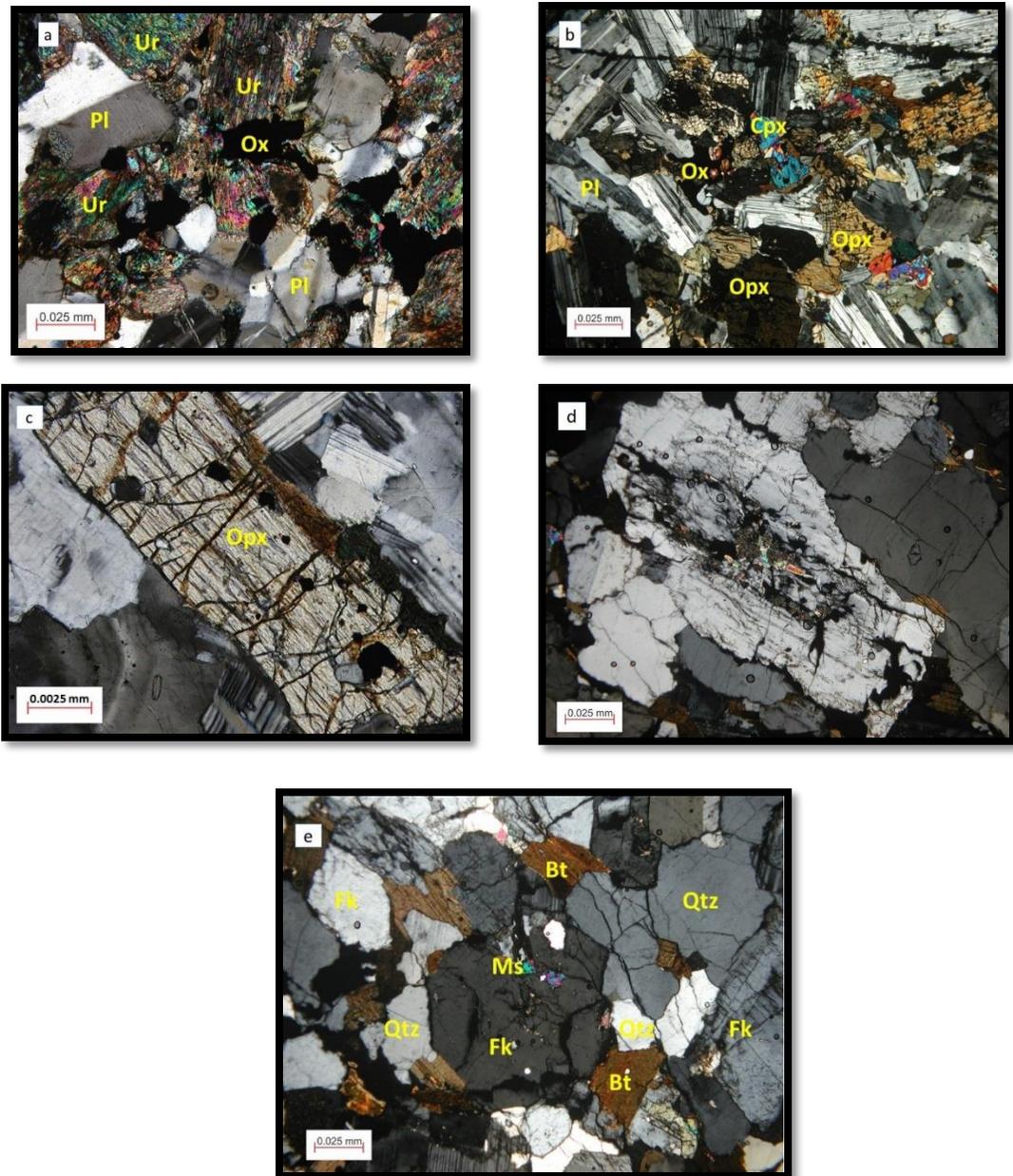


Figura 4.4 Micrografías de las rocas plutónicas de Calmallí y La Polea: a) Gabro de Opx-Hbl, (P1-IV-16) clinopiroxenos uralitizados; b) gabro de dos piroxenos (SOM 4); c) diorita de Opx-Hbl (P3-IV-16) ortopiroxeno con alteración a bastita; d) tonalita de Bt-Hbl, se observa una plagioclasa con alteración selectiva a epidota y sericita (SOM 7); e) granodiorita de Bt (P6-VI-16) se observan cristales de muscovita.

Capítulo 5. Geoquímica

En esta sección se presenta una síntesis de una selección de análisis geoquímicos obtenidos durante el desarrollo del proyecto CONACYT-153086 (responsable, Luis A. Delgado) durante los últimos cuatro años. Se escogieron 17 análisis de roca total de muestras en los sitios paleomagnéticos (Figura 5.1). Del plutón El Cañón se utilizó una muestra de Kimbrough et al. (2015; muestra 16) y una de Caballero-Ramírez (2014; muestra 15), de este último autor, se recopilieron seis muestras de rocas ubicadas entre la sierra El Veteado y el núcleo máfico del plutón Calmallí (1-6), de Contreras-López (2016) cinco dioritas y gabros del arroyo Calmallí Viejo y dos del sureste del plutón La Polea (9-14). Finalmente, de Jaimes-Lugo (2016), dos de las granodioritas al noroeste del plutón La Polea (7 y 8). En la Tabla 5.1 se especifica para cada muestra el tipo de roca de acuerdo con la clasificación petrográfica, localidad y clave con la que se presenta en el mapa de ubicación. Es importante notar que los gabros de El Cañón se separan de los provenientes del núcleo del plutón Calmallí.

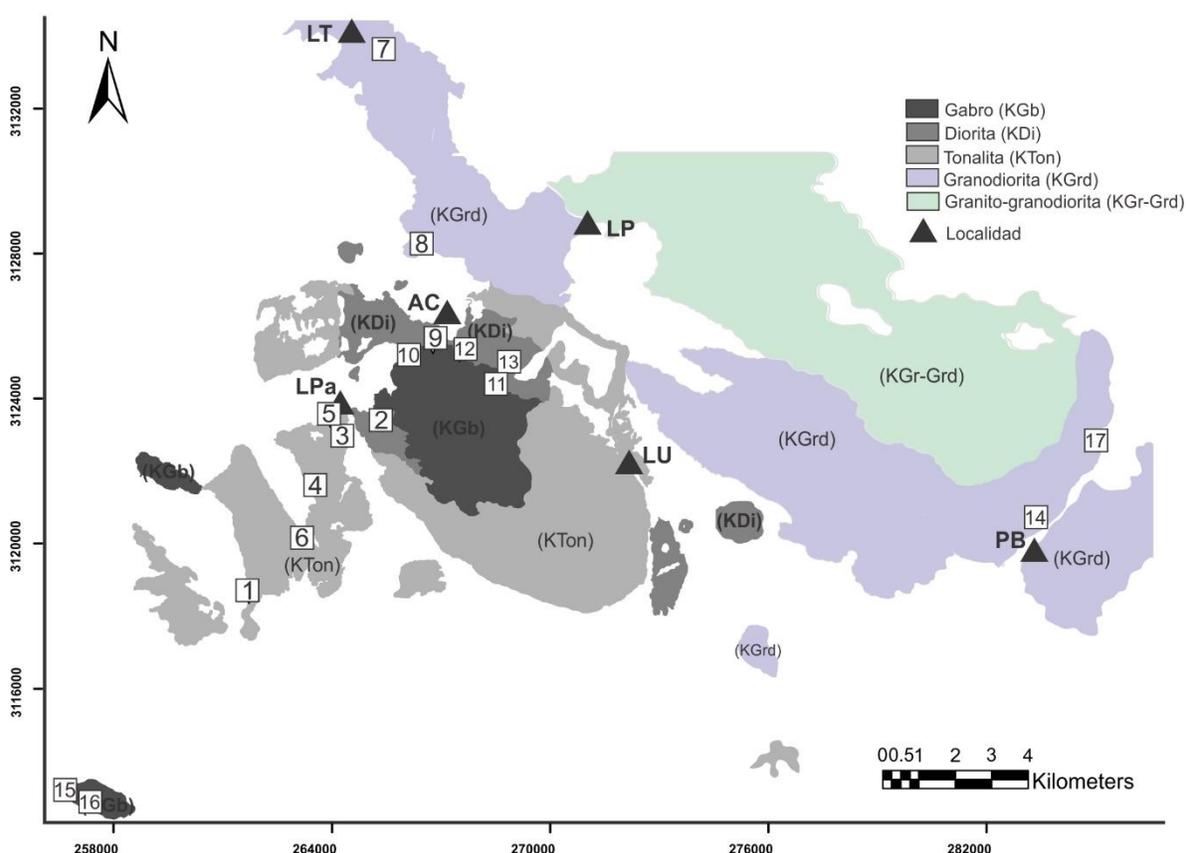


Figura 5.1 Ubicación de las muestras seleccionadas para análisis geoquímico de los plutones Calmallí y La Polea. Los cuadros numerados corresponden con la información de la Tabla 5.1. Abreviaturas de ranchos: LT= Las Tinajas; LP= La Polea; AC= arroyo Calmallí Viejo; LPa= Las Palomas; LU= La Unión; PB= Piedra Blanca

Tabla 5.1 Ubicación y clasificación petrográfica de las muestras analizadas geoquímicamente.

Clave	Muestra	Coordenadas		Localidad	Clasificación petrográfica	Referencia
		Latitud	Longitud			
1	SOM-1	261723	3118631	este de El Veteado	Tonalita de Bt-Hbl	Caballero-Ramírez, 2014
2	SOM-4	265413	3123369	este de Las Palomas	Gabro de 2 Px	Caballero-Ramírez, 2014
3	SOM-6	264140	3123040	Las Palomas	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	Caballero-Ramírez, 2014
4	SOM-8	263537	3121636	Sur de Las Palomas	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	Caballero-Ramírez, 2014
5	15-II-13	264007	3123402	Las Palomas	Tonalita de Bt-Hbl	Caballero-Ramírez, 2014
6	18-II-13	263087	3119735	Sur de Las Palomas	Cuarzodiorita de Bt	Caballero-Ramírez, 2014
7	27-II-14	265423	3133665	Las Tinajas	Granodiorita de Bt	Jaimes-Lugo, 2016
8	24-II-14	266246	3127882	Sur de Las Tinajas	Granodiorita de Bt	Jaimes-Lugo, 2016
9	11-III-15	266781	3125517	Arroyo Calmallí	Gabro de Hbl	Contreras-López, 2016
10	37-II-15	266145	3125223	Arroyo Calmallí	Gabro de Hbl	Contreras-López, 2016
11	1-X-14	268509	3124447	Calmallí Viejo	Diriota de Opx-Hbl	Contreras-López, 2016
12	3-X-14	267504	3125299	Arroyo Calmallí	Diorita de Hbl-Px	Contreras-López, 2016
13	2-X-14	268719	3124962	Calmallí Viejo	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	Contreras-López, 2016
14	9-XI-15	283513	3120419	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	Contreras-López, 2016
15	SOM 10	256906	3113281	El Cañón	Gabro	Caballero-Ramírez, 2014
16	SOM 11	256932	3113083	El Cañón	Gabro de anfíbol	Kimbrough et al., 2015
17	10-XI-15	285202	3123285	Sur de La Unión	Granodiorita de Bt	Contreras-López, 2016

Abreviaturas: bt=biotita; hbl= hornblenda; px=piroxeno; opx=ortopiroxeno.

5.1 Elementos mayores

Se presentan los elementos mayores en la Tabla 5.2, en donde se incluyen los minerales normativos anhidros obtenidos en la paquetería IGPET (2007). De dicha paquetería se obtuvieron los distintos diagramas de análisis. En el diagrama de TAS (Figura 5.2) se observa que todas las muestras grafican en el campo subalcalino y que las muestras de El Cañón son más pobres en álcalis (1.4% y 0.79%) que los gabros del plutón Calmallí (2.3 a 3.8%). El conjunto de muestras del plutón Calmallí varía desde gabro hasta tonalita, alcanzando concentraciones de álcalis hasta de 5%, excepto la muestra 5 del plutón Calmallí que petrográficamente se clasificó como una tonalita de Bt-Hbl. Dicha muestra grafica en el campo del granito, con un contenido de sílice de 73%. Se localiza en una cresta muy rica en sílice afectada por diques tardíos (Delgado-Argote comunicación personal, 2016), por lo que se considera una tonalita enriquecida en sílice.

Con respecto a las muestras del plutón La Polea, tanto las muestras del norte como las del sur son similares. Grafican en los campos de la granodiorita y granito, con valores correspondientes de sílice entre 65 y 72% y contenidos similares de álcalis, entre 6.0 y 6.8%. Es importante mencionar que una muestra localizada en el rancho La Polea, correspondiente a un granito de biotita de aspecto más félsico, de acuerdo con Contreras-López (2016), grafica prácticamente en el mismo sitio que la muestra 17, cerca del rancho Piedra Blanca en el sureste de la zona de estudio.

Se observa a partir de los minerales normativos que los plutones Calmallí y La Polea tienen marcados contrastes. Salvo la muestra 5 del plutón Calmallí, la cual es anómalamente rica en sílice, el resto de las muestras de ese plutón tienen contenidos de Q típicamente por debajo de 17%, mientras que las de La Polea tienen concentraciones >20%; la An en Calmallí supera el 24%, mientras que en La Polea es <20%; Mt+Il en las muestras de Calmallí varían entre 3.3-4.0 (promedio de 9 es 3.7), mientras que en La Polea varían entre 0.1 y 2.8 (promedio de 4 es 1.85). La presencia de corindón normativo en tres de las cuatro muestras de La Polea define su carácter peraluminoso. En contraste, los gabros del plutón El Cañón se diferencian claramente por su valor alto de Mg#, que en los dos gabros de El Cañón promedia 0.861, cuando en Calmallí los tres gabros (2,9 y 10) promedian 0.558 y el promedio del conjunto desde gabros a tonalita es de 0.511, mientras que las rocas félsicas de La Polea promedian 0.486.

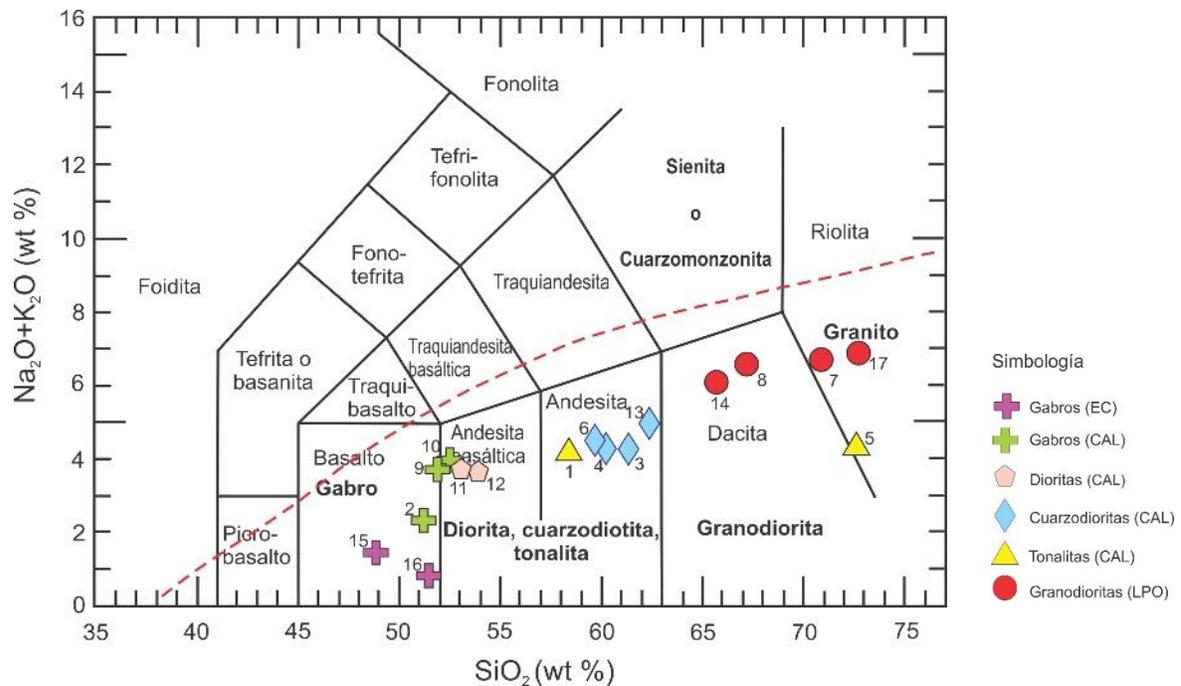


Figura 5.2 Diagrama de clasificación TAS (total álcalis vs sílice; Le Maitre, 2002). La línea roja punteada representa la subdivisión entre rocas alcalinas (campo superior) y subalcalinas (campo inferior) según Irvine y Baragar (1971). Los nombres asignados en la simbología corresponden a los de la clasificación petrográfica (QAP). Abreviaturas en simbología: EC=El Cañón; CAL= plutón Calmallí; LPO= plutón La Polea.

Tabla 5.2 Composición de elementos mayores y norma CIPW de rocas donde se muestreó con fines paleomagnéticos en los plutones Calmallí (CAL), La Polea (LPO) y El Cañón (EC)

Elementos mayores																	
Muestra	SOM 1	SOM 4	SOM 6	SOM 8	15- II-13	18- II-13	11- III- 15	37- II-15	1-X- 14	2-X- 14	3-X- 14	27- II-14	24- II-14	9-XI- 15	10- XI- 15	SOM 10	SOM 11
Plutón	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	LPO	LPO	LPO	LPO	EC	EC
Clave	1	2	3	4	5	6	9	10	11	13	12	7	8	14	17	15	16
SiO ₂	57.58	50.6	60.41	59.82	73	59.58	51	51.9	52.2	61.9	53.2	70.18	66.37	64.5	72.4	47.9	50.97
Al ₂ O ₃	16.43	18.07	17.19	17.32	15.28	16.78	18.3	19.1	18.3	16.1	18	15.43	17.29	15.8	14.3	20.4	14.34
Fe ₂ O ₃	8.77	10.06	7.21	8.37	2.53	8.15	10.3	9.5	9.7	6.8	9	2.6	3.55	4.6	1.8	3.8	4.98
MnO	0.14	0.18	0.14	0.14	0.05	0.14	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.04	0.03	0.1	0	0.11	0.12
MgO	3.81	7.16	2.38	2.65	0.5	3.18	5.1	4.8	4.8	3	5.2	0.76	1	2	0.6	10.3	12.89
CaO	7.55	10.26	6.63	6.77	4.3	7.17	8.7	9	9	6.2	9.1	2.95	3.52	4.7	2.3	14.2	15.11
Na ₂ O	2.75	2.25	3.45	3.29	3.67	3.37	3.3	3.5	3.3	3.6	3.2	4.39	4.72	3.9	4	1.37	0.76
K ₂ O	1.33	0.11	0.76	0.94	0.76	0.98	0.3	0.3	0.4	1.4	0.4	2.27	1.81	2.1	2.8	0.03	0.03
TiO ₂	0.841	0.858	0.701	0.883	0.279	0.805	0.9	1	1	0.7	0.9	0.353	0.489	0.6	0.2	0.09	0.114
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.17	0.18	0.06	0.15	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.11	0.21	0.2	0.1	0.01	0.01
Minerales normativos (CIPW)																	
Q	12.61	2.52	17.29	15.67	36.53	14.07	1.99	2.31	3.53	16.38	4.73	27.08	21.99	20.02	31	-	1.29
Or	8.06	0.66	4.61	5.64	4.55	5.87	1.82	1.79	2.41	8.37	2.4	13.61	10.82	12.69	16.9	0.18	0.18
Ab	25.34	20.49	31.79	30.02	33.36	30.66	30.46	31.82	30.22	32.72	29.15	39.99	42.88	35.82	36.9	12.27	6.78
An	29.32	39.43	29.95	30.2	21.2	28.14	35.19	35.97	34.62	23.93	34.06	14.12	16.28	19.85	11.2	49.31	35.39
C	-	-	-	-	0.82	-	-	-	-	-	-	0.72	1.84	-	0.7	-	-
Di	6.72	9.49	2.14	2.19	-	5.53	6.27	6.34	7.67	4.71	8.34	-	-	2.13	0	16.73	31.2
Hy	14	23.59	10.5	12.12	1.4	11.82	19.98	17.28	17.04	10.14	17.08	2.13	2.94	5.96	1.8	12.78	23.32
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	6.93	-
Mt	2.51	2.5	2.36	2.53	1.1	2.45	2.58	2.65	2.67	2.33	2.55	0.93	2.1	2.25	0	1.66	1.67
Il	1.2	1.21	1	1.25	0.39	1.14	1.29	1.41	1.42	0.99	1.27	0.49	0.69	0.85	0.1	0.13	0.15
Hem	-	-	-	-	0.52	-	-	-	-	-	-	0.69	-	-	1.2	-	-
Ap	0.24	0.11	0.36	0.38	0.13	0.32	0.43	0.42	0.43	0.42	0.42	0.23	0.44	0.43	0.1	0.02	0.02
Mg#	0.498	0.615	0.435	0.422	0.377	0.474	0.526	0.535	0.529	0.510	0.569	0.474	0.437	0.527	57.9	0.872	0.860

5.1.1 Diagramas de discriminación de granitos

Se utilizaron los diagramas de clasificación de Frost y Frost (2008), quienes utilizan las variables de índice Fe, o Fe^*/SiO_2 , donde Fe^* representa $FeO^T/(FeO^T + MgO)$, MALI (*Modified álcali lime index*) equivalente a Na_2O+K_2O-CaO/SiO_2 y ASI o índice de saturación de aluminio (*Aluminum Saturation Index*: $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$).

El índice Fe se utiliza para trazar la historia de fraccionamiento de acuerdo con el estado de oxidación del sistema magmático. En sentido amplio deberían poderse distinguir los campos toleítico y calcoalcalino, sin embargo, Frost y Frost (2008) indican que para rocas con valores de sílice por debajo del 60% la incertidumbre es alta. Las muestras del plutón Calmallí se encuentran en esa situación, excepto las cuarzodioritas y tonalitas que prácticamente grafican en la frontera toleítico/calcoalcalino (Figura 5.3a). Cabe mencionar que en el diagrama de Irvine y Baragar (1971), que no se incluye en este trabajo, todas las muestras grafican en el campo calcoalcalino. Con respecto a las rocas del plutón La Polea, estas son claramente calcoalcalinas y debe resaltarse que tanto las de este plutón como las de Calmallí son magnesianas y se consideran de tipo cordillerano, de ambiente de arco y obtienen su firma de magnesio debido a que estuvieron sujetas a una diferenciación oxidante y probablemente húmeda (Frost y Frost, 2008).

En el diagrama MALI, donde se grafican los campos cálcico, calcoalcalino, alcalino-cálcico y alcalino, todas las muestras se encuentran en el campo cálcico (Figura 5.3b). En este diagrama los plutones Calmallí y La Polea definen dos campos claramente distinguibles a partir del 62% de SiO_2 . Por debajo de ese valor y con valores negativos de MALI se encuentran todas (menos una) las muestras de Calmallí, mientras que las del plutón La Polea tienen MALI positivos y valores más altos de sílice. En concordancia con la clasificación petrográfica, las plagioclasas del plutón Calmallí varían entre los equivalentes a andesina y oligoclasa, mientras que las de La Polea son principalmente de oligoclasa. Las muestras 15 y 16 (cruces moradas) se encuentran fuera del patrón de las rocas más máficas del plutón Calmallí y sus valores de MALI son de -13 y -14, respectivamente, además de ubicarse dentro de la zona del arreglo de augita-hornblenda. Las muestras del plutón La Polea se sitúan generalmente en el límite de los campos cálcico y el límite calcoalcalino, por su mayor contenido de feldespato. En el diagrama QAP de Streckeisen (Figura 4.2) se muestra la correspondencia entre las series magmáticas y las tendencias en el diagrama MALI. En él se observa que todas las rocas del plutón Calmallí siguen una tendencia cálcica, mientras que las muestras de La Polea siguen la línea calcoalcalina.

El diagrama ASI se construye a partir del radio molecular $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$ vs. SiO_2 (Figura 5.3c). Cuando la roca tiene un valor $ASI > 1$ se espera que tenga corindón normativo y se considera peraluminosa. En la

Figura 5.3c se observa que las muestras 7, 8 y 17 del plutón La Polea y 5 del plutón Calmallí grafican dentro del campo peraluminoso, en correspondencia con el corindón obtenido en el cálculo del CIPW (Tabla 5.2). En el caso de las muestras 7, 8 y 17 del plutón La Polea, petrográficamente se identificó muscovita, que es la fase mineral que alberga el exceso de alúmina. El resto de las muestras grafican dentro del campo metaluminoso.

En resumen lo que se observa de los diagramas anteriores es que las rocas del plutón Calmallí son magnésicas, del tipo cordillerano y metaluminosas (excepto la muestra 5). Las rocas del plutón La Polea también son magnésicas, en el límite cálcico-calcoalcalino y peraluminosas.

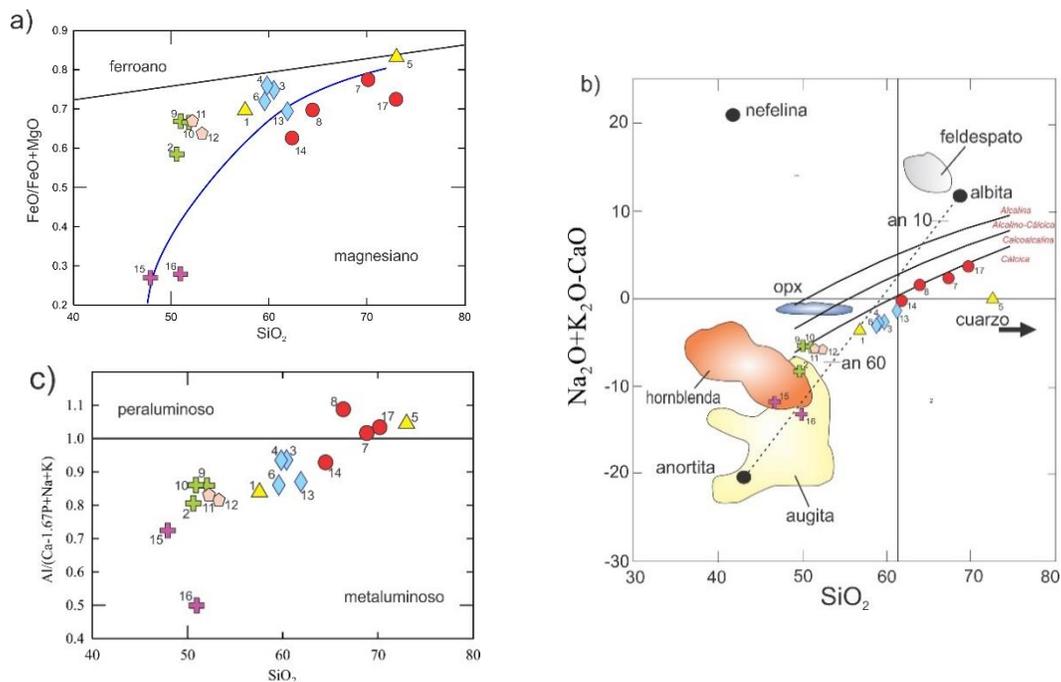


Figura 5.3 a) Diagrama Fe^* vs SiO_2 que separa los campos de rocas férricas y magnésicas; la línea azul representa la división toleítico-calcoalcalino propuesta por Frost y Frost (2008); b) Diagrama de índice modificado de álcalis-óxido de calcio (MALI) vs SiO_2 que separa los campos cálcico, calcoalcalino, alcalino-cálcico y alcalino. Se observa el arreglo mineralógico que controla el MALI con base en el contenido de sílice; c) diagrama de índice de saturación de aluminio (ASI) vs SiO_2 que separa los campos de rocas metaluminosas de las peraluminosas (Frost y Frost, 2008).

5.1.2 Diagramas Harker

Se elaboraron diagramas Harker de variación para Fe_2O_3 y TiO_2 con la finalidad de observar la disponibilidad de dichos elementos en la serie magmática de los plutones Calmallí y La Polea, así como de los gabros de El Cañón. Tanto el Fe_2O_3 como el TiO_2 son los principales formadores de las series magnetita-ulvoespinela e ilmenita-hematita. Por su afinidad con el Fe-Ti, se graficó el V y Cr que reemplazan al Fe^{3+} y el Ni y Co que pueden reemplazar parcialmente al Fe^{2+} (Deer et al., 1992). Es importante considerar que el Co es compatible con el ortopiroxeno y el Cr con el clinopiroxeno.

En la Figura 5.4a se observa que el comportamiento del Fe_2O_3 describe dos líneas de descenso que se distinguen a cada plutón. Las rocas del plutón Calmallí están más enriquecidas y se observa una ligera discontinuidad entre los gabros y dioritas respecto a las cuarzodioritas y tonalitas, lo que sugiere que este elemento se incorpora en los silicatos máficos según su aparición en el orden de cristalización. De nuevo la muestra 5 sale por completo de la línea de este grupo lo que se asocia a su alto contenido de sílice y pocas fases máficas en la roca. La segunda línea de descenso corresponde a las rocas del plutón La Polea donde el mayor contenido de Fe_2O_3 se refleja en las muestras con mayor contenido de biotita (hasta 12% modal). Los gabros de El Cañón tienen valores significativamente bajos (4-5%). Respecto al contenido de TiO_2 (Figura 5.4b) el comportamiento es muy similar al Fe_2O_3 .

En los elementos traza se observa una concentración mayor de V en los gabros y dioritas del plutón Calmallí respecto al resto de las muestras debido a su compatibilidad con el Fe (Figura 5.4c). El Co (Figura 5.4f) tiene una tendencia similar al V, aunque en este caso los gabros de El Cañón muestran un enriquecimiento mayor que en el diagrama anterior. Esta variación se correlaciona con la presencia de ortopiroxeno en los gabros y dioritas. En el caso del Cr (Figura 5.4e) se observa un aumento gradual conforme aumenta el contenido de SiO_2 , lo que se puede asociar a un efecto de alta fugacidad de oxígeno que estimula la sustitución de Cr^{3+} por Fe^{3+} , tanto en las fases de óxidos de Fe-Ti como en olivinos o piroxenos (Gill, 2010). El Ni solo está presente en todos los gabros y dioritas (Figura 5.4d), particularmente en los gabros de El Cañón, debido a su compatibilidad con los piroxenos.

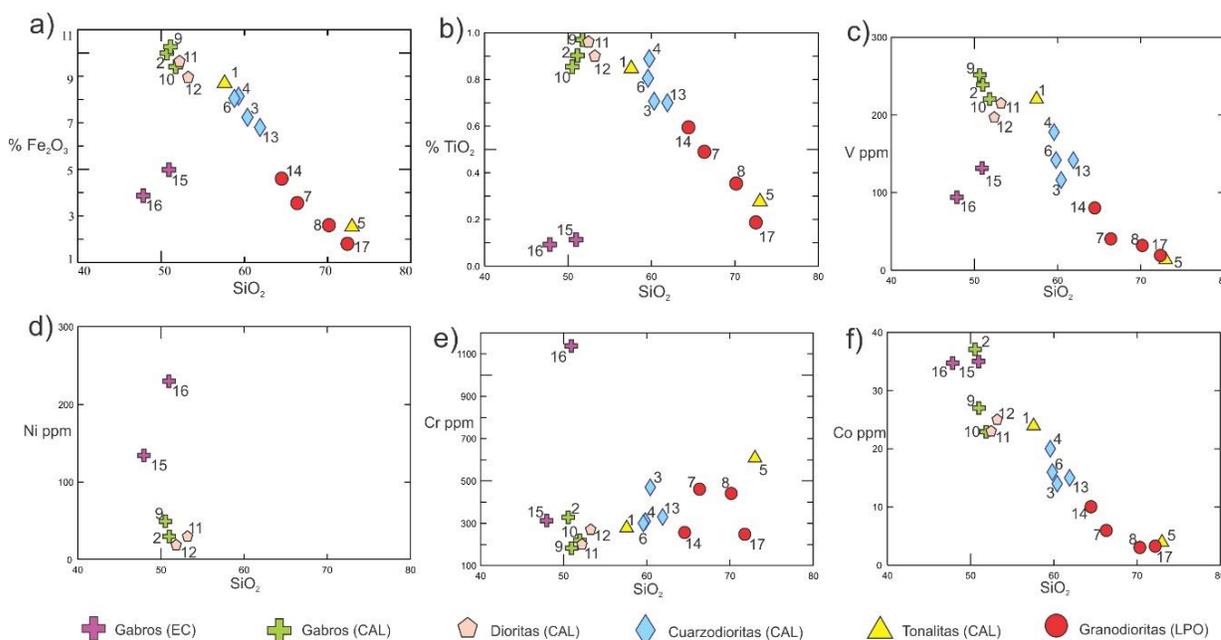


Figura 5.4 Diagramas Harker para algunos elementos mayores y traza. a) Fe_2O_3 vs SiO_2 ; b) TiO_2 vs SiO_2 ; c) V vs SiO_2 ; d) Ni vs SiO_2 ; e) Cr vs SiO_2 ; f) Co vs SiO_2 . Abreviaturas de la simbología: EC=El Cañón; CAL= plutón Calmallí; LPO= plutón La Polea.

5.2 Tierras raras (REE)

Las Tierras Raras (REE, Rare Earth Elements) son de gran utilidad en estudios petrogenéticos de rocas ígneas debido a que tienen un comportamiento geoquímico similar. Las REE se dividen según su número atómico en: a) Tierras Raras ligeras (LREE, La-Pm); b) Tierras Raras medias (MREE, Sm-Ho) y c) Tierras Raras pesadas (HREE, Er-Lu).

Los patrones de REE en rocas ígneas están controladas por la química de su fuente y el fundido cristalino en equilibrio durante su evolución. El coeficiente de partición de cada elemento varía dependiendo la composición del fundido. Por lo tanto, el comportamiento de las REE permite identificar algunos procesos petrogenéticos que han ocurrido en las rocas tales como el tipo de fuente magmática y procesos de diferenciación (Rollinson, 1993).

Para este trabajo las concentraciones de Tierras Raras (Tabla 5.3) fueron normalizadas respecto al meteorito condrítico de Nakamura (1974) ya que su composición química se considera que es similar al material de los cuerpos que formaron la Tierra primitiva. En la Figura 5.5a se presenta el comportamiento de las Tierras Raras de los gabros de los plutones Calmallí y El Cañón. Los de Calmallí definen un patrón casi horizontal con un ligero enriquecimiento en las LREE con respecto a las HREE. La muestra con los valores más bajos proviene del oeste del núcleo máfico del plutón Calmallí (muestra 2 en Figura 5.1) y se caracteriza también por su marcada anomalía positiva de Eu. Los gabros de El Cañón tienen concentraciones de Tierras Raras ligeras 10 veces más bajas que la muestra 2 de Calmallí, mientras que las HREE son sólo dos veces más pobres con respecto a la misma muestra. Esa diferencia se manifiesta con una tendencia creciente desde la LREE hacia las HREE debido posiblemente a la presencia de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La anomalía positiva de Eu también es muy marcada en los gabros de El Cañón. En la Figura 5.5b se presenta el comportamiento de Tierras Raras de las dioritas, cuarzodioritas y tonalitas del plutón Calmallí. En general presentan tendencias relativamente planas con las LREE ligeramente enriquecidas con respecto a las HREE. Solo se observa una anomalía positiva de Eu en la tonalita de la muestra 5, correspondiente a la zona de silicificación en donde, incluso, se observó apatito, al que se le puede atribuir tal incremento. La otra muestra de tonalita, tomada al este de la sierra El Veteado (muestra 1 en la Figura 5.1) tiene un patrón similar al de las dioritas y cuarzodioritas del plutón Calmallí. La misma anómala muestra 5, salvo el La, muestra una disminución importante en la concentración de REE, particularmente en los MREE, por lo que describe una línea cóncava en la parte central.

El comportamiento de las Tierras Raras de las granodioritas del plutón La Polea se presenta en la Figura 5.5c. En ella los patrones son similares observándose un empobrecimiento casi cien veces mayor de las

HREE con respecto a las LREE, lo que sugiere una fuente distinta a la del plutón Calmallí. En cuanto al empobrecimiento extremo de las Tierras Raras pesadas relativas a las ligeras, como se observa en el plutón La Polea, podría indicar la presencia de granate en la fuente. La hornblenda en líquidos félsicos también puede contar para un enriquecimiento extremo de las Tierras Raras ligeras sobre las pesadas, sin embargo, el rango de coeficientes de partición no es tan grande como en el caso del granate (Rollinson, 1993).

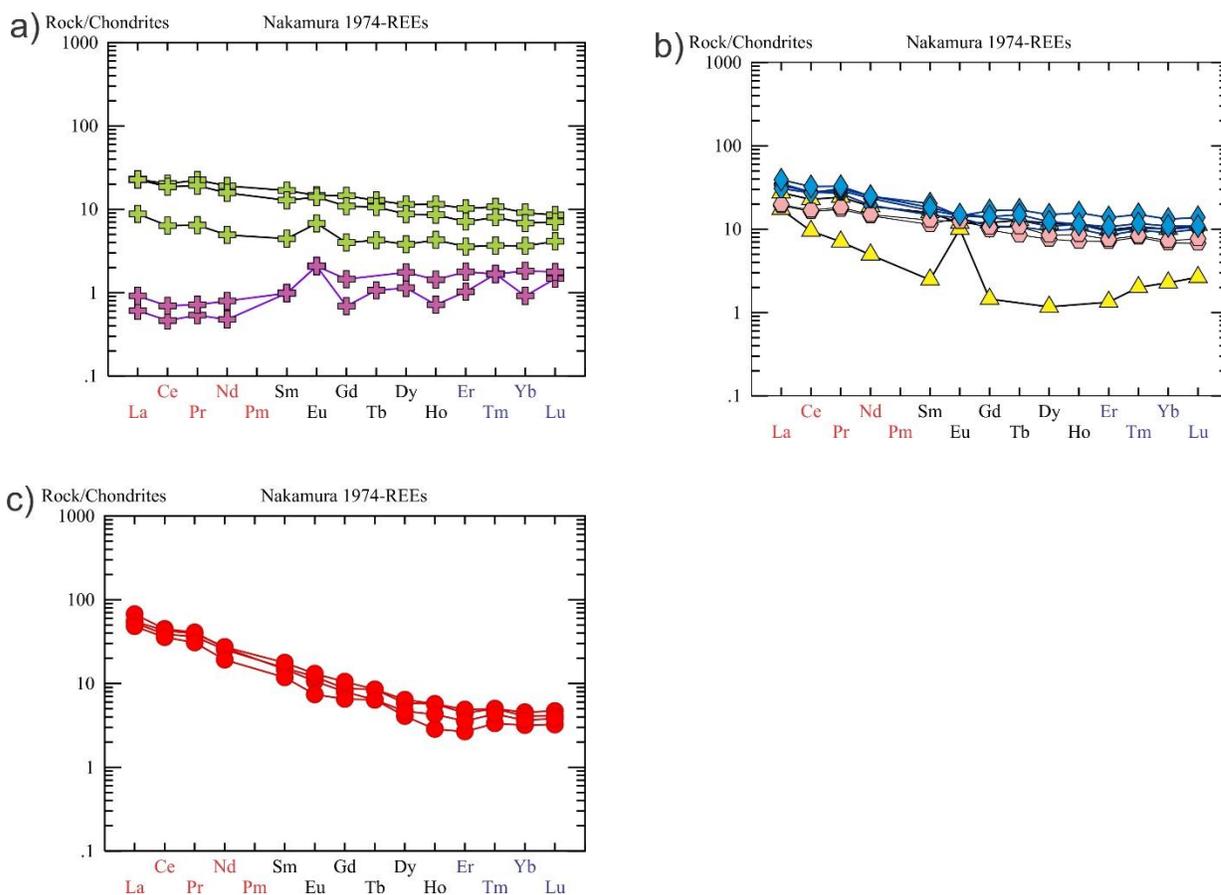


Figura 5.5 Diagramas de abundancia de elementos de Tierras Raras normalizados a condrita (Nakamura, 1974). a) Gabros del plutón Calmallí y El Cañón; b) dioritas, cuarzodioritas y tonalitas del plutón Calmallí; c) granodioritas del plutón La Polea. Simbología: cruces verdes= gabros Calmallí, cruces moradas= gabros El Cañón, hexágonos rosas= dioritas, rombos azules = cuarzodioritas, triángulos amarillos= tonalitas, círculos rojos= granodioritas. Las LREE se encuentran con letras rojas, las MREE con letras negras y las HREE con letras azules (Rollinson, 1993)

Tabla 5.3 Contenido de Tierras Raras de rocas muestreadas para fines paleomagnéticos en los plutones Calmallí (CAL), La Polea (LPO) y El Cañón (EC)

Tierras Raras																	
Muestra	SOM 1	SOM 4	SOM 6	SOM 8	15-II-13	18-II-13	11-III-15	37-II-15	1-X-14	2-X-14	3-X-14	27-II-14	24-II-14	9-XI-15	10-XI-15	SOM 10	SOM 11
Plutón	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	LPO	LPO	LPO	LPO	EC	EC
Clave	1	2	3	4	5	6	9	10	11	13	12	7	8	14	17	15	16
La	9	2.9	11.6	11	5.7	10.1	7.5	7.5	6.3	12.9	6.5	22.2	17.5	18.2	15.9	0.2	0.3
Ce	19.7	5.5	24.1	24.1	8.2	23.6	17.5	16.1	14.1	28.1	14.6	38.8	33.5	37	30.8	0.4	0.6
Pr	2.71	0.72	3	3.25	0.79	3.43	2.51	2.15	1.93	3.66	2.04	4.57	4.07	4.43	3.45	0.06	0.08
Nd	11.8	3.1	12.2	14.7	3.1	15.6	12	9.9	9.1	15.6	9.4	16.8	16	17.2	12.1	0.3	0.5
Sm	3.2	0.9	3	3.4	0.5	4.1	3.4	2.6	2.3	3.7	2.6	3	3.1	3.6	2.4	0.2	0.2
Eu	0.91	0.52	1.05	1.12	0.77	1.11	1.13	1.08	1.07	1.15	0.95	0.82	0.93	1.01	0.57	0.16	0.16
Gd	3.3	1.1	3	3.8	0.4	4.6	4	3	2.7	3.9	2.9	2.2	2.4	2.9	1.8	0.19	0.4
Tb	0.6	0.2	0.5	0.6	< 0.1	0.8	0.6	0.5	0.4	0.7	0.5	0.3	0.4	0.4	0.3	0.05	< 0.1
Dy	4	1.3	3.3	3.7	0.4	5.1	3.9	3	2.6	4.2	2.9	1.4	2	2.2	1.6	0.39	0.6
Ho	0.8	0.3	0.7	0.8	< 0.1	1.1	0.8	0.6	0.5	0.8	0.6	0.2	0.4	0.4	0.3	0.05	0.1
Er	2.2	0.8	1.9	2.1	0.3	3.1	2.3	1.6	1.6	2.4	1.7	0.6	1	1.1	0.8	0.23	0.4
Tm	0.32	0.11	0.29	0.31	0.06	0.45	0.32	0.24	0.24	0.35	0.25	0.1	0.15	0.15	0.13	0.05	0.05
Yb	2.2	0.8	2	2.2	0.5	2.9	2	1.5	1.5	2.4	1.6	0.7	1	0.9	0.8	0.2	0.4
Lu	0.38	0.14	0.34	0.36	0.09	0.47	0.29	0.24	0.23	0.37	0.26	0.11	0.16	0.14	0.13	0.05	0.06

Capítulo 6. Geología estructural

En este capítulo se presenta una síntesis del análisis de foliación magmática y fracturas en los plutones Calmallí y La Polea. Con la finalidad de complementar la información obtenida, se retomaron algunos datos de los trabajos de Caballero-Ramírez (2014) para el plutón Calmallí, de Contreras-López (2016) para las rocas encajonantes del mismo plutón y de Jaimes-Lugo (2016) para el plutón La Polea.

6.1 Foliación magmática

La foliación magmática es la evidencia de flujo dentro de un sistema magmático. Se presenta como una fábrica anisotrópica y penetrativa, donde los cristales se orientan de acuerdo a la dirección del fluido magmático (Best, 2003). Durante el desplazamiento y emplazamiento de un magma viscoso existen gradientes de velocidad diferenciales desde el borde hacia el interior de la cámara magmática, lentos en la periferia y más rápidos hacia adentro (Paterson *et al.*, 1989). Estos gradientes producen planos de flujo que permiten la orientación de los minerales tabulares y prismáticos como anfíboles, micas y feldespatos (Figura 6.1).

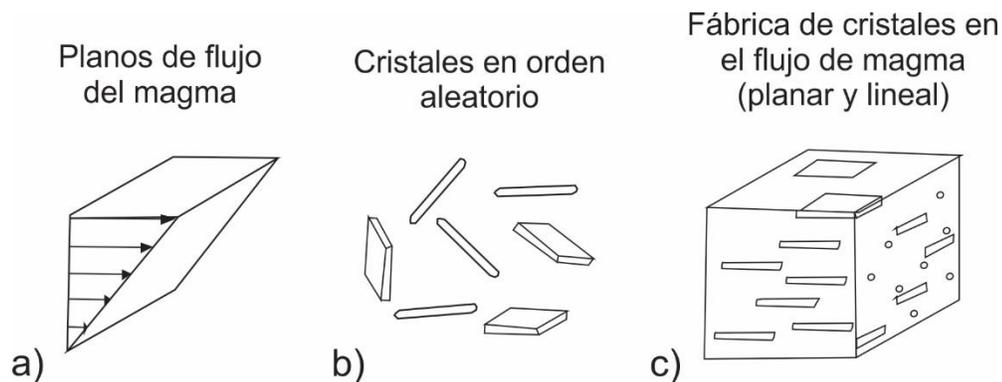


Figura 6.1 a) Flujo magmático indicando con los vectores los planos de flujo y los gradientes de velocidad; b) cristales en orden aleatorio; c) fábrica anisotrópica de los cristales producida por el flujo magmático laminar y los gradientes de velocidad. Modificado de Best (2003).

La foliación ocurre cuando el magma alcanza un estado de alta cristalinidad y viscosidad (Zák *et al.*, 2007). Un control crítico de la viscosidad del fundido es el volumen de los cristales suspendidos en el líquido. Para un bajo porcentaje de cristales, menos del 20%, la interacción entre ellos durante el flujo es muy baja (Glazner *et al.*, 2016). Sin embargo, cuando el porcentaje de partículas alcanza el 50-55% del volumen, la viscosidad aparente se incrementa en varios órdenes de magnitud facilitando la interacción de los cristales (Sinton *et al.*, 1992) y dando como resultado cambios importantes en la reología del magma.

En la zona de estudio se midió la foliación magmática a partir de la orientación del conjunto de cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita principalmente. En las cuarzodioritas-tonalitas de la zona entre el

rancho Las Palomas y el flanco este de la sierra El Veteado, la foliación muestra una tendencia muy bien definida con orientación NNW, subvertical (Figura 6.2 a-f). Caballero-Ramírez (2014) y Contreras-López (2016) sugieren que estas orientaciones son el resultado del emplazamiento del magma en planos de fractura del frente de solidificación del plutón Calmallí, así como de la foliación metamórfica de las metasamitas que tienen una orientación promedio de 147/72 (Figura 6.2e).

En el arroyo Calmallí Viejo se observaron dos grupos principales de foliación subhorizontales, 212/32 y 108/25 (Figura 6.2g) lo que sugiere que en esa zona se alcanzó cierto nivel de flotabilidad neutral o bien, que el movimiento lateral indica la cima de un cuerpo de magma. Al este del núcleo máfico, cerca del rancho La Unión se obtuvieron dos foliaciones promedio en tonalitas con arreglo subparalelo (Figura 6.2 h) al de las rocas encajonantes metamórficas orientadas 221/85 (Figura 6.2 i). Hacia el norte del rancho Las Palomas, cerca del contacto inferido entre los plutones Calmallí y La Polea, Jaimes-Lugo (2016) reporta foliaciones orientadas hacia el NW en granodioritas del plutón La Polea (Figura 6.2 j y k). Hacia el norte, cerca de Las Tinajas (LT) las foliaciones promedio se orientan hacia el NW (Figura 6.2 l y m), al igual que las foliaciones reportadas por Jaimes-Lugo (2016) en las rocas encajonantes cerca del rancho La Esperanza (Figura 6.2n).

Al sureste del plutón La Polea, en el rancho Piedra Blanca se obtuvieron planos de foliación orientados hacia el NE y casi E-W (Figura 6.2o). Es importante resaltar que estas direcciones son notables en lineamientos observables en K (Grd) las cuales contrastan con los de tendencia N-S observables en K(Gr-Grd) que caracteriza a los afloramientos del rancho La Polea.

Las foliaciones magmáticas en general muestran cierto paralelismo respecto a las foliaciones metamórficas reportadas en estudios previos. La excepción son las foliaciones magmáticas del núcleo máfico del plutón Calmallí, las cuales son subparalelas a los lineamientos curvilíneos reportados por Contreras-López (2016). Este mismo autor indica que el emplazamiento del magma máfico del núcleo del plutón Calmallí tiene patrones curvilíneos debido a que reflejan el movimiento ascendente de magmas poco viscosos que posiblemente desarrollan estructuras cilíndricas subverticales.

Capítulo 7. Análisis de óxidos de Fe-Ti

7.1 Análisis de óxidos con el microscopio electrónico de barrido

En esta sección se describen las características de los óxidos de Fe-Ti observadas con el microscopio electrónico de barrido. Se identificaron los tipos de óxidos de acuerdo con su composición química y textura. La clasificación textural se basa en la identificación de procesos de oxidación deutérica y exsolución en las fases minerales, siguiendo los criterios de Buddington y Lindsley (1964) y Haggerty (1991).

Se ha documentado (por ejemplo Frost y Lindsley, 1991; Haggerty, 1991) que el proceso de exsolución se relaciona con los estados de equilibrio termodinámico de las dos soluciones sólidas importantes en paleomagnetismo: ulvoespinela-magnetita e ilmenita-hematita. Ambas series alcanzan una solución sólida completa cerca de los 600° y 800°, respectivamente, lo que significa que la composición química de dichos minerales se encuentra en la estructura cristalina en las temperaturas mencionadas. Conforme la temperatura disminuye, la estabilidad termodinámica del cristal cambia (Tauxe, 2009).

En la Figura 7.1a se muestra que una titanomagnetita con 60% de sustitución de Ti (normalizado), cuando la temperatura desciende lentamente para intersectar la línea roja su comportamiento se vuelve metaestable y las dos fases de cualquier lado están en equilibrio.

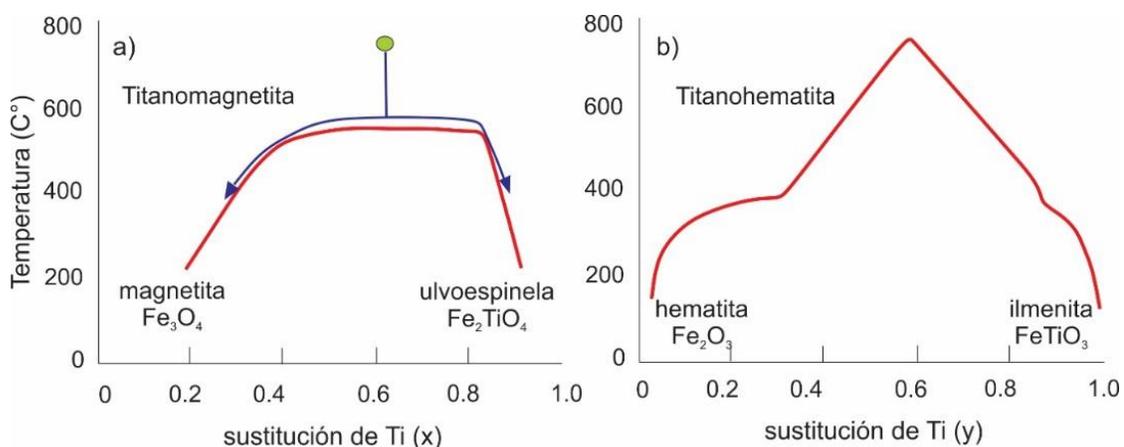


Figura 7.1 Diagrama de exsolución de óxidos de Fe-Ti. a) En la serie magnetita-ulvoespinela, la composición se indica con x, el punto verde indica una titanomagnetita con 60% de sustitución de Ti; b) en la serie hematita-ilmenita, la composición se indica con y. La exsolución inicia desde que la temperatura comienza a descender a partir de la curva lentamente. Modificado de Tauxe (2009).

Cerca de los 400°C estas fases tienen una sustitución de Ti de 0.25 y 0.9. Para lograr la separación los cationes se difunden a través del cristal, dejando bandas enriquecidas y otras empobrecidas en Ti llamadas lamelas. Las lamelas, no magnéticas, reducen el tamaño efectivo de los cristales y afectan sus propiedades magnéticas como saturación magnética y temperatura de Curie. La exsolución es inhibida si los cristales enfrían rápidamente (Tauxe, 2009) y pueden preservar composiciones intermedias (Butler, 2004).

La oxidación deutérica sucede cuando la fugacidad de oxígeno (la variable utilizada para indicar el potencial del hierro en estados de oxidación o reducción) varía durante la disminución de la temperatura del magma. Por ejemplo, la composición de una fase de titanomagnetita formada a una cierta fugacidad de oxígeno a 1200°C puede no estar en equilibrio con la fugacidad de oxígeno (que será mayor) a los 600°C (Pollard, 1999). La temperatura necesaria para que este proceso ocurra debe ser mayor a 500°C, por lo tanto, solo sucede en rocas ígneas durante el enfriamiento original de la roca (Butler, 2004). Sus productos de oxidación comúnmente resultan en buenos registros de magnetización natural remanente (MNR). Este proceso se observa como una invasión por grietas, bordes o inclusiones de silicatos en el óxido hospedante. Se extiende desde la parte interna del mineral hacia afuera o viceversa. Los cristales resultantes suelen no ser homogéneos, generalmente son granos compuestos con bordes de ilmenita a lo largo de los planos de la titanomagnetita hospedante. También existen cambios en las propiedades magnéticas ya que disminuye el tamaño de grano y aumenta la saturación magnética, temperatura de Curie y coercitividad (Haggerty, 1991).

La titanomagnetita cúbica (ulvoespinela-magnetita) puede ser oxidada por dos mecanismos: a) oxidación a baja presión y por debajo de los 600°C para producir espinelas deficientes de catión (maghemita) las cuales en algunos casos pueden convertirse en miembros de la serie hematita-ilmenita; b) oxidación a presión baja a moderada y por encima de los 600°C con la formación directa de ilmenita-hematita (Buddington y Lindsley, 1964).

7.1.1 Identificación de minerales magnéticos y texturas

Las características distintivas de cada óxido de Fe-Ti como reflectividad y forma de grano son atributos diagnósticos de gran utilidad para distinguir entre un tipo de mineral y otro. Las proporciones químicas semicuantitativas de cada cristal, obtenidas a partir del análisis espectrográfico, permiten hacer una discriminación más certera cuando estos datos se comparan con tablas composicionales preexistentes.

Para cada sitio de medición paleomagnética se realizaron análisis con el microscopio electrónico de barrido (MEB). La distribución de las muestras se observa en la Figura 4.1. Se utilizaron láminas de superficie espejo y de cada una se seleccionaron de 3 a 4 minerales opacos con el microscopio estereoscópico. Con el MEB

se realizaron de 4 a 6 análisis puntuales por cada mineral seleccionado y se obtuvo el análisis semicuantitativo. Por la imposibilidad de saber la valencia del Fe en los resultados obtenidos, se considera como Fe^{2+} , aunque con el análisis textural es posible hacer consideraciones en algunos casos si pertenecen a la serie de la titanomagnetita o titanohematita.

El análisis textural se realizó a partir de la identificación de procesos de exsolución y oxidación deutérica. Se clasificaron las texturas de acuerdo con los criterios de Buddington y Lindsey (1964) y Haggerty (1991) con algunas modificaciones (Tabla 7.1). Se dividen en dos grupos, dependiendo el mineral hospedante, que puede ser titanomagnetita o ilmenita. Para las titanomagnetitas se utiliza la letra “C” en su clasificación textural, haciendo referencia al arreglo cúbico, mientras que para la ilmenita se utiliza la letra “R” debido al arreglo romboédrico de la serie hematita-ilmenita. La clasificación se observa en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1 Clasificación de texturas en los óxidos de Fe-Ti (Buddington y Lindsey, 1964; Haggerty, 1991)

Titanomagnetita		Ilmenita	
Textura	Descripción	Textura	Descripción
C1	Titanomagnetita o magnetita ópticamente homogénea	R1	Ilmenita primaria ópticamente homogénea
C2	Titanomagnetita con lamelas de exsolución de ilmenita	R2	Ilmenita con lamelas de exsolución de hematita. También se considera el desarrollo de lentes de rutilo en la ilmenita hospedante
C4	Se forman estrías finas y/o lentes de rutilo en las lamelas de exsolución de ilmenita	R4	Se observa ilmenita férrica y titanohematita en porciones iguales.
Tipo sándwich	Son listones o bandas de ilmenita a lo largo de un set de planos octaédrico en la titanomagnetita. Tienen contactos bien definidos con el mineral hospedante. Coexisten con otras texturas.	R5	Se desarrollan cristales de rutilo y titanohematita
Tipo compuesto en titanomagnetita	Inclusiones de ilmenita en la titanohematita. Se determinan de manera interna o externa, dependiendo si la ilmenita está total o parcialmente incluida en la titanomagnetita hospedante.	Tipo compuesto en ilmenita	Inclusiones de hematita, sulfuro o rutilo en la ilmenita. Se determinan de manera interna o externa, dependiendo si la ilmenita está total o parcialmente incluida en la titanomagnetita hospedante.

Tomando en cuenta que las partículas de dominio simple y dominio pseudo-simple son portadoras eficientes de magnetización remanente, se realizó un análisis estadístico por litología con base en el análisis textural (Tabla 7.2). Aunque con este método no es posible identificar este tipo de partículas, debido a que son muy pequeñas ($\sim 0.1 \mu\text{m}$ en titanomagnetitas) la evidencia de procesos de oxidación

deutérica y exsolución son indicativos de su presencia. En la Figura 7.2 se observa la distribución de poblaciones texturales.

Los resultados fueron divididos por tipo de roca. En el Anexo 2 se presentan las composiciones químicas semicuantitativas obtenidas, el tipo de óxido identificado, el porcentaje de óxidos con base en el conteo modal petrográfico y el resumen del análisis textural.

Tabla 7.2 Análisis estadístico de texturas por tipo de roca

roca	C1	C2	C4	Tipo sándwich	Tipo compuesto (magnetita primaria)	R1	R2	R4	R5	Tipo compuesto (ilmenita primaria)	suma
gabro	10.5	5.3	0.0	7.9	10.5	2.6	39.5	0.0	0.0	23.7	100
diorita	25.0	0.0	0.0	0.0	16.7	0.0	50.0	0.0	0.0	8.3	100
cuarzodiorita	27.9	9.3	1.2	2.3	25.6	19.8	11.6	0.0	0.0	2.3	100
tonalita	44.9	24.5	0.0	0.0	16.3	10.2	0.0	0.0	0.0	4.1	100
granodiorita	32.3	0.0	0.0	0.0	0.0	22.6	22.6	6.5	9.7	6.5	100

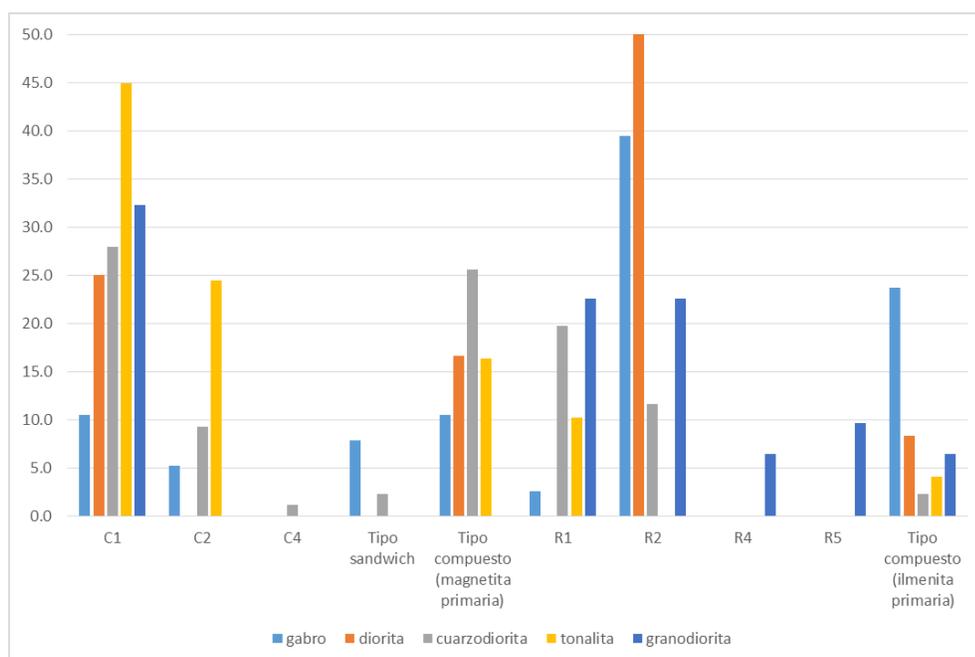


Figura 7.2 Diagrama de barras de texturas observadas por tipo de roca con base en la clasificación de Buddington y Lindsey (1964) y Haggerty (1991). Para las titanomagnetitas hospedante se utiliza la letra “C”, haciendo referencia al arreglo cúbico; para la ilmenita hospedante se utiliza la letra “R” por el arreglo romboédrico de la serie hematita-ilmenita (ver Tabla 7.1).

Gabros y dioritas

Se analizaron las muestras 4, 12 y 14 del plutón Calmallí (Figura 4.1). Las primeras dos corresponden a gabros y la tercera es una diorita. Los gabros se localizan en el borde oeste del núcleo máfico y en el arroyo Calmallí, respectivamente. Estas rocas se distinguen por su alto contenido de cristales de ilmenita con lamelas de hematita, representan casi el 40% de las texturas (R2; Figura 7.3a). Aunque también se observó, en menor proporción (11%) la presencia de titanomagnetitas homogéneas (textura C1), 5% con lamelas de exsolución de ilmenita (textura C2) y en ocasiones con listones tipo sándwich (Figura 7.3b). También se observó calcopirita y pirrotita, como inclusiones externas de ilmenita, sobre todo en la muestra 12 (Figura 7.3c). La diorita es del arroyo Calmallí Viejo y a diferencia de los gabros, tiene un 25% de cristales de titanomagnetita con textura C1, 17% de textura tipo compuesta principalmente con inclusiones externas de ilmenita (Figura 7.3d) y 50% de textura R2 de cristales primarios de ilmenita con exsolución de hematita (Figura 7.3e). Es común observar inclusiones de apatito.

De acuerdo con las observaciones de campo, estas rocas están intrusionadas por pegmatoides de hornblenda, lo que se relaciona con la presencia de líquidos magmáticos residuales. Estos fluidos supercríticos favorecen las condiciones de devolatilización. Frost (1991) indica que para un buffer de oxígeno la devolatilización significa liberación de oxígeno y por lo tanto, se asocia a un incremento de la fugacidad de oxígeno. La presencia de pirrotita es importante ya que tiene valores altos de susceptibilidad magnética y también una coercitividad alta (100 mT) que es favorable para paleomagnetismo (Tauxe, 2009).

Cuarzodioritas y tonalitas

Estas muestras se localizan entre la sierra El Veteado y el oeste del núcleo máfico de plutón Calmallí. Presentan cristales eudrales a subdrales de titanomagnetita homogéneos (C1; Figura 7.4a), algunos con lamelas de exsolución de ilmenita (C2; Figura 7.4b) y/o con inclusiones externas o internas de ilmenita (textura tipo compuesta). Es notable que en las tonalitas predominan las texturas C1 y C2 con 45 y 25%, respectivamente. En cambio en las cuarzodioritas las texturas que sobresalen son C1 con el 28% y tipo compuesto con 26%. Esto indica que en las primeras rocas el proceso principal fue la exsolución, mientras que en las cuarzodioritas dominó la oxidación deutérica.

Este conjunto de rocas también presenta algunos cristales de ilmenita primaria homogénea (R1): 10% en tonalitas y 20% en cuarzodioritas (Figura 7.4c). En estas últimas se asignó la textura R2 para algunas ilmenitas que presentan zonas con enriquecimiento en Ti, representa el 12% de la población textural (Figura 7.4d). La muestra 3 del NE de la sierra El Veteado (Figura 4.1), que corresponde a una cuarzodiorita, tiene 14% de textura C4 identificada por la presencia de lentes de rutilo en las lamelas de exsolución de

ilmenita (Figura 7.4e). La presencia de rutilo y el enriquecimiento de Ti en algunas zonas de las ilmenitas, son indicadores de un incremento de la fugacidad de oxígeno.

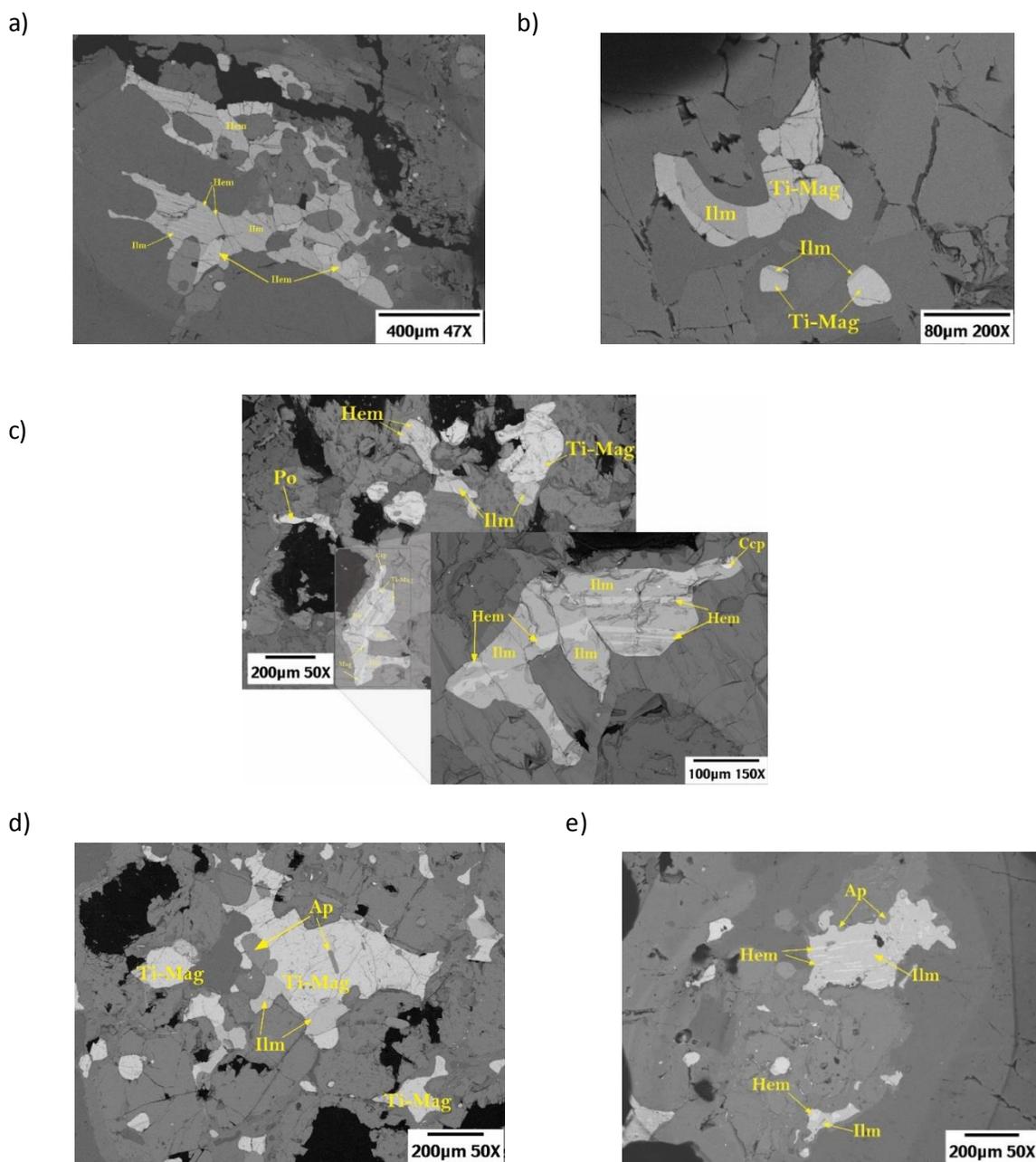


Figura 7.3 Imágenes de electrones retrodispersados. a) Muestra 4 de gabro. Cristal de ilmenita con lamelas de exsolución de hematita (textura R2) y algunas inclusiones internas; b) muestra 4 de gabro. El cristal superior corresponde a una titanomagnetita con inclusión externa de ilmenita, los dos en la parte inferior son titanomagnetitas con un listón tipo sándwich de ilmenita; c) muestra 12 de gabro, con cristales de ilmenita y lamelas de exsolución de hematita (R2), en la parte superior derecha una titanomagnetita con inclusión de ilmenita, y los sulfuros son calcopirita y pirrotita; d) muestra 14 de diorita con cristales de titanomagnetita con inclusiones externas de ilmenita y algunas de apatito, en la parte inferior derecha se observa una titanomagnetita homogénea de textura C1; e) cristales de ilmenita con lamelas de exsolución de hematita, textura R2. Abreviaturas: Hem=hematita; Ilm=ilmenita; Po=pirrotita; Ccp=calcopirita; Ti-Mag=titanomagnetita; Ap=apatito

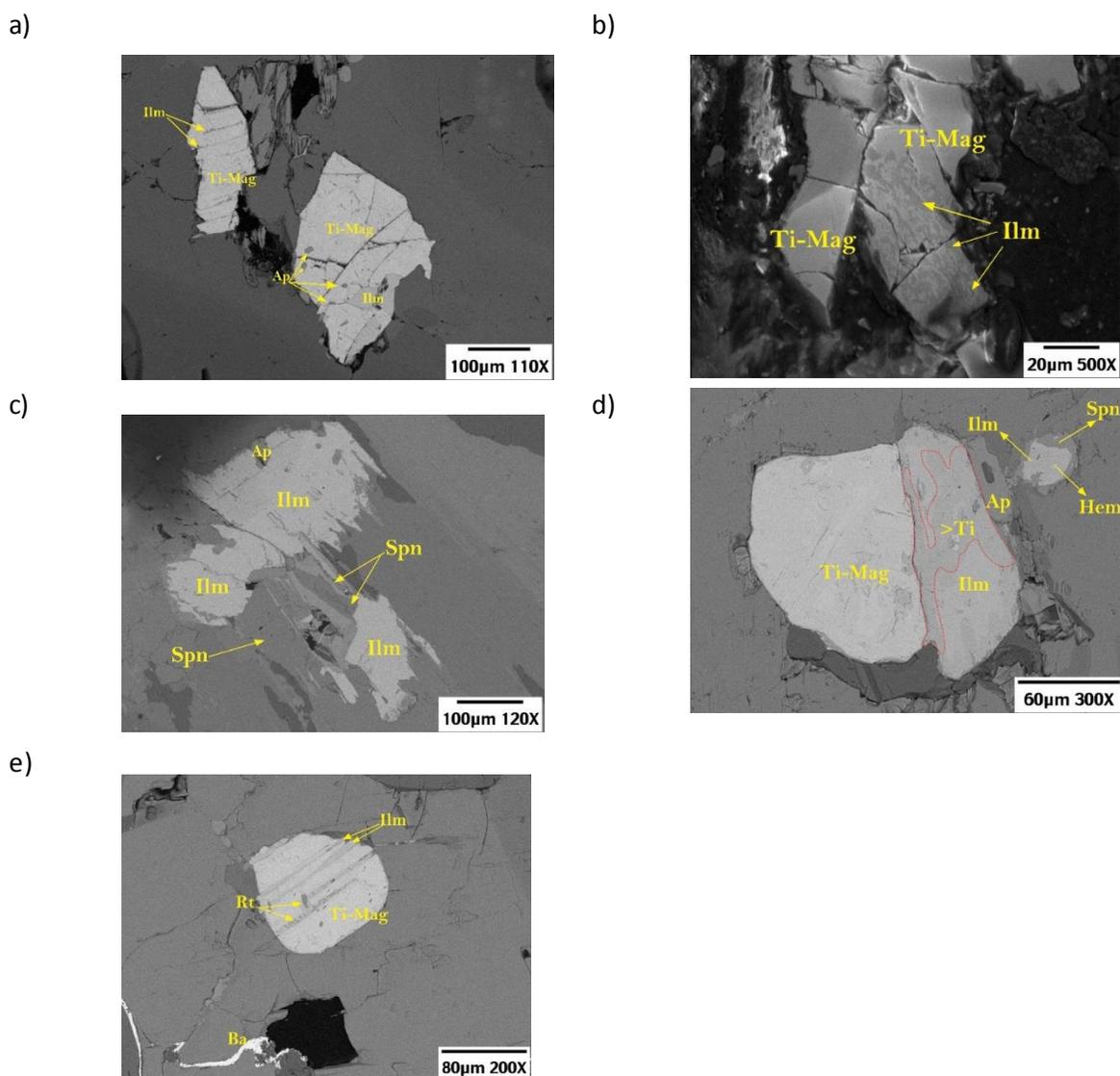


Figura 7.4 Imágenes de electrones retrodispersados de cuarzodioritas y tonalitas. a) En la muestra 2, del lado izquierdo se observa una titanomagnetita con lamelas de exsolución de ilmenita (C2), del lado derecho una titanomagnetita homogénea (C1) con algunas inclusiones de apatito y una inclusión externa de ilmenita; b) la muestra 1 contiene titanomagnetita con lamelas de exsolución de ilmenita (C1); c) en la muestra 8, las ilmenitas primarias (R1) presentan esfena e inclusión de apatito; d) en la muestra 9, titanomagnetita C1 e ilmenita con enriquecimiento de Ti delimitado por la línea punteada roja (R2), en el lado superior derecho se observa una ilmenita con inclusión de hematita y bordes de esfena; e) en la muestra 3, la titanomagnetita tiene lamelas de exsolución de ilmenita, en las lamelas se observan lentes de rutilo. Abreviaturas: Ti-Mag=titanomagnetita; Ap=apatito; Ilm=ilmenita; Hem=hematita; Spn=esfena; Rt=rutilo.

Granodioritas

Este conjunto de rocas pertenece al plutón La Polea y su contenido de óxidos primarios es escaso comparado con la litología del plutón Calmallí. Para este análisis solo se encontraron de uno a dos cristales por cada lámina delgada analizada. La fase mineralógica que predomina es la ilmenita homogénea de textura R1 (Figura 7.5a) aunque también se observaron algunas ilmenitas de textura R2 con lamelas de exsolución de hematita (Figura 7.5b). Están presentes algunos cristales de rutilo anhedral que se clasifican como textura R5 (Figura 7.5c) y esfena en los bordes de algunas ilmenitas. En las muestras 18 y 20, de la parte sur del plutón, se identificaron algunos cristales que pueden ser de titanomagnetita (C1).

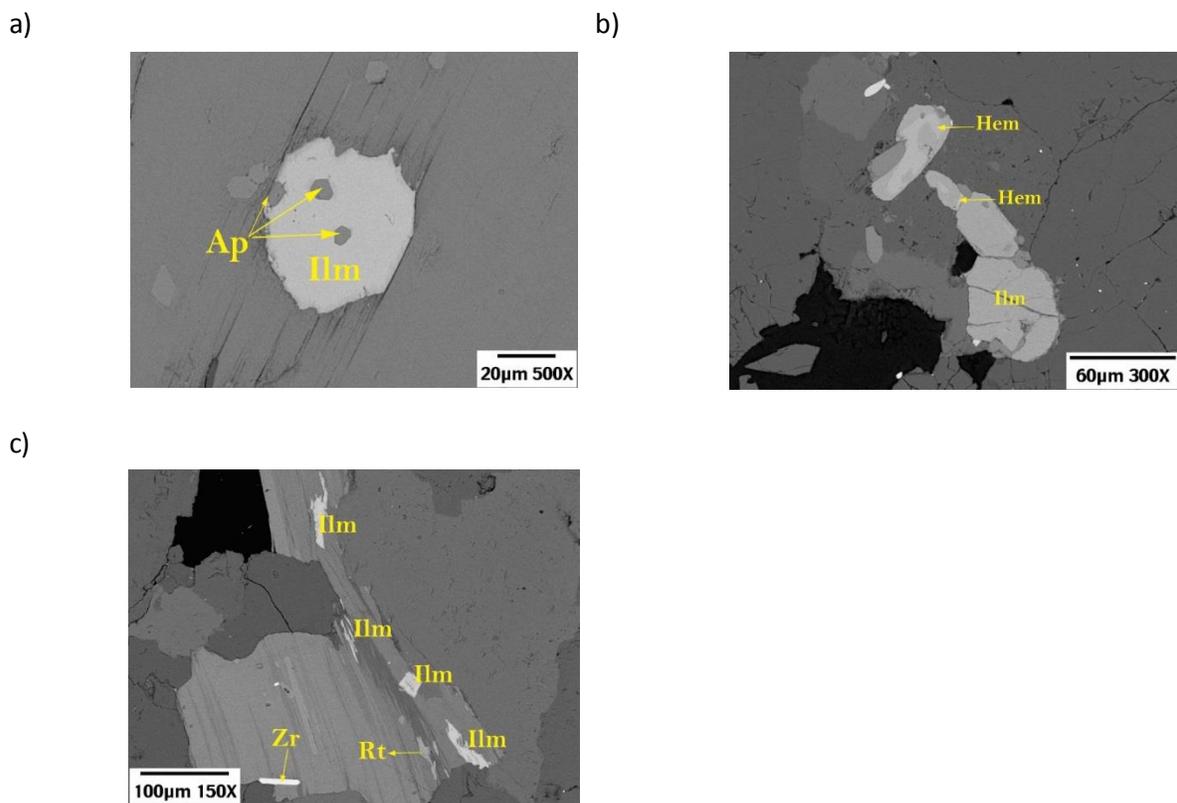


Figura 7.5 Imágenes de electrones retrodispersados de granodioritas. a) Muestra 15 con ilmenita homogénea de textura R1 con algunas inclusiones de apatito; b) muestra 16 con cristales de ilmenita con exsolución de hematita corresponden a la textura R2; c) muestra 16 con cristales subedrales de ilmenita y rutilo anhedral representando la textura R5.

7.2 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética se refiere a la habilidad de una sustancia de ser magnetizada y retener este registro cuando se expone a un campo magnético externo. Se define por:

$$M = kH,$$

donde M representa el vector de la magnetización inducida y H es el vector de intensidad del campo magnético, ambas en unidades A/m en el Sistema Internacional. La susceptibilidad magnética está representada por k que es adimensional y no solo refleja aspectos composicionales, sino también estructurales, como la anisotropía del cristal (Hrouda *et al.*, 2009). La anisotropía de la susceptibilidad está relacionada con la orientación preferencial de minerales magnéticos en rocas intrusivas, debido a procesos de emplazamiento y deformación.

La susceptibilidad magnética está controlada por la cantidad de minerales ferromagnéticos contenidos en las rocas y las variaciones químicas en los minerales. Las rocas con magnetita tienen una susceptibilidad mayor que las que contienen ilmenita o hemoilmenita. El tamaño del cristal también es importante pues, cuando disminuye de un cristal multidominio a uno de dominio simple, la susceptibilidad también disminuye. Si el tamaño del grano o cristal es aún menor, al alcanzar el límite de uno superparamagnético, la susceptibilidad aumenta dramáticamente (Hrouda *et al.*, 2009).

De todos los sitios seleccionados para estudios paleomagnéticos y geoquímicos, se midió la susceptibilidad magnética de 25 muestras (Tabla 7.3). Se calculó el porcentaje en peso de los minerales opacos con base en el contenido modal y la densidad de los óxidos reportados en la literatura (Deer *et al.*, 1992). En la Figura 7.6 se observa un contenido mayor de óxidos en los gabros, cuya concentración alcanza hasta 13% del volumen total, seguido de las dioritas con un valor máximo de 9%. En las cuarzodioritas y tonalitas el porcentaje de estos minerales no rebasa el 3%, excepto en la muestra 8 que es una cuarzodiorita, localizada entre el rancho Las Palomas y la sierra El Veteado con 4%. En las granodioritas del plutón La Polea los minerales opacos son accesorios.

Los valores de susceptibilidad magnética se ordenaron por tipo de roca. En la Figura 7.7 se observa que los valores más altos se encontraron en las dioritas con un promedio de 35.8×10^{-3} , seguidas por los gabros cuyo valor promedio es de 21.3×10^{-3} . Comúnmente se esperaría que los gabros presentaran los valores más altos, considerando que su contenido de óxidos es mayor. Sin embargo, de acuerdo con el análisis de óxidos, su contenido de ilmenitas primarias y exsoluciones de hematita es mayor que en las dioritas. Por lo tanto, la susceptibilidad tiende a disminuir conforme aumenta el contenido de Ti. En las cuarzodioritas el valor promedio de susceptibilidad es de 5.4×10^{-3} y en las granodioritas de 0.77×10^{-3} . Los valores más

bajos se encontraron en las tonalitas con promedio de 0.24×10^{-3} . Se esperaría que los valores menores correspondieran a las granodioritas, sin embargo hay que considerar que en las tonalitas los procesos de exsolución se observan con mayor frecuencia. Esto indica una mayor presencia de partículas de dominio simple y/o pseudo-dominio, lo que disminuye la susceptibilidad magnética.

Se comparó el porcentaje en peso de óxidos contra la susceptibilidad magnética. En la Figura 7.8 se observa que las rocas con mayor contenido de óxidos muestran los valores más altos de susceptibilidad magnética. Solo la muestra 4 de un gabro localizado al este del rancho Las Palomas, muestra bajos valores de susceptibilidad magnética. Como ya fue mencionado, este comportamiento se asocia a su alto contenido de ilmenita con exsolución de hematita. El resto de las rocas con bajo contenido de óxidos también tienen valores bajos de susceptibilidad.

Tabla 7.3 Valores de susceptibilidad magnética, porcentaje de volumen de óxidos (moda) y el porcentaje en peso de óxidos.

Plutón	Muestra	Coordenadas (UTM)		Clasificación petrográfica	% óxidos volumen	% óxidos en peso (%wt)	Susceptibilidad (SI x 10 ⁻³)
		Longitud	Latitud				
Calmallí	Som 4	265411	3123370	Gabro de dos Px	4.1	7.5	0.72
Calmallí	P1-IV-16	266508	3125467	Gabro de Opx-Hbl	2.9	5.4	35.10
Calmallí	37-X-15	266145	3125223	Gabro de Hbl	7.3	13.2	11.15
Calmallí	11-III-15	266781	3125517	Gabro de Hbl	5.4	10.1	38.50
Calmallí	P3-IV-16	268586	3124754	Diorita de Opx-Hbl	3.5	6.6	42.70
Calmallí	1-X-14	268509	3124447	Diorita de Opx-Hbl	2.0	3.7	37.95
Calmallí	3-X-14	267504	3125299	Ddiorita de Cpx-Hbl	5.2	9.6	28.95
Calmallí	Som 3	261320	3121546	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	1.4	2.7	0.20
Calmallí	Som 6	264140	3123040	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	1.3	2.9	0.28
Calmallí	Som 8	263537	3121636	Cuarzodiorita de Bt	2.1	4.0	0.31
Calmallí	Som 9	263159	3119788	Cuarzodiorita de Bt	1.3	2.7	0.15
Calmallí	P2-IV-16	267116	3125616	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	0.3	0.6	22.65
Calmallí	P8-IV-16	272536	3121621	Cuarzodiorita de Bt	0.0	0.0	8.84
Calmallí	Som 1	261720	3118638	Tonalita de Bt-Hbl	0.0	0.0	0.15
Calmallí	Som 2	261541	3120120	Tonalita de Bt	0.9	1.9	0.73
Calmallí	Som 5	264007	3123402	Tonalita de Bt-Hbl	0.0	0.0	0.07
Calmallí	Som 7	264064	3122954	Tonalita de Bt	0.0	0.0	0.02
La Polea	P4-IV-16	266150	3130641	Granodiorita de Bt	0.0	0.0	0.07
La Polea	P5-IV-16	266252	3128968	Granodiorita de Bt	0.0	0.0	0.07
La Polea	P6-IV-16	265522	3133788	Granodiorita de Bt	0.0	0.0	0.08
La Polea	P7-IV-16	285217	3123290	Granodiorita de Bt	0.0	0.0	2.29
La Polea	P9-IV-16	275172	3116713	Granodiorita de Bt	0.0	0.0	2.78
La Polea	1-VI-16	272108	3124981	Granodiorita de Bt	0.0	0.0	0.52
La Polea	10-XI-15	274559	3114352	Granodiorita de Hbl	0.0	0.0	0.19

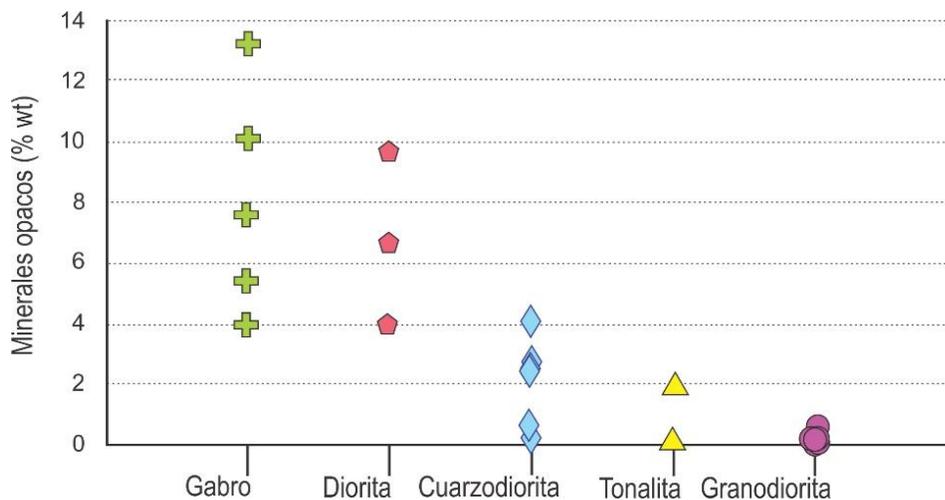


Figura 7.6 Gráfica del contenido en peso de óxidos por litología.

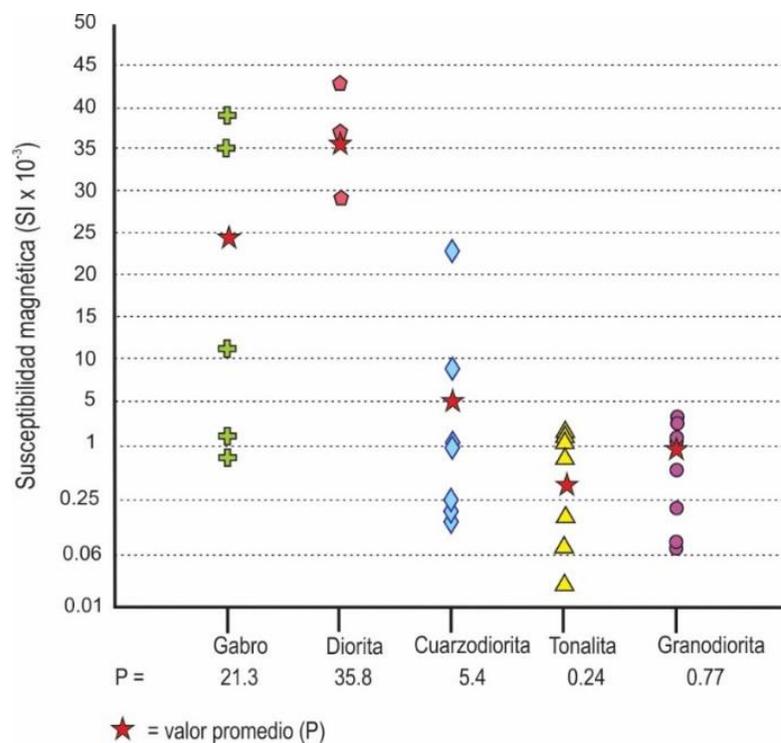
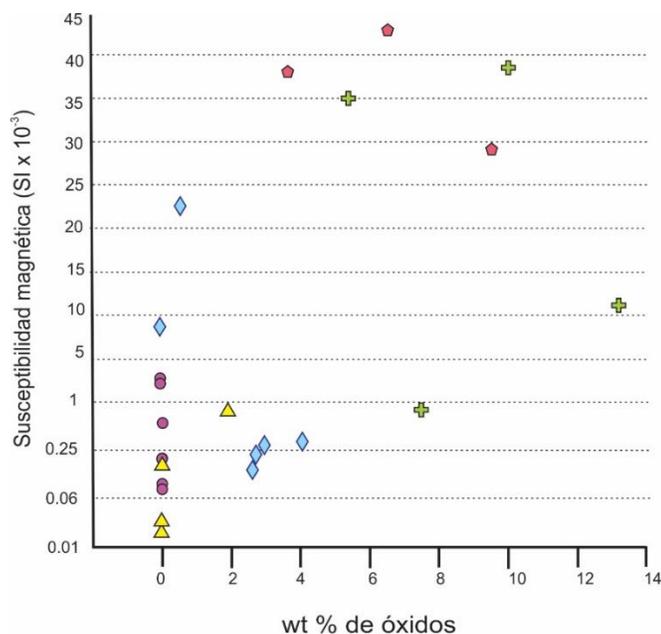


Figura 7.7 Valores de susceptibilidad magnética (SI) por tipo de roca. Las estrellas representan el valor promedio de susceptibilidad por tipo de roca.



magnetización (DM) entre la curva de calentamiento y enfriamiento. Esta diferencia permite realizar una clasificación más certera de la curva y se obtiene mediante el cálculo del promedio de la saturación magnética de ambas curvas en un rango de 100° a 199°C.

La clasificación de Mankinen *et al.* (1985) involucra cinco tipos de curvas basadas en el valor DM, forma, posición y contacto entre la curva de calentamiento y enfriamiento. Sin embargo, en este trabajo únicamente se identificaron curvas de tipo 2 y 4, por lo tanto, únicamente éstas serán descritas. Los resultados del análisis se observan en la Tabla 7.4.

Tabla 7.4 Resultados de análisis de curvas Termomagnéticas.

Clave	Muestra	T1 (°C)	T2 (°C)	DM	% de disminución de Js	Tipo de curva
1	SOM 1	550		0.15	9.5	2a
2	SOM 2	560		0.12	6.4	2a
3	SOM 3	560		0.14	14.2	2c
4	SOM 4	540		3.8	19.4	2c
5	SOM 5	550		0.46	5.4	2a
6	SOM 6	550		0.43	10.3	2a
8	SOM 8	568		0.24	8.4	2a
9	SOM 9	540		0.17	20	2c
12	P1-IV-16	545		1.6	15	2c
13	P2-IV-16	540		1.9	12	2c
14	P3-IV-16	539		5.7	17	2c
15	P4-IV-16	430	610	0.06	7	4
16	P5-IV-16	350	540	0.05	8	4
17	P6-VI-16	560		0.33	8	2a
18	P7-VI-16	560		0.12	4.5	2a
19	P8-VI-16	550		0.20	5.7	2a
20	P9-VI-16	560		0.15	5.3	2a

Abreviaturas T1 y T2= temperatura 1 y 2 de descenso de la curva, respectivamente; DM= Diferencia de magnetización; Js= saturación magnética.

Las curvas tipo 2 muestran una sola fase ferrimagnética con una temperatura de Curie entre 500° y 580° y una disminución de la saturación magnética después del calentamiento. Son características de titanomagnetitas pobres en Ti ($x < 0.2$) que pueden o no estar afectadas por exsolución u oxidación deutérica (Pollard, 1999). La curva de enfriamiento siempre queda por debajo de la de calentamiento y se subdivide en tres categorías de acuerdo al grado de su irreversibilidad: curvas tipo 2a, 2b y 2c. Las primeras dos muestran un porcentaje de disminución de saturación magnética menor al 10%. La diferencia entre ambas es que en las curvas tipo 2a no se observa un cambio en la forma de la curva de enfriamiento respecto a la curva de calentamiento, mientras que en las curvas 2b sí existe una diferencia en la forma. En este trabajo se identificaron curvas 2a en nueve muestras que generalmente presentan texturas de titanomagnetitas con exsolución de ilmenita, como en algunas cuarzodioritas y tonalitas (Figuras 7.9 a, b,

e, f, g, n, o, p, q). Las curvas 2c presentan una disminución en la saturación magnética mayor al 10%, se observa una mayor separación entre las curvas de calentamiento y enfriamiento. La diferencia de forma entre las curvas es casi nula. Estas características se asocian con la producción de un mineral de momento más pequeño de calentamiento, probablemente hematita a expensa de magnetita o maghemita por procesos de oxidación (Mankinen *et al.*, 1985). Esta curva se asignó para seis muestras, entre ellas la 4 y 12 de gabros donde se identificaron fases de hematita y sulfuros (Figuras 7.9 c, d, h, i, j, k).

El hecho de que las curvas sean relativamente reversibles sugiere que el proceso formador es dominante, por lo tanto una curva con irreversibilidad importante solo se generará donde la maghemita esté presente

Las curvas tipo 4 se asignaron a las muestras 15 y 16 de granodioritas del plutón La Polea, ubicadas al sur de Las Tinajas (Figuras 7.9 l y m). Estas curvas indican la presencia de dos componentes, una con alto y otra con bajo contenido de Ti. Se distinguen porque en las curvas se observan descensos cuando se llega a la temperatura de Curie de cada fase. En la muestra 15 el primer descenso de temperatura se observa a los 430°C y el segundo a 610°C. En la muestra 16 el primero es de 350° C y el segundo de 540°C. Probablemente la fase con alto contenido de Ti y baja temperatura corresponde a una titanomagnetita, mientras que la fase con bajo contenido de Ti y alta temperatura se trate de hematita. El decaimiento observado se puede atribuir a una contribución importante de minerales paramagnéticos, como la ilmenita, comparado con la cantidad menor de minerales ferrimagnéticos presentes. La curva observada en la muestra 16 muestra un comportamiento típico de la presencia de ilmenita. En ambas muestras las curvas de enfriamiento son reversibles, lo que sea asocia a un proceso de oxidación.

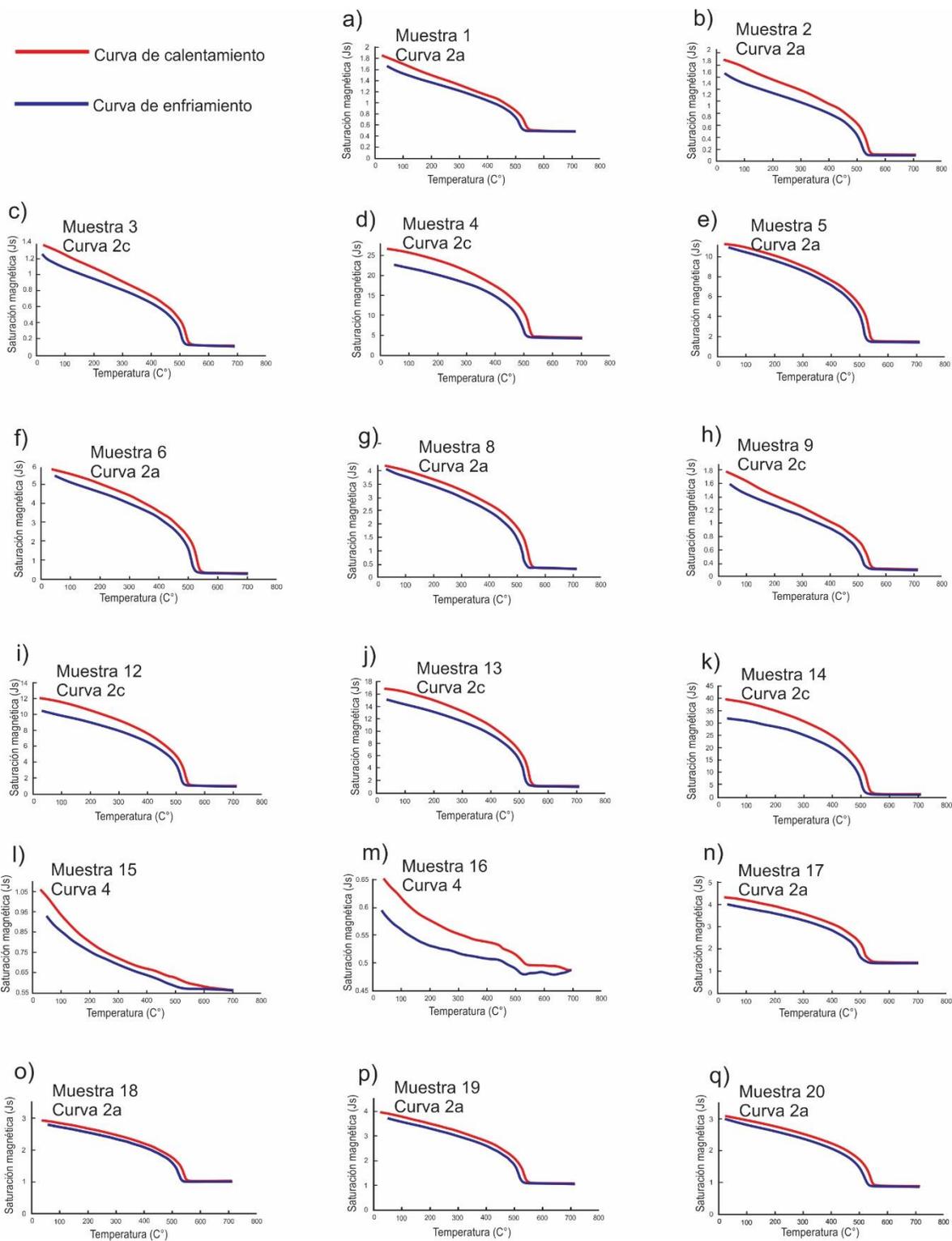


Figura 7.9 Análisis de curvas termomagnéticas de los plutones Calmallí y La Polea.

Capítulo 8. Paleomagnetismo

8.1 Resultados paleomagnéticos

En esta sección se describen los resultados obtenidos de las mediciones paleomagnéticas. Se perforaron 20 sitios en total: cinco del plutón La Polea y 15 del plutón Calmallí en donde están incluidos, por ser contemporáneos, los dos gabros del plutón El Cañón. La ubicación de muestreo se observa en la Figura 4.1. De cada sitio se obtuvieron de ocho a diez núcleos y cada uno se cortó en al menos dos especímenes. Se identificaron los vectores de las componentes de remanencia y sus direcciones fueron determinadas utilizando el análisis de componente principal (Kirschvink, 1980). Los resultados de cada espécimen se muestran en el Anexo 3. Para este estudio se utilizó el paleopol de referencia de Norteamérica, de acuerdo con las edades de cada plutón: 100 Ma para Calmallí y 90 Ma para La Polea (Torsvik et al., 2012).

8.1.1 Plutón Calmallí

Las muestras del plutón Calmallí tienen valores de intensidad de MNR que van desde 0.497 a 0.805 A/m. Los valores más altos generalmente corresponden a las cuarzodioritas y tonalitas. En los gabros las curvas de desmagnetización generalmente muestran la presencia de dos componentes (Figuras 8.1a y 8.1b). La ChRM se resuelve con valores intermedios de campos alternos de 15-80 mT o sobre temperaturas intermedias-altas de 350°C y 580°C. Por el método de campos alternos el vector de desmagnetización no llegó al origen, por desmagnetización térmica sí lo hizo. Esto indica la presencia de una componente de alta coercitividad o que la MRN primaria es muy pequeña comparada con el resto de la magnetización remanente total. En el análisis de óxidos se observó la presencia de fases de hematita y algunas inclusiones de sulfuros como inclusiones externas en ilmenita. Es probable que la magnetización remanente secundaria en estas rocas sea de origen químico.

Las dioritas tienen una intensidad de MNR promedio de 0.497 A/m. Las curvas de desmagnetización muestran dos componentes (Figuras 8.1c y 8.1d). La ChRM se resolvió por campos alternos entre 20-120 mT y por desmagnetización térmica en un rango de 390°C y 580°C. Igual que en los gabros presentan una componente de alta coercitividad que no permitió que el vector llegara al origen por el método de campos alternos. Estas muestras tienen alteración hidrotermal, por lo tanto es probable que presenten una MRQ parcial. En el análisis termomagnético las curvas se clasificaron como 2c lo que indica la presencia de fases de titanohematita a lo que se asocia la fase de alta coercitividad.

En las observaciones del MEB se identificó que la presencia de hematita en los gabros y dioritas en ocasiones es producto de oxidación deutérica. Por lo tanto, se asume que la ChRM representa la dirección

del campo geomagnético al tiempo del enfriamiento original de la roca y que se trata de una magnetización termoremanente.

En las cuarzodioritas (figuras 8.1e y 8.1f) y tonalitas (figuras 8.1g y 8.1h) fue común identificar de dos a tres componentes de magnetización. Generalmente la componente de baja estabilidad fue fácil de remover (cerca de 2 mT) lo que indica que probablemente se trate de MRV. Por desmagnetización de campos alternos la ChRM se resolvió entre 15-80 mT. Por desmagnetización térmica muchas muestras se desintegraron antes de resolver la ChRM debido a la presencia de biotita y el grado de intemperismo. Sin embargo, en algunas se pudo resolver entre 350°C y 610°C.

Considerando que en las cuarzodioritas los procesos de oxidación deutérica predominan, se interpreta que los minerales ferromagnéticos son portadores de una magnetización termoremanente. En las tonalitas destacan los procesos de exsolución, lo que favorece la presencia de granos de dominio simple y de pseudo-dominio sencillo. En ambos casos se reconoce que la magnetización remanente es efectiva para paleomagnetismo.

La dirección media de cada sitio fue calculada con al menos cinco muestras y se consideraron límites de confianza $\alpha_{95} < 20^\circ$ (Tabla 8.1 y Figura 8.2). El paleopolo de referencia de Torsvik et al. (2012) para 100 Ma tiene una dirección $D=344.2^\circ$, $I=52.6^\circ$. La dirección media del plutón Calmallí es de $D=355^\circ$, $I=41.1^\circ$, $\alpha_{95} = 4.0^\circ$, $N=15$ sitios. Estos datos indican que el plutón tuvo una rotación de $10.7^\circ \pm 14.9$ en sentido horario y una diferencia de la inclinación de $11.5^\circ \pm 18.2$.

Tabla 8.1 Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos del plutón Calmallí.

<i>Clave</i>	<i>Sitio</i>	<i>Declinación (°)</i>	<i>Inclinación (°)</i>	<i>alpha 95</i>	<i>n</i>	<i>k</i>
1	SOM 1	354.9	44.5	2.2	12	386.37
2	SOM 2	2.1	47.3	2.9	10	275.84
3	SOM 3	355.9	53.2	21.5	6	10.69
4	SOM 4	356.2	38.5	7.1	12	38.22
5	SOM 5	351.5	53.1	13.2	6	26.71
6	SOM 6	347.3	28.6	9.5	9	30.24
7	SOM 7	341.1	43.5	13.6	10	13.51
8	SOM 8	353.3	39.1	7	6	93.16
9	SOM 9	348	44.6	6.4	11	52.16
10	SOM 10	359.5	33	9.3	8	36.25
11	SOM 11	358.6	34.1	5.1	9	102.51
12	P1	355.9	36.4	4.6	10	96.63
13	P2	3.3	42.6	6.3	7	92.23
14	P3	360	41.6	5.7	9	81.2
19	P8	357	33.7	8.1	5	89.18
Media de los sitios		355	41.1	4.0	15	92.09
<i>Dirección esperada 100 Ma (Torsvik, et al., 2012)</i>		344.26	52.6	13.1	3	

Abreviatura: n=número de muestras desmagnetizadas; k=parámetro de precisión.

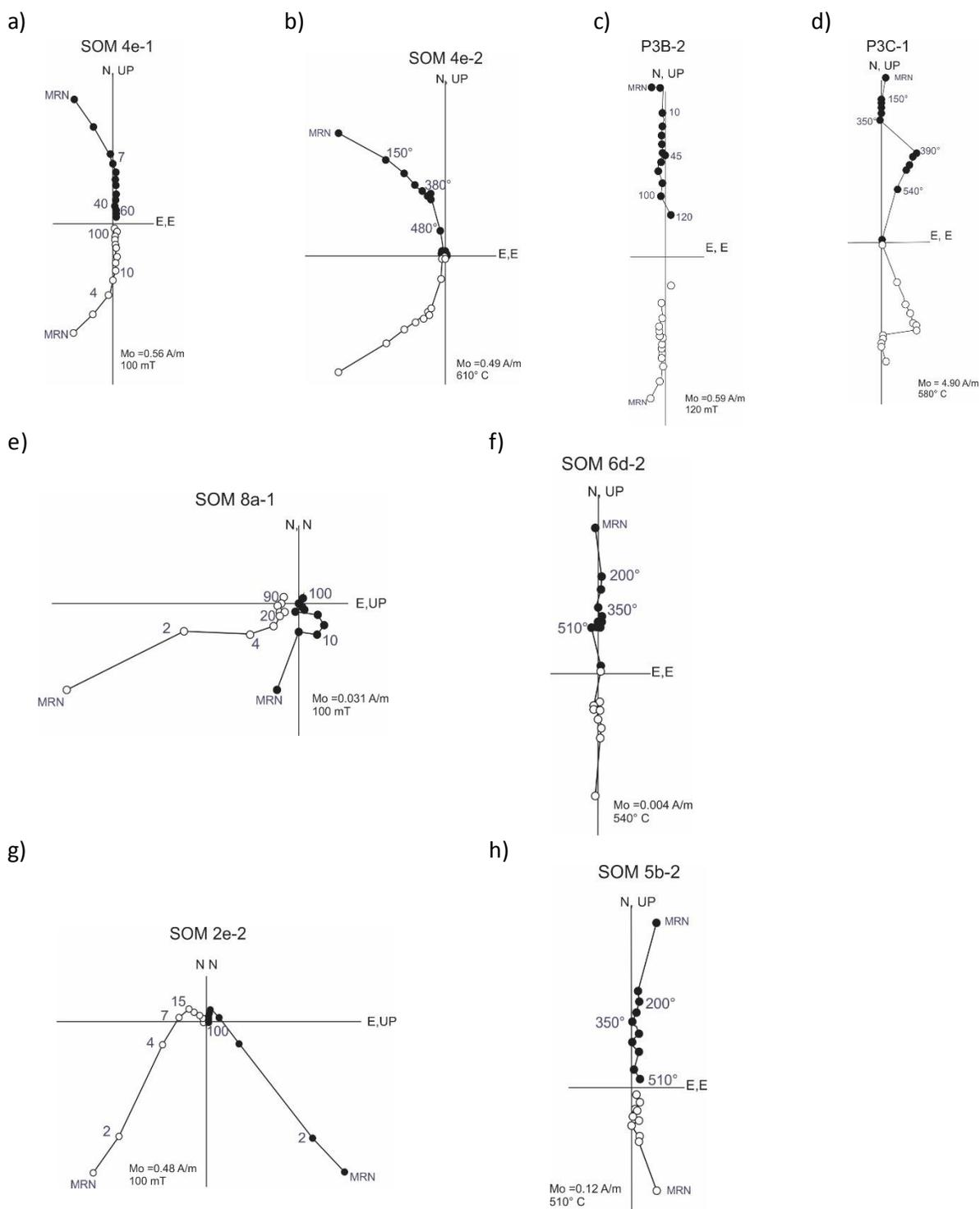


Figura 8.1 Diagramas ortogonales de desmagnetización del plutón Calmallí. (a)-(b) gabros; (c)-(d) dioritas; (e)-(f) cuarzodioritas; (g)-(h) tonalitas. Los círculos sólidos son proyecciones en el plano horizontal y los círculos abiertos son proyecciones en el plano vertical, las etiquetas representan la intensidad y temperaturas en cada paso de desmagnetización. M_o = magnetización inicial; MRN= magnetismo natural remanente.

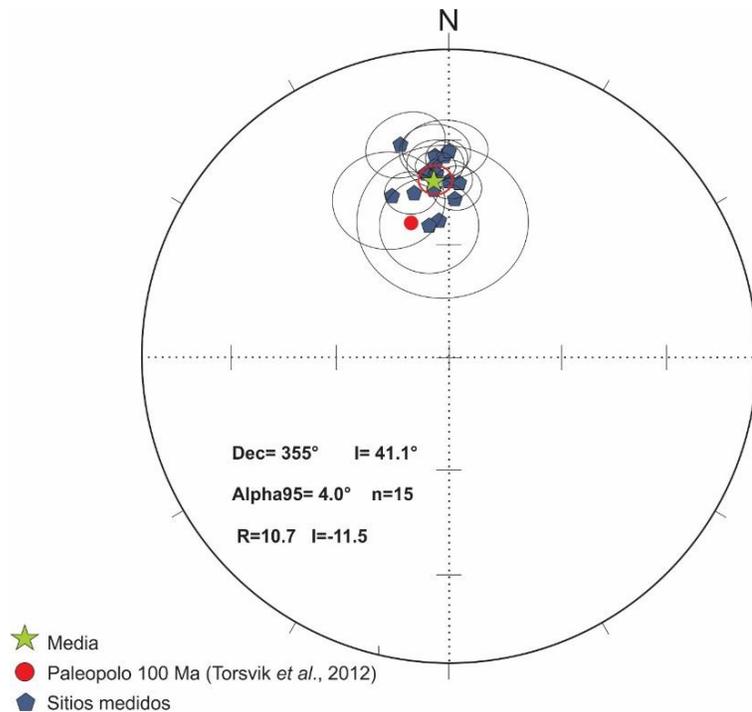


Figura 8.2 Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios del plutón Calmallí y sus intervalos de confianza α_{95} . La media general del plutón está representada por la estrella verde, el círculo rojo sólido representa el paleopolo de referencia. El círculo rojo abierto representa el intervalo de confianza general.

8.1.2 Plutón La Polea

En este plutón se identificaron intensidades de MNR muy variables que van desde 0.000509 a 0.175 A/m, por lo que se interpreta la presencia de dos fases magnéticas: una de baja coercitividad y alta magnetización que parece estar asociada con magnetita y probablemente una fase de alta coercitividad y baja magnetización asociada con hematita. Generalmente se identificaron dos componentes de remanencia, aunque en ocasiones los vectores mostraron un comportamiento irregular, lo que probablemente se puede asociar a la presencia de magnetización remanente viscosa. En casi todos los sitios la desmagnetización por campos alternos no fue efectiva para intensidades menores a los 100 mT, por lo que se aplicaron intensidades mayores. La ChRM generalmente se resolvió entre 100 y 260 mT, sin embargo, en ningún caso el vector llegó al origen. Por desmagnetización térmica la ChRM se resolvió entre 300° y 580°C (Figura 8.3).

Para el cálculo de la dirección media se utilizaron al menos cuatro muestras de los cinco sitios y se consideraron límites de confianza $\alpha_{95} < 20^\circ$ (Tabla 8.2 y Figura 8.4). El paleopolo de referencia de Torsvik et al. (2012) para 90 Ma tiene una dirección $D=345.6^\circ$, $I=57.1^\circ$. La dirección media del plutón La Polea es de $D=352.1^\circ$, $I=41.2^\circ$, $\alpha_{95} = 14.5^\circ$, $N=5$ sitios. Estos datos indican que el plutón tuvo una rotación de $6.4^\circ \pm 17.2$ en sentido horario y una diferencia de la inclinación de $15.9^\circ \pm 20$ hacia el NE.

Tabla 8.2 Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos del plutón La Polea.

Clave	Sitio	Declinación (°)	Inclinación (°)	alpha 95	n	k
15	P4	351.4	37.7	10.9	7	31.53
16	P5	341.9	56.8	13.3	4	48.5
17	P6	355.3	51.9	9.1	7	45.39
18	P7	344	34.4	15.2	5	26.43
20	P9	3.9	23.6	10	6	45.62
Media de los sitios		352.1	41.2	14.5	5	28.99
<i>Dirección esperada 90 Ma (Torsvik, et al., 2012)</i>		345.6	57.1	6.3	4	

Abreviatura: n=número de muestras desmagnetizadas; k=parámetro de precisión.

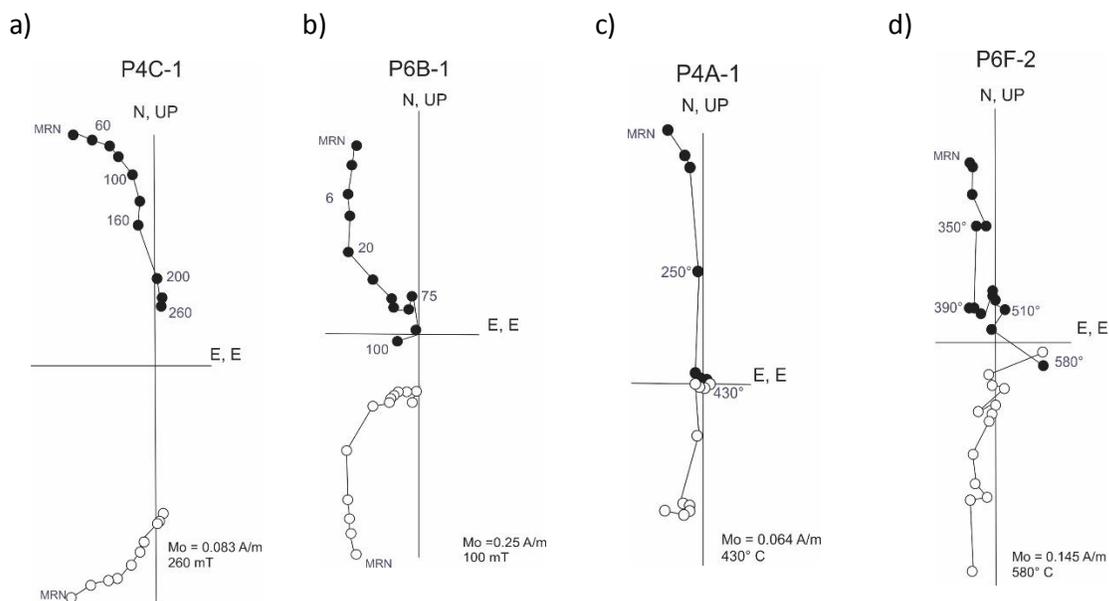


Figura 8.3 Diagramas ortogonales de desmagnetización del plutón La Polea. (a)-(b) sitios desmagnetizados por campos alternos; (c)-(d) sitios desmagnetizados térmicamente. Los círculos sólidos son proyecciones en el plano horizontal y los círculos abiertos son proyecciones en el plano vertical, las etiquetas representan la intensidad y temperaturas en cada paso de desmagnetización. Mo= magnetización inicial; MRN= magnetismo natural remanente.

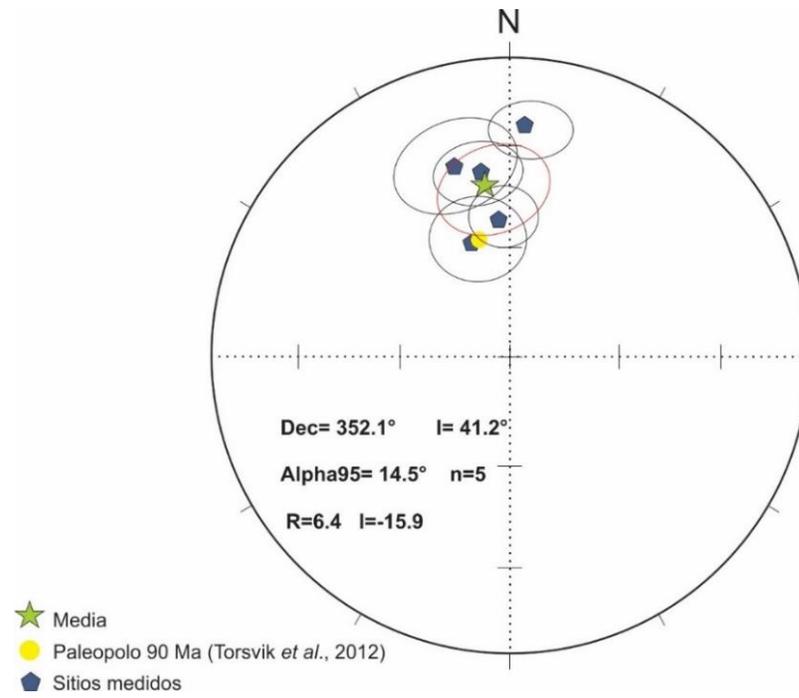


Figura 8.4 Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios del plutón La Polea y sus intervalos de confianza α_{95} . La media general del plutón está representada por la estrella verde, el círculo amarillo sólido representa el paleopolo de referencia. El círculo rojo abierto representa el intervalo de confianza general.

Capítulo 9. Discusión

Los plutones Calmallí y La Polea se localizan en la parte meridional del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP). La importancia de su estudio radica en que el primero se considera un plutón de la zona oeste del CBP emplazado en rocas que pertenecen a la secuencia prebatolítica volcánica-volcanoclástica del Jurásico (Torres-Carrillo, 2016), mientras que el segundo se considera parte del plutón Las Lagunitas definido por Kimbrough et al. (2001) como tipo La Posta, típico de la zona este del CBP que se emplaza en una región que comparte litologías consideradas como de tras-arco y secuencias paleozoicas (Figura 9.1). Composicionalmente el plutón Calmallí está zonado, tiene rocas máficas en el núcleo (gabro y diorita) y rocas cada vez más félsicas hacia la periferia (cuarzodiorita y tonalita). En las rocas máficas es común observar ortopiroxenos con alteración a bastita y clinopiroxenos uralitizados atribuida a agua magmática (Deer et al., 1992). En las cuarzodioritas y tonalitas sobresale la presencia de biotita definiendo la foliación magmática, mientras que las plagioclasas muestran alteración selectiva a epidota y sericita atribuida también a procesos hidrotermales deutéricos. Las edades U-Pb en zircón obtenidas por Contreras-López (2016) en el plutón Calmallí son de 104.8 ± 1.3 Ma y 102.2 ± 1.4 Ma en tonalitas y 100.4 ± 1.7 Ma en dioritas. El plutón La Polea está formado por rocas granodioríticas a graníticas típicamente holocristalinas con proporciones variables de biotita y trazas de muscovita. La hornblenda en este plutón solo se observó en la porción sur. Se considera que su edad debe ser cercana a las del plutón Las Lagunitas de 91 ± 1.5 Ma y 92 ± 1.6 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda; Kimbrough et al., 2001).

La serie magmática del plutón Calmallí es geoquímicamente subalcalina, metaluminosa y, de acuerdo con Frost y Frost (2008), es magnesiana de tipo cordillerano. La secuencia analizada del plutón La Polea también es subalcalina magnesiana pero, en contraste, es peraluminosa con corindón normativo. Las series de ambos plutones se diferencian claramente en los diagramas Harker cuando se grafican con respecto a Fe_2O_3 , TiO_2 , así como con los elementos traza V y Co. Como cabe esperar, la serie del plutón Calmallí es más pobre en SiO_2 pero más rica en Fe_2O_3 , TiO_2 , V, Co y tiene Ni.

Los patrones de Tierras Raras de ambos plutones también son significativamente distintos. La serie del plutón Calmallí, desde los gabros hasta las tonalitas, tienen un patrón subhorizontal con ligero enriquecimiento relativo a condrita, de 10 a 40 en las LREE y de 4 a 10 en las HREE. Las rocas gabroicas pueden tener una anomalía positiva de Eu, la cual es más notable en las dos muestras de El Cañón. Los patrones del plutón Calmallí son similares en su proporción de HREE y notablemente más bajas en la proporción de LREE que las series de basaltos calcoalcalinos de arcos de islas reportadas por Wilson (1993). Ellos difieren a su vez del patrón angosto de las muestras del plutón La Polea los cuales tienen relaciones de LREE mayores a 50 y de HREE menores de 4, lo sugiere que provienen de fuentes distintas.

Del análisis de los óxidos de Fe-Ti en las rocas máficas del plutón Calmallí se encontró principalmente ilmenita primaria con exsolución de hematita. Estas fases están relacionadas a condiciones de devolatilización, lo que implica liberación de oxígeno y por lo tanto, se asocia a un incremento en la fugacidad de oxígeno (Frost, 1991). Además, en menor proporción, se identificaron texturas de oxidación deutérica y/o lamelas de exsolución de ilmenita en titanomagnetitas. En las cuarzodioritas y tonalitas el óxido dominante es la titanomagnetita. En las primeras las principales texturas encontradas fueron titanomagnetitas homogéneas (C1) y tipo compuesto con inclusiones internas y/o externas de ilmenita. En ocasiones se observaron lentes de rutilo en las fases exseltas de ilmenita. En las tonalitas predominan titanomagnetitas con lamelas de exsolución de ilmenita y un porcentaje importante de texturas C1 (45%). En las granodioritas del plutón La Polea las fases principales de óxidos son cristales primarios de ilmenita con inclusiones externas de hematita ocasionales.

Los valores de susceptibilidad magnética más altos se encontraron en las rocas máficas del plutón Calmallí, principalmente en las dioritas, cuyo valor promedio es 35.8×10^{-3} , seguido de los gabros con valor promedio de 21.3×10^{-3} . El valor promedio de susceptibilidad magnética en cuarzodioritas es 5.4×10^{-3} (Figura 7.8), mientras que en las tonalitas es de 0.24×10^{-3} . Este último es el valor más bajo, incluso que en las granodioritas que promedian 0.77×10^{-3} , lo que se atribuye a procesos de exsolución que provocan una disminución en el tamaño de cristales multidominio a pseudo o de dominio simple (Pollard, 1999; Hrouda et al., 2009)

En casi todas las rocas el comportamiento de las curvas termomagnéticas es del tipo 2a y 2c (Figura 7.11), lo que sugiere la presencia dominante de titanomagnetitas pobres en Ti que posiblemente sean las portadoras de magnetismo. Las muestras a las que se asignó la curva 2c (entre ellas los gabros) se distinguen por una disminución en la saturación magnética mayor al 10%. Este comportamiento se asocia a la probable formación de hematita a expensas de magnetita (Mankinen et al., 1985). En dos muestras de granodiorita del NW del plutón La Polea se interpretó que la curva es de tipo 4, lo que indica la presencia de una titanomagnetita rica en Ti y otra pobre en Ti (titanomagnetita y titanohematita, respectivamente). Según Mankinen et al. (1985) esto puede ser producto de un proceso de oxidación deutérica parcial, sin embargo, Tauxe (2009) menciona que un proceso de oxidación de baja temperatura como la exsolución tiende a transformar una titanomagnetita a una titanomaghemita por difusión del Fe^{2+} a la superficie de la estructura del cristal donde se convierte en Fe^{3+} . Esta conversión significa una pérdida en la magnetización y un incremento en la temperatura de Curie.

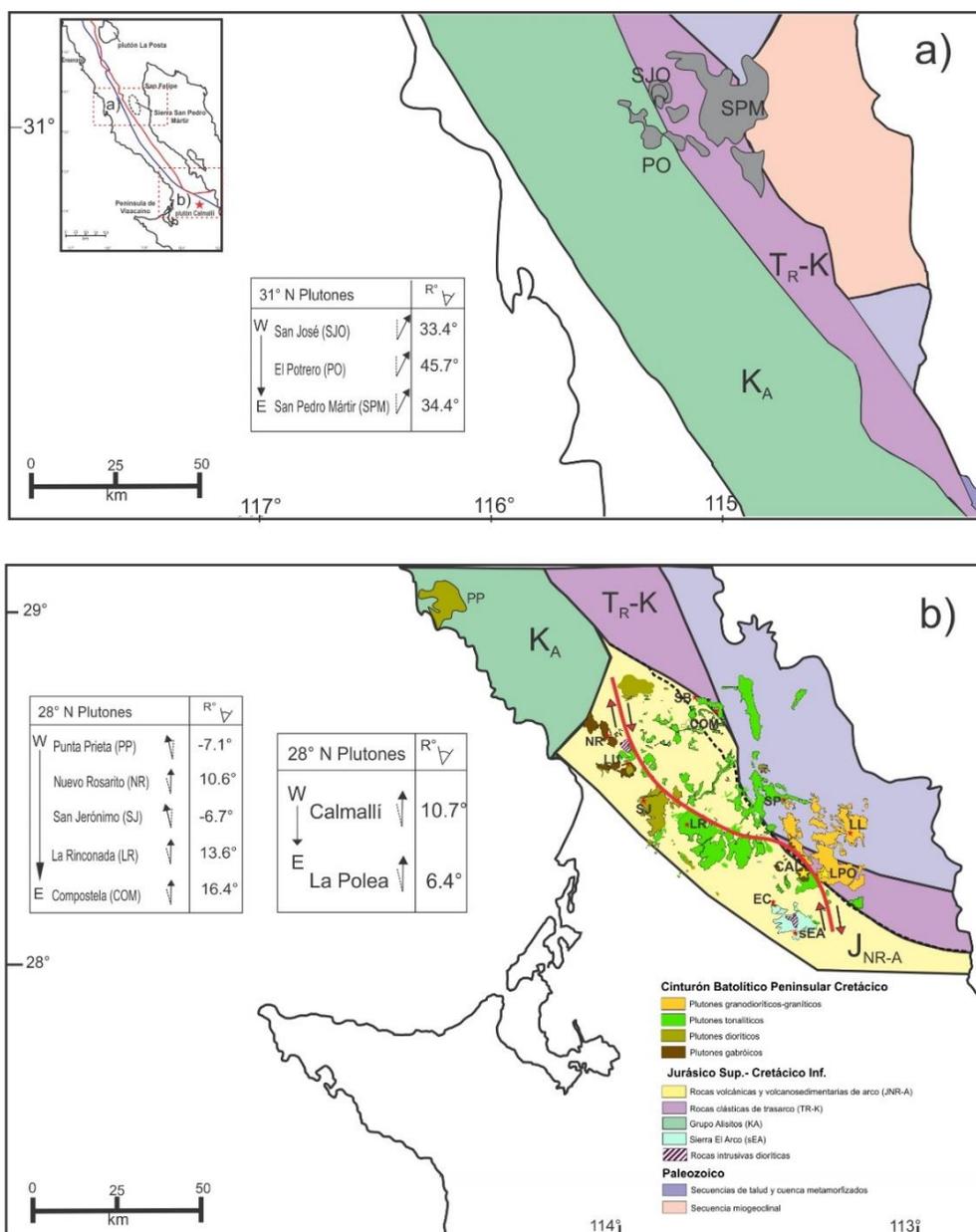


Figura 9.1 Representación de las discordancias paleomagnéticas registradas en el CBP desde 31°N hasta 28° N. Se observa que los plutones de las zonas transicional y este presentan rotaciones diestras y que el movimiento disminuye significativamente hacia el sur: a) Región de San Pedro Mártir, los plutones están representados en su forma y ubicación: SJ=San José (Johnson et al., 2003); PO=El Potrero (Chávez-Cabello et al., 2006); SPM=San Pedro Mártir (Molina-Garza et al., 2014) que se localizan en la zona de transición. Se presentan las rotaciones reportadas por cada autor; b) región meridional del CBP, se representan los plutones: SRO= San Roque; NR= Nuevo Rosarito; SJe= San Jerónimo; LR= La Rinconada; COM= Compostela (Torres-Carrillo et al., 2016) y CAL= Calmallí; LPO= La Polea. Se representan las rotaciones reportadas para cada plutón. La línea roja indica la frontera entre las zonas sujetas a movimiento transpresivo diestro. Modificado de Torres-Carrillo et al. (2016).

En general se observa que la susceptibilidad magnética disminuye conforme aumenta el contenido de Ti y que también depende de la cantidad de óxidos de Fe-Ti en la roca. Se puede decir que las curvas termomagnéticas casi siempre son de tipo 2, lo que indica la presencia dominante de titanomagnetitas pobres en Ti. En términos de estabilidad remanente no importa si las fases pobres en Ti provienen de un proceso de exsolución u oxidación deutérica, ya que los productos minerales tienden a ser portadores estables por la disminución del tamaño del cristal y pasar a pseudo-dominio o dominio simple (Pollard, 1999). En cuanto al tipo de magnetización remanente, la probabilidad de que estos procesos cesen por arriba de la temperatura de Curie del mineral durante su enfriamiento primario, es importante. Debido a que la oxidación deutérica no es posible muy por debajo de la temperatura de Curie de una magnetita, es probable que los minerales formados por este proceso tengan una magnetización termoremanente estable (MRT). Sin embargo, en rocas intrusivas es posible que la exsolución pueda ocurrir por debajo de la TC de una magnetita, por lo tanto, los minerales que se forman en estas circunstancias pueden tener una componente secundaria estable de magnetización remanente química (MRQ) (Butler, 2004).

Tanto por las relaciones con las rocas encajonantes, como por sus estructuras primarias, los plutones Calmallí y La Polea tienen diferencias marcadas. En el plutón Calmallí, por su naturaleza más máfica y por lo tanto menos viscosa, la foliación magmática está mejor definida que en las rocas de composición cercana a la granodiorita del plutón La Polea que en general es más isotrópica. La foliación de Calmallí, salvo por la tendencia concéntrica del núcleo máfico que puede asociarse a una estructura cilíndrica, muestra tendencia a orientarse de acuerdo a las estructuras de las rocas encajonantes deformadas jurásicas de asociación con arco de islas. La tendencia estructural del plutón Calmallí en su porción tonalítica al occidente de su núcleo es paralela a la orientación de las pantallas de rocas clásticas y volcánicas que afloran entre el rancho Las Palomas hasta la sierra El Veteado. Las estructuras de las unidades encajonantes están asociadas a una deformación por convergencia bien documentada en la sierra El Arco (Ojeda-García, 2016), en unidades jurásicas intrusionadas por el gabro sin deformación de 100.2 ± 2.8 Ma (U-Pb en zircón; Kimbrough et al., 2015) y a los plutones deformados de la región Nuevo Rosarito-La Unión (Peña-Alonso et al., 2015), 70 km al NW del núcleo del plutón Calmallí. Tanto Peña-Alonso et al. (2015), como Ojeda-García (2016), coinciden en ubicar el periodo de deformación regional en un rango amplio comprendido entre 130 Ma y antes del magmatismo de ca. 100 Ma. Por su parte, Torres-Carrillo et al. (2016) encuentran direcciones paleomagnéticas concordantes de cinco plutones cretácicos del CBP localizados al NNW del área de estudio que su acreción es principalmente magmática y que han permanecido estables desde su emplazamiento, a diferencia de los plutones El Potrero, San José y San Pedro Mártir que se localizan cerca de la latitud 31° N y están emplazados en una corteza transicional (Figura 9.1a). Molina-Garza et al. (2014) indican que las discordancias paleomagnéticas en la latitud de la

sierra San Pedro Mártir se deben a un acomodo durante el emplazamiento de los plutones a lo largo de la falla Rosarito y la falla inversa principal Mártir (main Mártir thrust).

Uno de los plutones analizados por Torres-Carrillo et al. (2016) que, por su posición en la probable zona de sutura donde se yuxtaponen un terreno de afinidad continental en el oriente con uno de arco de islas en occidente es el plutón Compostela. En él los autores describen una rotación horaria de tan solo 16.4° sin basculamiento aparente. En comparación, en el plutón Calmallí la dirección media es $D=355^\circ$, $I=41.1^\circ$, $\alpha_{95} = 4.0^\circ$, $N=15$ sitios. La discordancia entre esa dirección y el paleopolo de referencia de 100 Ma para Norteamérica (Torsvik et al., 2012) arroja una rotación de $10.7^\circ \pm 14.9$ en sentido horario y una diferencia en la inclinación de $11.5^\circ \pm 18.2$ hacia el NE (figuras 8.2 y 9.1b), mientras que en La Polea la dirección media es $D=352.1^\circ$, $I=41.2^\circ$, $\alpha_{95} = 14.5^\circ$, $N=5$ sitios que, comparados con el paleopolo de referencia de 90 Ma para Norteamérica (Torsvik et al., 2012), indican que el plutón rotó $6.4^\circ \pm 17.2$ en sentido horario y se basculó $15.9^\circ \pm 20$ hacia el NE (figuras 8.4 y 9.1b).

Es evidente que la rotación de los plutones disminuye desde más de 20° en la sierra San Pedro Mártir hasta el área de estudio y es aparente que los plutones más cercanos a la paleotrinchera (PP y SJ en la Figura 9.1b) difieren en más de 15° respecto a los del área de estudio. Dickinson y Lawton (2001) así como Peña-Alonso et al. (2015) indican que el régimen tectónico durante la evolución del arco magmático Jurásico-Cretácico está caracterizado por una subducción oblicua. Los últimos autores documentan deformación transpresiva diestra contemporánea al emplazamiento magmático en la zona de los plutones Nuevo Rosarito-La Unión. Cerca del área de estudio, hacia el norte, hay evidencias de deformación por compresión con fallas inversas con vergencia hacia el SSW y transcurrentes entre los plutones Calmallí y La Polea al norte del rancho Las Palomas que definen un estilo transpresivo diestro (Figura 9.1b) que explica el sentido de la rotación observado, así como las fallas de empuje documentadas por Ojeda García (2016) al norte de la sierra El Arco, sin embargo, aún resta definir los límites entre bloques discretos

Con respecto a las diferencias de inclinaciones, comparadas con los valores de referencia, de $10.7^\circ \pm 14.9$ y $15.9^\circ \pm 20$ hacia el NE en los plutones Calmallí y La Polea, respectivamente, se observa que dichos valores coinciden con el basculamiento general documentado en el CBP. Por ejemplo, al este de San Diego, California se han reportado inclinaciones de $12^\circ \pm 5$ y $8^\circ \pm 5$ en plutones y de basculamiento de bloques hasta de 10° con levantamiento en el ENE (Hagstrum et al., 1985; Symons et al., 2008). Böhnel et al. (2002) encuentran en los diques San Marcos del NE de Ensenada, Baja California inclinaciones de 11° hacia el SW. Hacia el sur, en la región de San Pedro Mártir, Ortega-Rivera et al. (1997) proponen un basculamiento de 15° con levantamiento del NE basados en edades de enfriamiento de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y huellas de fisión. Schmidt et al. (2009), a partir de datos geobarométricos de la sierra de San Pedro Mártir asocian el proceso principal

de exhumación con las fallas inversas de una estructura de abanico de doble vergencia. En la zona de estudio no se observan estructuras regionales con las que se pueda asociar el proceso de levantamiento. No obstante, este mecanismo puede asociarse a dos factores: engrosamiento cortical por la colisión de un arco magmático del Jurásico-Cretácico temprano con el margen continental a finales del Cretácico (Johnson et al., 2003), o al desarrollo del Escarpe del Golfo y la subsecuente apertura del Golfo de California después de 90 Ma (Kimbrough et al., 2001).

Torres-Carrillo (2016) sugiere que la zona de acreción sucedió antes de ~130 Ma, por lo tanto, el proceso de sutura no pudo generar por sí mismo un levantamiento orogénico en la zona. Sin embargo, como en la región de San Pedro Mártir (31° N) un importante engrosamiento de la corteza (>50 km) debió ocurrir hasta cerca de los 100 Ma (Schmidt et al., 2009). Estas restricciones de tiempo coinciden con un espesor anómalo de la corteza al este del CBP propuesta por Kimbrough y Gastil (1997) basada en controles petrológicos de las voluminosas cámaras magmáticas de los plutones tipo La Posta. Algunos autores como Silver y Chapell (1988) y Kimbrough et al. (1998) indican que en un periodo de 99 a 92 Ma hubo una inusualmente alta producción de magma en la porción este del CBP que incrementó por más de 20 km el espesor de la corteza en ~5 Ma (Kimbrough et al., 2001). Cerca del área de estudio, los mismos autores han sugerido que gran parte de la exhumación en el CBP ocurrió como resultado de efectos mecánicos y térmicos producidos por el emplazamiento de los plutones tipo La Posta y que ese fenómeno se correlaciona con las altas tasas de sedimentación registradas en el oeste, en las subcuencas Campito y Los Indios al norte de la península de Vizcaíno durante el Cenomaniano temprano y Turoniano medio (Figura 9.2b). Hacia el sur, en la región de Santa Rosalía, Baja California Sur, Stock y Hodges (1989; en Delgado-Argote, 2000) reportaron que rocas del Plioceno están basculadas 15° hacia el oeste debido al levantamiento desde el Escarpe del Golfo.

De acuerdo con nuestras observaciones, y las de la literatura, se infiere que el levantamiento del oriente de la península explica parcialmente la inclinación de 11.5° en el plutón Calmallí y 15.9° en el plutón La Polea. Por lo tanto, en la región meridional del CBP se asume que parte del basculamiento observado se relaciona con el Escarpe del Golfo y un eje horizontal de extensión del Golfo de California. Esto implicaría un adelgazamiento de la corteza hacia el este (Figura 9.2a) y podría producir un sistema de fallas normales hacia el oriente del plutón La Polea. De acuerdo con Bohannon y Parsons (1995) la resistencia a procesos de ruptura de la litósfera a una distancia de ~250 km, desde la paleotrinchera hacia el interior del continente, es mayor debido por las rocas cristalinas que conforman el CBP (Figura 9.2c). Por lo tanto la provincia extensional al este de la península únicamente produjo levantamiento en el NE.

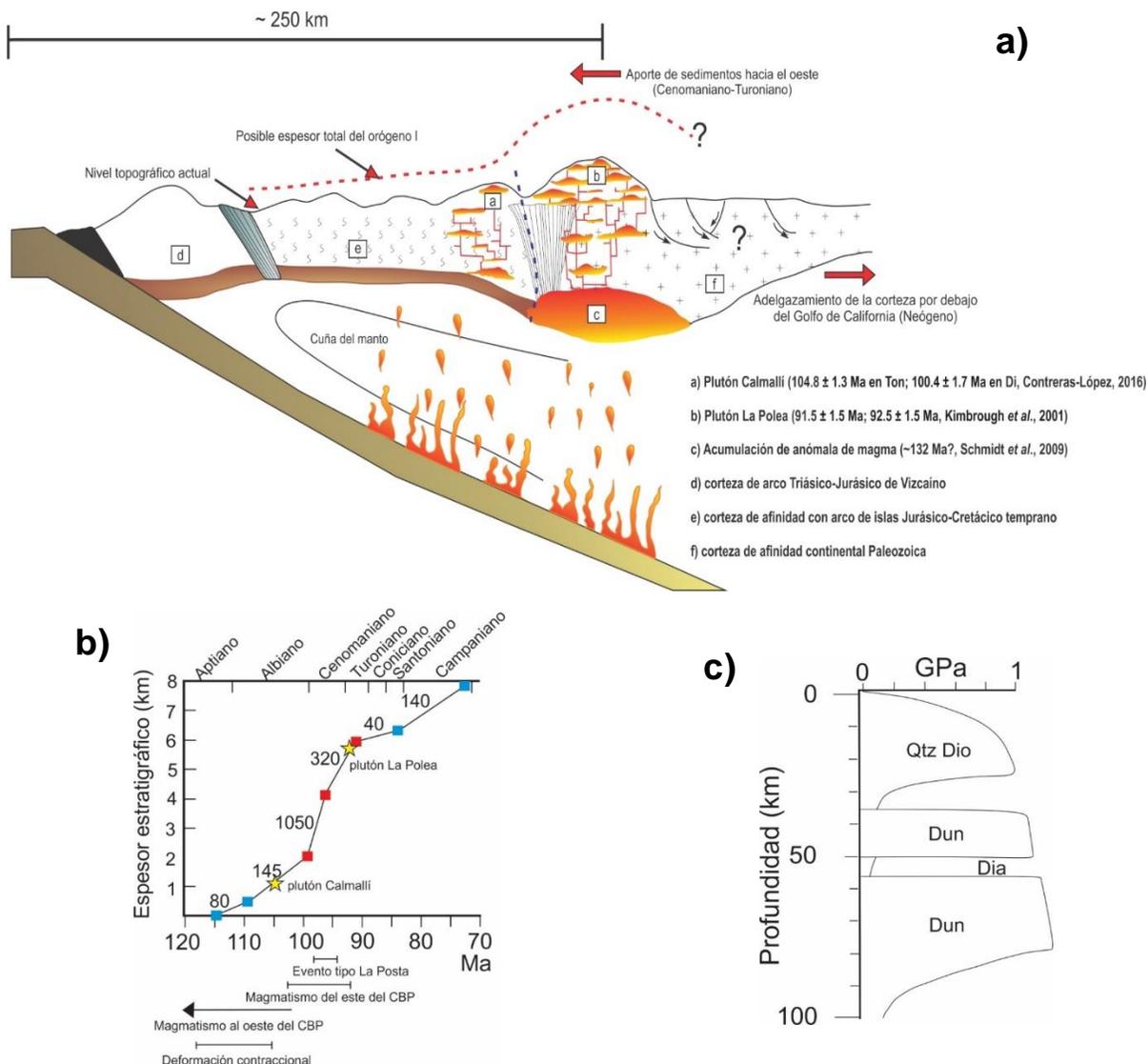


Figura 9.2 Modelo tectónico esquemático propuesto para la parte meridional del CBP que incluye a los plutones Calmallí y La Polea: a) el emplazamiento de los dos plutones se asocia con la zona transicional del CBP. Se observa una acumulación muy alta de magma que comienza hace ~ 132 Ma (Schmidt et al., 2009). De este proceso resulta una producción alta de magma ($75\text{-}100 \text{ km}^3/\text{km}/\text{Ma}$; Kimbrough et al., 2001) que da origen al plutón La Polea. La línea roja punteada representa el nivel topográfico original que fue erosionado aportando sedimentos hacia el oeste del CBP. La línea punteada azul representa el contacto inferido en la zona transicional de ambos plutones. Se observa un adelgazamiento de la corteza asociado a la apertura del Golfo de California y una serie de fallas normales que pueden estar asociadas al Escarpe del Golfo; b) representación de las tasas de sedimentación registradas por Kimbrough et al. (2001) del Grupo Valle en las subcuencas Campito y Los Indios al norte de Vizcaíno. Se grafica el espesor estratigráfico contra tiempo geológico. Los cuadros rojos marcan el periodo y tasa de sedimentación que, según los autores, corresponde al aporte de los plutones tipo La Posta debido a un proceso de exhumación. Las estrellas amarillas indican la ubicación en el tiempo que corresponde al emplazamiento de los plutones Calmallí y La Polea; c) perfil litológico de esfuerzos contra profundidad propuesto por Bohannon y Parsons (1995) para una distancia de ~ 250 km de la trinchera hacia el continente el cual explica por qué las rocas del CBP no fueron afectadas por el brazo de rift de la provincia extensional al este de la península y que únicamente sufrieron basculamiento.

Capítulo 10. Conclusiones

1. Los plutones Calmallí (CAL) y La Polea (LPO) son petrológicamente distintos y se ubican en terrenos tectonoestratigráficos diferentes. CAL (ca. 104-100 Ma) varía de gabro a tonalita y se emplaza en una secuencia de arco de islas presumiblemente jurásica. LPO (ca. 91-92 Ma) es granítico-granodiorítico, se desconocen sus rocas encajonantes pero son presumiblemente de una secuencia miogeoclinal paleozoica.
2. Las estructuras dominantes en los plutones dependen de su composición. En CAL los gabros desarrollan rasgos curvilíneos asociados con cuerpos cilíndricos, las tonalitas de la periferia tienden a orientarse según los rasgos de las rocas encajonantes jurásicas. En LPO las relaciones estructurales reflejan su naturaleza viscosa y su textura es más isotrópica que las rocas félsicas de CAL.
3. Los gabros y dioritas de CAL tienen un porcentaje mayor de ilmenita primaria con exsolución de hematita comparado con su contenido de titanomagnetita, mientras que en las cuarzodioritas y tonalitas la titanomagnetita es dominante. En las granodioritas de LPO las fases principales de óxidos son de ilmenita primaria con inclusiones externas de hematita ocasionales.
4. En CAL, la susceptibilidad magnética es mayor en los gabros y dioritas (21.3×10^{-3} y 35.8×10^{-3} SI, respectivamente) que en las tonalitas (0.24×10^{-3} SI). En LPO la susceptibilidad de las granodioritas es de 0.77×10^{-3} SI. La susceptibilidad magnética disminuye conforme aumenta el contenido de Ti y que también depende de la cantidad de óxidos de Fe-Ti de la roca.
5. Los minerales producidos por alteración deutérica y por exsolución tienen una magnetización termoremanente estable (MRT). Sin embargo, la exsolución puede ocurrir por debajo de la temperatura de Curie y los minerales pueden ser portadores de una magnetización remanente química (MRQ).
6. El comportamiento magnético de CAL sugiere que la magnetización está contenida en magnetita principalmente. Los MNR más altos se encontraron en cuarzodioritas y tonalitas. Su dirección media es $D=355^\circ$, $I=41.1^\circ$, $\alpha_{95} = 4.0^\circ$, $N=15$ sitios. Se obtuvo una rotación de $10.7^\circ \pm 14.9$ en sentido horario y una diferencia de la inclinación de $11.5^\circ \pm 18.2$ con un levantamiento del NE. En LPO la magnetización está contenida en magnetita e ilmenita. Su dirección media es $D=352.1^\circ$, $I=41.2^\circ$, $\alpha_{95} = 14.5^\circ$, $N=5$ sitios y se obtuvo una rotación de $6.4^\circ \pm 17.2$ en sentido horario y una diferencia de la inclinación de $15.9^\circ \pm 20$ con levantamiento del NE.
7. Con respecto al área de estudio, las rotaciones horarias de los plutones varían en más de 20° desde el norte, en la sierra San Pedro Mártir. Con respecto a los plutones del oeste, las rotaciones varían

más de 15°. Dichas variaciones pueden relacionarse con un régimen transpresivo NW contemporáneo al emplazamiento de los plutones y a deformación transcurrente NW que afecta al LPO.

8. Las diferencias de las inclinaciones de 11.5° en CAL y 15.9° en LPO coinciden con el basculamiento documentado en el CBP y se explican por uno o más de los fenómenos siguientes: levantamiento a partir del Escarpe del Golfo, emplazamiento de plutones asociados con alta producción de magma que genera desestabilización isostática y rápida exhumación.

Literatura citada

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D., 2016, Structural geology algorithms: vector & tensors. Cambridge, England, Cambridge University Press. 289 pp.
- 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 Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), 175 pp.
- Barnerjee, S. K., 1991, Magnetic properties of the Fe-Ti oxides. *Mineralogical Society of America*, 25, 107-128.
- Bergbauer, S., Martel, S. J., 1999, Formation of joints in cooling plutons. *Journal of Structural Geology*, 21 (7), 821-835.
- Best, M. G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*, (2nd ed). Blackwell Science Ltd, 719 pp.
- Bohannon, R. G., Parsons, T., 1995. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107 (8), 937-959.
- Böhnel, H., Delgado-Argote, L., 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), 13-1–13-12. doi:10.1029/2001TC001298.
- Böhnel, H., Delgado-Argote, L., 2000, Palaeomagnetic data from northern Baja California (Mexico): Results from the Cretaceous San Telmo batholith. *Geological Society of America Special Paper*, v. 334, p. 157–165.
- Buddington, A. F., Lindsey, D. H., 1964, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of petrology*, 5, 310-357.
- Butler, R.F., 2004, *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell, Boston, 319 pp.
- Caballero Ramírez, V.H., 2014, 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 de Maestría, División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), 88 pp.
- Contreras López, M., 2016, Petrología y relaciones estructurales del plutón Calmallí, al sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de maestría, División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) 139 pp
- Deer W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals* (2nd ed) London: Longman. 696 pp.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of Young subducted lithosphere: *Nature*, 347, 662-665.
- Delgado-Argote, L.A., Caballero Ramírez, V.H., Torres-Carrillo, X.G., Weber, B., Vega-Granillo, R., Jaimes-Lugo, M.E., 2014, Contexto tectónico de las secuencias volcánicas y plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-El Arco, extremo meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California: *Geos*, v. 34–1, 330 p.

- Delgado-Argote, L. A., 2000, Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) 194 pp.
- Delgado-Argote, L.A., García-Abdeslem, J., 1999, Shallow Miocene basaltic magma reservoirs in the Bahia de los Angeles Basin, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 88 (1) 29-46.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, ser. A*, 127, 295-305.
- Frost, B. R., 1991, Introduction to Oxygen Fugacity and its petrologic importance. *Mineralogical Society of America*. 25 1-9.
- Frost, B. R., Lindsley, D. H., 1991, Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Mineralogical Society of America*. 25 433-268
- Frost B. R., Frost, C. D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of petrology*. 49, 11, 1955-1969.
- García-Abdeslem, J., 2014, On the significance of magnetic anomalies from the Baja California Peninsula: Its relationship with IOCG deposits and the deep crustal magnetic layer: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31 (2) 270–279.
- Gastil, R.G., Diamond, J., Knaack, C., Wallawander, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., Erskine, B., 1990, The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California, in Anderson, J.L., ed., *The nature and origin of cordilleran magmatism: Geological Society of America Memoir*, 174, 19–32.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, G.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society America Memoir*, 140, 170.
- Gill, R., 2010, *Igneous rocks and processes, a practical guide*, Wiley-Blackwell, 472 p.
- Glavolev, A. A., 1933, On the geometrical methods of quantitative mineralogical analysis of rocks. *Trans. Inst., Moscow*. 59. En Pérez Banuevo, L. 2010. *Innovación en las técnicas de Microscopía Óptica aplicadas a la industria minera*. Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas 26 pp.
- Glazner, A. F., J. M. Bartley, D. S. Coleman, 2016, We need a new definition for magma, *Eos*, 97, doi: 10.1029/2016EO059741.
- Grommé, C. S., Wright, T. L., Peck, D. C., 1969, Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *Journal of Geophysics Research*, 74, 5277-5293.
- Haggerty, S. E., 1991, Oxide Mineralogy of the Upper Mantle. . *Mineralogical Society of America*. 25, 355-407.
- Hrouda, F., Chlupacova, M., Chadima, M., 2009, The use of magnetic susceptibility of rocks in geological exploration. *Terraplus Geophysical Equipment Supplier*, 27 pp.
- Irvine. T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rock: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- Jaimes Lugo, M. E., 2016, Análisis petrológico de rocas plutónicas y sus encajonantes en la frontera magnetita ilmenita, del extremo sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de maestría, División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) 126 pp.
- Kimbrough, D.L., Grove, M., Morton, D.M., 2015, Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California: *Geological Society of America Bulletin*, 127, 19–37. doi:10.1130/B30914.1.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, J.B., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega- Rivera, A., Fanning, C.M., 2001, Fore-arc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of Southern and Baja California. *Geology* 29, 491–494.
- Kimbrough, D.L., Gastil, R.G., 1997, Rapid Late Cretaceous batholith formation in the eastern Peninsular Ranges by emplacement of La Posta-type high-Al tonalite–trondhjemite–granodiorite magma; a consequence of unusually thick mid-Cretaceous crust. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 29 (6) 457.
- Kirschvink, J.L., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62, 699–718.
- Langenheim, V.E., Jachens, R. C., 2003, Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting: *Geophysical Research Letters*, v.30, doi: 10.1029/2003GL017159.
- Le Maitre, R. W., 2002, *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*, (2nd ed). Cambridge University Press. 236 pp.
- Makinen, E. A., Prevot, M., Gromme, C.S., Coe, R.S., 1985, The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 1. Directional history, duration of episodes and rock magnetism. *Journal of Geophysical Research*, 90, 10393-10416.
- Marsh, B.D., 2000, Magma chambers. In: *Encyclopedia of Volcanoes*, Sigurdsson, H. (editor), Academic Press, 191-205.
- Molina-Garza, R.S., Delgado-Argote, L.A., Böhnell, H., Ramírez, Ortega, A., Contreras-Flores, R., 2014, A paleomagnetic transect of the mid-Cretaceous Peninsular ranges batholith, Baja California, Mexico, in Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges batholith, Baja and Southern California: Geological Society of America Special Paper 211*, 713–737.
- Ojeda García, A.C., 2016, Geología y magnetometría de las rocas máficas y ultramáficas en la sierra El Arco, Baja California, México. Tesis de Maestría, División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) 86 pp.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. Tobisch O. T., 1989, A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11 (3) 349-363.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Molina-Garza, R.S., 2015, Early Cretaceous pre-batholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: The record of the La Unión complex, Baja California, Mexico: *International Geology Review*, v. 57, no. 1, p. 28–54. doi:10.1080/00206814.2014.989421.
- Peña-Alonso, Tomás Alejandro, 2012, Comparación petrogenética, geocronológica y estructural entre plutones localizados entre las latitudes 28.30°N y 28.40°N del batolito de las sierras peninsulares de la porción central de Baja California, México. Tesis de Doctorado, División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) 318 pp.

- Pollard, J. P., 1999, Paleomagnetism of late Cenozoic volcanics from east-central Mexico implications for regional tectonic evolution. Doctor of Philosophy thesis, Liverpool John Moores University, 268 pp.
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1991, Analysis of geological structures, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 502 pp.
- Rollinson, H. R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London. 352 pp.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Alsleben, H., Paterson, S.R., 2014, Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc: Geological Society of America Memoirs, 211, 645–668.
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R., Blythe, A. E., Kopf, C., 2009, Mountain building across a lithospheric boundary during arc construction: the Cretaceous Peninsular Ranges batholith in the Sierra San Pedro Martir of Baja California, Mexico. Tectonophysics 477 (3) 292-310.
- Schmidt, K.L., Paterson, S.R., 2002, A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress? Tectonics, 21 (5), 14–19. doi:10.1029/2001TC001353.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Johnson, S.E., Paterson, S.R., 2002, Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholiths: Geological Society of America Special paper, 365.
- Sinton, J. M., Langmuir, C. H., Bender, J. F., Detrick, R. S. D., 1992, What is a magma chamber? RIDGE Events, 3, (1), 46-49.
- Tauxe, L., 2009, Essentials of paleomagnetism. Scripps Institution of Oceanography La Jolla, CA 92093-0220. 429 pp.
- Thompson, E., 1930, Quantitative Microscopic Analysis. Journal of Geology. 27, 276 pp. En Pérez Banuevo, L. 2010. Innovación en las técnicas de Microscopía Óptica aplicadas a la industria minera. Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. 26p.
- Torres Carrillo, X. G., Delgado Argote, L. A., Böhnell, H., Molina Garza, R. S., Weber, B., 2016, Palaeomagnetic assessment of plutons from the southern Peninsular Ranges batholith and the Jurassic Vizcaíno igneous suites, Baja California, México. International Geology Review. doi:10.1080/00206814.2015.1089425.
- Torres Carrillo, X. G., 2016, Relaciones tectónicas y magmáticas entre los arcos mesozoicos de la parte central de la península de Baja California, México. Tesis de Doctorado, División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) 248 pp.
- Torres-Carrillo, X., Delgado-Argote, L., Espinosa-Cardeña, J., Romo-Jones, J., 2011, Análisis geológico y aeromagnético de las concentraciones anómalas de Fe en el plutón Jerónimo en el Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 487-501.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012, Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics. Earth-Science Reviews, 114, 325-368.
- Tulloch, A.J., Kimbrough, D.L., 2003, Paired plutonic belts in convergent margins and the development of high Sr/Y magmatism: Peninsular Ranges batholith of Baja California and Median batholith of New Zealand. Geological Society of America Special Paper, 374, 275–296.

- Ulmer, P., 1989, High pressure phase equilibria of a calc-alkaline picro-basalt: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas: *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, 8, 28–35.
- Waychunas, G. A., Donald, H. L., 1991, Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance. *Reviews in Mineralogy*, 25, 38-46.
- Zák J., Paterson S. R., Memeti V., 2007, Four magmatic fabrics in the Toulumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin*, 119(1-2), 184-201.
- Zijderveld, J.D.A., 1971, AF demagnetization of rocks -Analysis of results, in Collison, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K., eds., *Methods in Paleomagnetism: Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Paleomagnetic Methods (University of Newcastle upon Tyne, 1964)*. *Solid Earth Geophysics: Amsterdam, Elsevier*, 3, 254-286.

Anexos

Anexo 1 Conteo modal petrográfico. Abreviaturas: Pl=plagioclasa; Bt=biotita; Hbl=hornblenda; Qtz=cuarzo; Fk=feldespató potásico; Ox=óxido; Opx ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Acc=accesorio Las claves marcadas con (*) pertenecen al mapa de clasificación geoquímica (Figura 5.1)

Plutón	Clave	Muestra	Coordenadas		Clasificación petrográfica	Pl	Bt	Hbl	Qtz	Fk	Ox	Opx	Cpx	Acc	Total
			Longitud	Latitud											
Calmallí	1	SOM 1	261720	3118638	Tonalita de bt-hbl	46.2	17.7	18.7	16.1	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	2	SOM 2	261541	3120120	Tonalita de bt	55.5	10.3	4.4	27.1	1.9	0.9	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	3	SOM 3	261320	3121546	Cuarzodiorita de bt-hbl	54.3	19.1	19.9	5.3	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	4	SOM 4	265411	3123370	Gabro de dos px	59.5	0.0	0.0	0.0	0.0	4.1	26.6	9.8	0.0	100
Calmallí	5	SOM 5	264007	3123402	Tonalita de bt-hbl	45.4	18.5	12.8	20.4	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	6	SOM 6	264140	3123040	Cuarzodiorita de bt-hbl	63.0	7.3	12.2	13.9	0.0	1.3	0.0	0.0	2.3	100
Calmallí	7	SOM 7	264064	3122954	Tonalita de bt	57.8	15.3	0.8	24.3	1.5	0.0	0.0	0.0	0.3	100
Calmallí	8	SOM 8	263537	3121636	Cuarzodiorita de bt	46.3	24.7	17.7	8.5	0.0	2.1	0.0	0.0	0.6	100
Calmallí	9	SOM 9	263159	3119788	Cuarzodiorita de bt	57.6	19.1	3.9	14.2	2.9	1.3	0.0	0.0	1.0	100
Calmallí	11	P1-IV-16	266508	3125467	Gabro de opx-hbl	63.2	5.2	14.8	1.6	0.0	2.9	11.0	1.3	0.0	100
Calmallí	12	P2-IV-16	267116	3125616	Cuarzodiorita de bt-hbl	59.7	13.1	20.0	6.9	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	13	P3-IV-16	268586	3124754	Diorita de opx-hbl	64.8	1.0	13.5	0.0	0.0	3.5	16.5	0.6	0.0	100
La Polea	14	P4-IV-16	266150	3130641	Granodiorita de bt	56.7	9.8	1.3	22.8	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	100
La Polea	15	P5-IV-16	266252	3128968	Granodiorita de bt	55.9	11.8	1.9	15.3	15.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100
La Polea	16	P6-IV-16	265522	3133788	Granodiorita de bt	47.0	11.6	4.0	25.6	11.9	0.0	0.0	0.0	0.0	100
La Polea	17	P7-VI-16	285217	3123290	Granodiorita de bt	42.1	18.7	3.1	18.2	17.9	0.0	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	18	P8-VI-16	272536	3121621	Cuarzodiorita de bt	49.5	22.5	13.7	10.5	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100
La Polea	19	P9-VI-16	275172	3116713	Granodiorita de bt	48.0	23.2	7.5	13.5	7.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100
La Polea	20	1-VI-16	272108	3124981	Granodiorita de bt	54.0	15.2	1.7	14.9	14.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	9*	11-III-15	266781	3125517	gabro de hbl	66.2	1.0	24.3	2.0	1.0	5.4	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	10*	37-II-15	266145	3125223	gabro de hbl	58.5	0.3	32.3	1.6	0.0	7.3	0.0	0.0	0.0	100
Calmallí	11*	1-X-14	268509	3124447	diorita de opx-hbl	71.2	0.3	16.0	0.7	0.0	2.0	7.2	2.6	0.0	100
Calmallí	12*	3-X-14	267504	3125299	diorita de cpx-hbl	64.5	0.3	15.0	0.7	1.0	5.2	5.9	7.5	0.0	100
La Polea	17*	8-XI-15	274559	3114352	granodiorita de hbl	53.3	3.0	11.9	13.9	13.9	1.0	0.0	0.0	3.0	100

Anexo 2. Análisis químicos puntuales de óxidos con el microscopio electrónico de barrido. Todos los análisis están normalizados.

Gabros														
Muestra: SOM 4														
Clave: 4														
Contenido modal 4%														
Mg	Al	P	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.9	1.28	0	0.07	0.29	1.36	0.17	0.03	94.62	0.04	0	100	hematita	lamela	R2
0.85	1.38	0	0.03	0.64	1.11	0.26	0	94.23	0.17	0	100	hematita	inclusión externa	tipo compuesto
2.23	0.77	0	0.01	46.15	0.6	0	0.49	48.07	0	0.05	100	ilmenita	anhedral	R2
2.17	0.72	0	0.02	45.76	0.56	0	0.45	48.71	0.18	0	100	ilmenita	anhedral	R2
0.93	1.33	0	0.13	1.95	1.27	0.1		92.61	0.34	0	100	magnetita	anhedral	C1
1.04	1.28	0	0.01	1.97	1.44	0.08		92.38	0.23	0	100	magnetita	anhedral	C1
1.95	0.82	0	0.05	46.6	0.27	0	1.87	46.94	0.04	0	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
1.07	1.46	0	0.07	0.41	1.11	0.55	0	93.71	0.33	0	100	magnetita	subhedral homogénea	C1
2.69	0.75	0	0.24	45.52		0.21	2.17	46.63	0.23	0	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
1.12	1.34	0	0	0.75	1.08	0.51	0	93.19	0.12	0	100	magnetita	eudral	C1
2.51	0.71	0	0	46.2		0.13	2.14	46.51	0.08	0	100	ilmenita	listón tipo sandwich	sandwich
0.9	1.25	0	0.06	0.22	1.2	0.24	0	94.68	0.27	0	100	magnetita	eudral	C1
0.67	0.62	0.28	0.04	45.6	0.53	0	1.47	50.27	0	0	100	ilmenita	subhedral	R2
0.37	1.05	0.86	0.05	2.27	1.17	0.11	0	93.04	0.27	0	100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
1.25	0.82	0	0.17	44.46		0.03	1.76	50.02	0.13	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.81	1.26	0	0.09	0.24	0.9	0.51	0.02	94.84	0.18	0	100	magnetita	eudral	C2
1.36	0.71	0	0.04	45.42	0.35	0	2.81	47.97	0	0	100	ilmenita	listón	sandwich
2.21	1.48	0	0.76	0.23	0.07	0	0.03	91.41	0.3	0	100	magnetita	eudral	C2
2.9	61.73	0.14	0.03	0.94		0.64	1.13	16.92	0.11	0.3	100	espinela	anhedral	rellenando fracturas

Muestra: P1-IV-16														
Clave: 12														
Contenido modal 3%														
Mg	Al	S	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Total	Óxido	Forma	Textura
2.46	0.38	0	0.05	44.15	0.09	0.59		51.89	0	0	100	ilmenita	subhedral	R2
0.52	0.96	0.05	0	1.26	0.63	0.14	0	95.95	0	0.01	100	hematita	lamelas	R2
0.33	0.31	40.91	0.07	0.76	0.11	0.03	0	28.53	0	28.95	100	calcopirita	inclusión externa	tipo compuesto
0.26	0.25	44.7	0.05	0.02		0.05	0	53.96	0.37	0	100	pirrotita	anhedral	
0.55	0.9	0	0	0.33	0.56	0.14	0	96.88	0	0	100	magnetita	subhedral	C1
2.5	0.43	0.02	0	44.07	0.23	0	0.64	51.66	0		100	ilmenita	subhedral	R2
0.53	0.98	0.02	0	2.03	0.45	0.09	0	95.2	0		100	hematita	inclusión externa	tipo compuesto
0.84	1.32	0	0.01	0.31	0.67	0.31	95.77	0			100	pirolusita	inclusión interna	tipo compuesto
0.34	0.24	58.79		0.01	0.06	0	0	40.09	0		100	pirrotita	subhedral	tipo compuesto
0.29	0.34	41.09	0.04	0.18	0.06	0	0	28.05	0	29.87	100	calcopirita	subhedral	tipo compuesto
0.28	0.22	40.68	0.06	0.02	0	0		29.28	0	29.44	100	calcopirita	inclusión interna	tipo compuesto
0.38	0.3	44.39	0.02	0.1		0.04	0.03	53.75	0.55	0	100	pirrotita	inclusión externa	tipo compuesto
0.35	0.27	57.59	0.09	0.13	0.04	0	0	40.03	0.75	0	100	pirrotita	inclusión externa	tipo compuesto
14.28	1.27	0	0.08	0.07	0.34	0.09		69.94	0	0	100	magnetita o magnesoferrita	inclusión interna	tipo compuesto
0.68	1.11		0.05	0.15	0.74	0.19	0	96.46	0		100	magnetita	subhedral	sandwich
1.96	0.39		0	43.51		0	0.98	52.9	0		100	ilmenita	listón tipo sandwich	sandwich
0.68	0.92		0.08	2.26	0.48	0.08	0	94.74	0		100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.39	0.38		0.18	0.18	0.09	15.87	1.84	70.43	8.58		100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.79	1.24		0.03	0.05	0.86	0.19		96.04	0		100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
2.66	0.48		0.07	43.06		0.05	0.78	52.32	0		100	ilmenita	subhedral	R2

Diorita														
Muestra: P3-IV-16														
Clave: 14														
Contenido modal 4%														
Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Total		Forma	Textura
0.49	1.53	0.43	0.02	0.01	44.5	0.53	0	0.87	51.61	0	100	ilmenita	euedral	R2
0.38	0.57	0.64	0.13	0	2.48	0.74	0.09	0.2	94.72	0	100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.68	0.72	0.9	0.16	0.07	0.63	0.78	0.02	0	96.01	0	100	hematita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.54	1.19	2.42	0.14	0.03	2.32	0.9	0.2	0.42	91.83	0	100	titanomagnetita	subhedral	C1
0.54	0.74	0.47	0.03	0.02	44.59		0.13	1.85	51.61	0	100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.31	0.55	1	0.1	0	0.14	0.89	0.09		96.9	0	100	magnetita	subhedral	C1
0.55	1.82	0.45	0	0	44.8		0.05	1.15	51.17	0	100	ilmenita	subhedral	Tipo compuesto
0.39	0.58	0.79	0.17	0	2.54	0.47	0.05		95.02	0	100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.61	0.6	0.79	0.21	0	1.76	0.68	0.04	0.06	95.22	0	100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.57	0.62	1.04	0.16	0.07	0.28	0.88	0.18	0	96.14	0	100	magnetita	subhedral	C1
0.62	1.46	0.45	0	0	44.8		0.05	1.36	51.13	0.05	100	ilmenita	subhedral	R2
0.66	0.54	0.9	0.08	0	2.27	0.58	0.12	0.06	94.78	0	100	Hematita	exsolución en ilmenita	R2

Cuarzodiorita													
Muestra: SOM 3													
Clave: 3													
Contenido modal 1.5%													
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Textura
1.3	1.21	0.69	0.02	0.11	0.75	0	0	94.46	0	100	magnetita	euedral	C1
1.27	1.04	0.57	0.05	41.28		0.16	6.97	47.1	0	100	ilmenita	euedral	liston tipo sandwich
0.62	0.52	0.13	0.1	0.51	0.82	0.06	0.05	96.51	0	100	magnetita	euedral	C2
0.73	0.4	0.02	0	44.69	0.47	0	6.41	46.66	0	100	ilmenita	Lamela de exsolución	C2
0.6	0.51	0.01	0.04	93.48	0.51	0	0	4.12	0	100	rutilo	lentes en lamela	C4

2.45	3.65	31.64	26.42	29.4	1.37	0	0.17	4.07	0	100	esfena	inclusion externa	tipo compuesto
1.98	2.25	3.96	0.1	0.17	0.6	0.09	0.1	88.56	0.5	100	titanomagnetita	euedral	C1
Muestra: SOM6													
Clave: 6													
Contenido modal 1%													
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Textura
0.65	0.61	0.3	0.03	0.17		0.14	0.12	97.06	0.46	100	magnetita	euedral	C1
0.6	0.32	0.01	0.01	44.15		0	3.38	50.7	0.14	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.43	0.67	98.15	0.04	0		0.08	0.05	0	0.02	100	cuarzo		
0.42	0.41	0.06	0.06	44.66		0.11	3.53	50.09	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.93	0.45	0.46	0.13	0.15		0.09	0.11	96.78	0.39	100	magnetita	euedral	C1
0.68	0.43	0.08	0.06	44.17		0.05	2.93	50.62	0.29	100	ilmenita	euedral	R1
0.71	0.38	0	0.02	44.28		0.03	3.17	50.82	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.49	0.36	0.03	0.06	44.57		0.13	3.16	50.75	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.58	0.44	0.02	0.04	43.01		0.06	3.11	52.08	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.64	2.28	27.2	31.38	36.09		0.07	0.14	1.5	0	100	esfena	inclusión externa	tipo compuesto
0.55	0.3	0.01	0	44.13		0.01	3.19	51.27	0.13	100	ilmenita	euedral	R1
0.67	0.38	0.03	0	44.68		0.12	2.93	50.73	0.08	100	ilmenita	euedral	R1
Muestra: SOM 8													
Clave: 8													
Contenido modal 2%													
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Textura
0.64	0.38	0	0.1	44.68		0	2.23	50.95	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.85	0.44	0	0.13	43.76		0.04	2.45	50.89	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.61	0.44	0	0	44.87		0.01	2.07	51.07	0.14	100	ilmenita	euedral	R1
0.74	0.6	0.02	0.06	0.15	0.57	0.05		96.94	0	100	magnetita	euedral	C1
0.85	0.82	0.46	0.14	0.17	0.52	0	0.04	96.05	0.09	100	hematita	inclusión externa	tipo compuesto
0.76	0.48	0	0	44.18	0.33	0	2.24	51.32	0.07	100	ilmenita	euedral	R1 con inclusiones de apatito

0.83	0.44	0	0	44.64	0.4	0	2.08	50.99	0	100	ilmenita	euedral	R1
1.01	0.71	0.36	0.1	55.29		0.06	1.74	39.91	0	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.71	0.62	0.19	0.1	0.12	0.67	0.09		96.45	0.48	100	magnetita	euedral	C1
0.56	0.72	0.11	0.05	0.24	0.64	0	0.07	96.82	0.08	100	magnetita	euedral	C1
0.61	0.72	0.12	0.07	0.45	0.69	0	0	96.73	0.13	100	magnetita	euedral	C1
1.08	0.51	0	0.06	33.14	0.42	0	1.76	61.3	0	100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2
0.64	0.41	0	0.08	44.07		0.07	2.53	51.39	0.19	100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2
0.64	0.36	0	0	43.47		0.06	2.23	52.56	0.16	100	ilmenita	euedral	R1
0.81	0.41	0.04	0.09	44.69		0.05	2.38	50.96	0.08	100	ilmenita	euedral	R1
0.91	0.54	0	0.1	44.25		0.07	2.06	50.87	0.13	100	ilmenita	euedral	R1
1.39	0.96	3.51	0.59	0.11	0	0		83.85	8.86	100	magnetita	euedral	C1
0.7	0.86	0.11	0.14	0.18	0.65	0	0.02	96.45	0.18	100	magnetita	euedral	C1
0.68	0.42	0	0.07	45.86		0	3.04	48.95	0.21	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.86	0.46	0	0.02	45.04		0.08	2.41	50.33	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.86	0.51	0	0.11	44.88		0.19	2.67	49.96	0	100	ilmenita	Listón	tipo sándwich
0.76	0.37	3.23	0.86	51.74	0.04	0.04	2.41	38.54	0.08	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto

Muestra: SOM 9

Clave: 9

Contenido modal 1%

Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Textura
0.67	0.8	0.78	0.14	0.23	0.34	0.05	0	95.97	0.16	100	magnetita	euedral	C1
0.66	0.65	0.31	0.31	49.87		0.06	4.67	42.69	0	100	ilmenita	euedral	R1
1.05	0.53	0.13	0.11	43.98		0.11	10.2	43.17	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.67	0.73	0.47	0.02	0.14	0.79	0.11	0.02	96.43	0	100	magnetita	euedral	c1
0.81	0.39	0.1	0.07	43.12		0.1	8.42	46.43	0	100	ilmenita	euedral	R2
0.67	0.56	0.25	0.1	50.07		0.08	3.88	43.73	0	100	ilmenita	euedral	R2
0.52	2.46	27.34	31.7	35.64		0.1	0.22	1.39	0	100	esfena	inclusión externa en ilmenita	tipo compuesto
0.57	0.52	0	0	0.18	0.4	0.35	0.02	97.55	0.02	100	magnetita	euedral	C1

10.18	13.25	37.45	12.64	0.86	0.13	0	0.47	21.3	0	100	esfena	subhedral	C1
0.69	0.75	0.23	0.09	0.1	0.66	0.06	0.09	96.6	0	100	magnetita	euedral	C1
0.74	0.49	0.09	0.16	48.83		0.1	4.03	44.95	0	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.61	0.79	1.43	0.3	34.64		0.07	6.52	55.23	0.06	100	titanomagnetita	subhedral	C1
0.58	0.71	0.17	0.07	0.01	0.45	0.05		97.08	0.23	100	magnetita	euedral	C1
1.24	0.55	0.14	0.24	50.35		0.13	6.69	39.1	0.01	100	ilmenita	Inclusión externa	tipo compuesto
0.03	1.81	0.03	0.03	54.74		0.33		42.66	0.12	100	ilmenita	subhedral	
Muestra: P2-IV-16													
Clave: 13													
Contenido modal 0.3%													
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Cu	Total	Óxido	Forma	Textura
0.57	1.09	0.08	0	0.41	0.62	0.07	0.11	96.74	0	100	magnetita	euedral	C2
0.98	0.34	0	0	45.03		0.11	5.99	47.16	0	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.68	0.89	0.09	0.04	0.25	0.53	0.05	0	97.03	0	100	magnetita	euedral	C2
1.14	0.47	0.04	0.03	44.4		0.14	6.58	46.14	0.09	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.62	0.79	0.21	0.01	0.34	0.71	0.14	0.09	96.63	0	100	magnetita	euedral	tipo compuesto
0.96	0.41	0.01	0.05	44.78		0.23	6.31	46.33	0	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.53	0.9	0.12	0	0.34	0.59	0.02	0.12	96.97	0	100	magnetita	euedral	C1
1.46	0.4	0	0	43.08		0.16	2.94	51.26	0	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.61	0.88	0.15	0.05	0.39	0.51	0.05	0.18	96.55	0	100	magnetita	euedral	tipo compuesto
0.89	0.9	0.32	0.03	0.1	0.44	0.05		96.51	0	100	magnetita	euedral	C2
Muestra: P8-VI-16													
Clave: 18													
Contenido modal 0.0%													
Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Textura
0.52	0.67	0.21	0.05	0.04	0.2	0.48	0.12		97.1	100	magnetita	euedral	tipo compuesto
0.48	0.61	0.25	0.14	0.04	0.2	0.42	0.09	0.09	97.27	100	magnetita	euedral	C1
0.68	0.42	0	0.05	0.04	43.33		0.11	5.15	49.56	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.46	0.46	0.11	0.02	0.26	43.87		0	9.73	44.49	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto

0.67	0.44	0	0	0.01	43.9		0.02	5.77	48.49	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.54	0.64	0.2	0.01	0	0.22	0.58	0.08	0.02	97.19	100	magnetita	euedral	C1
0.51	0.48	0.15	0	0.04	50.09	0.67	0	0.16	47.3	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.59	0.6	0.15	0	0.02	0.33	0.64	0.09		97.2	100	magnetita		C1
0.56	0.27	0	0	0	41.98	0.41	0	3.08	53.2	100	ilmenita		R2
0.85	0.3	0	0	0.01	33.93		0.08	5.1	59.27	100	ilmenita		R2
0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	0.62	0.35	0.08	0.71	96.85	100	magnetita		C1

Tonalita

Muestra: SOM 1

Clave: 1

Conteo modal 0%

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	S	Total	Óxido	Forma	Textura
0.46	0.56	0	0.11	1.13	0.21		97.13	0		100	magnetita	euedral	C1 con inclusión de apatito
0.46	0.55	0.01	0.18	1.16	0.15		96.94	0.17		100	magnetita	euedral	C1 con inclusión de apatito
0.62	0.35	0.17	45.25	0.45	0	3.1	49.37	0		100	ilmenita	subhedral	R1 con inclusión de apatito
1.08	0.36	0	46.76		0.15	2.62	48.55	0.23		100	ilmenita	subhedral	R1 con inclusión de apatito
1.15	0.24	0	46.55		0.11	2.15	49.17	0.04		100	ilmenita	subhedral	R1
31.75	41.79	0.02	3.65	0.42	0	0.3	20.06	0		100	espinela	inclusión interna	Tipo compuesto
0.97	0.71	0	0.42	0.84	0.25	0	95.71	0		100	magnetita	subhedral	C1
0.93	0.66	0.04	0.3	0.9	0.18	0	95.61	0.15		100	magnetita	subhedral	C1
0.89	0.04	0.03	48.11	0.46	0	4.51	44.85	0		100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2
0.87	0.18	0.02	46.29		0.17	4.67	46.56	0.12		100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2
0	1.84	45.33	50.16		0.23	0.26	1.24	0		100	esfena	inclusión externa	
1.18	0.63	0	0.09	0.97	0.35	0.11	95.17	0		100	magnetita	euedral	C1
1.09	0.63	0	0.39	1.16	0.18	0.11	95.1	0.29		100	magnetita	euedral	C1
0.33	0.16	0.16	78.52		0.03	0.27	19.39	0.18		100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2
1.6	0.42	0	39.04		0.12	0.31	57.74	0.04		100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2
0.91	1.32	0.19	0.44	1.37	0.49	0.22	93.68	0		100	magnetita	euedral	C2

0.85	0.28	0.17	47.75	0.77	0	7.22	41.9	0		100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.08	0.43	0.62	0.28		1.31		95.68	0.16		100	magnetita	euedral	C1
Muestra: SOM 2													
Clave: 2													
Conteo modal 1%													
Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	S	Total	Óxido	Forma	Textura
0.45	0.52	0.02	0.14	0.49	0		97.41	0.16		100	magnetita	euedral	C1
0.54	0.63	0.01	0.27	0.38	0	0	97.38	0.16		100	magnetita	euedral	C1
0.77	0.86	0	0	0.33	0.01		96.32	0.41		100	magnetita	euedral	C2
0.82	0.76	0.07	42.98		0.05	8.35	45.28	0.13		100	ilmenita	bandas de exsolución	C2
1	1.07	0.1	0.14	0.41	0.04	0.09	94.79	0.3		100	magnetita	euedral	C2
0.81	0.87	0	0.17	0.51	0.01	0.05	96.2	0.07		100	magnetita	subhedral	C2
0.89	0.6	0.05	43.13		0	7.19	46.5	0.14		100	ilmenita	bandas de exsolución	C2
0.69	0.79	0	0.27	0.35	0	0	96.47	0.35		100	magnetita	euedral	C1 con inclusiones de apatito
0.92	0.71	0.08	42		0.06	5.7	48.71	0.1		100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.81	1.09	0.04	0.29	0.44	0	0.06	95.7	0.21		100	magnetita	euedral	C1 con inclusiones de apatito
0.94	0.84	0.01	44.59		0.12	3.84	47.96	0.15		100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.8	0.75	0	43.42		0.1	7.85	45.21	0.2		100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.85	0.96	0.12	0.19	0.4	0.07	0.16	95.62	0.18		100	magnetita	euedral	C1
0.73	0.66	0.21	44.21		0.06	10.18	42.3	0.13		100	ilmenita	crecimiento solo en bordes fracturas	C1
1	2.01	30.83	35.87		0.12	0.17	0.62	0.05		100	esfena	Subhedral	R1
Muestra: SOM 5													
Clave: 5													
Conteo modal 0%													
Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	S	Total	Óxido	Forma	Textura
1.27	0.91	0.02	0.19	0.58	0.31	0	94.9	0.13		100	magnetita	euedral	C1
0.76	0.64	0	43.39		0.04	4.63	49.37	0.1		100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.76	0.63	0	42.85		0	3.83	50.87	0		100	ilmenita	euedral	R1
2.92	0.95	0.49	0.24	0.04	0.02	0.05	89.48	0.21		100	titano-magnetita	euedral	C1
1.32	1	0.46	0.18	0.13	0	0.04	93	0.34		100	magnetita	subhedral	C1
0.79	0.93	0.07	0.04		0.04	0.2	95.78	0.32		100	magnetita	subhedral	C1

1.62	0.91	0.24	0.14	0.06	0	0	92.56	0.16		100	magnetita	euedral	C1
0.93	0.91	0.03	0.15	0.02	0	0	96.27	0.36		100	magnetita	euedral	C1
9.41	17.98	1.78			0.06	0.59	18.19	0	18.3	100	pirrotita	inclusión externa	Tipo compuesto
1.22	16.02	8.59			0.2	0.72	0	0	39.16	100	pirrotita	inclusión externa	Tipo compuesto
Muestra: SOM 7													
Clave: 7													
Conteo modal 0%													
Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	S	Total	Óxido	Forma	Textura
1.12	1.39	0.1	0.25	0.18	0	0.02	94.46	0.16		100	magnetita	euedral	C1
1.11	1.17	0.04	0.18	0.1	0	0.22	95.06	0.23		100	magnetita	euedral	C1
1.22	1.3	0.05	0.17	0.41	0	0.14	94.25	0.37		100	magnetita	euedral	C1 fracturada
1.23	1.33	0.19	59.09		0.1	4.2	29.97	0.18		100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
1.36	1.53	0.59	60.37		0.01	2.38	30.07	0.06		100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
1.03	1.12	0.06					95.66	0.43		100	magnetita	euedral	C2
0.7	1.03	0.18	57.56		0.03	3.31	35.05	0.05		100	ilmenita	lamela de exsolución	C2

Granodiorita												
Muestra: P4-IV-16												
Clave: 15												
Conteo modal 0%												
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Textura
0.59	0.32	0.08	0.1	55.66		0.04	6.45	36.11	100	ilmenita	subhedral	R2 con lamelas de hematita
0.52	0.39	0	0.02	52.26		0	15.38	30.32	100	ilmenita	subhedral	R2 con lamelas de hematita
0.63	0.47	0.16	0.15	59.49		0.01	1.6	36.43	100	ilmenita	euedral	R2 con lamelas de hematita
0.5	0.41	0.06	0.17	46.43		0.01	11.29	40.02	100	ilmenita	euedral	R2 con lamelas de hematita
0.47	0.44	0.16	0.21	14.91	0.12	0	0.95	82.2	100	hematita	anhedral	R2 con lamelas de hematita
0.64	0.66	0.36	0.79	63.5		0.03	8.92	24.3	100	rutilo férrico	euedral	R5
Muestra: P5-IV-16												
Clave: 16												
Conteo modal 0%												
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Textura
0.49	0.38	0.08	0.02	46.4		0	7.39	44.59	100	ilmenita	euedral	R1
0.49	0.34	0.1	0.05	46.01		0.12	7.9	43.86	100	ilmenita	euedral	R1 con inclusiones de apatito
0.62	0.51	0.2	0	96.88		0.1	0.16	0.76	100	rutilo	anhedral	R5
0.54	0.34	0.1	0.06	46.85		0.03	10.5	39.01	100	ilmenita	subhedral	R1
0.55	0.43	0.12	0.06	47.51		0.07	9.19	39.12	100	ilmenita	euedral	R2 con lamelas de titanohematita
0.46	0.48	0.11	0	54.02		0.04	6.27	37.2	100	ilmenita	subhedral	R1
0.48	0.53	0.15	0.02	46.64		0.06	11.24	38.15	100	ilmenita	lamelas	R2 con lamelas de titanohematita
Muestra: P6-IV-16												
Clave: 17												
Conteo modal 0%												
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Textura
0.53	0.98	0.97	0.15	10.8	0.1	0	0.6	85.17	100	hematita	inclusión externa	tipo compuesto
0.54	0.45	0.01	0.1	50.45		0.08	13.64	33.47	100	ilmenita	euedral	R1
0.57	0.35	0	0.07	44.14		0	30.98	22.52	100	ilmenita	euedral	R1

2.1	1.79	2.48	0.24	0.89	0	0	0.02	91.15	100	hematita	inclusión externa	tipo compuesto
3.84	6.97	8.7	0.26	0.38	0.16	0		77.39	100	hematita	euedral	R1
Muestra: 1-VI-16												
Clave: 20												
Conteo modal 0%												
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Textura
1.93	1.19	4.27	0.2	0.19	0.07	0.01	0.07	91.21	100	magnetita	euedral	C1
1.72	1.04	4.01	0.16	0.2	0.09	0	0.13	91.82	100	magnetita	euedral	C1
2.06	0.69	2.52	0.19	0.15	0.06	0	0.03	93.78	100	magnetita		C1
2.72	3.48	8.86	0.28	0.2	0.14	0	0.1	83.15	100	magnetita		C1
0.5	0.58	0.1	0	0.13	0.73	0.06	0	97.35	100	magnetita	euedral	C1
1.07	0.35	0	0.01	43		0.15	19.45	34.24	100	titanohematita	anhedral	R5
0.77	0.47	0.08	0.14	50.75	0.32	0	5.07	41.68	100	ilmenita	euedral	R4
0.8	0.44	0.1	0.2	51.02		0.16	4.32	42.45	100	ilmenita	crecimiento en el borde	R4
Muestra: P9-VI-16												
Clave: 19												
Conteo modal 0%												
Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Textura
0.55	0.67	0.1	0	0.06	0.3	0.21	0.14	97.46	100	magnetita	euedral	C1
0.56	2.01	27.41	31.48	36.03	0.24	0	0.13	1.55	100	esfena	crecimiento en el borde	
0.48	0.52	0.18	0	0.21	0.45	0.2	0.18	97.38	100	magnetita	euedral	C1
0.58	0.67	0.24	0.19	0.18	0.45	0.23	0.05	96.88	100	magnetita	euedral	C1
0.74	0.85	0.49	0.11	0.41	0.15	0.23	0.12	96.25	100	magnetita	euedral	C1
0.23	1.14	0.27	0.26	0.02	0.77	0.02	0.17	96.12	100	magnetita	euedral	C1

Anexo 3 Desmagnetización por los métodos campos alternos (C. alternos) y térmico de cada espécimen medido. Abreviaturas: N=Número de pasos; MAD=desviación máxima angular (por sus siglas en inglés)

Clave	Sitio	Espécimen	Método	Pasos	N	Declinación (°)	Inclinación (°)	MAD
1	SOM 1	A-1	C. alternos	7-100	5	89	45.5	0.7
1	SOM 1	A-2	C. alternos	25-60	4	91.9	49.5	1.7
1	SOM 1	B-1	C. alternos	7-60	7	357.1	40.9	2.2
1	SOM 1	C-2	C. alternos	7-60	7	1.3	42.8	2.8
1	SOM 1	D-2	C. alternos	40-50	2	347.3	50.7	8.7
1	SOM 1	D-2	C. alternos	40-60	3	351.6	49.2	8.7
1	SOM 1	E-1	C. alternos	25-50	4	356.4	41.1	1.4
1	SOM 1	E-2	C. alternos	7-60	7	355.6	42.4	1.6
1	SOM 1	F-1	C. alternos	7-100	11	354.9	43.2	1.6
1	SOM 1	F-2	C. alternos	7-80	7	353.8	41.6	1.8
1	SOM 1	G-1	C. alternos	7-40	5	352.5	42.61	1.3
1	SOM 1	H-1	C. alternos	7-80	8	355.7	48.9	1
1	SOM 1	H-2	C. alternos	7-40	5	355.5	44.9	1.5
1	SOM 1	H-2	C. alternos	7-60	7	355.7	45.1	2
			Media del sitio		12	354.9	44.5	alpha 95= 2.2
2	SOM 2	A-1	C. alternos	7-100	6	163.3	38	1.2
2	SOM 2	B-1	C. alternos	15-100	5	11.6	52.5	1.9
2	SOM 2	C-1	C. alternos	15-30	2	359.1	49.4	2.8
2	SOM 2	D-1	C. alternos	15-50	3	6.3	45.1	3.3
2	SOM 2	E-1	C. alternos	30-50	3	0.7	43.8	1.5
2	SOM 2	E-2	C. alternos	50-80	2	357	44.5	2.8
2	SOM 2	F-1	C. alternos	20-50	5	356.4	44.2	2.2
2	SOM 2	F-2	C. alternos	15-80	4	7.3	47.1	2.6
2	SOM 2	F-2	C. alternos	30-80	3	4.2	49.1	0.5
2	SOM 2	G-1	C. alternos	10-30	5	3.4	52.6	2.5
2	SOM 2	G-2	C. alternos	15-80	5	68.6	41.8	2.6
2	SOM 2	H-1	C. alternos	30-40	2	357	44.1	1.2
			Media del sitio		10	2.1	47.3	alpha 95= 2.9
3	SOM 3	A-1	C. alternos	30-80	3	46.8	31.1	3
3	SOM 3	A-2	C. alternos	20-80	3	61.2	33.1	3.4
3	SOM 3	B-1	C. alternos	25-80	5	110.4	48.1	6.5
3	SOM 3	B-2	C. alternos	20-80	4	119.3	29.6	6.4
3	SOM 3	C-1	C. alternos	50-80	2	342.4	7.5	0.6
3	SOM 3	D-1	C. alternos	30-60	3	318	-43.9	4.3
3	SOM 3	E-1	C. alternos	25-50	4	303.5	8.8	7.7
3	SOM 3	F-1	C. alternos	20-80	5	354	59.1	5.1
3	SOM 3	G-1	C. alternos	30-80	4	11.9	49.1	12.6
3	SOM 3	H-1	C. alternos	15-60	4	4.7	58.3	3
3	SOM 3	H-1	C. alternos	15-40	3	5.7	59	2.2
3	SOM 3	E-2	Térmico	350-610	9	242.5	-22.6	1
3	SOM 3	G-2	Térmico	350-510	5	326.1	78.1	2.3
			Media del sitio		6	355.9	53.2	alpha 95= 21.5
4	SOM 4	A-1	C. alternos	4-80	9	354.9	38.6	2.7
4	SOM 4	A-1	C. alternos	4-50	8	355	38.6	2.5
4	SOM 4	B-1	C. alternos	10-50	4	344	16.9	8.5
4	SOM 4	C-1	C. alternos	40-100	5	350.7	35.8	3.1

4	SOM 4	D-1	C. alternos	15-80	7	354.7	30.6	2.7
4	SOM 4	E-1	C. alternos	7-50	6	0.2	42.1	1.8
4	SOM 4	F-1	C. alternos	15-80	7	349.8	37.5	1.5
4	SOM 4	G-1	C. alternos	15-80	7	7.2	35.5	2.8
4	SOM 4	H-1	C. alternos	20-60	5	5.7	31.8	2.6
4	SOM 4	I-1	C. alternos	7-50	5	23.7	58.8	1.5
4	SOM 4	E-2	Térmico	350-590	8	345.9	41.7	1.5
4	SOM 4	G-2	Térmico	350-480	7	6.8	42.8	2.9
4	SOM 4	I-2	Térmico	380-480	8	8.5	66.8	5.8
			Media del sitio		12	356.2	38.5	alpha 95= 7.1
5	SOM 5	A-1	C. alternos	40-80	4	354.3	51.7	18.4
5	SOM 5	B-1	C. alternos	60-80	2	277.3	7.1	11
5	SOM 5	C-2	C. alternos	20-40	3	357.4	71.9	12.1
5	SOM 5	C-2	C. alternos	20-50	4	343.8	64.4	24.3
5	SOM 5	D-1	C. alternos	7-60	4	347.6	54.8	5
5	SOM 5	E-1	C. alternos	20-40	3	339.7	41.1	15.1
5	SOM 5	F-1	C. alternos	20-50	3	207	0.5	1.6
5	SOM 5	F-1	C. alternos	20-50	4	207.4	0.7	3.3
5	SOM 5	G-1	C. alternos	15-60	6	318.3	-31.3	1.2
5	SOM 5	B-2	Térmico	300-480	4	4.6	32.4	5.9
			Media del sitio		6	351.5	53.1	alpha 95= 13.2
6	SOM 6	B-1	C. alternos	15-40	4	336.1	29.3	8.9
6	SOM 6	C-1	C. alternos	40-100	3	356.9	17.1	10.2
6	SOM 6	D-1	C. alternos	15-30	3	345.5	43.8	7.5
6	SOM 6	E-1	C. alternos	30-80	5	348.9	-29.3	0.8
6	SOM 6	F-1	C. alternos	15-50	3	333	34.5	6.7
6	SOM 6	G-1	C. alternos	15-40	4	34.6	65.8	4.4
6	SOM 6	H-1	C. alternos	30-60	4	349.6	1.7	4.9
6	SOM 6	C-2	Térmico	380-540	5	15	41.8	1.7
6	SOM 6	D-2	Térmico	350-510	5	357.5	32.5	5.9
6	SOM 6	E-2	Térmico	350-510	5	340.1	39.7	1.7
			Media del sitio		9	347.3	28.6	alpha 95= 9.5
7	SOM 7	A-1	C. alternos	7-80	9	183.7	77.9	1
7	SOM 7	A-1	C. alternos	10-80	8	178.9	77.4	0.7
7	SOM 7	B-1	C. alternos	10-80	8	171.9	-19.4	0.5
7	SOM 7	C-1	C. alternos	10-80	8	170.9	-13.3	0.7
7	SOM 7	D-1	C. alternos	10-40	4	337.8	58.8	10.3
7	SOM 7	D-1	C. alternos	10-40	5	341	54.9	12.7
7	SOM 7	E-1	C. alternos	10-30	4	336.4	62.3	7.7
7	SOM 7	E-1	C. alternos	15-60	5	308.1	53.9	23.4
7	SOM 7	F-1	C. alternos	40-60	3	312.5	-66.9	10.4
7	SOM 7	G-1	C. alternos	10-50	4	348.7	37.5	8
7	SOM 7	H-1	C. alternos	30-60	3	13.1	33.3	8.1
7	SOM 7	B-2	Térmico	480-590	5	352.9	21.1	1

7	SOM 7	D-1	Térmico	350-450	5	336.4	37.2	3.3
			Media del sitio		10	341.1	43.5	alpha 95= 13.6
8	SOM 8	A-1	C. alternos	20-80	5	205.4	73.9	9.9
8	SOM 8	C-1	C. alternos	4-60	5	355.2	43.1	2.5
8	SOM 8	D-1	C. alternos	10-40	3	356.2	42.8	1.8
8	SOM 8	E-1	C. alternos	10-80	4	15.8	42	3.7
8	SOM 8	F-1	C. alternos	20-60	4	356.3	39.7	10.6
8	SOM 8	G-1	C. alternos	20-60	3	348.2	23.9	5.5
8	SOM 8	I-1	C. alternos	10-50	4	357.9	44.3	2.9
			Media del sitio		6	353.3	39.1	alpha 95= 7.0
9	SOM 9	B-1	C. alternos	10-80	7	347.2	40.2	3.6
9	SOM 9	B-1	C. alternos	20-50	4	346.3	39	2.2
9	SOM 9	C-1	C. alternos	20-40	3	348.6	35.1	6.5
9	SOM 9	D-1	C. alternos	30-60	3	30.6	-2.3	7.8
9	SOM 9	E-1	C. alternos	15-40	4	347.5	48.1	3
9	SOM 9	F-1	C. alternos	15-40	4	346.9	35.3	2.6
9	SOM 9	G-1	C. alternos	15-30	3	349.8	40.7	1.6
9	SOM 9	G-1	C. alternos	10-50	6	349.2	40.6	3.3
9	SOM 9	H-1	C. alternos	10-60	6	355	43.8	5
9	SOM 9	H-1	C. alternos	10-50	4	355.2	45.2	2.9
9	SOM 9	D-2	Térmico	430-610	7	271	58.1	0.7
9	SOM 9	E-2	Térmico	380-590	5	312.1	59.7	1.5
9	SOM 9	H-2	Térmico	380-540	5	2.1	58.1	3.2
			Media del sitio		11	348	44.6	alpha 95= 6.4
10	SOM 10	A-1	C. alternos	20-45	5	348.5	28.7	3.8
10	SOM 10	B-1	C. alternos	35-60	5	356	11.3	4.1
10	SOM 10	D-2	C. alternos	15-55	5	7.4	26.9	4.4
10	SOM 10	F-1	C. alternos	30-75	6	347.3	41.5	2.2
10	SOM 10	G-1	C. alternos	25-70	5	355.4	40.7	2.6
10	SOM 10	D-1	Térmico	400-540	5	9.4	26.7	1.4
10	SOM 10	G-2	Térmico	450-560	5	5.5	43.7	1.2
10	SOM 10	H-2	Térmico	450-560	4	6.6	42.3	3.7
			Media del sitio		8	359.5	33	alpha 95= 9.3
11	SOM 11	A-1	C. alternos	25-70	8	359.3	38.5	1.6
11	SOM 11	B-1	C. alternos	25-65	5	351.9	40.1	2.1
11	SOM 11	C-1	C. alternos	25-65	5	359.2	38.6	3.9
11	SOM 11	D-1	C. alternos	25-65	5	356.3	39.8	1.7

11	SOM 11	F-1	C. alternos	30-70	4	7.9	28.5	2.5
11	SOM 11	G-1	C. alternos	30-70	5	357.6	24.9	1.1
11	SOM 11	H-1	C. alternos	30-90	7	348.3	38.5	0.6
11	SOM 11	G-2	Térmico	450-560	5	1.1	25.9	1.1
11	SOM 11	J-1	Térmico	450-560	5	4	30.6	0.6
			Media del sitio		9	358.6	34.1	alpha 95= 5.1
12	P1	A-2	C. alternos	10-120	5	356.2	32.4	2.6
12	P1	B-2	C. alternos	7-120	5	125.4	63.9	6.5
12	P1	C-2	C. alternos	7-120	6	356	38.7	4.4
12	P1	D-2	C. alternos	7-120	7	359.5	33.7	6.2
12	P1	E-2	C. alternos	7-120	7	352.5	29.3	5.9
12	P1	F-2	C. alternos	7-120	6	1.7	33.2	4.3
12	P1	G-2	C. alternos	7-120	6	4	32.9	7.9
12	P1	H-2	C. alternos	10-120	5	5.3	44.8	10.1
12	P1	I-2	C. alternos	10-120	5	344	35	7
12	P1	A-2	Térmico	510-580	3	351.5	49	4.8
12	P1	E-1	Térmico	480-580	4	349	33.2	3.3
			Media del sitio		10	355.9	36.4	alpha 95= 4.9
13	P2	A-1	C. alternos	15-100	5	39.6	53.3	6.4
13	P2	B-1	C. alternos	20-120	5	13.8	49.6	5.7
13	P2	C-1	C. alternos	15-65	5	11.7	37.9	6.9
13	P2	D-2	C. alternos	15-80	7	10.4	40.7	3.7
13	P2	E-2	C. alternos	15-80	7	7.7	40.1	4.2
13	P2	F-1	C. alternos	20-80	6	285.4	39.8	3.6
13	P2	G-1	C. alternos	20-100	5	357.6	43.4	5.6
13	P2	A-2	Térmico	350-580	6	347.3	44.7	3.6
13	P2	C-2	Térmico	420-580	5	354.3	39.1	2.3
			Media del sitio		7	3.3	42.6	alpha 95= 6.3
14	P3	A-2	C. alternos	10-120	7	1.5	48.6	5.9
14	P3	B-2	C. alternos	10-100	9	1.2	38.2	4.3
14	P3	C-2	C. alternos	10-120	10	1.2	35.7	4.6
14	P3	D-2	C. alternos	7-120	10	6.2	38.8	5.7
14	P3	E-1	C. alternos	10-120	6	355.9	42.8	2.9
14	P3	F-2	C. alternos	20-80	6	345.2	33.7	5
14	P3	G-1	C. alternos	7-120	7	356.4	46.4	4.2
14	P3	H-1	C. alternos	10-120	6	352.2	45.5	3.6
14	P3	C-1	Térmico	350-580	7	20.5	41.4	1.8
14	P3	D-1	Térmico	350-580	7	0.3	17.6	2.1
			Media del sitio		9	360	41.6	alpha 95= 5.7
15	P4	A-2	C. alternos	85-130	3	65.8	13.6	2.5
15	P4	C-1	C. alternos	100-260	6	346.8	20.6	2.3

15	P4	D-1	C. alternos	75-230	7	355.5	49.6	4.5
15	P4	E-1	C. alternos	130-260	5	1.4	57.1	81
15	P4	I-1	C. alternos	20-200	6	347	45.8	8.9
15	P4	A-1	Térmico	250-420	4	357.8	30.2	2.6
15	P4	H-2	Térmico	250-420	5	343.1	34.6	3.7
15	P4	I-2	Térmico	250-480	6	351.9	24.9	3.6
			Media del sitio		7	351.4	37.7	alpha 95= 5.7
16	P5	A-1	C. alternos	3-60	7	320.3	57.9	19.6
16	P5	B-1	C. alternos	30-60	4	2.9	63.5	6.8
16	P5	D-1	C. alternos	40-85	5	327.5	6.6	15.7
16	P5	E-1	C. alternos	40-75	4	351.4	49.7	9.8
16	P5	G-1	C. alternos	20-75	6	96.5	40.4	10.3
16	P5	D-2	Térmico	200-420	4	244.6	12.4	16.3
16	P5	E-2	Térmico	250-480	4	335.2	52.1	13.3
			Media del sitio		4	341.9	56.8	alpha 95= 5.7
17	P6	B-1	C. alternos	20-85	6	324.4	54.6	11.2
17	P6	C-1	C. alternos	6-85	6	9.2	50.4	5.5
17	P6	D-1	C. alternos	20-85	5	0.8	46.5	7.4
17	P6	F-1	C. alternos	10-85	5	344.4	52.9	11.2
17	P6	G-1	C. alternos	10-100	9	358.2	51.2	6.9
17	P6	A-1	Térmico	200-510	6	10.1	39.6	7.2
17	P6	F-2	Térmico	300-510	5	351.2	61.9	11.1
			Media del sitio		7	355.3	51.9	alpha 95= 9.1
18	P7	B-1	C. alternos	10-75	6	304.5	2.2	20.9
18	P7	D-1	C. alternos	20-100	6	315.4	37.9	16.9
18	P7	F-1	C. alternos	3-100	7	336.6	32.3	14.6
18	P7	H-1	C. alternos	6-40	4	354.2	33.5	8.6
18	P7	I-1	C. alternos	3-75	9	252.5	17.4	2.2
18	P7	B-2	Térmico	150-610	5	3.1	37.5	8.5
18	P7	H-2	Térmico	200-420	6	348.9	25.4	13.8
			Media del sitio		5	344	34.4	alpha 95= 15.2
19	P8	A-1	C. alternos	10-75	7	352.6	23.1	3.8
19	P8	C-1	C. alternos	20-100	8	206.7	15.5	3.9
19	P8	D-1	C. alternos	10-100	8	350.1	40.7	3.9
19	P8	E-1	C. alternos	20-85	7	3.3	38.3	5.8
19	P8	F-1	C. alternos	30-85	6	4.3	33.2	4.6
19	P8	A-2	Térmico	350-580	6	354.8	32.7	3.1
19	P8	D-2	Térmico	350-540	5	233.4	0.5	5.2
			Media del sitio		5	357	33.7	alpha 95= 8.1
20	P9	B-1	C. alternos	6-75	7	3	35	8.7
20	P9	D-1	C. alternos	10-85	6	358.6	26.5	11.2

20	P9	E-1	C. alternos	10-75	7	8.9	10.6	4.6
20	P9	H-1	C. alternos	3-75	9	357.3	20.1	1.9
20	P9	C-2	Térmico	380-580	6	14.4	35.1	3.6
20	P9	G-1	Térmico	250-540	8	1.9	13.6	3.5
			Media del sitio		6	3.9	23.6	alpha 95= 10