

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



**Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Análisis petrológico de rocas plutónicas y sus encajonantes
en la frontera magnetita – ilmenita del extremo sur del
Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México.**

Tesis

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

Presenta:

Marlyne Elaines Jaimes Lugo

Ensenada, Baja California, México
2016

Tesis defendida por

Marlyne Elaines Jaimes Lugo

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Tesis

Dr. Bodo Weber

Dr. Horacio Jesús De la Cueva Salcedo

Dr. Ricardo Vega Granillo



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

Dra. Rufina Hernández Martínez
Director de Estudios de Posgrado

Marlyne Elaines Jaimes Lugo © 2016
Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y del Director de Tesis

Resumen de la tesis que presenta **Marlyne Elaines Jaimes Lugo** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Análisis petrológico de rocas plutónicas y sus encajonantes en la frontera magnetita – ilmenita del extremo sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México.

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Tesis

En un área de ~289 km² ubicada al sur del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), se encuentran los plutones Calmallí (pC) y La Polea (pPo). El pC es un plutón zonado, formado por gabros y dioritas de piroxeno en el núcleo, y tonalitas de hornblenda y biotita en la periferia. Geoquímicamente es metaluminoso, magnesiano, cálcico y afín a los plutones tipo I que caracterizan a la provincia occidental del CBP. Por su parte, el pPo se encuentra en el borde oriental de un intrusivo de dimensiones batolíticas de ca. 92 Ma (Las Lagunitas; Kimbrough et al., 2001). Dicho plutón está constituido principalmente por granodioritas y granitos de biotita y hornblenda, localmente enriquecidos en muscovita. Geoquímicamente es calcoalcalino, peraluminoso, magnesiano y está relacionado con los plutones tipo La Posta, que caracterizan a la provincia oriental del CBP. Se infiere que ambos plutones derivan de la fusión parcial de fuentes metabasálticas y metatonalíticas, aunque el pPo muestra evidencias de asimilación de rocas encajonantes, así como de rocas del pC cerca de la zona de borde. De igual manera se interpreta que la cristalización fraccionada fue el proceso dominante durante la diferenciación magmática, aunque es probable que en el pPo se haya dado un proceso de asimilación-cristalización fraccionada. Ambos plutones están alojados en una secuencia interestratificada, metamorfozada e intensamente deformada de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica que alternan con rocas psamíticas de intra-arco, la cual está asociada a las rocas prebatolíticas que aflora entre Nuevo Rosarito, ~70 km al NW y El Arco, ~20 km al SSE, de edad Jurásico tardío-Cretácico temprano (Peña-Alonso et al., 2015). Dicha secuencia presenta un metamorfismo de grado medio en facies de anfibolita y, por la presencia de calizas, podrían estar asociada a un ambiente arrecifal en islas volcánicas. La elongación hacia el NW del pC, así como su foliación son paralelas a la foliación de las rocas encajonantes, lo que sugiere que su emplazamiento se vio favorecido por la posición subvertical de la secuencia prebatolítica. El emplazamiento del pPo puede haber ocurrido a lo largo de una zona de deformación regional relacionada a un evento de deformación descrito por Peña et al. (2015), que inició hace unos 108 Ma.

Palabras clave: Cinturón Batolítico Peninsular, Calmallí, La Polea, Petrología, Geoquímica.

Abstract of the thesis presented by **Marlyne Elaines Jaimes Lugo** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Geology

Petrologic analysis of plutonics and host rocks in the border of the magnetite-ilmenite line, southern end of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, México.

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Thesis Director

In a ~289 km² area in the southern part of Peninsular Ranges batholith (PRb) are located the Calmalli (pC) and the La Polea (pPo) plutons. The pC is a zoned pluton, with 2-pyroxene-bearing gabbros and diorites in its core, and hornblende-biotite tonalite in its periphery. The pC is metaluminous, magnesian, and calcic, as the I-type plutons of western side of the PRb. The pPo intrudes the eastern part of the pC. It is located in the eastern edge of a ca. 92 Ma batholith (Las Lagunitas; Kimbrough et al., 2001). The pPo consists mainly of biotite-hornblende bearing granodioritic and granitic rocks, locally enriched in muscovite. The pPo is calc-alkalic, peraluminous, and magnesian, showing geochemical affinities with La Posta-type plutons of the eastern side of the PRb. It is interpreted that both plutons derived from partial melts of metabasaltic and metatonalitic sources, although the pPo shows evidences of assimilation of metamorphic host rocks and intrusive rocks of the pC near its border zone. It is also interpreted that fractional crystallization was the dominant process during magmatic differentiation in the pC, and pPo probably undergone a process of assimilation-fractional crystallization. Both plutons are hosted by a deformed and metamorphosed sequence of volcanic and volcanoclastic rocks and alternate psammitic units. Such sequence can be associated with the Late Jurassic-early Cretaceous prebatholithic rocks located described between the Nuevo Rosarito area located ~70 km northwestward, and El Arco, located ~20 km towards SSE (Peña-Alonso et al., 2015) from the study area. The presence of limestones in the volcanosedimentary sequence is interpreted to be associated with coral reefs near volcanic islands. The NW elongated shape of the pC parallels the foliation trend of the host rocks, suggests that the emplacement of the pluton was favored by the prebatholithic structures, while the emplacement of pPo may have occurred in a zone of regional deformation related to a deformation event that initiated at ~108 Ma (Peña-Alonso et al., 2015).

Keywords: Peninsular Ranges batholith, Petrology, Geochemistry, Calmallí, La Polea.

Dedicatoria

A mi hijo José Antonio.

A mi esposo Israel.

A la memoria de mi tío abuelo y colega, el Geólogo Ovidio Suárez Sosa.

Agradecimientos

Quiero comenzar agradeciendo a mis padres, hermanos, familiares y amigos en Venezuela, quienes me apoyaron para poder venir a México a continuar mis estudios y quienes, desde la distancia, siempre me han dado ánimos para lograr mis metas. Sin su ayuda esto no habría sido posible. Gracias de todo corazón.

Al Dr. Luis Delgado por haberme recibido como su alumna y por todo el apoyo que me ha brindado desde mi llegada al CICESE. A lo largo de este tiempo he aprendido muchísimo de usted, tanto a nivel académico como personal. Gracias por todo.

A los miembros del comité, los doctores Bodo Weber, Horacio De La Cueva y Ricardo Vega por sus comentarios y consejos a lo largo de la elaboración de este trabajo.

Al CONACYT y al CICESE por la beca otorgada.

Al personal técnico: Gabriel Rendón, Víctor Pérez, Susana Rosas, Luis Gradilla por toda su ayuda en los laboratorios. A José Mojarro por su gran ayuda y paciencia para instalar los programas a mi computador.

Al personal administrativo de Ciencias de la Tierra y de Servicios Escolares por toda la ayuda brindada, en especial a Dolores Sarracino, Ivonne Best y Ruth Eaton.

A Claudia Quinteros por haberme animado a venir a hacer una maestría a México y recibirme en su casa al llegar al país. Muchas gracias por tantos años de amistad.

Al equipo plutónico: Víctor Caballero, Xóchitl Torres, Manuel Contreras, Ángel Ojeda, Esteban Tiznado, Karina Gómez y Diego Tamayo. Gracias por toda la ayuda que me brindaron y los buenos ratos que pasé con ustedes.

A Daniela Tazzo, José Luis Barillas y René González, por su ayuda y consejos para la elaboración de este trabajo.

A mis amigos: Fernando, Amalia, Radha, Claudia, Jaime, Bonilla, Borges, Brenda, Jackeline, Miguel, Mastache, Omar, Ismael, Yorfrank, Marianggy, Daniela, Claudia, Manuel, Xóchitl... por todos los gratos momentos durante la maestría. Gracias por hacer esta etapa tan amena.

A Israel por apoyarme incondicionalmente y darse el tiempo de leer mi tesis. Gracias por haber sido mi sinodal honorario.

A José Antonio por existir y ser mi mayor inspiración.

Seguramente olvidé a alguien pero quiero que sepan que aunque no lo nombre aquí, en mi corazón estaré eternamente agradecida por su ayuda.

A todos ustedes... gracias y que Dios los bendiga.

Tabla de contenido

Resumen.....	ii
Abstract.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Tabla de contenido.....	vii
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas.....	xvi
1. Introducción.....	1
1.1. Objetivos.....	2
1.2. Localización.....	3
1.3. Trabajos previos.....	4
2. Metodología.....	5
2.1. Cartografía.....	5
2.1 Trabajo de Campo.....	5
2.2. Análisis petrográfico.....	6
2.3. Análisis estructural.....	7
2.4. Análisis geoquímico.....	8

3. Geología Regional.....	11
4. Geología Local.....	14
4.1. Rocas Encajonantes.....	17
4.2. Rocas Plutónicas.....	28
5. Geoquímica.....	43
5.1. Clasificación geoquímica.....	47
5.2. Diagramas de variación.....	57
5.3. Diagramas de tierras raras.....	65
5.4. Discriminación tectónica.....	66
6. Geología Estructural.....	70
6.1. Lineamientos Estructurales.....	70
6.2. Foliaciones.....	79
6.3. Fracturas.....	84
7. Discusión.....	90
8. Conclusiones.....	95
Lista de referencias bibliográficas.....	97
Apéndice.....	104

Lista de figuras

- Figura 1.** (a) Imagen satelital de Baja California indicando la localización del área de estudio. (b) Límite del área de estudio, en donde se observan los sitios a los que se hará referencia en este trabajo. Tomado de Google Earth (Google Inc., 2016). 3
- Figura 2.** Mapa simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) que muestra las provincias tectonoestratigráficas del basamento y el arco volcánico cretácico Alisios (después de Schmidt et al., 2002; Gastil, 1993), y las rocas jurásicas volcánicas y volcanoclásticas de Nuevo Rosarito-El Arco (JNR-A; Avilez-Serrano, 2012; Caballero-Ramírez, 2014). El recuadro rojo marca la zona de este estudio. La línea punteada define el límite entre el Grupo Rosario y el Arco Alisitos (Tulloch y Kimbrough, 2003). Las líneas magnetita/ilmenita y gabro/tonalita son las propuestas por Gastil (1983) y Gastil et al. (1990). ABF: Falla de Agua Blanca; BA: Bahía de los Ángeles; C: Calamajué; EA: El Arco; EP: El Paraíso; ER: El Rosario; GN: Guerrero Negro; P: Puertecitos; SQ: San Quintín; SRo: Santa Rosalita; SSPM: Sierra San Pedro Mártir. Mapa de Torres-Carrillo et al. (2016). 13
- Figura 3.** Columna estratigráfica propuesta para la el área al sur de estudio, trabajada por Caballero-Ramírez (2014) y Contreras-López (2016). Tomado y modificado de Contreras-López (2016). 15
- Figura 4.** Mapa geológico del área de estudio en donde se observa los dos grupos litológicos propuestos en este trabajo, que corresponden a los intrusivos cretácicos y las rocas encajonantes jurásicas, los cuales están parcialmente cubiertos por rocas del Cenozoico. Los trazos de fracturas y fallas son los definidos por Gastil et al. (1975). 16
- Figura 5.** a) Contacto entre metapsamitas y anfibolitas (metalavas de composición andesítica). Arroyo San Sebastián (foto de Avilez-Serrano, 2012). b)

Xenolito de metalava de composición andesítica en tonalita del plutón Calmallí. Camino hacia el rancho Santa Cruz (foto de Contreras-López, 2016). 18

Figura 6. a) Muestra 12-II-14: Textura nematoblástica definida por cristales de hornblenda. Camino hacia los Tepetates. Escala: 500 μ m. b) 2-II-14: Cristal de plagioclasa asociado a hornblendas que parece ser un fragmento lítico en la anfibolita. Rancho la Esperanza. Escala: 10 X 18

Figura 7. a) Micropliegues generados por deformación de la roca encajonante durante el emplazamiento del intrusivo en el arroyo San Sebastián (foto de Avilez-Serrano, 2012). b) Paragneis granatífero en contacto con metapsamita en el arroyo Calmallí Viejo. 22

Figura 8. a) Muestra 8-X-09: Textura esquistosa definida por bandas de Bt y Ms en metapsamita del arroyo San Sebastián. Escala : 1.25 X. b) Muestra 16-II-14: Veta de cuarzo y cristal de muscovita que define una textura esquistosa incipiente. Metapsamita en el camino hacia los Tepetates. Escala: 500 μ m. 22

Figura 9. a) Afloramiento de paragneis granatífero bandeado (muestra 9-II-14). Camino hacia el rancho Los Tepetates. b) Paragneis granatífero (muestra 10-II-14) en contacto con metapsamita de grano grueso en el camino hacia el rancho Los Tepetates. 24

Figura 10. a) Muestra 9-II-14: Textura augennésica definida por bandas de cuarzo y plagioclasa de grano grueso y fino. Se observan algunos porfidoblastos de plagioclasa en el camino hacia el rancho Los Tepetates. Escala: 1.25 X . b) Muestra 10-II-14: Cristal de granate ehedral en el camino hacia el rancho Los Tepetates. Escala: 500 μ m. 24

- Figura 11.** a) Afloramiento de metacaliza granatífera en el rancho La Esperanza. b) Microplegues y boudines en bandas de sedimentos de la metacaliza granatífera en el rancho la Esperanza. 27
- Figura 12.** a) Muestra I-II-14: Bandas de sedimentos volcánicos. Rancho La Esperanza. Escala: 10X. b) La misma muestra I-II-14 con un boudin de sedimentos volcánicos. Escala: 10 X. 27
- Figura 13.** Mapa geológico del área de estudio en donde sólo se muestran los grupos litológicos analizados durante este trabajo. El primer grupo, conformado por la secuencia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias y el segundo grupo, por los intrusivos cretácicos. 29
- Figura 14** a) Planos de cizalla en diorita de hornblenda en el arroyo Calmallí Viejo. b) Vetas de diorita clinopiroxeno de grano grueso en dioritas de grano medio en el arroyo Calmallí Viejo. c) Xenolitos de metalavas de composición dacítica de la roca encajonante en la tonalita de biotita. Camino hacia el rancho Santa Cruz. d) Dique de aplita sobre tonalita de biotita foliada en el arroyo Calmallí e) Enclaves en tonalita cerca de Rancho Nuevo. f) Dique de diorita en zona de alteración hidrotermal en la zona del rancho Los Corrales. (Fotos c y d de Contreras-López, 2016). 31
- Figura 15.** Diagrama de clasificación modal QAP (Le Maitre et al., 2002; basado en Streckeisen, 1976) para las rocas del plutón Calmallí (pC) y del plutón La Polea (pPo). 33
- Figura 16.** a) Textura inequigranular subhedral en la muestra 3-X-09 del rancho Los Corrales. Escala: 4X. b) Cristal euhedral de clinopiroxeno en la muestra 20-II-14 del arroyo Calmallí Viejo. Escala: 500 μm c) Imagen del MEB de la muestra 1-X-09. Lamelas gruesas de exsolución de ilmenita e inclusiones de apatita en magnetita. d) Ilmenita entre dos cristales de magnetita mostrando una textura tipo *sandwich* en la misma muestra. e) Inclusiones

de clinopiroxeno en hornblenda exhibiendo una textura simplectítica en la muestra 6-II-14 cerca del rancho Los Corrales. Escala: 10 X. f) Textura de aspecto brechado de la muestra 07-II-14 en el camino al rancho Los Tepetates. Escala: 4X. (Fotos c y d de Avilez-Serrano, 2012).

35

Figura 17. a) Textura de la granodiorita en el rancho Los Tepetates. b) Afloramientos de granodiorita en el camino hacia el Valle de Chapo. c) Afloramientos de granito cerca de Las Tinajas. d) Conglomerado polimíctico cerca de Las Tinajas.

37

Figura 18. a) Muestra 17-II-14 de granodiorita de hornblenda de la zona del rancho Los Tepetates. Escala: 500 μ m. b) Muestra 24-II-14 de granodiorita con muscovita primaria en el camino al Valle El Chapo. Escala: 10X. c) Muestra 29-II-1: Oikocristal de feldespato potásico en granito de dos micas, en una textura de aspecto poiquilítico. La flecha muestra los bordes irregulares que muestran una posible corrosión en cristales de plagioclasa y biotita. Escala: 500 μ m. d) Muestra 09-X-09: maclado en enrejado característico de la microclina en granito del arroyo San Sebastián. Escala: 20 X.

40

Figura 19. a) Muestra 27-II-14 de granito en donde se desarrollan mirmequitas en plagioclasa (oligoclasa-andesina) de Las Tinajas. Escala: 500 μ m. b) Muestra 29-II-14 de granito con mirmequitas en plagioclasa y cristal de muscovita. Escala: 500 μ m. c) Imagen del MEB de la muestra 29-II-14. Cristal de magnetita. d) La misma muestra 29-II-14: Cristal de magnetita con inclusión de ilmenita En esta inclusión se observan lamelas de exsolución de ferro-ilmenita.

42

Figura 20. Diagrama de clasificación modal QAP de muestras del pC y el pPo que tienen análisis químico (Le Maitre et al., 2002; basado en Streckeisen, 1976).

45

- Figura 21.** Mapa geológico de la zona de estudio con la ubicación de las muestras con análisis geoquímico. 46
- Figura 22.** Diagrama de clasificación Álcalis Total vs Sílice (TAS) (Le Maitre *et al.*, 1989). La línea azul marca la división entre las series subalcalina y alcalina propuesta por Miyashiro (1978, en Gill, 2010). 48
- Figura 23.** Diagrama AMF ($\text{Alk} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0.8999$, $\text{M} = \text{MgO}$) de Irvine y Baragar (1971). 50
- Figura 24.** Diagrama K_2O vs SiO_2 , de Peccerillo y Taylor (1976) con las divisiones propuestas por Le Maitre *et al.* (1989). 50
- Figura 25.** Diagrama Fe^*/SiO_2 (Frost *et al.*, 2001). a) El campo sombreado corresponde al rango composicional de las rocas del Batolitos Cordilleranos Mesozoicos de Norteamérica. b) El campo sombreado muestra el rango composicional de las rocas del orógeno Lachan, en el este de Australia. $\text{Fe}^* = \text{FeO}^{\text{tot}} / (\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$. 54
- Figura 26.** Índice modificado de álcalis-calcio (Modified alkali-lime index, MALI; Frost *et al.*, 2001). a) El campo sombreado corresponde al rango composicional de las rocas del Batolitos Cordilleranos Mesozoicos de Norteamérica. b) El campo sombreado muestra el rango composicional de rocas del orógeno Lachan, en el este de Australia. 54
- Figura 27.** Diagrama de Índice de Saturación de Aluminio (ASI) (Frost *et al.*, 2001). 56
- Figura 28.** Variación de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}_t)$ molar vs. $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_t)$ molar de los fundidos parciales de acuerdo con su fuente según Altherr *et al.* (2000). 56
- Figura 29.** Diagramas Harker para elementos mayores. Las líneas punteadas indica cambios en las tendencias de variación de algunos óxidos mayores. 59

- Figura 30.** Diagramas tipo Harker para algunos elementos traza Las líneas punteadas indican cambios en las tendencias de variación en algunos elementos. 62
- Figura 31.** Diagrama Zr vs. Th/Nb (Nicolae y Saccani, 2003). Los esquemas de tendencia reflejan el dominio de cristalización fraccionada (FC), asimilación-cristalización fraccionada (AFC) y asimilación (BA). 64
- Figura 32.** Diagramas de REE para las rocas del plutón Calmallí (pC). Las áreas marcadas corresponden a las muestras de Caballero-Ramírez (2014) (verde claro) y Contreras-López (2016) (verde oscuro). 67
- Figura 33.** Diagramas de REE para las rocas del plutón La Polea (pPo). El área resaltada corresponde a las muestras de Contreras-López (2016). 67
- Figura 34.** Diagrama Rb vs Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). El término 'granito' empleado en este diagrama corresponde a cualquier roca plutónica que contenga más del 5% de cuarzo modal (Rollinson, 1993). VAG: Granitos de arco de islas; ORG: Granitos de rift oceánico; Syn-COLG: Granitos syn-colisionales; WPG: Granitos intraplaca. 69
- Figura 35.** Mapa de rasgos estructurales en donde se resaltan los lineamientos rectilíneos. Las fracturas y fallas representadas en la figura son las propuestas por Gastil *et al.* (1975) 71
- Figura 36.** Mapa de lineamientos rectilíneos del plutón Calmallí y diagramas de rosa correspondientes. La simbología es la misma de la Figura 35 La línea roja marca el límite entre las zonas estudiadas. 73
- Figura 37.** Diagramas de rosas de los lineamientos rectilíneos interpretados en de las rocas de la zona suroeste del Plutón Calmallí y sus encajonantes (Caballero-Ramírez 2014). 74

- Figura 38.** Mapa de lineamientos rectilíneos en el plutón La Polea y diagramas de rosa correspondientes. La simbología es la misma de la Figura 35 La línea azul marca el límite entre las zonas estudiadas. 76
- Figura 39.** Mapa de lineamientos curvilíneos observados en los plutones Calmallí y La Polea. 78
- Figura 40.** Mapa de foliaciones medidas en rocas del plutón Calmallí (verde), plutón La Polea (rojo) y rocas encajonantes (gris) 81
- Figura 41.** a) Foliación en las rocas prebatolíticas que afloran en las sierras El Veteado, Cananea y el Arco y b) Foliación magmática en rocas del plutón Calmallí entre el rancho Las Palomas y la sierra El Veteado (Caballero-Ramírez, 2014) 83
- Figura 42.** Clasificación y distribución de fracturas en rocas intrusivas de acuerdo con Closs (1922; en Price y Cosgrove, 1990); C= cruzada, L= longitudinal y H= horizontal. 86
- Figura 43.** Diagrama de trayectorias de esfuerzos, orientación de fracturas y deformación en la roca encajonante de plutones en expansión según Phillips (1974; en Price y Crosgrove, 1990) 86
- Figura 44.** Mapa de fracturas medidas en rocas del plutón Calmallí (verde), plutón La Polea (rojo) y rocas encajonantes (gris). 89

Lista de tablas

- Tabla 1.** Límites de detección reportado por Actlabs para cada elemento. FUS-ICP: Fusión con metaborato y tetraborado de litio (Roca Total). FUS-MS: Fusión con metaborato y tetraborado de litio (elementos traza).10
- Tabla 2.** Descripción petrográfica de las anfiolitas y esquistos anfibolíticos. La ubicación está en coordenadas UTM, datum WGS84. Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): ab: albita, acc: minerales accesorios, ap: apatito, bt: biotita, chl: clorita, ep: epidota, hbl: hornblenda, ol: oligoclasa, op: minerales opacos, pl: plagioclasa, qz: cuarzo, ser: sericita, text: textura, ttn: titanita, tz: traza, zrn: zircón.20
- Tabla 3.** Descripción petrográfica de las rocas encajonantes: Esquistos y gneises micáceo. La ubicación está en coordenadas UTM, datum WGS84. Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): acc: minerales accesorios, ab: albita, ap: apatito, bt: biotita, chl: clorita, grt: granate, kfs: feldespato potásico, ol: oligoclasa, op: minerales opacos, pl: plagioclasa, qz: cuarzo, ser: sericita, text: textura, ttn: titanita, tz: traza, zrn: zircón.....25
- Tabla 4.** Descripción petrográfica del plutón Calmallí. La ubicación está en coordenadas UTM, datum WGS84. Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): acc: minerales accesorios, and: andesina, ap: apatito, bt: biotita, chl: clorita, cpx: clinopiroxeno, ep: epidota, hbl: hornblenda, kfs: feldespato potásico, lb: labradorita, ol: oligoclasa, op: minerales opacos, pl: plagioclasa, qtz: cuarzo, ser: sericita, text: textura, ttn: titanita, tz: traza, zrn: zircón. Clasificación petrográfica IUGS* (Le Maitre et al., 2002). A': feldespatos alcalinos, P': plagioclasas, Q': cuarzo, I.C.: índice de color.....34

- Tabla 5.** Descripción petrográfica del plutón La Polea. La ubicación está en coordenadas UTM, datum WGS84. Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): acc: minerales accesorios, and: andesina, ap: apatito, bt: biotita, chl: clorita, ep: epidota, hbl: hornblenda, kfs: feldespato potásico, mc: microclino, ms: muscovita, ol: oligoclasa, op: minerales opacos, pl: plagioclasa, qtz: cuarzo, ser: sericita, text: textura, zrn: zircón. Clasificación petrográfica IUGS* (Le Maitre et al., 2002). A': feldespatos alcalinos, P': plagioclasas, Q': cuarzo, I.C.: índice de color.38
- Tabla 6.** Muestras con análisis geoquímicos de los plutones Calmallí (en verde) y La Polea (en rosa). Ubicación en coordenadas UTM, datum WGS84. *Clasificación IUGS Le Maitre et al. (2002).44
- Tabla 7.** Composición química de elementos mayores y minerales normativos para las muestras de los plutones Calmallí (pC) (en verde) y la Polea (pPo) (en rosado). Las propiedades físicas y minerales normativos se calcularon con el programa CIPW Norm Plus de IGPET (2012). Abreviatura de minerales normativos (Whitney y Evans, 2010): ab: albita, an: anortita, ap:apatito, crn:corindón, di: diópsido, hem: hematita, hyp: hypersteno, ilm: ilmenita, mag: magnetita, or: ortosa, qz: cuarzo; rt: rutilo. Propiedades físicas: ρ : densidad (Bottinga and Weill, 1970); $Mg\# = 100 * (MgO/40.32) / (MgO/40.32) + (FeO/71.85)$ (Roeder and Emslie, 1970, en Gill, 2010), Índice de diferenciación (ID)= $Qz+Or+Ab+Nph+Kls+Lct$ normativos (Thorton y Tuttle, 1960).51
- Tabla 8.** Elementos traza de muestras de los plutones Calmallí (pC) (en verde) y La Polea (pPo) (en rosado).60
- Tabla 9.** Valores de REE normalizados a condrita (Taylor y McLennan, 1985) para las muestras de los plutones Calmallí (pC) (en verde) y La Polea (pPo) (en rosado). $Eu/Eu^* = 2 * Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$ (Slack et al., 2004).68

Tabla 10. Valores promedio de foliación de los plutones Calmallí-La Polea y rocas encajonantes.....	83
Tabla 11. Valores promedio de fracturas en los plutones Calmallí (pC), La Polea (pPo) y rocas encajonantes (En).....	88
Tabla 12. Análisis químico de minerales representativos formadores de rocas ígneas. Tomado y modificado de Best (2003). Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): ab: albita, aug: augita, an: anortita, bt: biotita, hbl: hornblenda, ilm: ilmenita, lb: labradorita, mag: magnetita, olg: oligoclasa, phl: flogopita, pl: plagioclasa, ttn: titanita.....	105
Tabla 13. Coeficientes de partición mineral/fundido para líquidos basálticos andesíticos y para líquidos andesíticos (Tomado y modificado de Rollinson, 1993). Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010). cpx: clinopiroxeno, hbl: hornblenda, pl: plagioclasa, phl: flogopita, mag: magnetita, ttn: titanita.....	106
Tabla 14. Coeficientes de partición mineral/fundido para líquidos dacíticos y riolíticos (Modificado de Rollinson, 1993). Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010). cpx: clinopiroxeno, hbl: hornblenda, bt: biotita, mag: magnetita, ilm: ilmenita, pl: plagioclasa, kfs: feldespató potásico, ap: apatito, zrn: zircón, ttn: titanita.....	107

1. Introducción

El objetivo de estudiar plutones es interpretar los procesos magmáticos y las condiciones bajo las que operan y evolucionan las cámaras magmáticas. De dicho análisis se puede inferir el ambiente tectónico vigente durante su formación e identificar la roca fuente y las condiciones de fusión de la cual se ha originado el magma (Gill, 2010). El estudio de las rocas ígneas se basa en observaciones de campo y el muestreo representativo de la litología del cuerpo magmático y de las rocas que lo alojan para realizar análisis petrográficos y geoquímicos.

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) es un segmento discreto de la cadena de batolitos mesozóicos de Norteamérica, que se extiende desde Alaska hasta el extremo sur de Baja California, cercano al paralelo 28°N. De acuerdo con criterios petrológicos, geofísicos, geoquímicos y geocronológicos (Gastil et al., 1975; Silver et al., 1979; Tood y Shaw, 1979; Gastil, 1983), el CBP se divide en una provincia occidental, con plutones predominantemente metaluminosos (Tipo I) y magnetita como óxido dominante, y una provincia oriental, con plutones graníticos tipo La Posta (Tipo S) e ilmenita como óxido dominante. Estas provincias están separadas por la línea magnetita-ilmenita, definida por Gastil et al. (1990).

Estudios geológicos y geofísicos realizados en el extremo meridional del CBP por grupos de trabajo del CICESE (Avilez-Serrano, 2012; Torres-Carrillo et al., 2011 y 2016; Peña-Alonso et al., 2012; Caballero-Ramírez, 2014) han mostrado que el CBP tiene límites y características petrológicas y geoquímicas distintas en diferentes latitudes. En la parte norte y central del CBP, en sentido este-oeste, la línea magnetita-ilmenita ha sido un referente geoquímico y geofísico importante, pues el contraste composicional entre ambas provincias es marcado. En el extremo sur, cerca del paralelo 28°N dicha línea es una frontera transicional, pues las rocas encajonantes son diferentes a las que caracterizan al CBP entre la sierra San Pedro Mártir, Baja California y el sur de Los Ángeles, California.

Este trabajo define, mediante metodologías cartográficas y petrológicas, las relaciones geológicas de algunos cuerpos intrusivos ubicados cerca del extremo suroriental de la línea magnetita-ilmenita del CBP, en donde se sospecha que se encuentra el contacto entre las unidades litológicas paleozoicas y jurásicas que encajonan a los plutones.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Hacer análisis petrológicos y estructurales de rocas plutónicas del extremo suroriental de la línea magnetita-ilmenita del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), para definir las relaciones de contacto entre las rocas plutónicas cretácicas y prebatolíticas, presumiblemente de arco jurásico.

1.1.2 Objetivos específicos

- a) Hacer una clasificación petrográfica y geoquímica a partir de una selección de muestras representativas.
- b) Definir, mediante análisis estructurales, la geometría de emplazamiento de acuerdo con las relaciones de contacto entre los cuerpos intrusivos y las rocas encajonantes.
- c) Definir el ambiente de formación probable y proponer la historia de la evolución magmática a partir de la información geoquímica de los plutones.
- d) Proponer un modelo de emplazamiento para los cuerpos plutónicos a partir de datos petrológicos, estructurales y geoquímicos.

1.2. Localización

La zona de estudio se localiza en la parte central de la península de Baja California, cerca del límite entre los estados de Baja California y Baja California Sur (Figura 1). Abarca un área de aproximadamente 289 km², ubicada entre las coordenadas 28° 12' - 28° 24' latitud norte, y 113° 24' - 113° 33' longitud oeste. Para acceder a esta zona se debe tomar la Carretera Federal 18, que lleva hasta la desviación a la localidad minera El Arco que se encuentra a 40 km del inicio de la desviación. Desde ese sitio, se debe continuar unos 20 km hacia el norte, a través de terracerías.

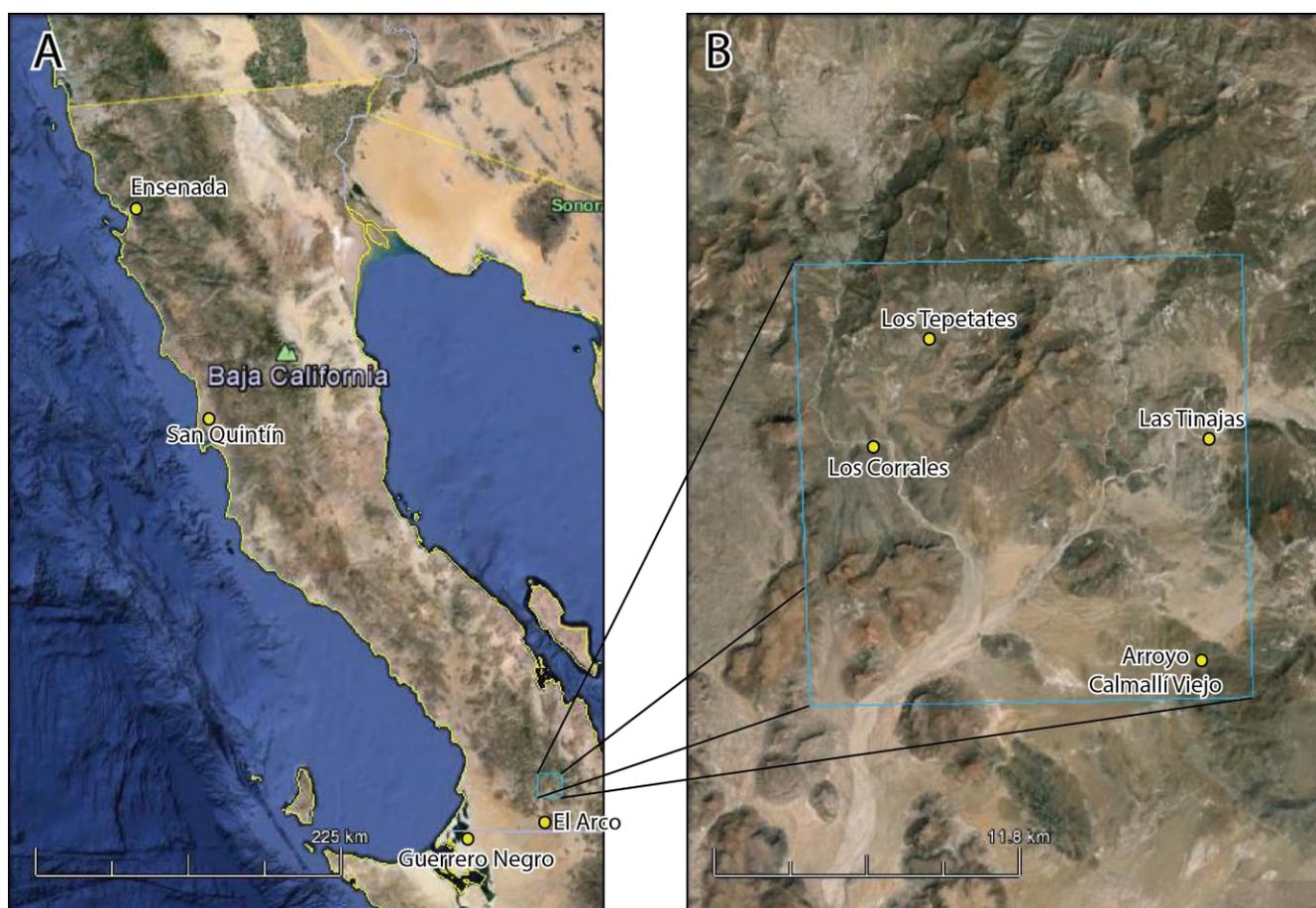


Figura 1. (a) Imagen satelital de Baja California indicando la localización del área de estudio. (b) Límite del área de estudio, en donde se observan los sitios a los que se hará referencia en este trabajo. Tomado de Google Earth (Google Inc., 2016).

1.3. Trabajos previos

Desde hace varias décadas se han realizado numerosos estudios relacionados con el origen, emplazamiento y características del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) en el estado de Baja California. Sin embargo no fue sino hasta hace unos pocos años que se comenzó a estudiar a detalle la geología de su zona centro-meridional.

Los primeros trabajos realizados en el área se enfocan en el distrito minero de El Arco – Calmallí. Barthelmy (1979) es el primero en describir la geología de los yacimientos aurocupríferos de El Arco y la región de Calmallí, así como de sus rocas circundantes. Posteriormente Farías-García (1978), Radelli (1989), Valencia et al. (2006) y Weber y López (2006), entre otros, estudiaron con más detalle las características geofísicas, geoquímicas y geocronológicas de rocas que alojan a los yacimientos de Au y Cu.

Camarena-García (2006), realizó un análisis morfológico y estructural de los complejos plutónicos de la parte central y sur del estado de Baja California, a través de técnicas de percepción remota. Delgado-Argote et al. (2007) describieron los indicadores estructurales del emplazamiento de los complejos plutónicos cretácicos ubicados al sur del CBP. Torres-Carrillo (2010) hizo un análisis geológico del complejo plutónico San Jerónimo, ubicado al sur del CBP y Torres-Carrillo et al. (2011) realizaron un análisis geológico y aeromagnético de las concentraciones anómalas de hierro en dicho plutón. Peña-Alonso et al. (2012) estudiaron la geología e historia de emplazamiento de la serie plutónica Nuevo Rosarito, en la parte sur del CBP y Avilez-Serrano (2012) hizo un análisis petrográfico, estructural y aeromagnético regional, así como de los óxidos de Fe-Ti en los plutones cretácicos de la zona centro-meridional del CBP.

Al sur del área de estudio, Caballero-Ramírez (2014) estudió las relaciones petrológicas y estructurales de las secuencias volcano-plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-Las Palomas, mientras que Torres-Carrillo et al. (2016) realizaron un estudio paleomagnético de los plutones al sur del CBP y de la provincia jurásica de Vizcaíno. Recientemente, Contreras-López (2016) estudió la petrología, geoquímica y relaciones estructurales de la parte central del plutón Calmallí.

2. Metodología

2.1. Cartografía

Se elaboró un mapa geológico de un área de ~289 km² utilizando el programa ArcGis (versión 10.3 de Esri Inc., 2014). Los mapas que se utilizaron como referencia son:

- Mapa de reconocimiento geológico de Baja California (Gastil *et al.*, 1975).
- Carta geológica H12-10 (Isla San Sebastián) a escala 1:250,000 (CETENAL, 1983).
- Carta geológica H12C72 (Los Tepetates) a escala 1:50,000 (CETENAL, 1977).
- Carta topográfica H12C82 (El Arco) a escala 1:50,000 (INEGI, 2003).
- Carta topográfica H12C72 (Los Tepetates) a escala 1:50,000 (INEGI, 2003b).

2.1 Trabajo de Campo

El trabajo de campo se efectuó a lo largo de secciones orientadas aproximadamente norte-sur, siguiendo el curso de arroyos y terracerías en lugares en los que, de acuerdo con el mapa geológico, afloran rocas intrusivas y encajonantes. Se visitaron 43 puntos, en donde se hizo una descripción de las rocas y sus relaciones de contacto, y se seleccionaron muestras representativas para su análisis petrológico posterior.

También se recolectaron datos estructurales de foliación magmática y metamórfica en rocas encajonantes, fracturas verticales y estructuras de cizalla. Las mediciones se hicieron siguiendo la regla de la mano derecha, tomando como criterio que dichas estructuras fueran consistentes, claras y penetrativas. En rocas plutónicas la foliación se midió de acuerdo con la orientación de cristales de hornblenda, biotita y plagioclasa principalmente y, en caso de que estuviesen presentes, la orientación de enclaves elongados.

2.2. Análisis petrográfico

Durante el trabajo de campo se recolectaron 38 muestras, de las cuales 36 fueron seleccionadas para la elaboración de láminas delgadas en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE. Estas fueron realizadas por Víctor Pérez, siguiendo el procedimiento del Manual de Técnicas Petrográficas de Rendón-Márquez (1995).

Asimismo se seleccionaron 11 muestras del trabajo de Avilez-Serrano (2012) correspondiente a la zona del rancho Los Corrales, sumando un total de 47 las muestras analizadas petrográficamente para definir su composición, moda y características texturales. Para ello se utilizó un microscopio petrográfico de luz polarizada Olympus BH2. A cada lámina se le hizo un conteo de al menos 300 puntos utilizando una retícula de 1 mm² de luz. Los resultados del conteo se utilizaron para la clasificación de rocas ígneas recomendada por la IUGS (Le Maitre et al., 2002). Los triángulos de clasificación se elaboraron utilizando los programas TriDraw (versión 4.5A de Hualde, 2005) y Adobe Illustrator CC (versión 17 de Adobe System Incorporated, 2013).

Para la identificación de óxidos y minerales en algunas muestras en donde el análisis petrográfico no fue suficiente, se elaboraron secciones pulidas para ser analizadas en el microscopio electrónico de barrido (MEB) JEOL JSM-35c de CICESE. Se analizaron tres muestras, dos de roca encajonante (11-II-14 y 9-IV-14) y una del intrusivo (29-II-14).

Previo al análisis en el microscopio electrónico de barrido (MEB), se elaboró un mapa de la sección pulida con fotografías de los minerales de interés. Luego se recubrió la sección con una capa fina de carbono, que funciona como material conductor, para después insertarla en la cámara del MEB.

El MEB utiliza un haz enfocado de electrones de alta energía para generar una variedad de señales en superficies de una muestra sólida. Las señales que se derivan de la interacción muestra-electrón se utilizan para generar una imagen en dos dimensiones de la muestra. Además ofrece información relevante sobre su textura, composición química, estructura cristalina y orientación de los materiales que la componen (Swap, 2013).

El análisis semicuantitativo de la composición química es elaborado usando un espectroscopio de rayos X de energía dispersa (Energy-Dispersive X-Ray Spectroscopy, EDS), el cual separa los rayos X característicos de diferentes elementos en un espectro de energía. El software del sistema analiza dicho espectro para determinar la abundancia de elementos específicos, en donde la concentración relativa de un elemento se muestra como un pico de intensidad en la gráfica (Goodge, 2016).

2.3. Análisis estructural

Se utilizaron imágenes satelitales de Google Earth (versión 7.1.5.1557 de Google Inc., 2015) para identificar lineamientos asociados con estructuras geológicas. Sólo se tomaron en cuenta aquellos lineamientos visibles en rocas mesozoicas y se descartaron aquellos que se extendían hacia unidades litológicas más recientes.

Para el manejo del análisis de lineamientos rectilíneos se utilizó el programa ArcGis (versión 10.3 de Esri Inc., 2014). Con este se midieron longitud y azimut de cada lineamiento. Aquellos lineamientos cuya longitud fue menor a 0.5 km se descartaron. El conteo se realizó utilizando una cuadrícula de 17 x 17 km, cuya extensión cubre toda el área de estudio y en donde cada cuadro tiene 1 km². Para ponderar su longitud se tomó en cuenta las veces en que un lineamiento estaba contenido en un recuadro. Posteriormente, los datos obtenidos se clasificaron de acuerdo con su litología (a qué plutón pertenecen) y ubicación y se graficaron en el programa Online Rose Diagram (versión 0.5.1 de Yong Technology Inc., 2014).

El análisis de foliaciones y fracturas verticales se hizo utilizando el programa Stereonet (versión 9.3.0 de Allmendinger, 2015). En el análisis de fracturas se utilizó el criterio geométrico de Closs (1922; en Price y Cosgrove, 1990).

2.4. Análisis geoquímico

Para el análisis geoquímico de elementos mayores y traza se seleccionaron 18 muestras, las cuales fueron preparadas en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE de acuerdo con el siguiente procedimiento:

- a) Se lavaron las muestras para eliminar el polvo. Posteriormente se colocaron en el horno a ~ 50 °C por un par de horas para secarlas completamente.
- b) Utilizando una prensa hidráulica, se trituró la muestra en fragmentos menores a 50 mm y se homogeneizó con un cuarteador.
- c) Se seleccionó una fracción de la muestra para ser pulverizada en un molino de anillos de carburo de tungsteno, que fue previamente precontaminado con una pequeña porción de la muestra en preparación.
- d) Para evitar el riesgo de contaminación se hizo una limpieza exhaustiva del laboratorio después de procesar cada muestra.

De cada muestra pulverizada, se enviaron aproximadamente 100 g a Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) en Ancaster, Ontario, Canadá, en donde se analizaron siguiendo el proceso de 4Lithores: Fusión con metaborato y tetraborado de litio – ICP y ICP/MS (Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion - ICP and ICP/MS). El resto del material fue etiquetado y almacenado.

El proceso de 4Lithores (Hoffman, 1992) se realiza de la siguiente manera: Las muestras se preparan y analizan en un sistema por lotes. Cada lote contiene un reactivo que es el material de referencia. La muestra se mezcla con metaborato de litio (LiBO_2) y tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) en relación 1:4 y se funde en hornos de inducción a 1150 °C. El producto resultante se deja caer en una mezcla de ácido nítrico al 5% por 30 minutos, para

asegurar que los metales de transición y las Tierras Raras (REE) se disuelvan por completo.

Los óxidos mayores y algunos elementos traza seleccionados (Ba, Be, Sc, Sr, V, Y, Zr) se analizaron en un espectrómetro de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado ICPOES (Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry) del tipo Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II PIC o Varian Vista 735 ICP. La calibración se realizó utilizando siete estándares de referencia certificados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (US Geological Survey) y el CANMET (Canada Centre for Mineral and Energy Technology). Durante el análisis, se utiliza uno de los estándares para cada grupo de diez muestras.

Los demás elementos traza se analizaron en un espectrómetro de masa con plasma inductivamente acoplado (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) del tipo Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000 ICP/MS. Se utilizaron tres blancos y cinco controles (estándares de referencia) por grupo de muestras. La tabla 2.1 presenta los límites de detección reportados por Actlabs para cada elemento.

Para procesar los resultados del análisis químico se utilizó el programa IGPET (versión 2012 de Rockware Inc., 2012) y se calculó la norma CIPW de base anhidra recalculando los valores al 100%. Los minerales normativos y los valores ajustados de FeO^* y Fe_2O_3^* se calcularon con el programa CIPW Norm Plus (versión 2012 de Rockware Inc., 2012), que utiliza el criterio de Irvine y Baragar (1971). Los autores utilizan la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.5 + \text{TiO}_2$ para fijar el límite máximo de Fe_2O_3 (basado en la observación de que generalmente Fe_2O_3 y TiO_2 tienen tendencias similares en rocas volcánicas frescas). Si el valor obtenido durante el análisis es menor a esa relación no se hace ningún cambio, pero si es mayor, el exceso es convertido en FeO .

Se elaboraron diagramas de clasificación geoquímica (Álcalis Total vs Sílice (TAS), AMF, K_2O vs SiO_2 , entre otros), diagramas de variación tipo Harker, diagramas de tierras raras y de discriminación tectónica. Para la edición de estos diagramas se utilizó Adobe Illustrator (versión 17 de Adobe System Incorporated, 2013).

Tabla 1. Límites de detección reportado por Actlabs para cada elemento. FUS-ICP: Fusión con metaborato y tetraborado de litio (Roca Total). FUS-MS: Fusión con metaborato y tetraborado de litio (elementos traza).

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

3. Geología Regional

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) es una cadena constituida mayoritariamente por plutones cretácicos bien expuestos, que se extiende desde la ladera sur de las montañas San Gabriel, en el condado de Los Ángeles, Estados Unidos, hasta el extremo sur del estado de Baja California, México (Gastil et al., 1975), en donde se ven interrumpidos por una cubierta extensa de rocas volcánicas terciarias (Delgado-Argote et al., 2004).

El CBP está dividido en dos provincias (Figura 2), de acuerdo con criterios petrológicos (Gastil, 1983) y geoquímicos (Silver et al., 1979). La provincia occidental está constituida por plutones predominantemente metaluminosos (Tipo I), poco profundos y con magnetita como óxido dominante, que intrusionan a rocas metavolcánicas en la facies de esquistos verdes y anfibolitas (Gastil et al., 1975). La Provincia oriental está compuesta por plutones peraluminosos tipo La Posta (Tipo S), de dimensiones batolíticas y con ilmenita como óxido dominante, que intrusionan rocas metasedimentarias en la facies de anfibolita, relacionadas con el miogeoclinal norteamericano del Paleozoico (Gastil et al., 1975; Gastil, 1983; Todd y Shaw, 1985; Silver y Chapell, 1988). Las edades para los plutones de la provincia occidental oscilan entre los 140 y 105 Ma, mientras que para los plutones de la provincia oriental varían entre 105 Ma y 80 Ma, principalmente en el intervalo de 99 a 92 Ma. (Silver y Chapell, 1988; Kimbrough et al., 2001).

Estas provincias están separadas por la línea magnetita (mag)-ilmenita (Ilm), definida por Gastil (1990) con base en mediciones aeromagnéticas, la cual guarda cierto paralelismo con la línea gabro-tonalita definida anteriormente por Gastil (1983) y sigue siendo una importante referencia para discriminar entre las regiones mencionadas.

Al norte de Baja California, las rocas prebatolíticas del CBP han sido divididas en tres unidades geológicas principales (Torres-Carrillo et al., 2016): 1) Las rocas intrusivas de la provincia occidental del CBP están alojadas en el Grupo Alisitos, que consiste en una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de arco de islas, de edad Jurásico-Cretácico, desarrollada sobre litósfera oceánica (Gastil, 1993; Schmidt et al., 2002). En esta zona también se incluyen a las rocas volcánicas y volcanoclásticas intensamente

deformadas de Nuevo Rosarito-El Arco del Jurásico (Peña Alonso et al., 2015). 2) En la zona central, cerca del eje de la península, las rocas prebatolíticas consisten en un ensamble de rocas clásticas y volcanoclásticas de edad Triásico-Cretácico medio, la cual se asume que forma parte de la Formación Santiago Peak (Schmidt et al., 2014) y que presumiblemente corresponde al cinturón triásico-cretácico de rocas clásticas de Gastil (1993). Schmidt et al. (2002) sugieren que esta zona es transicional, ya que reúne características geoquímicas y parámetros isotópicos del CBP. 3) La zona oriental consiste en rocas clásticas de talud, de edad Ordovícico-Pérmico, y una unidad de rocas clásticas y calcáreas del Proterozoico-Cámbrico intrusionada por los plutones tipo La Posta de la provincia occidental (Gastil et al., 1990).

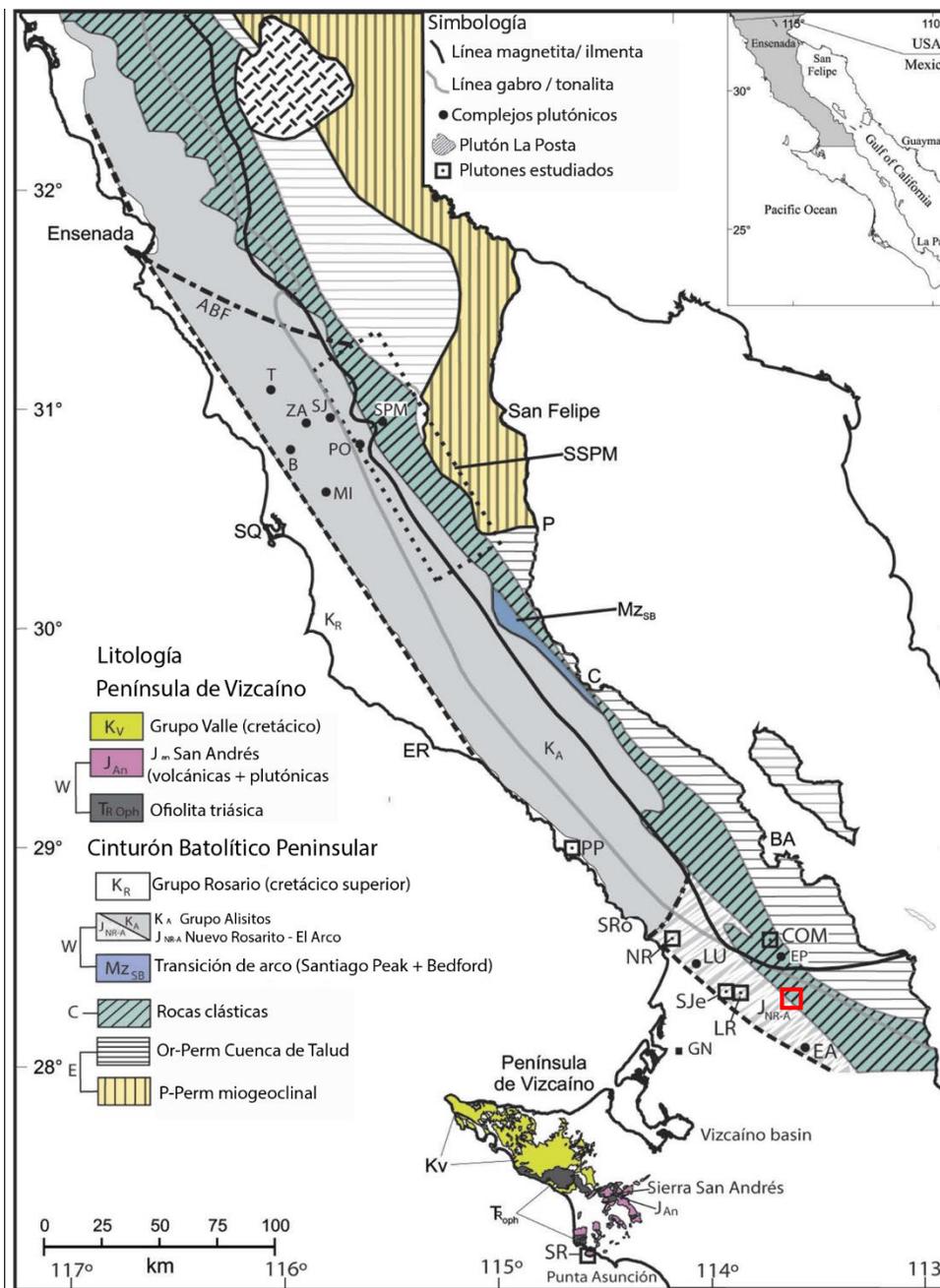


Figura 2. Mapa simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) que muestra las provincias tectonoestratigráficas del basamento y el arco volcánico cretácico Alisios (después de Schmidt et al., 2002; Gastil, 1993), y las rocas jurásicas volcánicas y volcanoclásticas de Nuevo Rosarito-El Arco (JNR-A; Avilez-Serrano, 2012; Caballero-Ramírez, 2014). El recuadro rojo marca la zona de este estudio. La línea punteada define el límite entre el Grupo Rosario y el Arco Alisitos (Tulloch y Kimbrough, 2003). Las líneas magnetita/ilmenita y gabro/tonalita son las propuestas por Gastil (1983) y Gastil et al. (1990). ABF: Falla de Agua Blanca; BA: Bahía de los Ángeles; C: Calamajué; EA: El Arco; EP: El Paraíso; ER: El Rosario; GN: Guerrero Negro; P: Puertecitos; SQ: San Quintín; SRo: Santa Rosaliita; SSPM: Sierra San Pedro Mártir. Mapa de Torres-Carrillo et al. (2016).

4. Geología Local

En la zona de estudio aflora una gran variedad de rocas mesozoicas asociadas a ambientes de arco, que está parcialmente cubierta por rocas del Terciario y Cuaternario. Este estudio se concentra en el análisis de las rocas plutónicas cretácicas y sus encajonantes jurásicas.

Durante el trabajo de campo se visitaron 43 sitios en donde se hizo una descripción de afloramientos, se midieron estructuras y se recolectaron 36 muestras para su análisis petrológico. De acuerdo con las características petrológicas, edad y relaciones de contacto, las rocas estudiadas se discriminaron en dos grupos.

El primer grupo está conformado por una secuencia interestratificada, metamorfozada e intensamente deformada de rocas metavolcánicas de composición andesítica y rocas metasedimentarias. El segundo grupo lo constituyen rocas ígneas que intrusionan a la secuencia metamórfica. Estas rocas intrusivas se asocian a los plutones Calmallí (pC), de composición diorítica-tonalítica y La Polea (pPo), de composición granítica.

Ambos grupos están parcialmente cubiertos por tobas, lavas basálticas y sedimentos fluviales del mioceno, así como por sedimentos fluviales y aluvión del cuaternario (Gastil et al., 1975). En la Figura 3 se observa la columna estratigráfica para la región cercana al núcleo del plutón Calmallí (Contreras-López, 2016), ubicado al sur del área de estudio. Los grupos litológicos mostrados en dicha columna son los mismos que se identifican en este trabajo.

La Figura 4 corresponde al mapa geológico de la zona de estudio. Este fue elaborado utilizando como base la carta geológica Los Tepetates (H12C72) a escala 1:50000 de CETENAL (1977) y el mapa de reconocimiento geológico de Baja California (Gastil, et al. 1975) y contiene toda la información petrológica recolectada durante este estudio.

En las siguientes secciones se describirán cada uno de los grupos de acuerdo con el orden cronológico propuesto en la columna de la Figura 3.

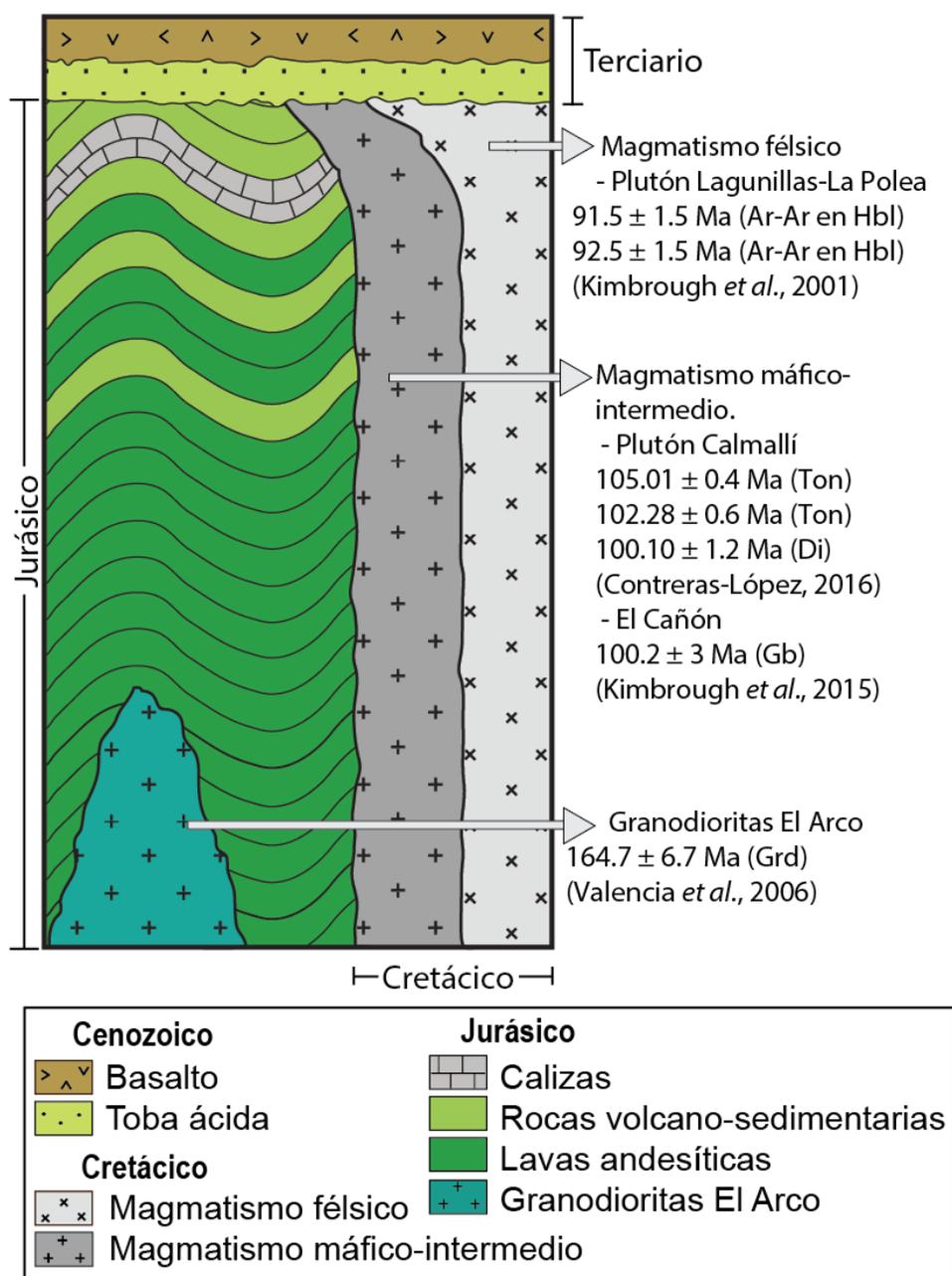


Figura 3. Columna estratigráfica propuesta para la el área al sur de estudio, trabajada por Caballero-Ramírez (2014) y Contreras-López (2016). Tomado y modificado de Contreras-López (2016).

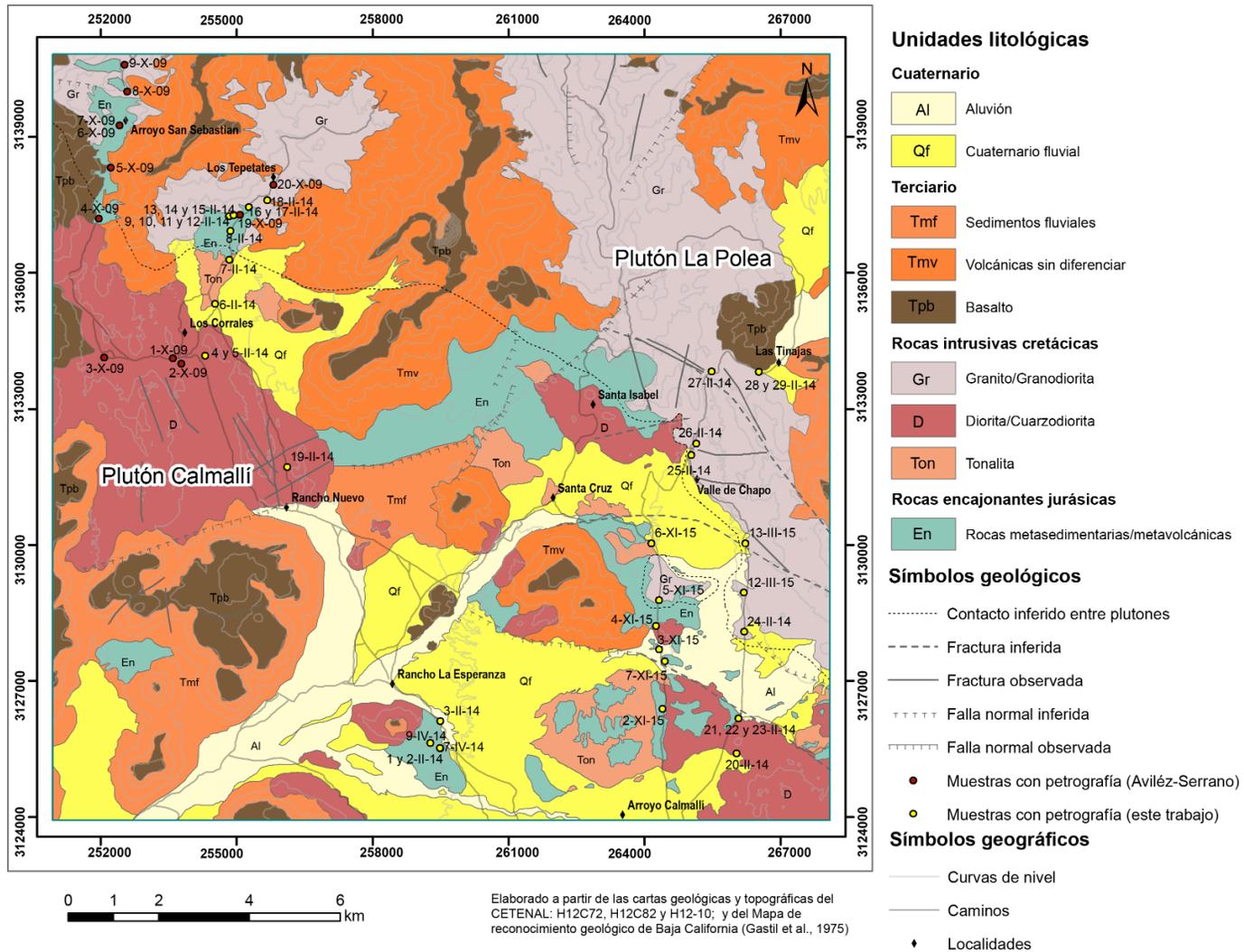


Figura 4. Mapa geol6gico del área de estudio en donde se observa los dos grupos litol6gicos propuestos en este trabajo, que corresponden a los intrusivos cretácicos y las rocas encajonantes jurásicas, los cuales están parcialmente cubiertos por rocas del Cenozoico. Los trazos de fracturas y fallas son los definidos por Gastil et al. (1975).

4.1. Rocas Encajonantes

En esta sección se presentan las relaciones de campo y características litológicas de la secuencia volcanosedimentaria que constituyen las rocas encajonantes de los plutones cretácicos. De acuerdo con su litología se dividieron en cuatro grupos:

4.1.1 Anfibolitas y esquistos anfibolíticos.

Este tipo de rocas está ampliamente distribuido en el área de estudio. En los afloramientos cercanos al rancho La Esperanza las anfibolitas alternan con esquistos calcáreos intensamente deformados. Estas son de grano fino, están levemente foliadas y presentan epidota en forma de vetas que van paralelas a la foliación. En el arroyo San Sebastián, Avilez-Serrano (2012) reporta la presencia de esquistos anfibolíticos que exhiben una foliación media y están interestratificados con capas de metarenicas de grano fino en un tramo de 2.5 km (Figura 5 a). En el camino hacia los Tepetates, los esquistos anfibolíticos alternan con metapsamitas de grano fino en un tramo de 1.5 km, y con un paragneis granatífero en una zona de diques provenientes del plutón Calmallí, que está permeando a las rocas encajonantes.

En el camino hacia Santa Cruz, al norte del Arroyo Calmallí, las anfibollitas aparecen como xenolitos en tonalitas pertenecientes al plutón Calmallí (Figura 5 b). En toda el área se observa una serie de techos colgantes (roof pendant) y xenolitos en las rocas plutónicas, lo que indica que posiblemente se trate de una zona de permeación de magmas del plutón en el techo de la cámara magmática a la secuencia de encajonante.

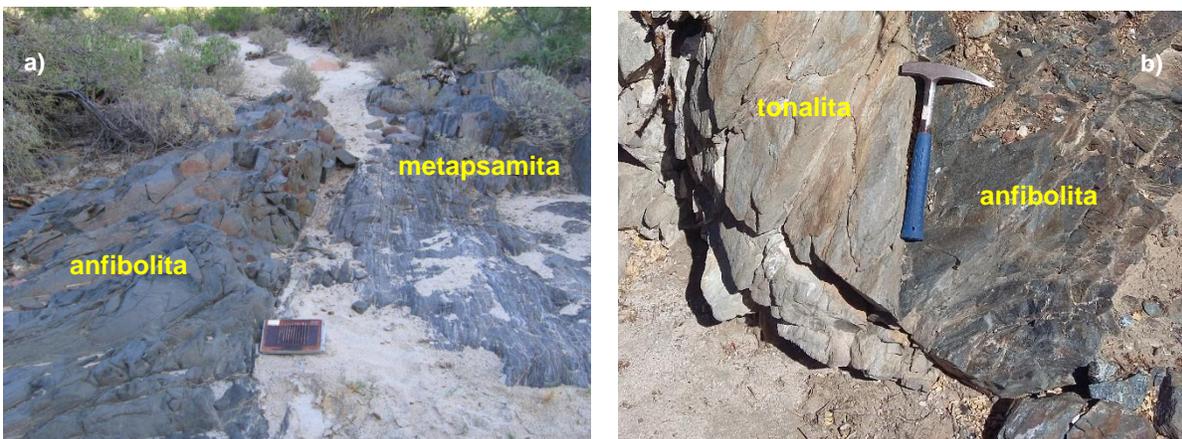


Figura 5. a) Contacto entre metapsamitas y anfibolitas (metalavas de composición andesítica). Arroyo San Sebastián (foto de Avilez-Serrano, 2012). b) Xenolito de metalava de composición andesítica en tonalita del plutón Calmallí. Camino hacia el rancho Santa Cruz (foto de Contreras-López, 2016).

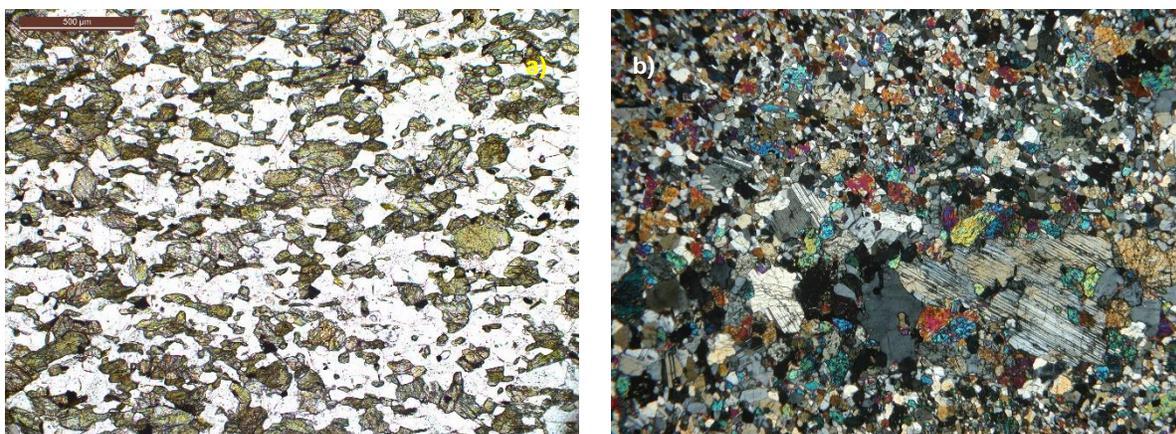


Figura 6. a) Muestra 12-II-14: Textura nematoblástica definida por cristales de hornblenda. Camino hacia los Tepetates. Escala: 500 μ m. b) 2-II-14: Cristal de plagioclasa asociado a hornblendas que parece ser un fragmento lítico en la anfibolita, rancho la Esperanza. Escala: 10 X

Al microscopio, las anfibolitas exhiben una textura nematoblástica y una foliación leve a intermedia, definida por los cristales de hornblenda (Figura 6 a). Algunas muestras exhiben un aspecto clástico incipiente, definido por una aparente laminación de cristales de grano grueso y fino. En otras se observan fragmentos líticos (Figura 6 b).

Las hornblendas forman cristales subhedrales de diversos tamaños. Los cristales de mayor tamaño están muy fracturados, mientras que para los más pequeños (menores a 0.1 mm) fue necesario hacer un análisis de MEB para corroborar su identificación, ya que podían confundirse con piroxenos. Las plagioclasas son anhedrales, exhiben un maclado tipo albita y forman una textura en mosaico con los cristales de cuarzo. También aparecen como porfidoblastos de hasta 2 mm que exhiben una textura poiquilítica, con inclusiones de hornblenda. La biotita está alterando a clorita. Como minerales accesorios se observan cristales de apatito, titanita y zircón. De acuerdo con los resultados del análisis de óxidos en el MEB, se trata de ilmenitas (54% TiO_2 ; 42 % FeO_t).

La asociación mineralógica de las anfibolitas y los esquistos anfibolíticos es hornblenda + cuarzo + plagioclasa + biotita + ilmenita + epidota y tiene un metamorfismo de grado medio en la facies de anfibolita con epidota. En la Tabla 2 se presenta la composición modal de las 12 muestras analizadas pertenecientes a dicha unidad.

4.1.2 Esquistos cuarzo feldespático micáceos – metapsamitas

Este tipo de roca también está presente en todos los afloramientos de la secuencia encajonantes que hay en el área de estudio. Aparece en forma de capas que alternan con las anfibolitas o asociados a los techos colgantes observados en las rocas del plutón Calmallí. Son rocas de grano medio a fino, ricas en micas y con vetas de cuarzo.

Tabla 2. Descripción petrográfica de las anfiolitas y esquistos anfibolíticos. La ubicación está en coordenadas UTM, datum WGS84. Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): ab: albita, acc: minerales accesorios, ap: apatito, bt: biotita, chl: clorita, ep: epidota, hbl: hornblenda, ol: oligoclasa, op: minerales opacos, pl: plagioclasa, qz: cuarzo, ser: sericita, text: textura, ttn: titanita, tz: traza, zrn: zircón.

Muestra	Autor	Ubicación	Localidad	Moda (%)								Textura	Nombre petrográfico	Facies metamórfica	Protolito	Observaciones
				Hbl	Pl	Qz	Bt	Chl	Ep	Op	acc					
4-X-09	Avilez-Serrano	252011/3137000	San Sebastián	48	15	35				2	ap	Esquistosa. Foliación intermedia.				Fabrica xenoblastica, pl: ab-ol
5-X-09	Avilez-Serrano	252274/3138128		25	15	58				2	ttn					
6-X-09	Avilez-Serrano	252471/3139062		65	10	20				5	ttn ap zr					
19-X-09	Avilez-Serrano	255131/3137087	Camino a Los Tepetates	40	15	40				5	ttn ap	Esquistosa. Foliación de intermedia a leve.	Esquistos de hornblenda y plagioclasa	Facies de anfibolita con epidota	Lavas y tobas andesítica.	Fábrica xenoblástica, inequigranular. Aspecto sedimentario. Rocas volcánicas Pl: ab-ol
8-II-14	Jaimes-Lugo	254897/3136341		35	32	35				3	ap					
11-II-14	Jaimes-Lugo	254889/3137042		45	20	30				5	ap ttn					
12-II-14	Jaimes-Lugo	254889/3137042		40	20	30		5		5	ap					
14-II-14	Jaimes-Lugo	254964/3137080		45	20	30	3			2	ap					
2-II-14	Jaimes-Lugo	259543/3125317	Rancho La Esperanza	53	30	15				2	ap	Esquistosa. Foliación leve.				Fábrica xenoblastica, pl: ab-ol
3-II-14	Jaimes-Lugo	259535/3125920		25	35	15	3	15	5	2	ap					Fábrica porfidoblástica, pl: ab-ol
7-IV-14	Jaimes-Lugo	259545/3125320		25	45	30					ap					Fábrica xenoblastica, pl: ab-ol
9-IV-14	Jaimes-Lugo	259332/3125430		35	42	20				3	ap					Fábrica xenoblastica, pl: ab-ol
2-XI-15	Jaimes-Lugo	264398/3126382	Santa Cruz	60	25	10	tz			5	ap	Esquistosa. Foliación leve.				Fábrica xenoblastica, pl: ab-ol

En el arroyo San Sebastián, Avilez-Serrano (2012) describe una secuencia interestratificada de metapsamitas de grano medio y fino en capas de aproximadamente 30 cm. Las capas tienen una tendencia este-oeste y una foliación casi vertical. En algunos sectores el intrusivo aparece permeando a esta secuencia en forma de diques. En otros se observa que los estratos están intensamente deformados, debido a que presentan pequeños pliegues (Figura 7a).

En el camino hacia el rancho Los Tepetates las metapsamitas forman estratos de hasta 2 m de espesor. En esta zona también se observan la interestratificación de capas de grano grueso y fino descrita en el Arroyo San Sebastián. Las metapsamitas de grano fino son ricas en micas blancas y abundantes vetas de cuarzo.

En el arroyo Calmallí las metapsamitas alternan con un paragneis granatífero (Figura 7 b). Presentan micropliegues, vetas de cuarzo, bandas de óxido y diques del intrusivo muy fracturados. En el camino hacia Santa Cruz, están alternando con las anfibolitas y forman parte de los techos colgantes (roof pendants) observados en la zona.

Se analizaron ocho muestras para determinar su moda, la cual puede consultarse en la Tabla 3. Al microscopio se observa una textura esquistosa de grano fino generada por la segregación de bandas de cuarzo con feldespatos y bandas de micas (biotita, clorita, muscovita) (Figura 8 a). Los cristales de cuarzo y plagioclasa forman una textura en mosaico. La plagioclasa forma cristales anhedrales, algunos con maclas tipo albita y levemente sericitizados. El feldespato potásico también forma cristales anhedrales sin alteración. Este mineral es de origen ígneo y se presume que proviene del protolito sedimentario. Se observan vetas de cuarzo paralelas a la foliación. La biotita en algunas muestras está parcialmente cloritizada. La muscovita aparece en forma de cristales de mayor tamaño que los de la biotita (Figura 8 b). Como minerales accesorios se observan apatitos, óxidos de hierro, zircones y titanita. La asociación mineralógica de estas rocas es cuarzo + plagioclasa + biotita + muscovita, y presentan un metamorfismo de grado medio en la facies de anfibolita (Bucher y Grapes, 2011).

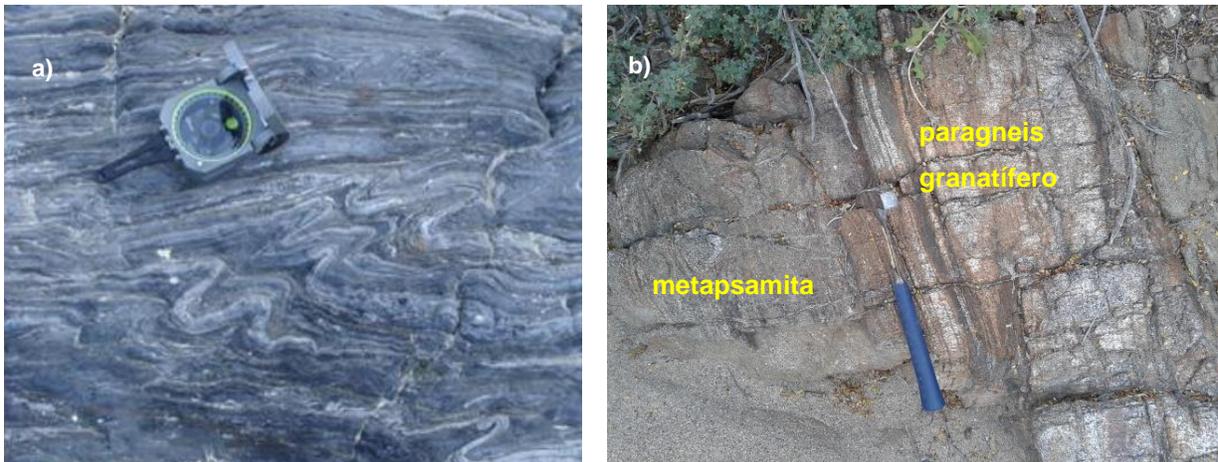


Figura 7. a) Microplegues generados por deformación de la roca encajonante durante el emplazamiento del intrusivo en el arroyo San Sebastián (foto de Avilez-Serrano, 2012). b) Paragneis granatífero en contacto con metapsamita en el arroyo Calmallí Viejo.

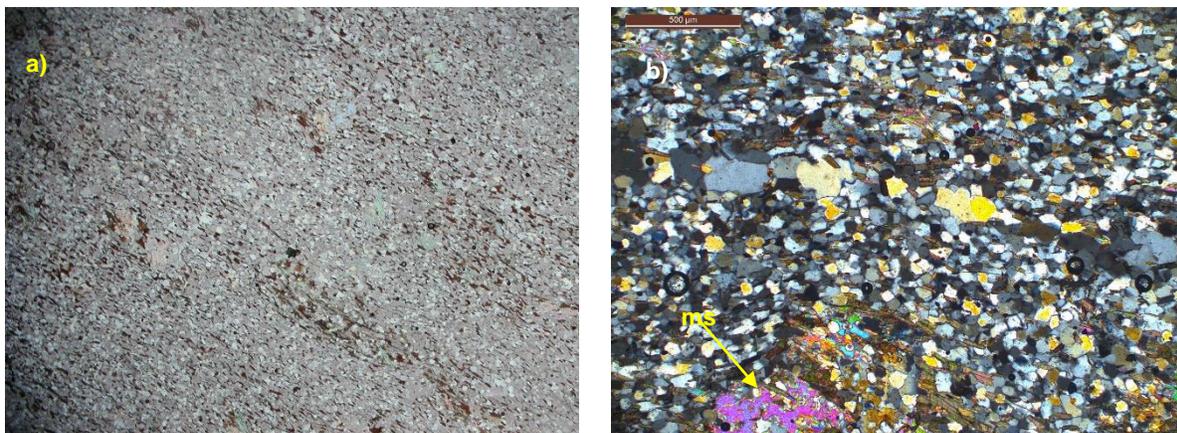


Figura 8. a) Muestra 8-X-09: Textura esquistosa definida por bandas de Bt y Ms en metapsamita del arroyo San Sebastián. Escala : 1.25 X. b) Muestra 16-II-14: Veta de cuarzo y cristal de muscovita que define una textura esquistosa incipiente. Metapsamita en el camino hacia los Tepetates. Escala: 500 μ .

4.1.3 Paragneis granatífero

Este tipo de rocas se observan en el camino hacia el rancho Los Tepetates y en el arroyo Calmallí Viejo. Son rocas de aspecto gnéisico de grano medio, con lentes de minerales oscuros, principalmente biotita, que alternan con bandas de cuarzo y plagioclasas. Presentan cristales de granate de hasta 0.5 cm. En el camino hacia el rancho Los Tepetates se distinguen dos tipos: uno con bandas alternantes de minerales claros y oscuros y un marcada foliación (Figura 9 a, muestra 9-II-14) y otro sin minerales oscuros y levemente foliado (Figura 9 b, muestra 10-II-14).

Se analizaron tres muestras para determinar su moda (Tabla 3). Todas presentan una textura foliada definida por bandas de cuarzo y plagioclasa de grano grueso y fino, estas últimas asociadas a biotita. La plagioclasa exhibe maclas tipo albita, está levemente sericitizada y forma una textura en mosaico con el cuarzo, el cual presenta una extinción ondulatoria. Algunos cristales de plagioclasa presentan zonación, otros forman porfidoblastos subredondeados de hasta 2 mm, rodeados de micas (Figura 10 a). Se observa una textura mirmequítica asociada a cristales de feldespato potásico. La biotita está levemente cloritizada y junto a la muscovita, forma bandas paralelas a la foliación. Los granates forman cristales euhedrales levemente fracturados (Figura 10 b).

La asociación mineralógica de esta unidad es cuarzo + plagioclasa + biotita + granate + muscovita y presenta un metamorfismo de grado medio en la facies de anfibolita, zona del granate (Bucher y Grapes, 2011).



Figura 9. a) Afloramiento de paragneis granatífero bandeado (muestra 9-II-14). Camino hacia el rancho Los Tepetates. b) Paragneis granatífero (muestra 10-II-14) en contacto con metapsamita de grano grueso en el camino hacia el rancho Los Tepetates.

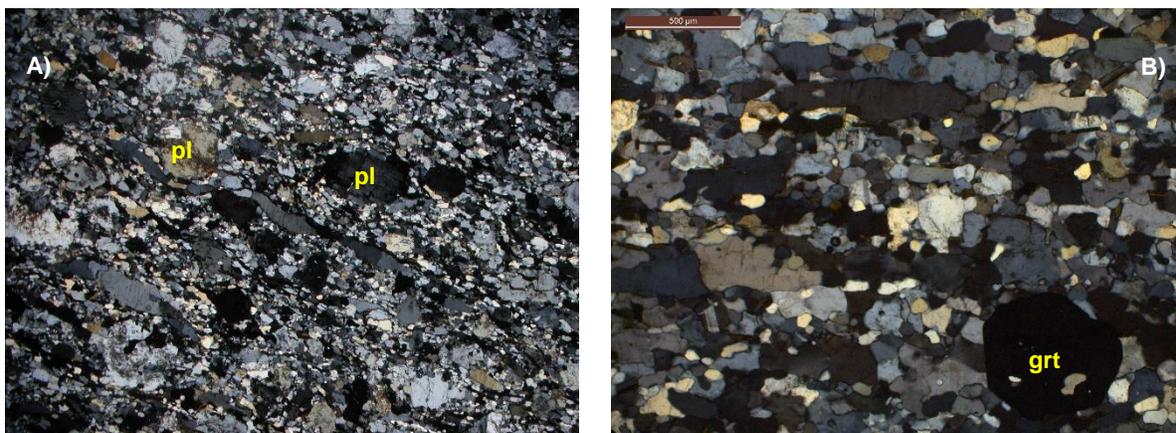


Figura 10. a) Muestra 9-II-14: Textura augenésica definida por bandas de cuarzo y plagioclasa de grano grueso y fino. Se observan algunos porfidoblastos de plagioclasa en el camino hacia el rancho Los Tepetates. Escala: 1.25 X . b) Muestra 10-II-14: Cristal de granate ehuedral en el camino hacia el rancho Los Tepetates. Escala: 500 µm.

4.1.4. Esquisto calcáreo (metacalizas granatífera)

Estas rocas afloran en las cercanías al rancho La Esperanza. Son esquistosas, muy foliadas y presentan bandas de sedimentos color café (Figura 11 a). En algunos sectores dichas bandas están aboudinadas y plegadas (Figura 11 b). Los esquistos contienen cristales euhedrales de granate y óxidos de hierro de hasta 2 mm, así como vetillas de calcita y están en contacto con esquistos de anfibolita muy foliados.

En el microscopio se observan cristales de hornblenda subhedrales, que junto con cristales anhedrales de plagioclasa, forman vetillas (Figura 12 a) y boudines (Figura 12 b) de sedimentos volcánicos. El cuarzo aparece principalmente asociado a vetas. Como mineral accesorio contiene apatitos.

La moda y asociación mineral para esta unidad es la siguiente: carbonatos 71%, hornblendas 19%, plagioclasas (albitas-oligoclasas) 5%, cuarzo 3% y minerales opacos 1%. El grado metamórfico alcanzado es medio en la facies de anfibolita, zona del granate (Bucher y Grapes, 2011).



Figura 11. a) Afloramiento de metacaliza granatífera en el rancho La Esperanza. b) Micropliegues y boudines en bandas de sedimentos de la metacaliza granatífera en el rancho la Esperanza.

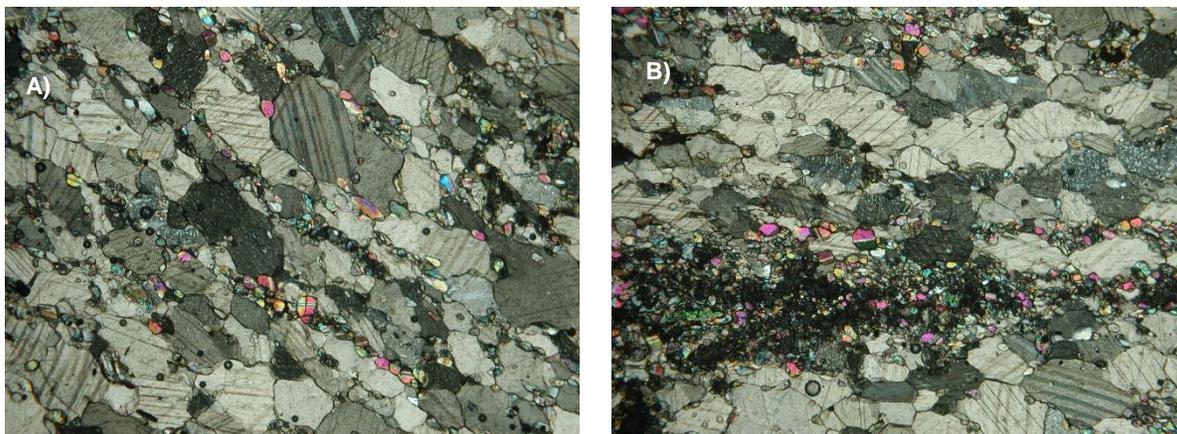


Figura 12. a) Muestra I-II-14: Bandas de sedimentos volcánicos. Rancho La Esperanza. Escala: 10X. b) La misma muestra I-II-14 con un boudin de sedimentos volcánicos. Escala: 10 X.

4.2. Rocas Plutónicas

En esta sección se describen las relaciones de campo y características litológicas de los plutones Calmallí (pC) y La Polea (pPo), los cuales se discriminaron de acuerdo con sus características petrológicas. En la Figura 13 se presentan los dominios propuestos para cada uno de los plutones y la ubicación del muestreo con base en el cual se hizo la discriminación.

4.2.1. Plutón Calmallí

Barthemy (1979) designa con este nombre a un intrusivo de composición gabrónica-diorítica ubicado en las cercanías del rancho Calmallí Viejo. Caballero-Ramírez (2014) amplía su extensión hasta la sierra El Veteado, ubicada a 10 km al suroeste del rancho mencionado e identifica que se trata de un plutón zonado, formado por rocas que varían desde gabros y dioritas de piroxeno en el núcleo, a tonalitas con proporciones variables de hornblenda y biotita hacia la periferia. Este tipo de zonación es típica en los plutones de la provincia occidental de CPB (Silver y Chappell, 1988).

En este trabajo se realizó la descripción del área ubicada hacia el noreste del rancho Calmallí Viejo, en donde afloran rocas de composición similar y que tienen afinidad litológica y geoquímica con las del pC definido por Caballero-Ramírez (2014). Las zonas aquí descritas (Figura 13) están ubicadas en los ranchos Los Corrales, Rancho Nuevo y parte del arroyo Calmallí Viejo, trabajado con más detalle por Contreras-López (2016).

En el arroyo Calmallí Viejo, cercano al núcleo del pC, se observan afloramientos de dioritas y cuarzodioritas de hornblenda, dioritas de clinopiroxeno y tonalitas de biotita, éstas últimas principalmente en forma de diques. Son rocas de grano medio y muy magnéticas. En los afloramientos de diorita se observan cizallas atribuidas al emplazamiento del plutón (Figura 14 a), diques de diorita de grano grueso (Figura 14 b) y enclaves paralelos a la foliación magmática.

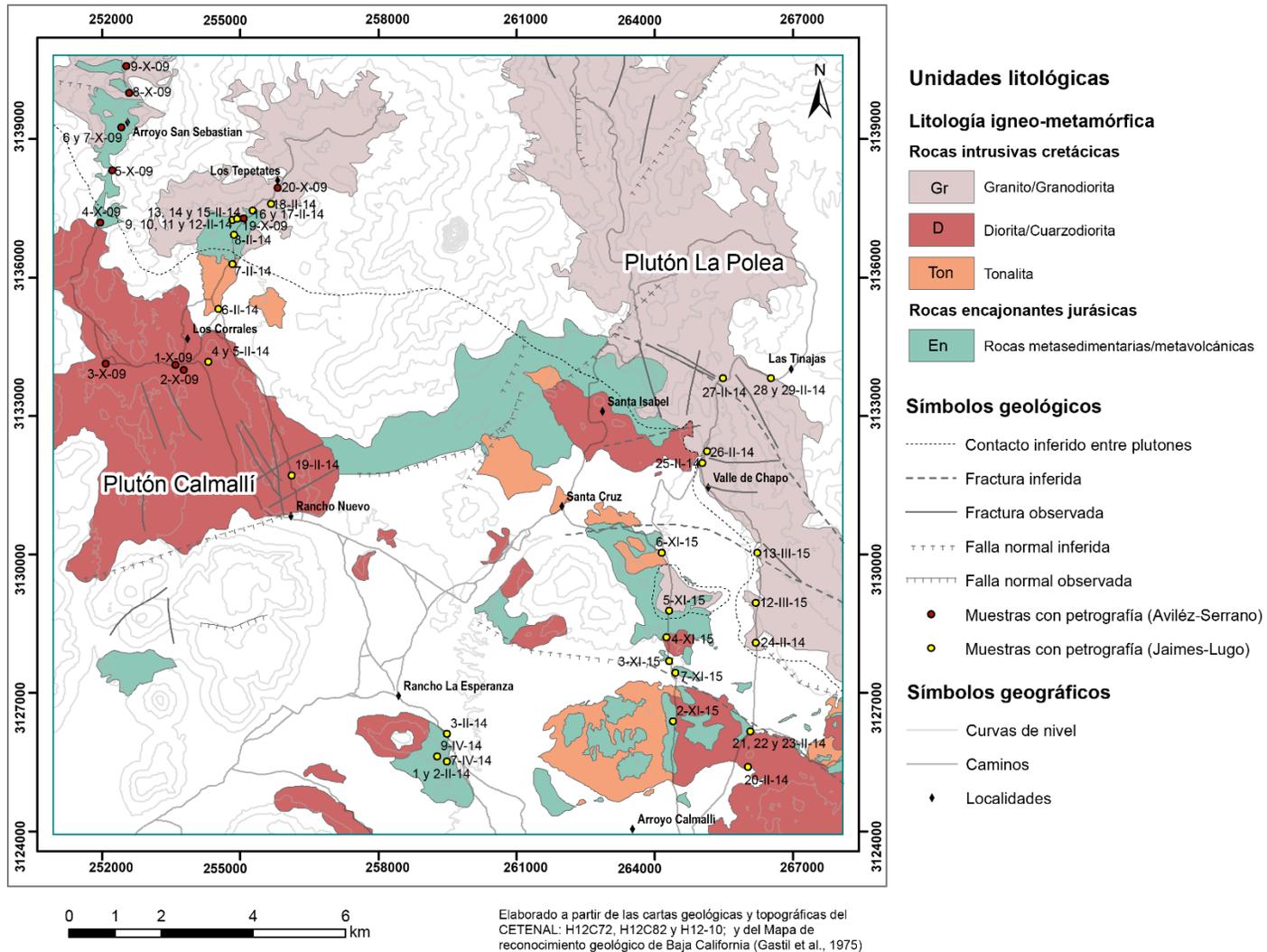


Figura 13. Mapa geológico del área de estudio en donde sólo se muestran los grupos litológicos analizados durante este trabajo. El primer grupo, conformado por la secuencia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias y el segundo grupo, por los intrusivos cretácicos.

Al este del arroyo Calmallí Viejo, hacia el Rancho la Esperanza, aflora un cuerpo de tonalita de biotita y hornblenda con una marcada foliación por emplazamiento, lo que le confiere un aspecto gnéisico. Esta foliación coincide con una serie de lineamientos con orientación N-S identificados en imágenes satelitales. Esta área del arroyo Calmallí Viejo, al norte del rancho Las Palomas puede interpretarse como una zona de permeación del plutón, en donde se observan diques y cuerpos de tonalitas mezclados con roca encajonante, principalmente metapsamitas. Hacia el norte del arroyo se observa en la tonalita una serie de techos colgantes (roof pendants) y xenolitos de roca encajonante (Figura 14 c). Cabe destacar que en estas rocas no se observa evidencia de metamorfismo de contacto. En la tonalita también abundan los diques de aplita (Figura 14 d).

En las cercanías del rancho Nuevo aflora una tonalita de hornblenda y biotita, magnética y de grano grueso. Se observan algunos diques de pegmatitas emplazados en fracturas horizontales paralelas a la foliación magmática, con cristales de feldespatos, epidota, biotita y turmalina de hasta 5 cm de largo. Al igual que en las dioritas que afloran en el arroyo Calmallí, se observan enclaves (Figura 14 e) y bandas de exsolución horizontales.

En el rancho Los Corrales afloran cuarzodioritas de hornblenda más ricas en biotita que las del arroyo Calmallí Viejo. Son de grano grueso, magnéticas y presentan abundantes enclaves orientados de forma paralela a la foliación. En algunos afloramientos se observan evidencias de cizallas asociadas al emplazamiento y diques de diorita de grano fino cortando a estas rocas (Figura 14 f). Dichos diques presentan una marcada alteración hidrotermal. Esta área corresponde a parte del plutón Los Corrales, definido por Avilez-Serrano (2012).

En el camino hacia el rancho Los Tepetates afloran tonalitas de hornblenda y biotita que presentan una clara foliación magmática. Hacia el norte, en los afloramientos de tonalita alrededor de dicho rancho, abundan xenolitos y techos colgantes (roof pendants) de roca encajonante, lo que sugiere que también es una zona de borde del plutón, similar a descrita en el arroyo Calmallí Viejo.



Figura 14 a) Planos de cizalla en diorita de hornblenda en el arroyo Calmallí Viejo. b) Vetas de diorita clinopiroxeno de grano grueso en dioritas de grano medio en el arroyo Calmallí Viejo. c) Xenolitos de metalavas de composición dacítica de la roca encajonante en la tonalita de biotita. Camino hacia el rancho Santa Cruz. d) Dique de aplita sobre tonalita de biotita foliada en el arroyo Calmallí e) Enclaves en tonalita cerca de Rancho Nuevo. f) Dique de diorita en zona de alteración hidrotermal en la zona del rancho Los Corrales. (Fotos c y d de Contreras-López, 2016).

Se determinó la moda de 11 muestras (Tabla 4) las cuales corresponden a cuarzodioritas con proporciones variables de hornblenda, clinopiroxeno y biotita (siete muestras) y tonalitas con proporciones variables de hornblenda y biotita (cuatro muestras) (Figura 15).

Las cuarzodioritas presentan una textura inequigranular (Figura 16 a), que en algunas muestras es seriada y en otras subofítica, donde los cristales son subhedrales (MacKenzie et al., 1982). Existen clinopiroxenos de dos generaciones: unos en forma de cristales euhedrales cuyo tamaño varía entre 0.5 a 0.2 mm, y presentan un color verde-azulado (Figura 16 b); otros subhedrales, muy fracturados cuyo tamaño varía entre 1.3 y 0.7 mm y presentan con colores de interferencia entre café pálido y amarillo. Algunas plagioclasas presentan zonación. De acuerdo con el análisis de óxidos de Fe-Ti hecho por Avilez-Serrano (2012) los óxidos corresponden a magnetitas (95.4% de FeO_t y <1% de TiO_2) que exhiben una textura tipo sándwich, con lamelas de exsolución de ilmenita e inclusiones de apatito (Figura 16 c y d). En las cuarzodioritas de la zona del rancho Los Corrales, los cristales de hornblenda tienen inclusiones de clinopiroxenos euhedrales de hasta 0.1 mm.

Las tonalitas presentan plagioclasas de dos generaciones: unas zonadas, con una incipiente alteración selectiva en sus núcleos y textura poiquilítica; otras limpias, con maclas bien definidas tipo albita y de Carlsbad. Las hornblendas también presentan inclusiones de clinopiroxenos euhedrales, algunos con textura simplectítica (Figura 16 e).

En la muestra 7-II-14 se observa un aspecto brechado (Figura 16 f) de cristales angulosos y subredondeados similares a porfidoclastos de hasta 3 mm en una matriz de grano fino de igual mineralogía. La foliación está poco desarrollada en esta unidad litológica.

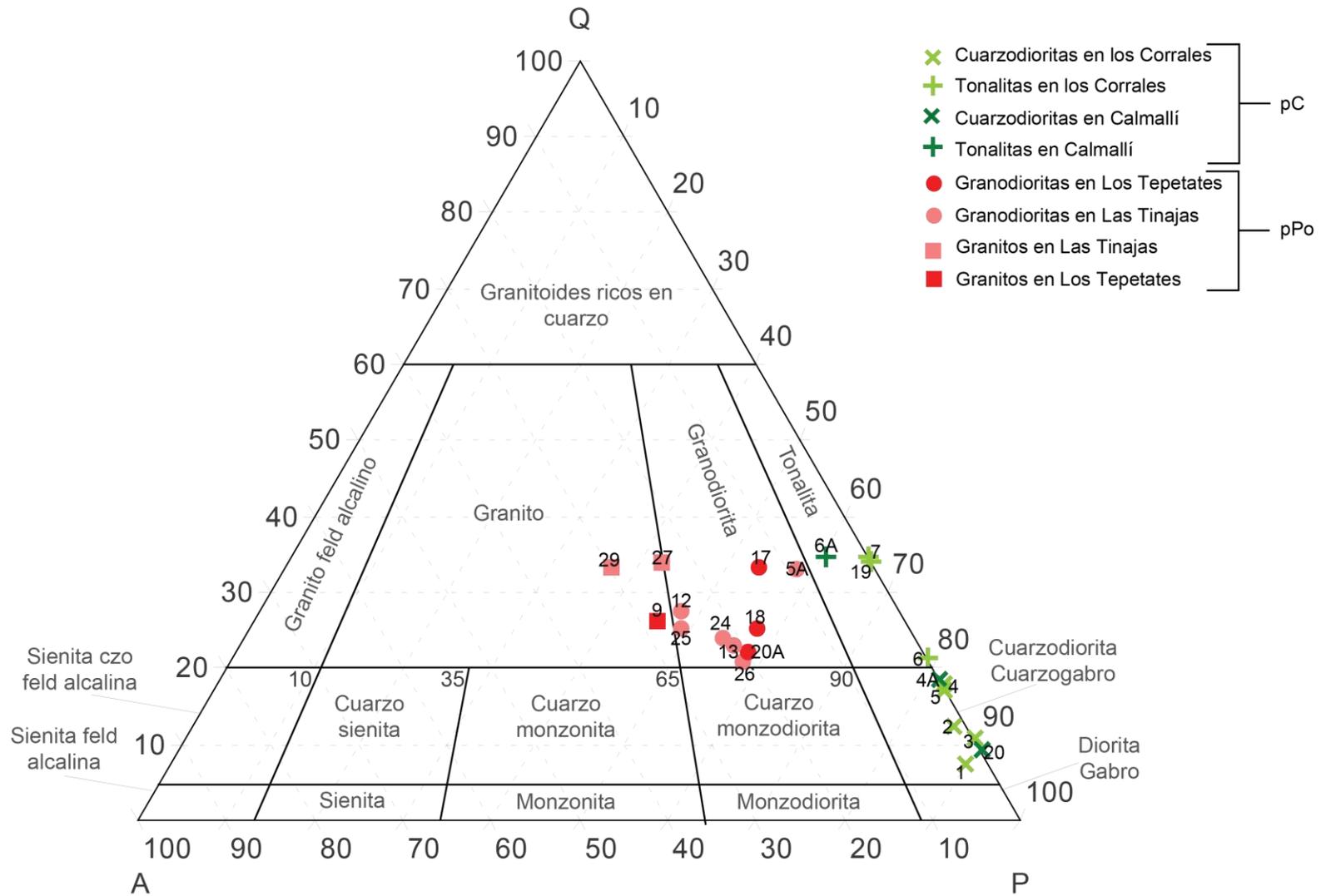


Figura 15. Diagrama de clasificación modal QAP(Le Maitre et al., 2002; basado en Streckeisen, 1976) para las rocas del plutón Calmallí (pC) y del plutón La Polea (pPo).

Tabla 4. Descripción petrográfica del plutón Calmallí. La ubicación está en coordenadas UTM, datum WGS84. Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): acc: minerales accesorios, and: andesina, ap: apatito, bt: biotita, chl: clorita, cpx: clinopiroxeno, ep: epidota, hbl: hornblenda, kfs: feldespato potásico, lb: labradorita, ol: oligoclasa, op: minerales opacos, pl: plagioclasa, qtz: cuarzo, ser: sericita, text: textura, ttn: titanita, tz: traza, zrn: zircón. Clasificación petrográfica IUGS* (Le Maitre et al., 2002). A': feldespatos alcalinos, P': plagioclasas, Q': cuarzo, I.C.: índice de color.

Muestra	Clave	Autor	Ubicación	Localidad	Moda (%)									Clasificación petrográfica IUGS*				Observaciones	
					qz	pl	kfs	cpx	hbl	bt	chl	op	acc	A'	P'	Q'	I.C.		
01-X-09	1	Avilez-Serrano	253645/3133916	Los Corrales	5	64	2	6	13	8	0	2	ttn	2.8	90.1	7.1	29	pl: and-lb. Textura inequigranular seriada	
02-X-09	2	Avilez-Serrano	253831/3133804		8	58	1	0	9	22	0	2	ttn	1.5	86.5	12	33	pl: and-lb. Textura inequigranular seriada	
03-X-09	3	Avilez-Serrano	252129/3133940		7	59	0	1	11	20	0	2	ap	0	89.4	10.6	34	pl: and-lb Evidencias de deformación en pl y bt	
4-II-14	4	Jaimes-Lugo	254310/3133967		8.3	39	0	2	26.7	0	18	0	ap	0	82.5	17.5	52.7	Presenta alteración hidrotermal. Alteraciones: ep en hbl. pl: and	
5-II-14	5	Jaimes-Lugo	254310/3133967		8.3	39	0	2	26.7	0	18	0	ap	0	82.5	17.5	52.7	Similar a 4-II-14. Es un dique en zona de cizalla.	
6-II-14	6	Jaimes-Lugo	254536/3135094	Vía a Los Tepetates	14	52	0	6	17	8.7	2.3	tz	ap	0	78.8	21.2	45.8	Alteraciones: chl en bt Pl: and-ol. Text. inequigranular seriada	
7-II-14	7	Jaimes-Lugo	254823/3133096		24	47	0	1	12	15	tz	1	zrn	0	65.7	34.3	29	pl: and. Foliación leve. Text. inequigranular de aspecto brechado	
19-II-14	19	Jaimes-Lugo	256145/3131510	Rancho Nuevo	25	49	0	0.4	16	8.8	0	0.8	zrn	0	66.3	3	4.7	26	pl: and-ol. Text. inequigranular.
20-II-14	20	Jaimes-Lugo	266040/3125180	Arroyo Calmallí	5	54	0	31	2.4	1	0	6.6	ap	0	91	9	41	pl: and-lb. Text. inequigranular..	
4-XI-15	4A	Jaimes-Lugo	264252/3128205	Santa Cruz	10	44.3	0	tz	27.3	tz	17	1.4	ap ttn	0	81.6	18.4	45.7	pl: ol-and Alteraciones: chl en hbl, ser en pl	
6-XI-15	6A	Jaimes-Lugo	264150/3130034		24.5	43.3	3.5	0	13.7	14	tz	1	ap ttn	4.9	60.7	34.4	32.2	pl: ol-and Alteraciones: chl en bt, ser en pl	

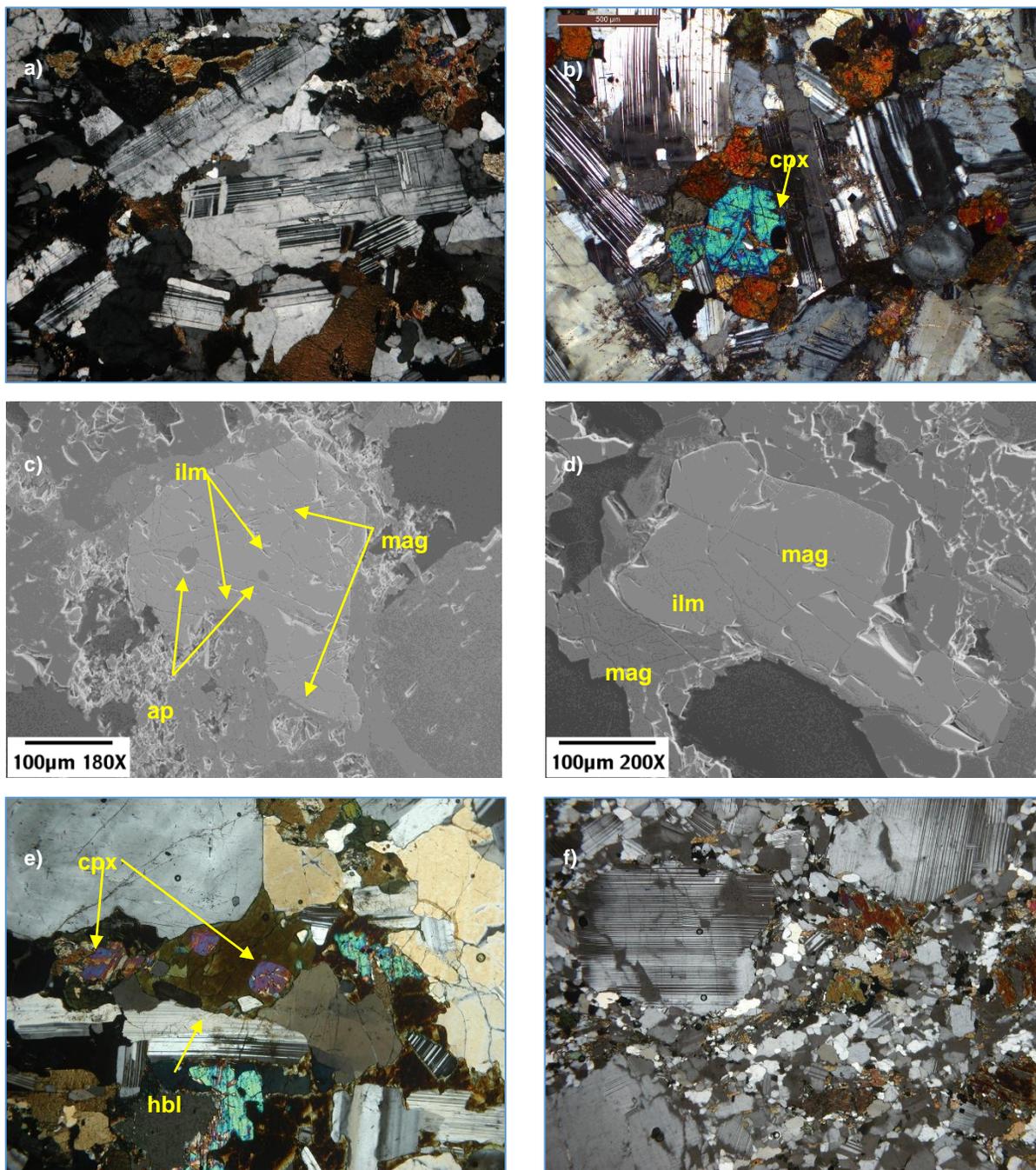


Figura 16. a) Textura inequigranular subhedral en la muestra 3-X-09 del rancho Los Corrales. Escala: 4X. b) Cristal euhedral de clinopiroxeno en la muestra 20-II-14 del arroyo Calmallí Viejo. Escala: 500 μm . c) Imagen del MEB de la muestra 1-X-09. Lamelas gruesas de exsolución de ilmenita e inclusiones de apatita en magnetita. d) Ilmenita entre dos cristales de magnetita mostrando una textura tipo *sandwich* en la misma muestra. e) Inclusiones de clinopiroxeno en hornblenda exhibiendo una textura simplectítica en la muestra 6-II-14 cerca del rancho Los Corrales. Escala: 10 X. f) Textura de aspecto brechado de la muestra 07-II-14 en el camino al rancho Los Tepetates. Escala: 4X. (Fotos c y d de Avilez-Serrano, 2012).

3.2.2. Plutón La Polea

Se designa con este nombre al intrusivo de composición granodiorítica y granítica que aflora principalmente al norte y este del núcleo máfico del plutón Calmallí (Contreras-López, 2016) y al este del área de estudio (Figura 13). Este tipo de rocas, que guardan afinidad litológica y geoquímica entre sí, se extienden de manera casi continua desde el arroyo San Sebastián hasta el rancho Las Lagunitas, ubicado 40 km al sureste. Si bien en las zonas visitadas durante este estudio no se observó el contacto entre ambos plutones, en la Figura 13 se propone un posible contacto, cubierto en su mayoría por rocas del Terciario, aluvión del Cuaternario o rocas encajonantes prebatolíticas.

En las cercanías del rancho Los Tepetates afloran granodioritas de biotita y hornblenda de grano medio (Figura 17 a), no magnéticas y con enclaves elongados de hasta 20 cm, paralelos a la foliación magmática. Es común encontrar planos de cizalla por emplazamiento perpendiculares a la foliación magmática.

En el camino hacia el Valle de Chapo afloran granodioritas de biotita, no magnéticas, de grano medio y, como en la zona anterior, con enclaves orientados de forma paralela a la foliación magmática (Figura 17 b). En esta zona se observan evidencias de deformación (planos de cizallas, estrías y fallas), probablemente relacionadas con el emplazamiento del plutón.

Al noreste, hacia la Las Tinajas, aflora granitos de biotita de grano grueso (Figura 17 c). A diferencia de las granodioritas, no contiene enclaves ni desarrolla planos de cizalla por emplazamiento. Lo cubre un conglomerado polimíctico posiblemente asociado al desarrollo del cercano Escarpe del Golfo durante el Plioceno (Gastil et al., 1975), el cual contiene fragmentos de anfibolitas, esquistos y gneises, rocas plutónicas y basaltos miocénicos en una matriz de carbonatos (Figura 17 d).

Se realizó la petrografía de 12 muestras (Tabla 5) las cuales, de acuerdo a su moda (Figura 15) corresponden a granodioritas de biotita (nueve muestras) y granitos de biotita (tres muestras). Es muy importante resaltar que tanto una granodiorita como un granito son de biotita-muscovita, lo que indica su afinidad con los plutones Tipo La Posta, característicos de la provincia este del CBP (Walawender et al., 1990).



Figura 17. a) Textura de la granodiorita en el rancho Los Tepetates. b) Afloramientos de granodiorita en el camino hacia el Valle de Chapo. c) Afloramientos de granito cerca de Las Tinajas. d) Conglomerado polimíctico cerca de Las Tinajas.

Tabla 5. Descripción petrográfica del plutón La Polea. La ubicación está en coordenadas UTM, datum WGS84. Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): acc: minerales accesorios, and: andesina, ap: apatito, bt: biotita, chl: clorita, ep: epidota, hbl: hornblenda, kfs: feldespato potásico, mc: microclino, ms: muscovita, ol: oligoclasa, op: minerales opacos, pl: plagioclasa, qtz: cuarzo, ser: sericita, text: textura, zrn: zircón. Clasificación petrográfica IUGS* (Le Maitre et al., 2002). A': feldespatos alcalinos, P': plagioclasas, Q': cuarzo, I.C.: índice de color.

Muestra	Clave	Autor	Ubicación	Localidad	Moda (%)								Clasificación petrográfica IUGS*				Observaciones	
					qz	pl	kfs	hbl	bt	ms	chl	op	acc	A'	P'	Q'		I.C.
09-X-09	9	Avilez-Serrano	252579/3140395	San Sebastián	21.6	39	23.4	7.8	8.2	0	tz	tz	ap zrn	27.9	46.4	25.7	16	pl:ol-and Mirmequitas, maclado de mc incipiente
20-X-09	20A	Avilez-Serrano	255867/3137750	Los Tepetates	16.4	43	14.4	12	14.2	0	tz	tz	ap zrn	19.6	58.3	22.2	26.2	pl: ol-and Alteraciones: chl en bt, ser en pl, ep en hbl
17-II-14	17	Jaimés-Lugo	255310/3137251		24.6	39.6	9.8	11	13.2	0	0	1.8	ap ttn	13.2	53.5	33.3	26	pl: ol-and Mirmequitas
18-II-14	18	Jaimés-Lugo	255712/3137413		19.4	44.6	12.8	9.2	14	0	tz	tz	ap zrn	16.6	58.1	25.3	23.2	pl: ol. Mirmequitas Alteraciones: chl en bt.
24-II-14	24	Jaimés-Lugo	266246/3127882	Valle de Chapo	20.6	47.9	18.9	0	11.5	0.8	tz	tz	ap zrn	21.5	54.6	23.9	12.3	pl: and. Mirmequitas Alteraciones: ser en pl, chl+op en bt.
25-II-14	25	Jaimés-Lugo	265062/3131764		20.6	40.6	21.6	7	15.8	0	tz	tz	ap zrn	26.1	49	24.9	17.2	pl: ol-and Alteraciones: ser en pl, chl en hbl
26-II-14	26	Jaimés-Lugo	265161/3132018		19.6	55.4	19.6	0	5.2	tz	tz	0.2	rt zrn	20.7	58.6	20.7	5.4	pl: and. Es un dique con alteración hidrotermal.
27-II-14	27	Jaimés-Lugo	265511/3133607	Las Tinajas	31	39.5	22	0	7.5	tz	tz	tz	ap zrn	23.8	42.7	33.5	7.5	Mirmequitas y pertitas Alteraciones: ser en pl, chl en bt. pl: ol-and.
29-II-14	29	Jaimés-Lugo	266546/3133605		30.5	34.5	28.3	tz	4.8	1	0	1	ap zrn	30.3	37	32.7	6.78	Pl: ol-and Mirmequitas y pertitas
12-III-15	12	Jaimés-Lugo	266190/3128994	Valle de Chapo	25	45	23.7	0	6.3	tz	tz	tz	zrn ttn	26.7	48	25.3	6.3	Pl: ol-and. Mirmequitas Alteraciones: chl en bt, ser+qtz en pl
5-XI-15	5A	Jaimés-Lugo	264316/3128774		29.7	520	8.3	0	10	0	tz	tz	ap zrn	9.2	57.7	33	10	Pl: ol-and. Mirmequitas Alteraciones: chl en bt, ser+qtz en pl
13-III-15	13	Jaimés-Lugo	266225/3130032		19.3	47.5	17.7	5.7	9.5	0	tz	0.3	zrn ap	21	56.2	22.8	15.5	Pl: ol-and. Mirmequitas Alt: chl en bt, ser+qtz en pl, ep en hbl

Las granodioritas presentan una textura inequigranular con una relación subhedral entre cristales (MacKenzie et al., 1982). Las plagioclasas, en su mayoría zonadas, exhiben alteración selectiva en sus núcleos. Las rocas que afloran cerca del rancho Los Tepetates, en la parte oeste del área de estudio, presentan un mayor contenido de hornblenda que las que afloran en la parte este. Dichos cristales son euhedrales presentan fracturas (Figura 18 a). Algunos cristales están alterando a biotita y epidota.

En las muestras colectadas en el camino hacia el valle de Chapo, ubicado hacia el este, se observan evidencias de deformación (maclas deformadas en plagioclasas) y de alteración hidrotermal (biotita parcial o totalmente cloritizada y asociada a óxidos de hierro). La presencia de muscovita en algunas de estas muestras (Figura 18 b), sugiere que esta se pudo haber formado en equilibrio con el líquido, a una presión superior a 3.5 kb, o haber cristalizado en estado sólido a cualquier presión o temperatura por debajo de la curva de estabilidad de la muscovita, que se intersecta con la curva de fusión del magmas graníticos (peraluminosos) aproximadamente a 3.5 kb y 700° C (Deer et al., 1992)

Los granitos poseen una textura fanerítica, con una relación subhedral a anhedral entre los cristales (MacKenzie et al., 1982). Las plagioclasas, en su mayoría zonadas, presentan alteración selectiva en sus núcleos. En algunas muestras, el feldespato potásico es forma oikocristales con inclusiones de plagioclasa y biotita generando una textura de aspecto poiquilítico (Figura 18 c). En otras, se observa un maclado enrejado incipiente (Figura 18 d), característico de la microclina. La biotita está levemente cloritizada. Estas rocas también contienen muscovita primaria.

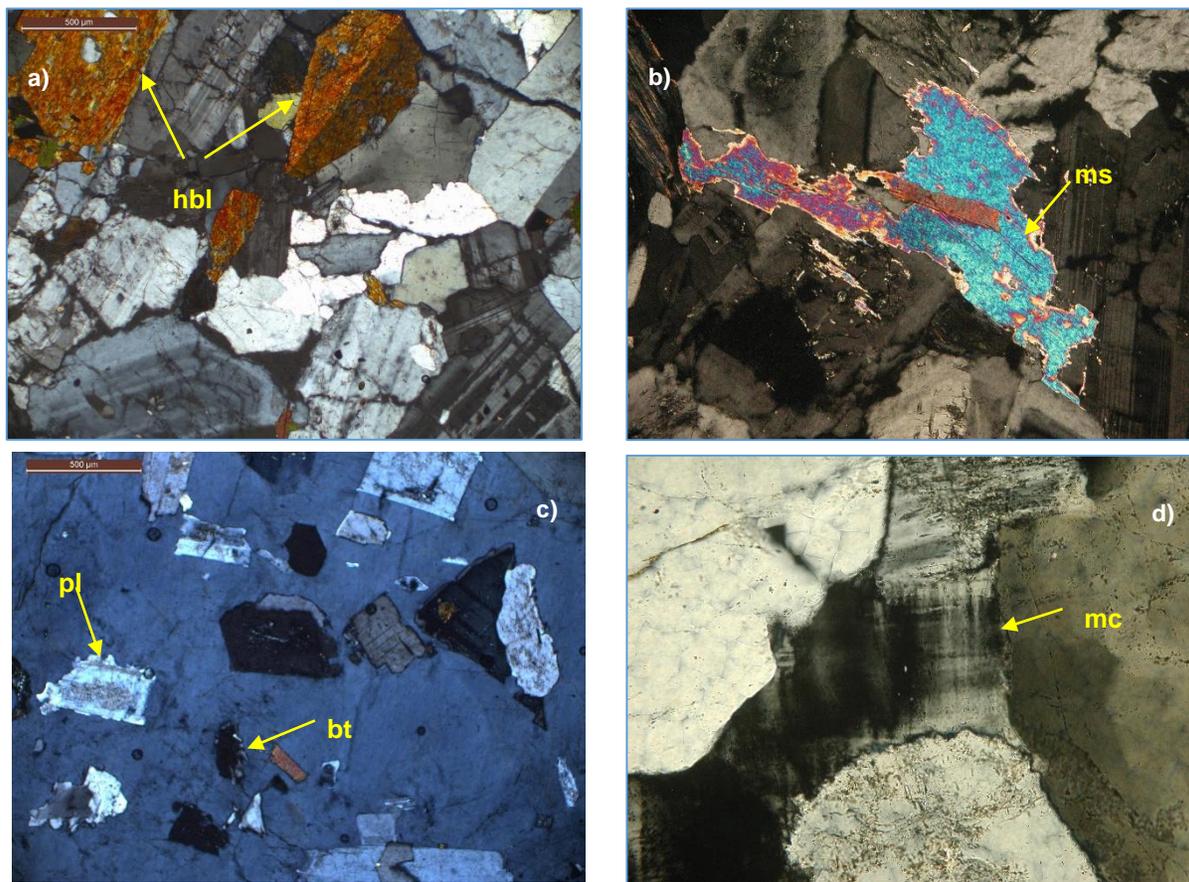


Figura 18. a) Muestra 17-II-14 de granodiorita de hornblenda de la zona del rancho Los Tepetates. Escala: 500 μ m. b) Muestra 24-II-14 de granodiorita con muscovita primaria en el camino al Valle El Chapo. Escala: 10X. c) Muestra 29-II-1: Oikocristal de feldespato potásico en granito de dos micas, en una textura de aspecto poiquilítico. La flecha muestra los bordes irregulares que muestran una posible corrosión en cristales de plagioclasa y biotita. Escala: 500 μ m. d) Muestra 09-X-09: maclado en enrejado característico de la microclina en granito del arroyo San Sebastián. Escala: 20 X.

Es común observar texturas mirmequíticas entre las plagioclasas y el feldespato potásico (Figura 19 a y b). Best (2003) menciona que las mirmequitas son una textura característica de los granitos subsolvus, los cuales contienen dos feldespatos discretos, una plagioclasa sódica y un feldespato potásico, que coprecipitan del fundido bajo condiciones de elevada presión de agua (>2.5 kbar) (Jackson y Bates, 1997). Estos suelen estar acompañado por minerales máficos hidratados, como anfíboles y biotita. Castle y Lindsley (1993, en Best, 2003) indican que las mirmequitas se generan por la separación de plagioclasa con contenido de potasio, bajo un estado subsólido, en un sistema ternario de feldespato abierto a sílice en exceso.

Se realizó el análisis de óxidos de Fe-Ti a la muestra 29-II-14 en seis cristales, de cuales cinco son cristales de magnetita sin inclusiones o exsoluciones presentes. En la Figura 19 c se observa uno de estos cristales de magnetita (98 % FeO_t, 0.5% V₂O₅, 0.4% Mn₂O₇, 0.1% TiO₂). La Figura 19 d corresponde a un cristal de magnetita (98% FeO_t, 0.4% TiO₂, 0.2% Mn₂O₇). Este exhibe una textura compuesta (Haggerty, 1991) con una inclusión euhedral de ilmenita (46.32% TiO₂, 31.12% FeO_t, 21.83% Mn₂O₇). En esta inclusión se observan lamelas de exsolución de ferro-ilmenita (51.52% TiO₂; 46.87% FeO_t, 0.66% Mn₂O₇).

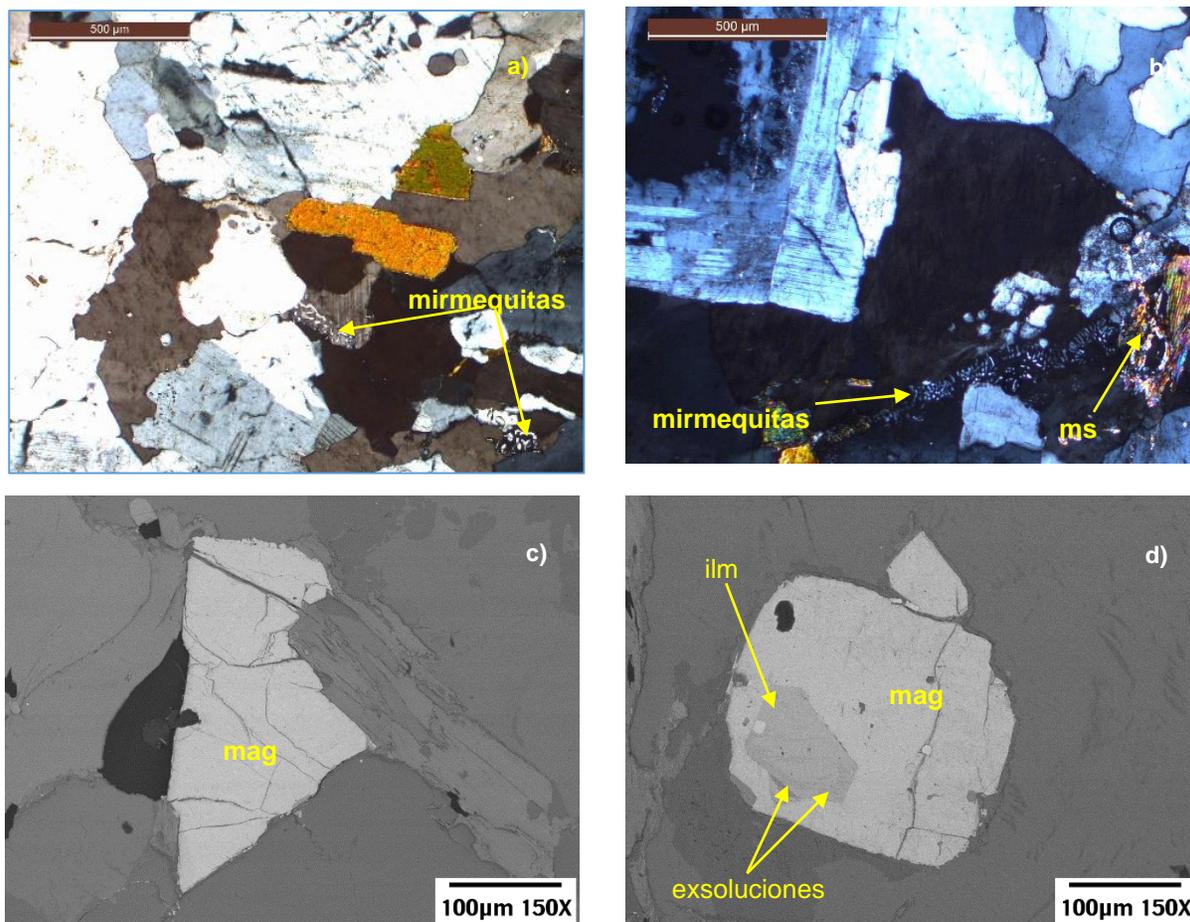


Figura 19. a) Muestra 27-II-14 de granito en donde se desarrollan mirmekitas en plagioclasa (oligoclasa-andesina) de Las Tinajas. Escala: 500 μm. b) Muestra 29-II-14 de granito con mirmekitas en plagioclasa y cristal de muscovita. Escala: 500 μm. c) Imagen del MEB de la muestra 29-II-14. Cristal de magnetita. d) La misma muestra 29-II-14: Cristal de magnetita con inclusión de ilmenita. En esta inclusión se observan lamelas de exsolución de ferro-ilmenita.

5. Geoquímica

La composición de un magma está determinada por el tipo y el grado de fusión de la roca fuente. Dicha composición puede cambiar gradualmente debido a los procesos que ocurren en la cámara magmática, antes y durante el emplazamiento (Rollinson, 1993). De acuerdo con Wilson (1989), el análisis geoquímico de las rocas permite entender los procesos geológicos involucrados en la petrogénesis del magma primario y durante su diferenciación.

En la zona de estudio se realizó el análisis químico en roca total de 10 muestras del plutón Calmallí (pC) y ocho del plutón La Polea (pPo). La ubicación y clasificación petrográfica de las mismas se pueden consultar en la figuras 20 y 21, así como en la Tabla 6. Este análisis se realizó con la finalidad de buscar relaciones genéticas entre ellas y con las rocas cercanas pertenecientes al plutón Calmallí, estudiadas por Caballero-Ramírez (2014) y Contreras-López (2016). Para ello se elaboraron diagramas de clasificación geoquímica, diagramas de variación, diagramas de tierras raras y de discriminación tectónica.

Tabla 6. Muestras con análisis geoquímicos de los plutones Calmallí (en verde) y La Polea (en rosa). Ubicación en coordenadas UTM, datum WGS84. *Clasificación IUGS Le Maitre et al. (2002).

Muestra	Abreviatura	Ubicación	Clasificación petrográfica IUGS*	Plutón	Localidad
1-X-09	1	253645/3133916	Cuarzodiorita de hornblenda y biotita	Calmallí	Los Corrales
2-X-09	2	253831/3133804	Cuarzodiorita de biotita y hornblenda	Calmallí	Los Corrales
3-X-09	3	252129/3133940	Cuarzodiorita de biotita y hornblenda	Calmallí	Los Corrales
4-II-14	4	254310/3133967	Cuarzodiorita de hornblenda y biotita	Calmallí	Los Corrales
6-II-14	6	254536/3135094	Tonalita de hornblenda y biotita	Calmallí	Los Corrales. Vía al r. Los Tepetates
7-II-14	7	254823/3133096	Tonalita de biotita y hornblenda	Calmallí	Los Corrales. Vía al r. Los Tepetates
17-II-14	17	255310/3137251	Granodiorita de biotita y hornblenda	La Polea	Los Tepetates
18-II-14	18	255712/3137413	Granodiorita de biotita y hornblenda	La Polea	Los Tepetates
19-II-14	19	256145/3131510	Tonalita de hornblenda y biotita	Calmallí	Los Corrales. Rancho Nuevo.
20-II-14	20	266040/3125180	Cuarzodiorita de clinopiroxeno y hornblenda	Calmallí	Arroyo Calmallí
24-II-14	24	266246/3127882	Granodiorita de biotita y muscovita	La Polea	Las Tinajas. Valle de Chapo
25-II-14	25	265062/3131764	Granodiorita de biotita y hornblenda	La Polea	Las Tinajas. Valle de Chapo
26-II-14	26	265161/3132018	Granodiorita de biotita y muscovita	La Polea	Las Tinajas. Valle de Chapo
27-II-14	27	265511/3133607	Granito de biotita y muscovita	La Polea	Las Tinajas
29-II-14	29	266546/3133605	Granito de biotita y muscovita	La Polea	Las Tinajas
4-XI-15	4A	264252/3128205	Cuarzodiorita de hornblenda y biotita	Calmallí	Arroyo Calmallí. Santa Cruz
5-XI-15	5A	264316/3128774	Granodiorita de biotita	La Polea	Arroyo Calmallí. Santa Cruz
6-XI-15	6A	264150/3130034	Tonalita de biotita y hornblenda	Calmallí	Arroyo Calmallí. Santa Cruz

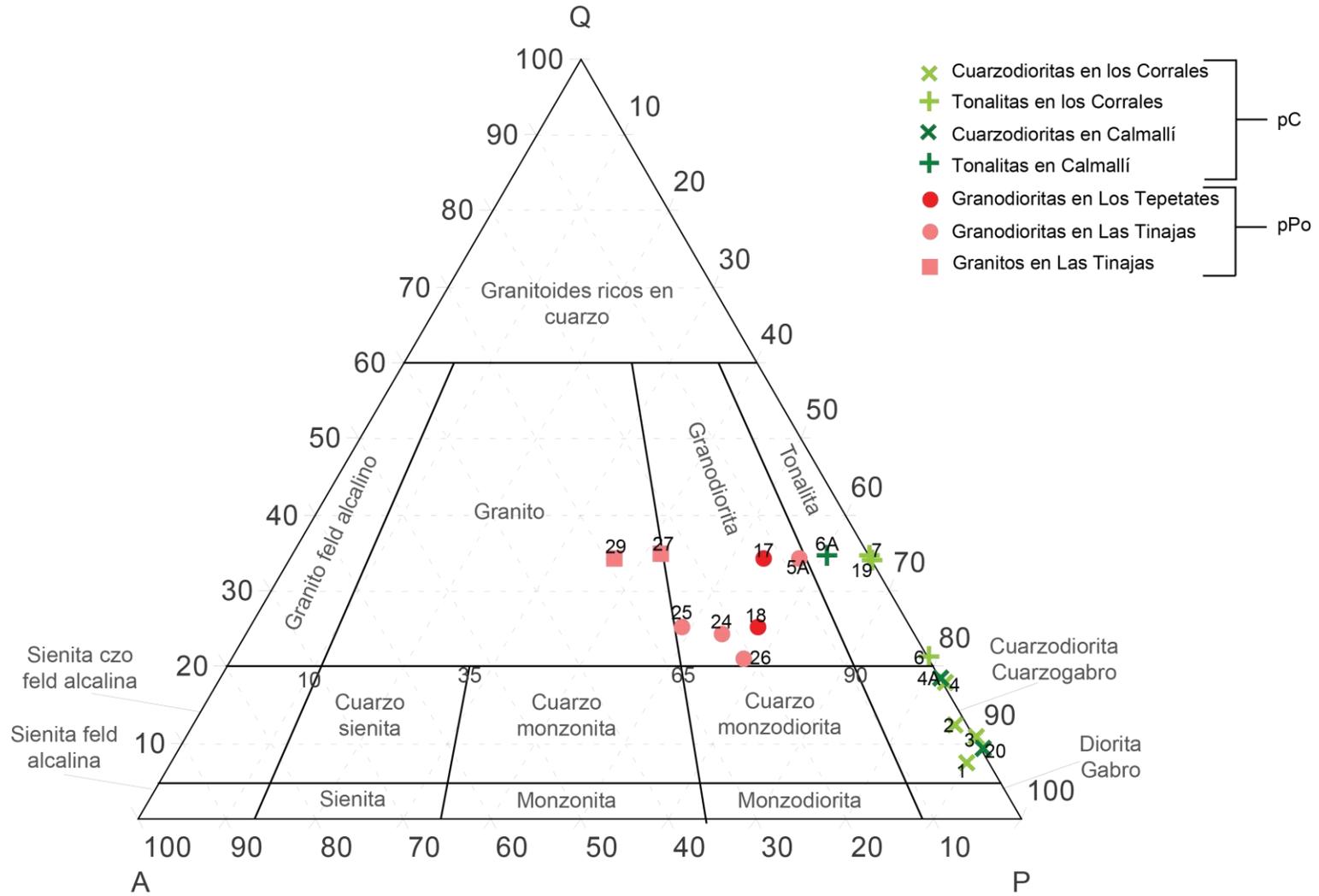


Figura 20. Diagrama de clasificación modal QAP de muestras del pC y el pPo que tienen análisis químico (Le Maitre et al., 2002; basado en Streckeisen, 1976).

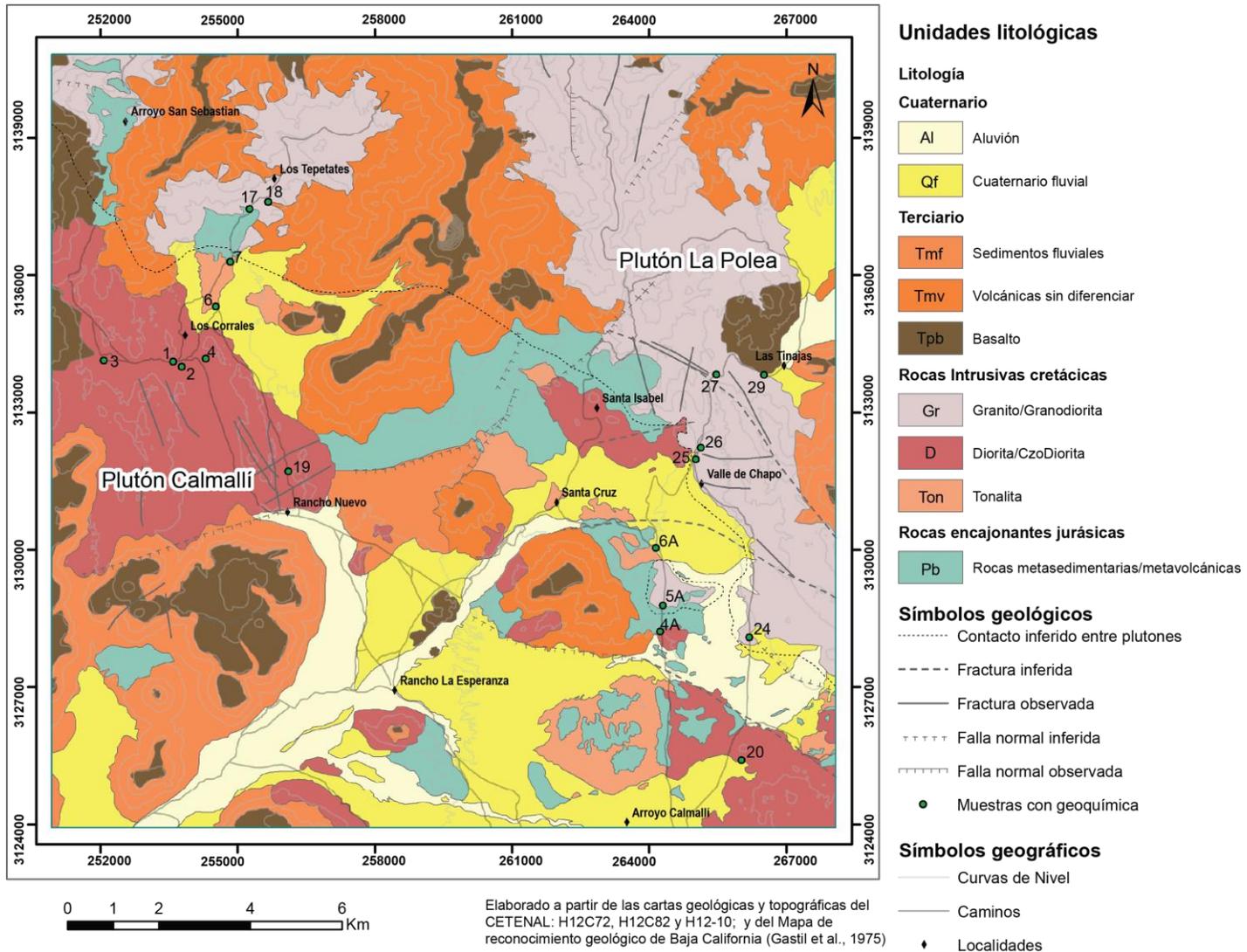


Figura 21. Mapa geológico de la zona de estudio con la ubicación de las muestras con análisis geoquímico.

5.1. Clasificación geoquímica

La Figura 22 corresponde al diagrama de clasificación geoquímico Álcalis Total vs Sílice (TAS) (Le Maitre et al., 1989) con la división entre las series magmáticas sub-alcalina y alcalina propuesta por Miyashiro (1978, en Gill, 2010). Se observa que todas las muestras grafican en el campo de magmas sub-alcalinos. Geoquímicamente las muestras del pC son dioritas y tonalitas, mientras que las del pPo son granodioritas y granitos.

Existe una buena correlación entre las clasificaciones petrográfica (QAP) y geoquímica (TAS), aunque presenta algunas diferencias: La muestra 4A, que corresponde petrográficamente a una cuarzodiorita de hornblenda, está enriquecida en álcalis, por lo que grafica en el campo de la sienodiorita; la muestra 6A corresponde a una tonalita de biotita, está enriquecida en sílice y grafica en el campo de la granodiorita. Estas muestras pertenecen a una zona de borde entre ambos plutones, en donde además se observan colgantes y xenolitos de roca encajonante, por lo que probablemente dicho comportamiento se debe a las interacciones entre los plutones y con la roca encajonante.

Según Gill (2010), la correlación entre la mineralogía y la composición química no es perfecta y es común que se presenten diferencias entre los nombres de ambas clasificaciones. Por ello recomienda que el nombre de la roca debe ser el del criterio petrográfico siempre que sea posible. Por su parte, Frost et al. (2001) mencionan que una desventaja de la clasificación petrográfica y de la clasificación TAS, es que no se toma en cuenta la presencia o ausencia de fases menores, tales como la muscovita, que tiene importantes implicaciones petrológicas. Es por ello que se deben usar diagramas adicionales para reforzar la clasificación de las rocas.

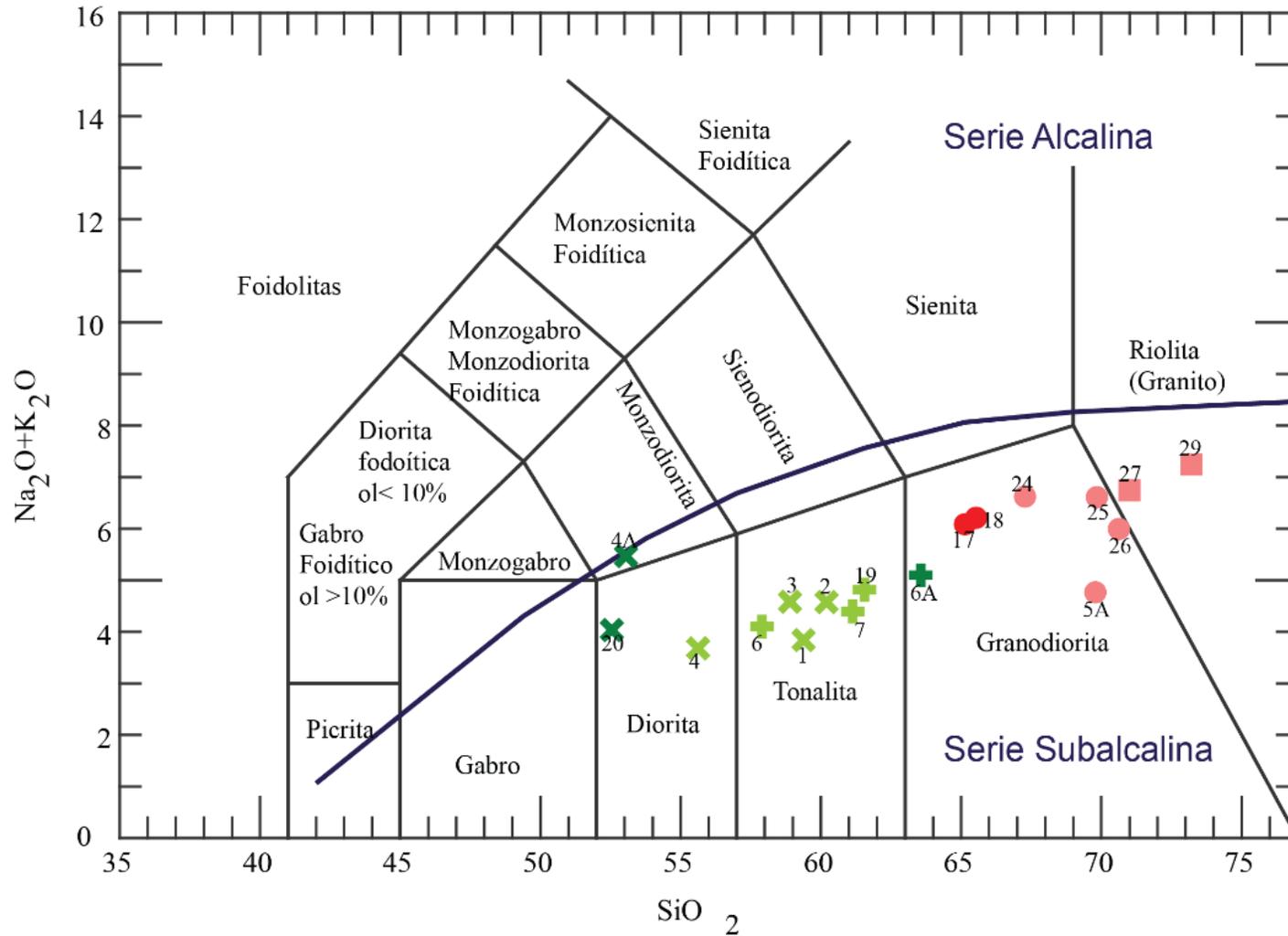


Figura 22. Diagrama de clasificación Álcis Total vs Sílice (TAS) (Le Maitre *et al.*, 1989). La línea azul marca la división entre las series subalcalina y alcalina propuesta por Miyashiro (1978, en Gill, 2010).

El diagrama AMF (Irvine y Baragar, 1971) se utiliza para distinguir entre las tendencias toleítica y calco-alcalina, dentro de los magmas sub-alcálicos. En la Figura 23 se observa que las muestras de ambos plutones caen en el campo de magmas calco-alcálicos, aunque forman dos grupos bien diferenciados. Las muestras del pC son más pobres en álcalis, mientras que las del pPo derivan de la extracción de MgO y FeO*. La muestra 5A grafica en el campo de magmas toleíticos debido a un empobrecimiento relativo de Mg, según se observa en el bajo valor de Mg # comparado con el resto de las muestras del pPo (Tabla 7).

El diagrama K₂O vs SiO₂ (Peccerillo y Taylor, 1976; en Rollinson, 1993) también se utiliza para ver las tendencias entre la serie sub-alcálica. Le Maitre *et al.* (1989) proponen subdividir las rocas subalcálicas en: pobres en potasio (serie toleítica de arco), potasio intermedio (serie calcoalcalina) y ricas en potasio (serie calcoalcalina con potasio alto). En la Figura 24 se observa que prácticamente todas las muestras de ambos plutones grafican en el campo de la serie calcoalcalina con niveles intermedios de potasio. La muestra 4A, que petrográficamente corresponde a una cuarzodiorita del pC, está enriquecida en K₂O con respecto a la sílice que, a su vez es tan baja que grafica en el campo del gabro rico en potasio. Mineralógicamente no se observa alguna diferencia significativa con respecto a las demás muestras del pC. Por otro lado, la muestra 5A del pPo, que corresponde a una granodiorita, está empobrecida en K₂O con respecto a la sílice. Es importante tomar en cuenta que las muestras 4A y 5A son cuerpos muy cercanos a la zona de borde entre los plutones pC y pPo, por lo que es probable que exista cierta alteración en los elementos móviles.

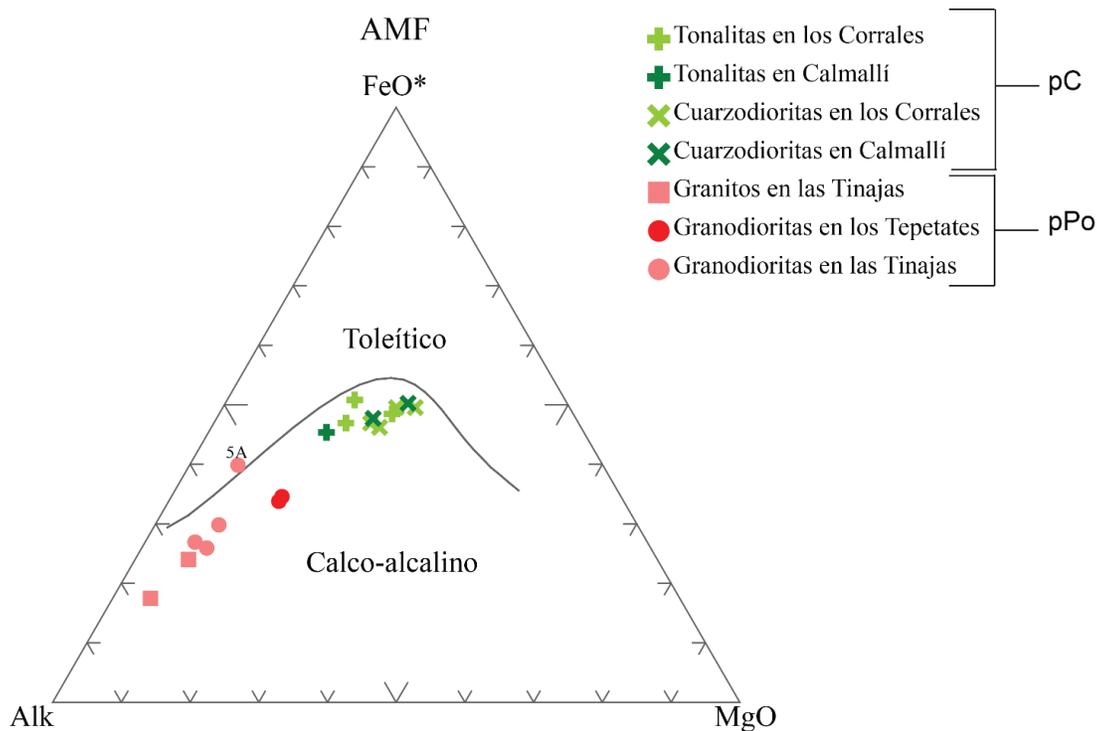


Figura 23. Diagrama AMF (Alk = Na₂O + K₂O, FeO*=FeO+Fe₂O₃*0.8999, M = MgO) de Irvine y Baragar (1971).

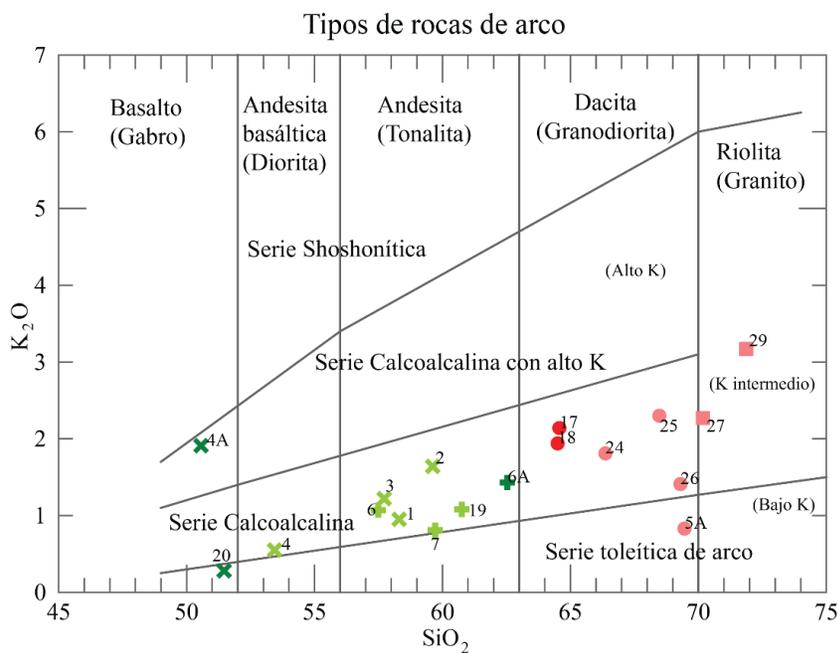


Figura 24. Diagrama K₂O vs SiO₂, de Peccerillo y Taylor (1976) con las divisiones propuestas por Le Maitre et al. (1989).

Tabla 7. Composición química de elementos mayores y minerales normativos para las muestras de los plutones Calmallí (pC) (en verde) y la Polea (pPo) (en rosado). Las propiedades físicas y minerales normativos se calcularon con el programa CIPW Norm Plus de IGPET (2012). Abreviatura de minerales normativos (Whitney y Evans, 2010): ab: albita, an: anortita, ap:apatito, crn:corindón, di: diópsido, hem: hematita, hyp: hypersteno, ilm: ilmenita, mag: magnetita, or: ortosa, qz: cuarzo; rt: rutilo. Propiedades físicas: ρ : densidad (Bottinga and Weill, 1970); $Mg\# = 100 * (MgO/40.32) / (MgO/40.32) + (FeO/71.85)$ (Roeder and Emslie, 1970, en Gill, 2010), Índice de diferenciación (ID)= $Qz+Or+Ab+Nph+Kls+Lct$ normativos (Thorton y Tuttle, 1960).

Muestra	1	2	3	4	6	7	19	20	4A	6A	17	18	24	25	26	27	29	5A
Plutón	pC	pPo																
<i>Óxidos mayores</i>																		
SiO ₂	58.31	59.62	57.72	53.44	57.5	59.72	60.76	51.47	50.57	62.54	64.57	64.5	66.37	68.48	69.3	70.18	71.87	69.46
Al ₂ O ₃	15.9	16	16.41	17.37	17.67	16.39	16.51	19.03	18.08	15.79	16.81	16.33	17.29	15.82	15.96	15.43	14.57	15.83
FeO Total	8.23	7.81	7.86	8.65	8.31	7.91	7.31	9.52	9.36	6.74	4.69	4.57	3.55	2.89	2.67	2.6	1.79	3.95
MnO	0.134	0.119	0.131	0.127	0.129	0.144	0.125	0.159	0.152	0.142	0.075	0.067	0.034	0.053	0.032	0.043	0.03	0.039
MgO	3.78	3.42	3.75	4.41	3.89	2.6	2.7	4.54	4.03	2.3	1.97	1.95	1	0.95	0.65	0.76	0.51	0.63
CaO	7.96	7.34	7.39	8.41	7.63	6.52	6.44	9.09	7.58	5.72	4.51	4.51	3.52	3.1	3.41	2.95	2.19	4.82
Na ₂ O	2.82	2.89	3.27	2.98	3	3.48	3.67	3.67	3.3	3.58	3.89	4.17	4.72	4.18	4.47	4.39	3.94	3.91
K ₂ O	0.95	1.64	1.22	0.55	1.07	0.81	1.08	0.28	1.91	1.43	2.14	1.94	1.81	2.3	1.41	2.27	3.17	0.83
TiO ₂	0.806	0.811	0.865	0.85	0.797	0.742	0.694	0.934	1.084	0.683	0.654	0.652	0.489	0.4	0.382	0.353	0.206	0.354
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.16	0.15	0.13	0.16	0.14	0.2	0.19	0.13	0.28	0.18	0.21	0.16	0.1	0.11	0.07	0.09
LOI	-0.02	0.15	0.37	1.64	0.56	0.97	0.83	1.41	2.36	0.38	0.68	1.06	1.24	0.59	1.23	0.85	0.38	0.29
Total	99	99.95	99.16	98.58	100.7	98.88	98.92	98.18	98.63	99.44	100.3	99.69	98.83	98.93	99.61	99.06	98.73	100.2
<i>CIPW</i>																		
qz	14.46	14.6	11.71	8.03	11.43	16.27	15.53	1.41	0.51	18.74	19.91	19.22	21.99	26.3	28.32	27.08	29.94	30.04
or	5.78	9.88	7.39	3.39	6.4	4.95	6.51	1.68	11.83	8.66	12.79	11.65	10.82	13.9	8.52	13.61	19.18	4.98
ab	26.06	26.47	30.11	27.95	27.29	32.3	33.6	33.55	31.06	32.96	35.33	38.7	42.88	38.39	14.03	39.99	36.23	35.69
an	28.74	26.36	27.18	33.84	32.01	27.61	25.89	35.26	30.28	23.38	20.78	20.45	16.28	14.66	16.63	14.12	10.66	23.58
crn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.62	0	1.84	1.34	1.25	0.72	0.94	0
di	8.83	7.77	7.48	6.98	4.39	3.8	4.61	7.47	6.28	3.89	0	0.89	0	0	0	0	0	0.11
hyp	12.22	10.96	12	15.67	14.63	11.24	10.25	16.3	15.22	8.78	6.79	6.13	2.94	2.68	1.83	2.13	1.44	2.95
mag	2.49	2.46	2.54	2.57	2.44	2.42	2.33	2.59	2.83	2.34	2.27	2.29	2.1	1.38	0.95	0.93	0	1.97
ilm	1.16	1.15	1.24	1.24	1.13	1.07	0.98	1.32	1.58	0.97	0.92	0.92	0.69	0.57	0.54	0.49	0.16	0.5
hem	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.43	0.71	0.69	1.22	0
ap	0.28	0.34	0.34	0.33	0.28	0.35	0.3	0.43	0.42	0.28	0.59	0.38	0.44	0.34	0.21	0.23	0.15	0.1
rt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.07	0
<i>Prop. Físicas</i>																		
ID	1.91	3.34	2.46	0.11	2.05	3.75	4.13	-0.98	1.62	5.46	7.43	7.26	8.73	9.79	9.14	10.25	11.96	7.69
Mg#	51.4	50.4	52.7	53.9	51.8	43.1	46.2	52	49.7	44.7	51.9	52.5	43.7	49.2	42.7	47.4	52	29.2
% An	52.45	49.9	47.44	54.77	53.98	16.09	43.52	51.24	49.36	41.49	37.04	34.95	27.52	27.64	28.84	26.1	22.73	39.78
ρ roca	2.83	2.83	2.81	2.79	2.85	2.77	2.79	2.86	2.77	2.75	2.72	2.69	2.67	2.63	2.63	2.63	2.59	2.69
ρ líquido	2.56	2.54	2.55	2.6	2.56	2.53	2.52	2.63	2.61	2.49	2.45	2.44	2.41	2.39	2.39	2.39	2.35	2.41

Se utilizaron los diagramas de clasificación geoquímica de Frost et al. (2001) los cuales se basan exclusivamente en la química de elementos mayores, como el diagrama de Fe^*/SiO_2 , el Índice modificado de álcalis-calcio (Modified alkali-lime index, MALI) y el Índice de saturación de Aluminio (Aluminum saturation index, ASI).

El diagrama Fe^*/SiO_2 [$FeO^t / (FeO^t+MgO)$] de Frost et al. (2001) provee información acerca del comportamiento del FeO durante la historia de diferenciación de un magma y se basa en la clasificación propuesta por Miyashiro (1970) quien, al analizar la relación de Fe^*/SiO_2 , distingue las tendencias entre los magmas toleíticos que se enriquecen en hierro y los calco-alcálicos que se enriquecen en sílice con un ligero enriquecimiento de FeO con relación al MgO. Debido a que el valor de Fe^* no guarda relación con la alcalinidad de la roca, Frost et al. (2001) proponen los términos 'ferroano' y 'magnesiano' para describir cada grupo.

En el Cinturón Batolítico Peninsular son abundantes los granitoides ricos en hornblenda y biotita, muchos de los cuales tienen características de los granitoides tipo I. En la parte central, y principalmente en la oriental del cinturón, afloran granitos de biotita-muscovita y granitos de granate-silimanita cuyas características son afines a los granitoides tipo S (Todd y Shaw, 1985).

De acuerdo con el diagrama Fe^*/SiO_2 ($FeO^t / (FeO^t+MgO)$) de la Figura 25, la mayoría de las muestras del pC grafican en el campo de los granitoides Tipo I, definido por las rocas del Cinturón de Pliegues de Lachan, Australia, mientras que las muestras del pPo lo hacen en el campo de los granitoides tipo S. En la misma figura se puede ver que tanto las rocas del pC como del pPo son granitoides magnesianos, con excepción de la muestra 5A, y entran en el campo de granitoides cordilleranos.

En el diagrama del índice modificado de álcalis-calcio ($Na_2O + K_2O - CaO$; Modified alkali-lime index, MALI), basado en la clasificación álcalis-calcio de Peacock (1931, en Frost et al. (2001), se distinguen los campos cálcico, calcoalcalino, alcalino-cálcico y alcalino, conforme aumenta el valor de MALI con respecto a la sílice.

En la Figura 26 se observa que salvo la muestra 4A, todas las muestras del pC son cálcicas, mientras que aquellas del pPo grafican en el límite cálcico-calcoalcalino. Esto se debe a que las rocas del pPo contienen minerales que contribuyen a producir rocas con altos valores de MALI, como feldespatos potásicos y plagioclasa sódica (Frost y Frost, 2008), mientras que las del pC están compuestas por minerales con bajos valores de MALI.

Asimismo las rocas de ambos plutones grafican en el campo de los granitoides cordilleranos, excepto la muestra 5A, que presenta un alto contenido de sílice en relación con el parámetro MALI, y se observa una mejor correlación con los campos definidos para los granitoides Tipo I y Tipo S. Las rocas del pC se ubican en el campo de los granitoides Tipo I, salvo la muestra 4A, la cual está enriquecida en álcalis, mientras que las del pPo entran en el campo de los granitoides Tipo S, salvo la muestra 5A, que en este diagrama sería de Tipo I.

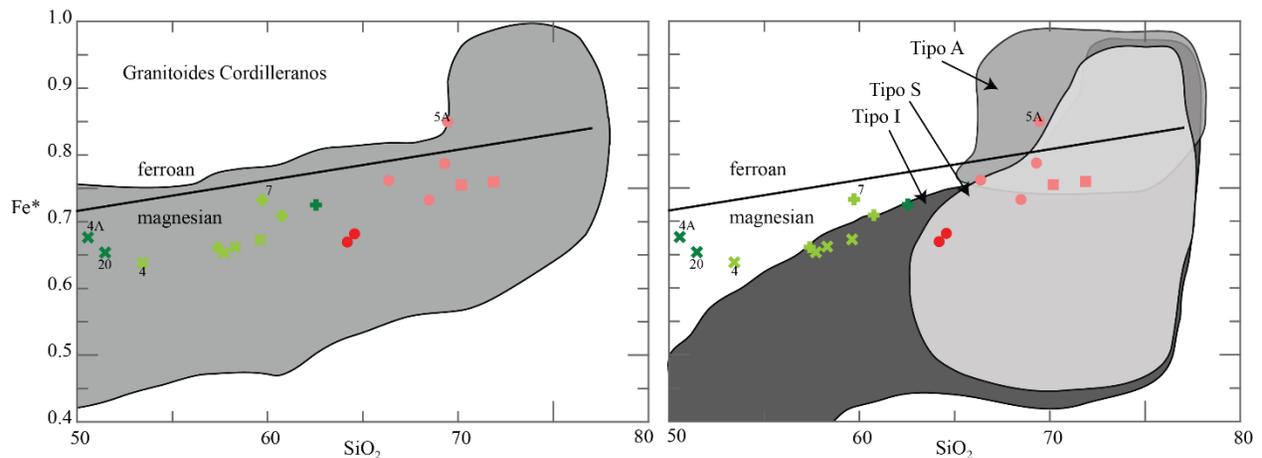


Figura 25. Diagrama Fe^*/SiO_2 (Frost et al., 2001). a) El campo sombreado corresponde al rango composicional de las rocas del Batolito Mesozoico Cordillerano de Norteamérica. b) El campo sombreado muestra el rango composicional de las rocas del orógeno Lachan, en el este de Australia. $Fe^* = FeO^{tot} / (FeO^{tot} + MgO)$.

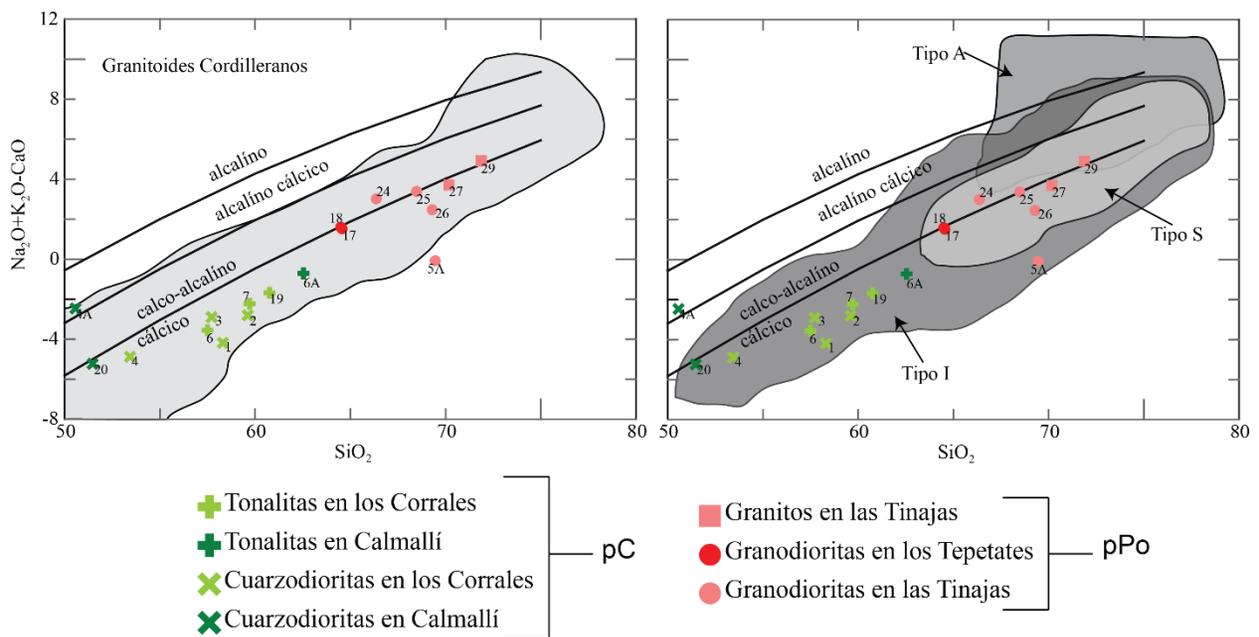


Figura 26. Índice modificado de álcalis-calcio (Modified alkali-lime index, MALI; Frost et al., 2001). a) El campo sombreado corresponde al rango composicional de las rocas del Batolito Mesozoico Cordillerano de Norteamérica. b) El campo sombreado muestra el rango composicional de rocas del orógeno Lachan, en el este de Australia.

La Figura 27 muestra el diagrama ASI, utilizado para discriminar entre granitos peraluminosos, metaluminosos y peralcalinos, en donde se puede observar que todas las rocas del pC son metaluminosas mientras que las del pPo tienden a ser peraluminosas.

Según Frost et al. (2001) los granitos peraluminosos poseen corindón normativo, al contener más aluminio del que pueden acomodar en los feldespatos y presentan una fase rica en aluminio. En la Tabla 7 se puede ver que la mayoría de muestras del pPo tienen corindón en la norma. Además, dos de las muestras (24 y 29) contienen muscovita la cual correspondería a la fase rica en aluminio que debe estar presente en este tipo de granitos. En el caso de los granitos metaluminosos, estos se caracterizan por contener biotita, además de hornblenda y/o augita, tal y como ocurre con las muestras del pC.

Sobre la relación $Al_2O_3 / (MgO+FeO_t)$ molar vs. $CaO / (MgO+FeO_t)$ molar de la Figura 28, Altherr *et al.* (2000) mencionan que las diferencias composicionales de los magmas producidos por diferentes tipos de rocas fuente como anfibolitas, gneises tonalíticos, metagrauvas y metapelitas se pueden visualizar en términos de óxidos molares como $Al_2O_3 / (MgO+FeO_t)$ y $CaO / (MgO+FeO_t)$. En la gráfica se puede observar que los fundidos parciales derivados de metabasaltos y metandesitas, por ejemplo, tienen valores más bajos de $Al_2O_3 / (MgO+FeO_t)$ y, en general, valores más altos de $CaO / (MgO+FeO_t)$ que aquellos derivados de fuentes metasedimentarias. Con respecto a las rocas de los plutones Calmallí y La Polea, la Figura 28 muestra que el pC es más pobre en ambos parámetros y que sugiere que ambos plutones tienen el mismo tipo de roca fuente, rocas metabasálticas y metandesíticas.

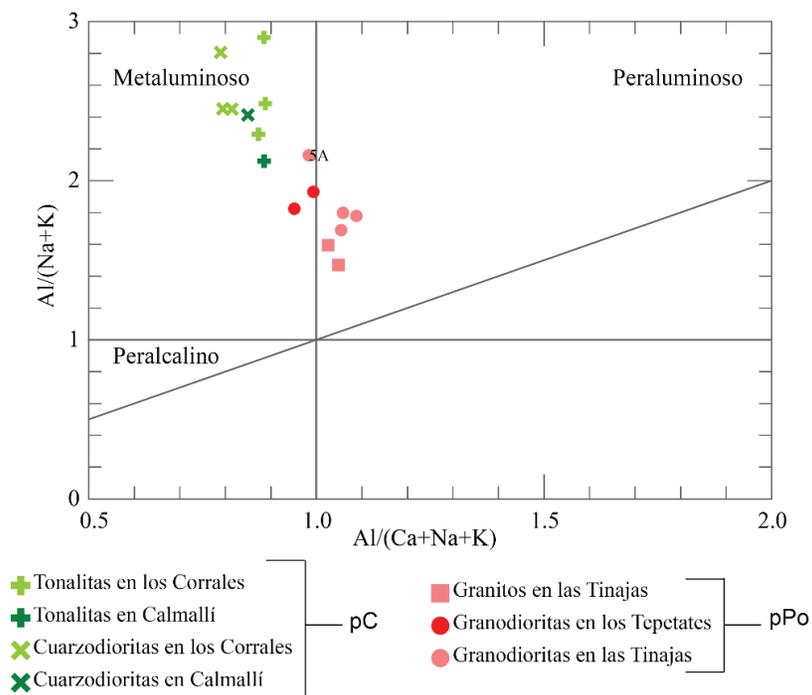


Figura 27. Diagrama de Índice de Saturación de Aluminio (ASI) (Frost et al., 2001).

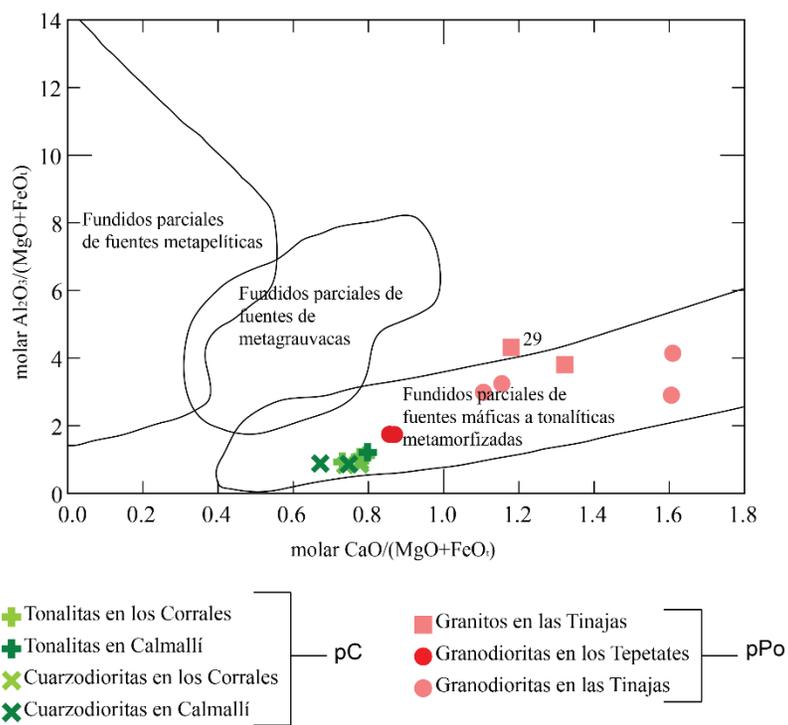


Figura 28. Variación de $Al_2O_3/(MgO+FeO)_t$ molar vs. $CaO/(MgO+FeO)_t$ molar de los fundidos parciales de acuerdo con su fuente según Altherr et al. (2000).

5.2. Diagramas de variación

La variación composicional de un grupo de rocas de origen común es una consecuencia del proceso de fraccionamiento. Los diagramas de variación facilitan la presentación de los datos composicionales, de tal manera que se pueden identificar patrones de evolución de líquidos magmáticos conforme avanza el desarrollo de fases cristalinas. Entre los diagramas más utilizados están los diagramas Harker, en donde el porcentaje en peso de los óxidos mayores se grafica con respecto a SiO_2 , debido a que a través de esta relación se puede definir la evolución de las rocas magmáticas desde composiciones básicas a ácidas (Wilson, 1989; Best, 2003).

Las figuras 29 (a-f) corresponden a los diagramas de FeO_t , Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y P_2O_5 , respectivamente. En particular, el FeO_t , Al_2O_3 , P_2O_5 , y en menor medida el TiO_2 y el K_2O muestran que pC y pPo forman dos grupos discretos que evolucionaron de dos magmas distintos.

De acuerdo con las proporciones de óxidos mayores en los minerales formadores de rocas ígneas (Tabla 12 en Apéndice), la tendencia decreciente en los diagramas de FeO_t y TiO_2 (Figuras 29 a y b), característica de las series calcoalcalinas, se correlaciona con la cristalización de magnetita, clinopiroxeno, hornblenda y biotita en el pC, y de magnetita, hornblenda y biotita en el pPo.

En las figuras 29 c y d, el decremento más pronunciado del MgO y CaO en las rocas del pC puede correlacionarse con la transición en la cristalización de piroxeno-hornblenda a hornblenda-biotita conforme las rocas son más tonalíticas. En las muestras del pPo la tendencia es similar y la pendiente más pronunciada del CaO puede deberse al aumento de la proporción en la cristalización de biotita.

En el diagrama de Al_2O_3 (Figura 29 e) se aprecia que las rocas dioríticas del pC con menos de 60% de SiO_2 tienen los valores más altos de alúmina, mientras que las rocas peraluminosas del pPo muestran los valores más bajos. En ambos plutones la tendencia decreciente de la alúmina es lineal al incrementarse la sílice, posiblemente en relación a

la variación de la plagioclasa pues la relación $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ de labradorita a oligoclasa varía de 1.7 a 2.6 (Best, 2003).

En la Figura 29 f se observa una inflexión del P_2O_5 en las rocas del pC. Según Wilson (1989), las inflexiones son interpretadas como el inicio o cese de la cristalización de un mineral o grupo de minerales, por lo que esta inflexión se puede deber a la disminución en la cristalización de apatito.

El incremento relativo del K_2O y NaO (Figuras 29 g y h) se asocia con la variación en el grupo de los feldespatos, aunque el rápido incremento del K_2O se correlaciona más claramente con el contenido de biotita.

Es notable que la muestra 5A, la cual puede ser un colgante del pC en la zona de borde del pPo, tiene concentraciones similares al pC en varios óxidos mayores, pero su contenido de sílice es mayor.

Sobre los elementos traza (Tabla 8), se sabe que su afinidad con diferentes fases minerales está dada por los coeficientes de partición mineral/fundido (Rolinson, 1993), los cuales varían de acuerdo con el grado de diferenciación del magma. Para las muestras del pC se tomaron en cuenta los coeficientes de partición para fundidos basáltico-andesíticos y andesíticos (Tabla 13 de Apéndice), debido a que estas muestras tienen un contenido de SiO_2 entre 52 - 63%. Para las del pPo se utilizaron los coeficientes de partición de fundidos dacíticos y riolíticos (Tabla 14 de Apéndice), ya que el contenido de SiO_2 de estas muestras es superior a 63%.

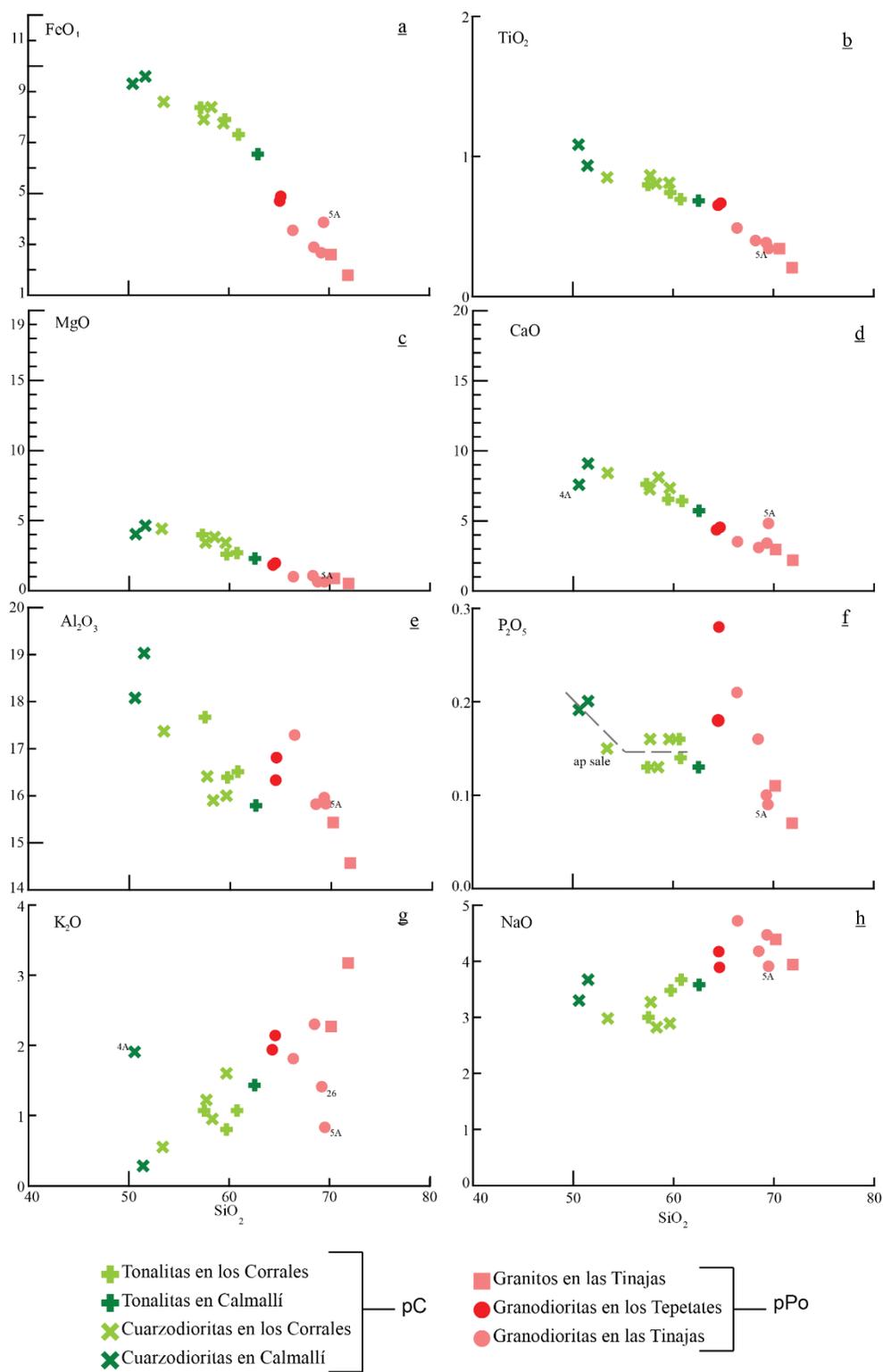


Figura 29. Diagramas Harker para elementos mayores. Las líneas punteadas indica cambios en las tendencias de variación de algunos óxidos mayores.

Tabla 8. Elementos traza de muestras de los plutones Calmallí (pC) (en verde) y La Polea (pPo) (en rosado).

Muestra	1	2	3	4	6	7	19	20	4A	6A	17	18	24	25	26	27	29	5A
Sc	28	27	25	29	26	17	22	26	31	23	9	8	5	4	3	4	3	2
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	1	1	2	2	1	2	1	2	2	1
V	230	235	195	240	210	134	154	225	287	113	83	88	40	40	24	31	23	38
Ba	334	417	364	195	348	259	428	374	479	746	813	675	657	802	751	762	1093	429
Sr	240	227	332	293	289	256	266	422	250	233	532	560	594	533	638	458	547	240
Y	20	25	23	17	21	24	26	17	26	42	11	9	11	9	7	8	6	4
Zr	91	142	93	54	45	127	149	80	79	181	132	120	181	121	187	119	94	220
Cr	200	200	250	170	200	490	430	240	130	220	250	400	460	350	330	440	360	240
Co	22	20	21	24	21	15	16	25	19	13	10	9	6	5	3	3	3	5
Ni	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	40	60	60	40	40	20	20	80	20	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	100	90	90	90	90	70	100	110	110	80	80	80	70	70	80	70	40	50
Ga	17	17	18	18	19	18	21	22	20	18	19	22	24	20	21	21	18	17
Ge	2	2	2	1	2	2	1	2	3	2	1	1	1	1	1	1	1	1
As	< 5	7	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	< 5
Rb	28	59	40	13	34	21	32	3	67	45	61	58	66	62	35	70	79	24
Nb	4	4	3	3	4	4	3	2	8	6	6	5	6	5	5	4	3	4
Mo	5	6	7	4	5	10	9	5	3	5	7	8	10	9	8	10	9	6
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	1	2	1	< 1	1	1	2	1	5	1	2	< 1	1	2	1	1	1	< 1
Sb	0.5	0.9	0.7	0.6	0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	1	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	1.3	3.1	2.1	0.5	1.4	0.6	1.1	< 0.5	1.9	1.6	2.5	3.1	1.2	2.3	1.4	2.1	19.5	0.8
La	10.2	13.5	8.9	8.1	10.7	10.4	13.6	7.4	10	13	22.6	25.1	17.5	21	27.5	22.2	11.7	11.1
Ce	22.1	30.1	21.1	17.9	23.2	22.5	28.7	15.2	23.1	32.6	45.1	45.9	33.5	42.2	52.8	38.8	23.3	19.8
Pr	2.89	3.88	2.92	2.41	3.02	3.29	4.06	2.32	3.22	4.92	5.22	5.33	4.07	4.75	5.75	4.57	2.55	2.04
Nd	12.6	16.6	13.6	10.9	12.9	14.6	16.8	10.7	14.9	22.7	19.5	19.6	16	17.4	20.3	16.8	9.6	7.4
Sm	3.3	4.4	3.7	3	3.3	3.6	4.2	2.8	4.2	6.7	3.9	3.3	3.1	3.2	3	3	1.7	1.1
Eu	0.9	0.93	1.05	0.99	1.05	1.04	1.04	1.11	1.53	1.35	0.98	0.92	0.93	0.85	1.08	0.82	0.54	0.88
Gd	3.6	4.5	4.1	3.4	3.7	3.8	4.3	3	4.6	7.8	3	2.3	2.4	2.2	1.9	2.2	1.3	0.9
Tb	0.6	0.8	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5	0.8	1.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1
Dy	3.8	4.8	4.1	3.4	3.9	4.1	4.3	3.1	4.9	8.1	2.3	1.7	2	1.6	1.2	1.4	1.1	0.7
Ho	0.8	0.9	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9	0.6	1	1.6	0.4	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1
Er	2.2	2.7	2.3	2.1	2.2	2.5	2.6	1.7	2.9	4.4	1.2	0.9	1	0.8	0.6	0.6	0.6	0.4
Tm	0.34	0.4	0.35	0.31	0.34	0.38	0.41	0.25	0.43	0.6	0.18	0.13	0.15	0.12	0.09	0.1	0.09	0.07
Yb	2.2	2.6	2.3	1.9	2.2	2.6	2.6	1.6	2.8	3.6	1.2	0.8	1	0.8	0.6	0.7	0.6	0.4
Lu	0.32	0.37	0.34	0.28	0.33	0.4	0.38	0.23	0.4	0.5	0.18	0.13	0.16	0.12	0.1	0.11	0.09	0.06
Hf	2.1	3.5	2.3	1.4	1.3	2.9	3.6	1.9	1.8	4.8	3.3	3	4.3	2.6	3.7	3.1	2.1	4.6
Ta	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.6	0.5	0.6	0.4	0.5	0.6	0.4	0.4	0.5	0.3
W	< 1	1	1	1	< 1	1	1	< 1	2	< 1	2	< 1	< 1	1	< 1	< 1	2	4
Tl	0.1	0.3	0.1	< 0.1	0.1	0.1	0.2	< 0.1	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1
Pb	6	7	5	5	6	< 5	6	< 5	6	6	12	10	11	13	12	14	18	< 5
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	1.9	6.2	3.5	1.8	2	0.9	1.8	0.2	0.9	1.5	6.8	6.8	4	5.7	4.4	4.9	2.8	2.9
U	0.6	1.4	1.1	0.5	0.7	0.3	0.6	< 0.1	0.4	0.6	1.4	0.7	1.2	0.9	0.7	1	0.6	0.5

Las figuras 30 (a-h) corresponden a los diagramas tipo Harker para elementos traza. De acuerdo con las fases minerales más abundantes en las rocas estudiadas y sus coeficientes de partición, se seleccionaron Rb, Sr y Ba, ya que se correlacionan con la cristalización de feldespatos potásicos y plagioclasas, Cr y Co con clinopiroxenos y hornblenda, Sc y V con óxidos de Fe-Ti, y Zr con la cristalización de zircón.

En la Figura 30 a, se observa que el Rb tiene la misma tendencia de distribución que el K_2O , lo que indica que, debido a que el potencial iónico del Rb es similar al del K, el elemento traza puede ocupar la posición del K. Un comportamiento similar ocurre entre el Sr y el CaO en las rocas diorítico-tonalíticas del pC y con el NaO en las más félsicas del pPo (Figura 30 b).

El Ba (Figura 30 c), por su potencial iónico similar al Sr, tiene un comportamiento parecido, aunque tiene una distribución más lineal en las muestras del pPo asociado al incremento en el feldespato potásico y biotita. La muestra 5A, de nuevo, tiene un comportamiento fuera de la tendencia general. En la Figura 30 d, el Zr muestra una marcada tendencia al enriquecimiento a partir de aproximadamente el 55% de SiO_2 en las muestras del pC, mientras que en las muestras del pPo el comportamiento de este elemento es aleatorio.

El Co (Figura 30 e), de acuerdo con su potencial iónico, tiene un comportamiento similar al del Mg, mientras que el Cr (Figura 30 f) tiene una tendencia ligeramente ascendente, presumiblemente por el incremento en la proporción de ilmenita, biotita y zircón hacia las rocas más félsicas. Por su parte, el Sc y el Va (figuras 30 g y h) tienen comportamiento similar al del TiO_2 . De acuerdo con el coeficiente de partición, estos minerales son afines a los óxidos de Fe-Ti. Las inflexiones observadas en las muestras del pPo indican una disminución en la cristalización de estos óxidos.

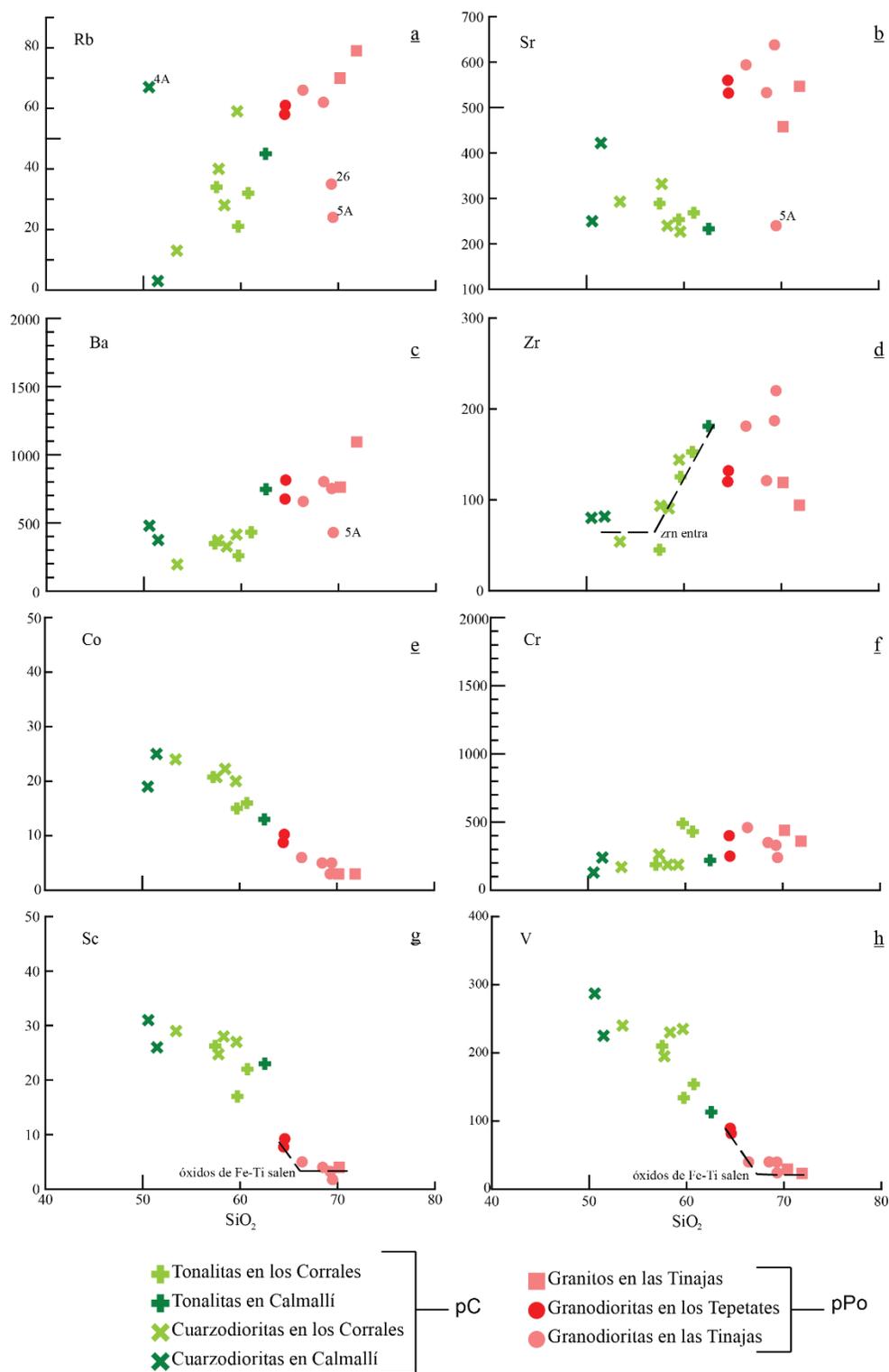


Figura 30. Diagramas tipo Harker para algunos elementos traza Las líneas punteadas indican cambios en las tendencias de variación en algunos elementos.

El diagrama de Th/Nb vs Zr (Nicolae y Saccani, 2003), compara la relación entre dos elementos incompatibles livianos y pesados (LFS/HFS), que tienden a ser constantes durante el fraccionamiento, con respecto al Zr, que es incompatible y cuyo valor se incrementa junto con el fraccionamiento. Esta relación permite distinguir si la evolución magmática estuvo controlada sólo por cristalización fraccionada (FC), lo que produciría una tendencia horizontal con el aumento de la cristalización, de aquellas que fueron afectadas por procesos adicionales, como asimilación-cristalización fraccionada (AFC) (DePaolo, 1981) o asimilación de roca encajonantes (BA).

En las muestras del pC y del Ppo (Figura 31) se observa una tendencia claramente horizontal, lo que indica que la cristalización fraccionada fue el proceso predominante durante la diferenciación magmática. Sin embargo, en algunas granodioritas del pPo se puede haber dado un proceso de asimilación-cristalización fraccionada, ya que tienen valores de Th/Nb ligeramente superiores a la media. Cabe destacar que las muestras 4A, 5A y 6A que corresponden a la zona de borde entre ambos plutones, en donde hay abundantes colgantes de roca encajonante, no se observan evidencias de asimilación de roca encajonante, por lo que su comportamiento anómalo quizás se deba a la interacción entre ambos plutones o a alteración de la roca.

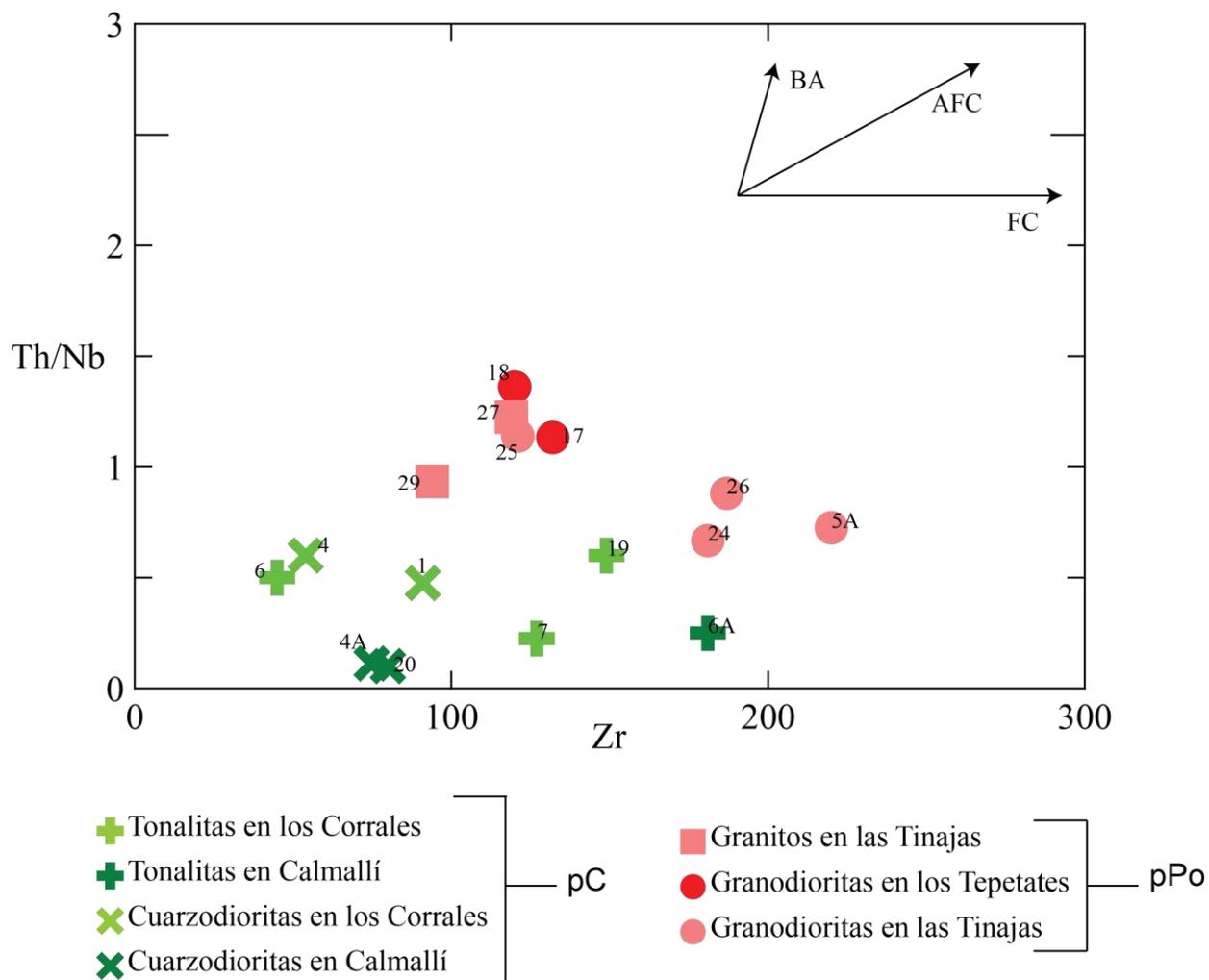


Figura 31. Diagrama Zr vs. Th/Nb (Nicolae y Saccani, 2003). Los esquemas de tendencia reflejan el dominio de cristalización fraccionada (FC), asimilación-cristalización fraccionada (AFC) y asimilación (BA).

5.3. Diagramas de tierras raras

Las tierras raras (REE) son discriminantes geoquímicos muy útiles, pues sus concentraciones tienen suficiente variación entre distintos ambientes tectónicos en comparación con los elementos mayores (Gill, 2010). Además, su comportamiento geoquímico es similar y son relativamente inmóviles. Para analizar los patrones de REE de cualquier grupo de rocas se normalizan a condrita, ya que representa la composición del sistema solar primitivo (Wilson, 1989).

El grado de enriquecimiento en REE relativo a condrita está en función de la concentración inicial en la fuente y el grado de fusión parcial y/o cristalización fraccionada subsecuente. En ese sentido, es posible usar estos patrones para describir de manera cualitativa la influencia de la aparición de un mineral individual durante la evolución magmática o en la subsecuente cristalización fraccionada (Rollinson, 1993). Para determinar cuantitativamente el grado de diferenciación magmática observado en REE se utilizan las relaciones La_n/Yb_n , La_n/Sm_n para tierras raras ligeras (LREE) y Sm_n/Yb_n para tierras raras pesadas (HREE), normalizadas a condrita. Para medir cuantitativamente la anomalía de europio se utiliza la relación $Eu/Eu^* = 2 \cdot Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$ (Slack et al., 2004). Estas relaciones se pueden consultar en la Tabla 9.

La Figura 32 corresponde al diagrama de REE del pC. Se puede observar que tanto las rocas del núcleo del plutón como las que afloran en el rancho Los Corrales, tienen un patrón casi horizontal y un fraccionamiento en REE (La_n/Yb_n 2.41-3.53), con un ligero enriquecimiento en LREE (La_n/Sm_n 1.22 a 2.04) con respecto a HREE (Sm_n/Yb_n 1.49 a 2). Las cuarzodioritas del núcleo presentan una ligera anomalía positiva de Europio (Eu/Eu^* 1.06 y 1.16) asociada a la concentración de plagioclasa Ca, mientras que las demás muestras, más diferenciadas, tienen una ligera anomalía negativa (Eu/Eu^* 0.57 a 0.94). La muestra 6A, que corresponde a una tonalita del núcleo, presenta la anomalía negativa de Eu más marcada de todo el conjunto (Eu/Eu^* 0.57).

Con fines de comparación, en la misma figura se incluyen los campos en los que grafican las muestras estudiadas por Caballero-Ramírez (2014) en la zona W-SW del pC y

Contreras-López (2016) en la parte central del mismo plutón. Se observa una buena correlación con respecto a las rocas de este estudio, lo que sugiere afinidad genética entre los tres conjuntos.

El diagrama de REE de las muestras de roca del pPo se presenta en la Figura 33, donde también se aprecia gran afinidad entre las muestras que afloran en el cuerpo principal del plutón, cercano a Las Tinajas, y afloramientos más distantes, como los cercanos al rancho Los Tepetates. Todas presentan un fuerte enriquecimiento en LREE (La_n/Sm_n 3.55 a 6.35) con respecto a las HREE (Sm_n/Yb_n 2.95 a 5.37) sin anomalías de Eu, salvo la fuertemente positiva de la muestra 5A (Eu/Eu^* 2.63) que podría deberse a la presencia de plagioclasa cálcica (posible fragmento del plutón Calmallí). En el área sombreada de la misma figura se encuentran los patrones de REE de las muestras estudiadas por Contreras-López (2016) en la parte oriental del pPo, observándose una buena correlación con los resultados en las muestras de la zona de estudio.

5.4. Discriminación tectónica

Con la finalidad de asociar el ambiente tectónico de la zona de estudio a partir de los elementos traza, se eligió el diagrama Rb vs Y + Nb (Figura 34) propuesto por Pearce et al. (1984, en Rollinson, 1993). Todas las muestras de la zona de estudio, como cabe esperar, grafican en el campo de los granitos de arco volcánico. En este diagrama se separan claramente las muestras de los plutones, observándose nuevamente que los valores más altos de Y + Nb pueden deberse al contenido de titanita que es rica en Nb y constituye una fase cristalina observada en las muestras, y no a granate que es rico en Y.

Roca/Condritas

Sun+McDon. 1989-REEs

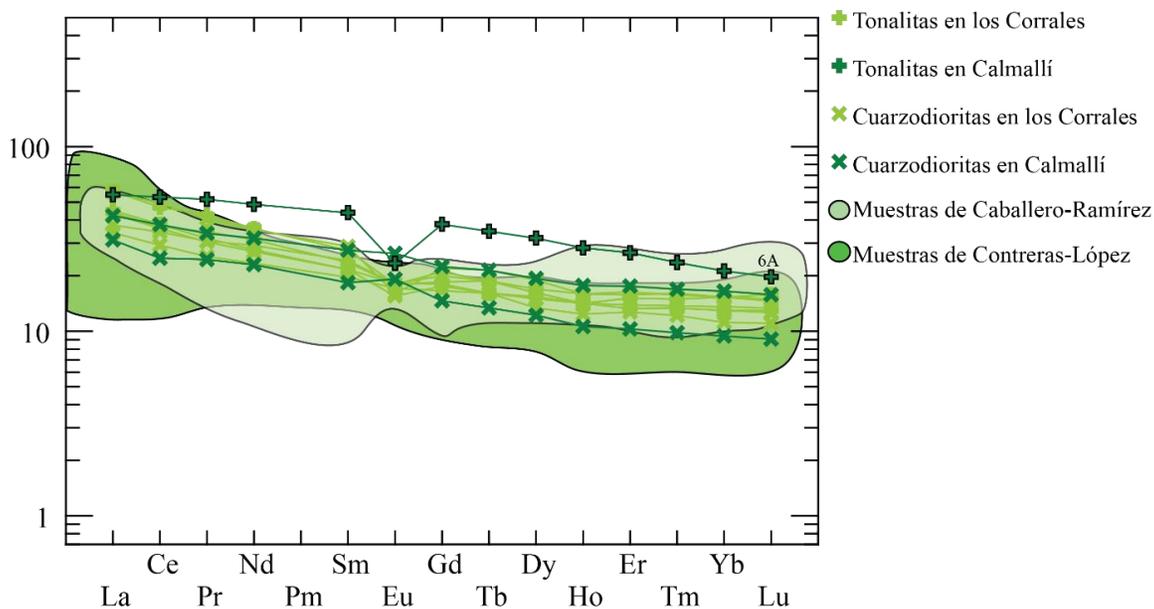


Figura 32. Diagramas de REE para las rocas del plutón Calmallí (pC). Las áreas marcadas corresponden a las muestras de Caballero-Ramírez (2014) (verde claro) y Contreras-López (2016) (verde oscuro).

Roca/Condritas

Sun+McDon. 1989-REEs

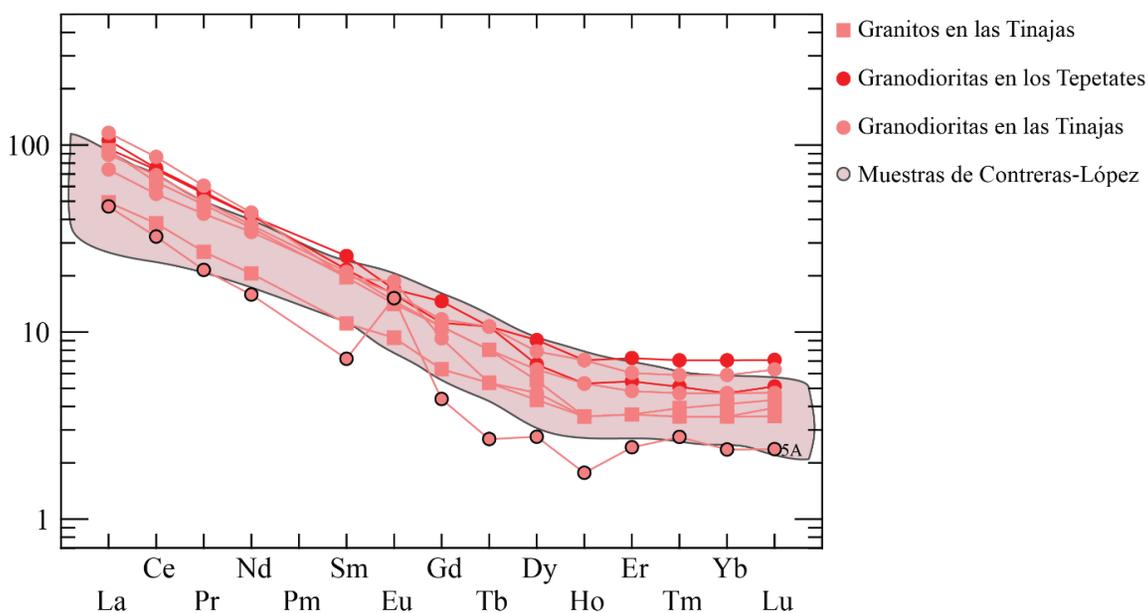


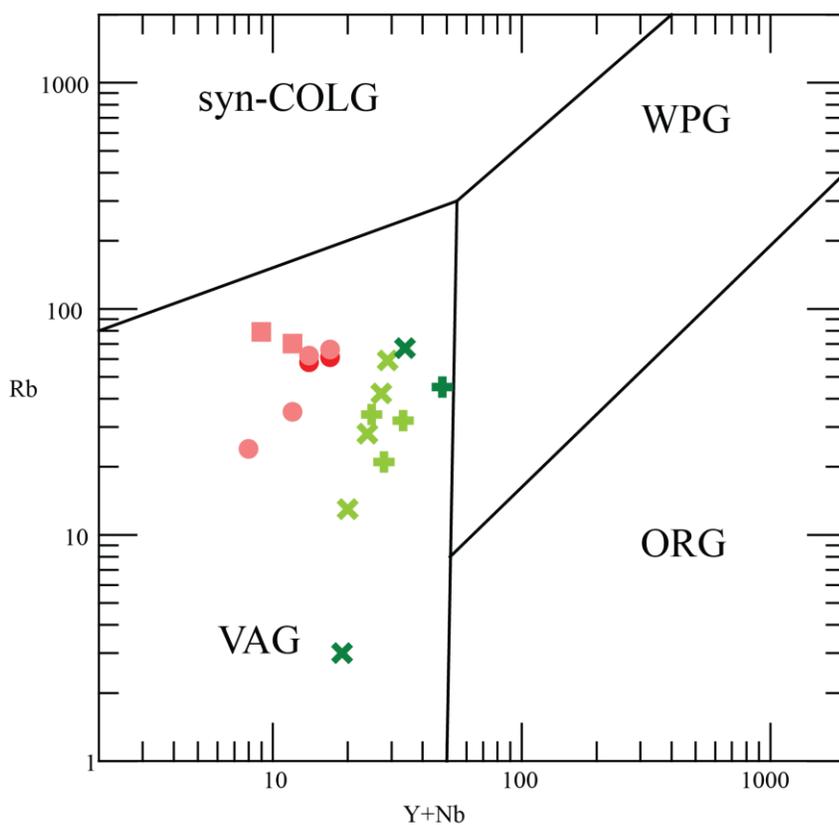
Figura 33. Diagramas de REE para las rocas del plutón La Polea (pPo). El área resaltada corresponde a las muestras de Contreras-López (2016).

Tabla 9. Valores de REE normalizados a condrita (Taylor y McLennan, 1985) para las muestras de los plutones Calmallí (pC) (en verde) y La Polea (pPo) (en rosado). $Eu/Eu^* = 2 * Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$. (Slack et al., 2004).

REE (N)	1	2	3	4	6	7	19	20	4A	6A	17	18	24	25	26	27	29	5A	
La	27.79	36.78	24.25	22.07	29.16	28.34	37.06	20.16	27.25	35.42	61.58	68.39	47.68	57.22	74.93	60.49	31.88	30.25	
Ce	23.09	31.45	22.05	18.70	24.24	23.51	29.99	15.88	24.14	34.06	47.13	47.96	35.01	44.10	55.17	40.54	24.35	20.69	
Pr	21.09	28.32	21.31	17.59	22.04	24.01	29.64	16.93	23.50	35.91	38.10	38.91	29.71	34.67	41.97	33.36	18.61	14.89	
Nd	17.72	23.35	19.13	15.33	18.14	20.53	23.63	15.05	20.96	31.93	27.43	27.57	22.50	24.47	28.55	23.63	13.50	10.41	
Sm	14.29	19.05	16.02	12.99	14.29	15.58	18.18	12.12	18.18	29.00	16.88	14.29	13.42	13.85	12.99	12.99	7.36	4.76	
Eu	10.34	10.69	12.07	11.38	12.07	11.95	11.95	12.76	17.59	15.52	11.26	10.57	10.69	9.77	12.41	9.43	6.21	10.11	
Gd	11.76	14.71	13.40	11.11	12.09	12.42	14.05	9.80	15.03	25.49	9.80	7.52	7.84	7.19	6.21	7.19	4.25	2.94	
Tb	10.34	13.79	12.07	10.34	10.34	12.07	12.07	8.62	13.79	22.41	6.90	6.90	6.90	5.17	3.45	5.17	3.45	1.72	
Dy	9.97	12.60	10.76	8.92	10.24	10.76	11.29	8.14	12.86	21.26	6.04	4.46	5.25	4.20	3.15	3.67	2.89	1.84	
Ho	9.41	10.59	9.41	8.24	9.41	9.41	10.59	7.06	11.76	18.82	4.71	3.53	4.71	3.53	2.35	2.35	2.35	1.18	
Er	8.84	10.84	9.24	8.43	8.84	10.04	10.44	6.83	11.65	17.67	4.82	3.61	4.02	3.21	2.41	2.41	2.41	1.61	
Tm	9.44	11.11	9.72	8.61	9.44	10.56	11.39	6.94	11.94	16.67	5.00	3.61	4.17	3.33	2.50	2.78	2.50	1.94	
Yb	8.87	10.48	9.27	7.66	8.87	10.48	10.48	6.45	11.29	14.52	4.84	3.23	4.03	3.23	2.42	2.82	2.42	1.61	
Lu	8.42	9.74	8.95	7.37	8.68	10.53	10.00	6.05	10.53	13.16	4.74	3.42	4.21	3.16	2.63	2.89	2.37	1.58	
Radios																			
La _n /Yb _n	3.13	3.51	2.61	2.88	3.29	2.70	3.53	3.13	2.41	2.44	12.73	21.20	11.83	17.74	30.97	21.43	13.18	18.75	
La _n /Sm _n	1.95	1.93	1.51	1.70	2.04	1.82	2.04	1.66	1.50	1.22	3.65	4.79	3.55	4.13	5.77	4.66	4.33	6.35	
Sm _n /Yb _n	1.61	1.82	1.73	1.70	1.61	1.49	1.73	1.88	1.61	2.00	3.49	4.43	3.33	4.29	5.37	4.60	3.04	2.95	
Eu/Eu*	0.79	0.63	0.82	0.94	0.92	0.85	0.74	1.16	1.06	0.57	0.84	0.97	1.01	0.93	1.29	0.93	1.07	2.63	

Valores de REE para condritas (Taylor y McLennan, 1985)

REE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Condritas	0.367	0.957	0.137	0.711	0.231	0.087	0.306	0.058	0.381	0.085	0.249	0.036	0.248	0.038



+ Tonalitas en los Corrales

+ Tonalitas en Calmallí

x Cuarzodioritas en los Corrales

x Cuarzodioritas en Calmallí

pC

■ Granitos en las Tinajas

● Granodioritas en los Tepetates

● Granodioritas en las Tinajas

pPo

Figura 34. Diagrama Rb vs Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). El término 'granito' empleado en este diagrama corresponde a cualquier roca plutónica que contenga más del 5% de cuarzo modal (Rollinson, 1993). VAG: Granitos de arco de islas; ORG: Granitos de rift oceánico; Syn-COLG: Granitos syn-colisionales; WPG: Granitos intraplaca.

6. Geología Estructural

Durante este estudio se identificaron rasgos estructurales que evidencian los diferentes eventos de deformación regional y actividad magmática ocurridos durante el Mesozoico y el Cenozoico. Para iniciar el trazo de la historia geológica regional a través de estos rasgos, se realizó la descripción de lineamientos estructurales interpretados de imágenes satelitales. Además, durante el levantamiento geológico de campo, se recabaron datos de foliación magmática, foliación en rocas encajonantes, fracturas y cizallas de falla con el objetivo de correlacionar los rasgos regionales con los locales y determinar la probable relación entre dichas estructuras. La Figura 35 sintetiza toda esta información.

6.1. Lineamientos Estructurales

Un lineamiento es cualquier rasgo lineal, recto o curva, controlada topográficamente y visible en fotografías aéreas o satelitales (Wilson, 1948; en Billings, 1972). Los lineamientos rectilíneos pueden ser el reflejo de estructuras tectónicas subyacentes (fallas, zonas de fractura, diaclasas, entre otros).

Los lineamientos curvilíneos generalmente están asociados a cuerpos ígneos o estructuras de pliegues. Estos lineamientos pueden dar indicios de la dinámica del magma, así como la geometría resultante de su emplazamiento y exhumación. Autores como Petford et al. (1993), Cruden (1998), Clemens (1998) y Glazner et al. (2004) concuerdan en que los lineamientos curvilíneos reflejan la forma de un cuerpo granítico ya que estos cuerpos, principalmente los relacionados con mecanismos de emplazamiento del tipo diapírico, tienden a ser circulares o elípticos vistos en planta.

De acuerdo con Rahiman et al. (2008), la disponibilidad y buena resolución de las imágenes de satélite facilitan la correlación de los lineamientos interpretados en dichas imágenes con las estructuras cartografiadas en el campo. A continuación se describen los diferentes tipos de lineamientos identificados en las imágenes satelitales de la zona de estudio.

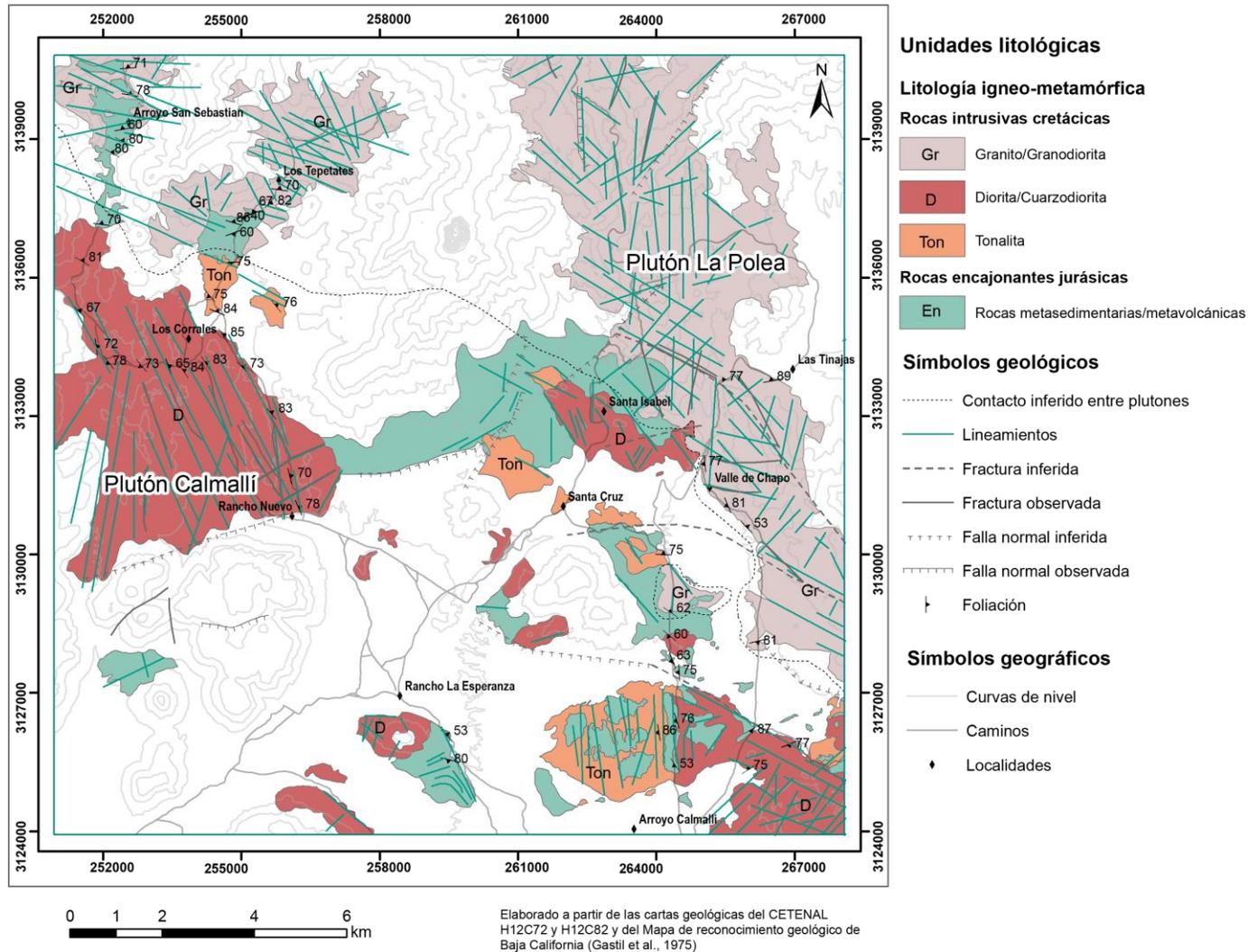


Figura 35. Mapa de rasgos estructurales en donde se resaltan los lineamientos rectilíneos. Las fracturas y fallas representadas en la figura son las propuestas por Gastil et al. (1975)

6.1.1. Análisis de lineamientos rectilíneos

En las figuras 36 y 38 se observan los lineamientos rectilíneos interpretados en las zonas correspondientes a los plutones Calmallí y La Polea. En total se identificaron 337 lineamientos: 154 en la zona del plutón Calmallí (pC) y 183 en la zona del plutón La Polea (pPo).

En el pC y sus rocas encajonantes asociadas (Figura 36 a), la mayoría de los lineamientos presentan una tendencia hacia el noroeste, en donde se resaltan dos direcciones: 330°- 340° (22%) y ~300 (7%). También se observan estructuras con una tendencia hacia el norte (12%) y hacia el nor-noreste en ~15° (6%).

En la zona entre los ranchos Los Corrales y Santa Isabel (Figura 36 b), la tendencia marcadamente dominante es hacia el noroeste, entre 330° y 340° (35%). Una tendencia menor se orienta hacia el nor-noreste en ~15° (10%).

En el área entre el arroyo Calmallí y Rancho Nuevo (Figura 36 c), zona que corresponde a la parte norte del núcleo del pC, la tendencia dominante es hacia el norte (20%). Además, se observan otras dos tendencias perpendiculares entre sí: una hacia el noroeste ~300° (14%) y otra hacia el noreste en ~45° (14%).

Caballero-Ramírez (2014) reporta que en el sur del área de este estudio, en el cuadrante suroeste del pC, los lineamientos orientados hacia el norte-noreste predominan tanto en las rocas del PC, como en sus encajonantes (figuras 37 a y b). Además indica otras dos tendencias: una hacia el noroeste, agrupada en tres rangos: 290°- 300°, 320°- 330° y 330°- 340°, y otra orientada hacia el noreste, entre 20°- 30°. Este reporte de las unidades del sur indica que las orientaciones N-S reportadas en las zonas del arroyo Calmallí Viejo y la de Rancho Nuevo se mantienen.

Las tendencias en las zonas de Los Corrales y del arroyo Calmallí no guardan correspondencia, lo que presupone un posible comportamiento distinto del basamento cristalino rígido.

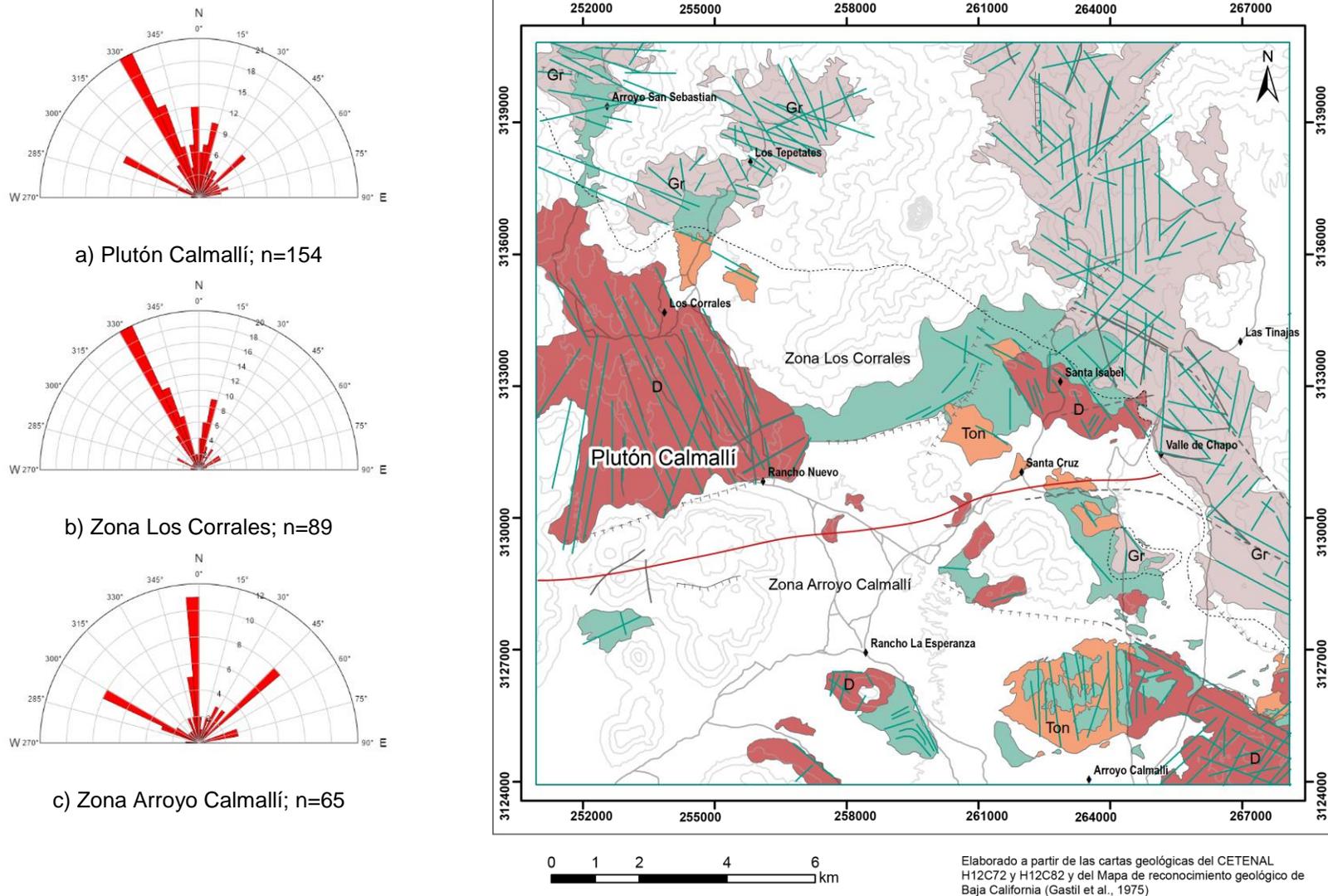
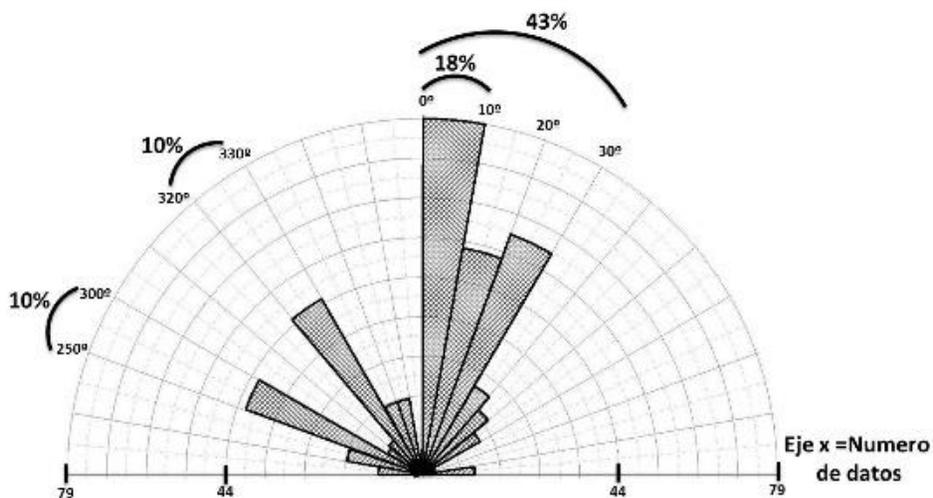
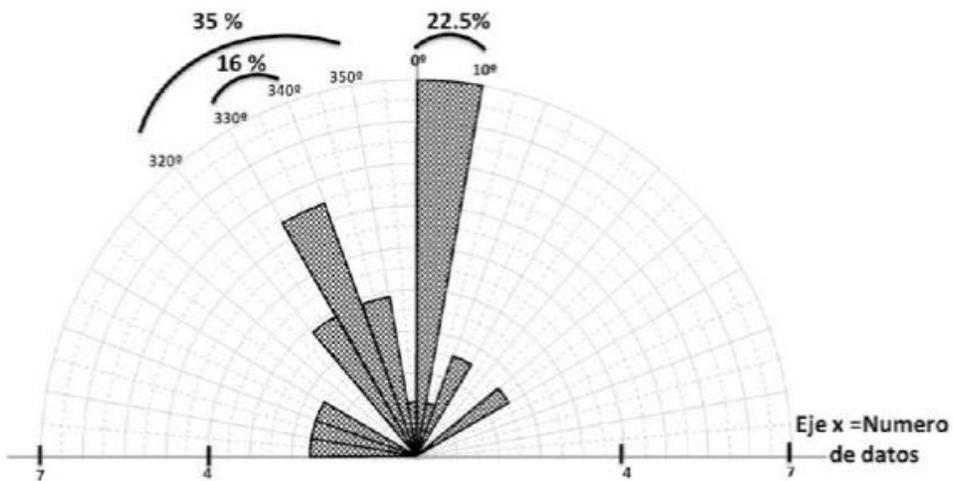


Figura 36. Mapa de lineamientos rectilíneos del plutón Calmallí y diagramas de rosa correspondientes. La simbología es la misma de la Figura 35 La línea roja marca el límite entre las zonas estudiadas.



a) Rocas prebatolíticas de la zona suroeste del plutón Calmallí (Caballero Ramírez, 2014) n=431



b) Rocas del plutón Calmallí (Caballero-Ramírez, 2014) n=31

Figura 37. Diagramas de rosas de los lineamientos rectilíneos interpretados en de las rocas de la zona suroeste del plutón Calmallí y sus encajonantes (Caballero-Ramírez 2014).

En el plutón La Polea (pPo) (Figura 38 a) los lineamientos presentan una marcada tendencia hacia el noroeste, que difiere de las tendencias identificadas en las zonas asociadas con el plutón Calmallí (pC). El 25% de los datos se concentran en el rango de 290°- 305°, siendo ~ 300° (11%) la orientación más frecuente. También se observan estructuras con tendencia hacia el norte (11%), hacia el noroeste con un ángulo de ~325° (9%) y hacia el noreste con un ángulo de ~50° (8%).

En la zona Los Tepetates, entre el rancho del mismo nombre y el arroyo San Sebastián (Figura 38 b) el 90% de los lineamientos se orientan oeste-noroeste. En el rango de 285° a 300° se concentra el 53% de los datos, siendo 290° la orientación más frecuente (22%). También se observa otro grupo cuya orientación es de ~ 330° (8%).

En la zona de Las Tinajas (Figura 38 c) los lineamientos siguen varias orientaciones. También presentan una preferencia hacia el noroeste, con dos tendencias, ~300° (17%) y ~320° (12%), en donde concentra casi el 30% de los datos. Otras tendencias son hacia el norte, entre el rango de 355° y 5° (17%) y hacia el noreste, con un ángulo de ~50° (12%).

La persistencia de los lineamientos orientados hacia el norte y noreste que se concentran en el oriente de los plutones La Polea y Calmallí, sugiere que probablemente estas estructuras son resultado de eventos regionales de deformación.

Rasgos estructurales con orientaciones similares han sido descritos en otras zonas del extremo meridional del Cinturón Batolítico Peninsular. Camarena-García (2006) reporta que los lineamientos con orientaciones preferentes nor-noreste (10°- 30°) y noroeste (300°- 310°) son los más frecuentes en la parte central de la península de Baja California, entre las latitudes 28° y 29°; mientras que Peña Alonso et al. (2015) reportan que en las rocas prebatolíticas del complejo La Unión, los lineamientos tienen una orientación preferente hacia noroeste (310°). En los lineamientos observados en rocas plutónicas del mismo complejo existe una tendencia hacia noreste, entre los rangos de 10°- 30° y 56°- 60°.

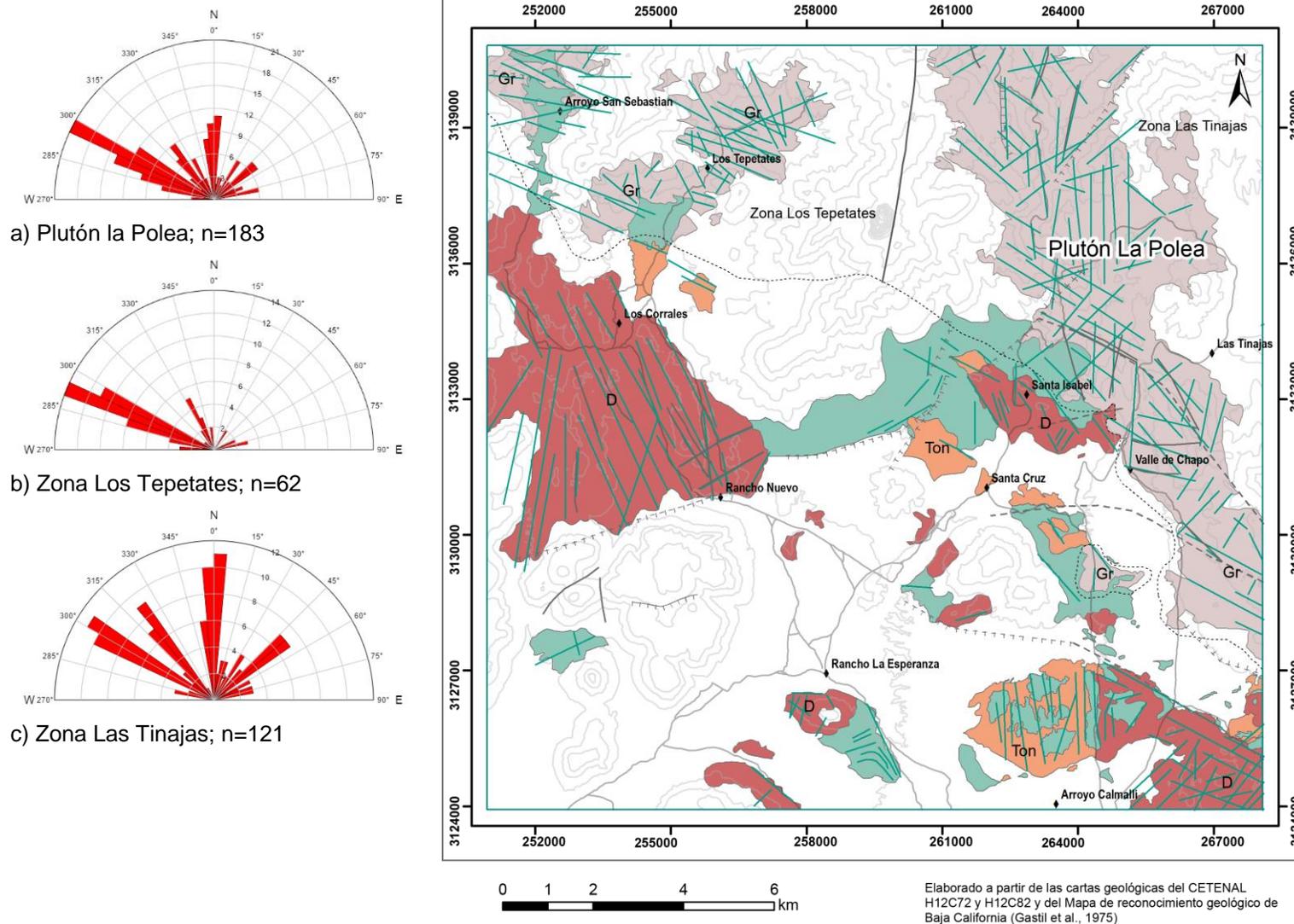


Figura 38. Mapa de lineamientos rectilíneos en el plutón La Polea y diagramas de rosa correspondientes. La simbología es la misma de la Figura 35. La línea azul marca el límite entre las zonas estudiadas.

6.1.2. Análisis de lineamientos curvilíneos

La Figura 39 del mapa de lineamientos curvilíneos muestra una serie de cuerpos elípticos y circulares de diversos tamaños, los cuales pueden representar la geometría de los plutones, ser el resultado de posibles pulsos verticales de intrusión magmáticas o evidencias del movimiento diferencial de masas de líquido ascendente.

En la parte oriental del mapa se distinguen varios rasgos elípticos de gran tamaño, cuyas dimensiones varían entre 7,6 km² y 0,7 km². Estos, a su vez, presentan numerosas intrusiones de aspecto circular de hasta 400 m². La mayor parte de estos cuerpos intrusivos se observan en el plutón la Polea y tienden a alinearse en dirección noroeste, siguiendo trayectorias paralelas a los lineamientos rectilíneos. Dichas alineaciones pueden interpretarse como evidencias del movimiento lateral de magma a lo largo de zonas de ruptura.

Los que se ubican cerca del arroyo Calmallí corresponden a la parte noroeste del plutón homónimo. En éstos no se observa una orientación preferente, sino que le da un aspecto anidado al plutón. También se puede ver que existen estructuras curvilíneas sobre rocas metasedimentarias, las cuales pueden indicar la presencia de rocas cristalinas pertenecientes al complejo plutónico por debajo de éstas. En ese sentido es importante mencionar que la zona se caracteriza por la abundancia de cuerpos interpretados como colgantes en tonalita.

En la parte occidental del mapa no se observan cuerpos elípticos de gran extensión, sólo una serie de intrusiones semicirculares de hasta 150 m², en menor cantidad que en la parte oriental, lo que puede deberse a que el área de exposición de la rocas plutónicas es menor.

En la zona del rancho Los Corrales los curvilineamientos también tienden a formar alineamientos en dirección nornoroeste, siguiendo trayectorias paralelas a los lineamientos rectilíneos

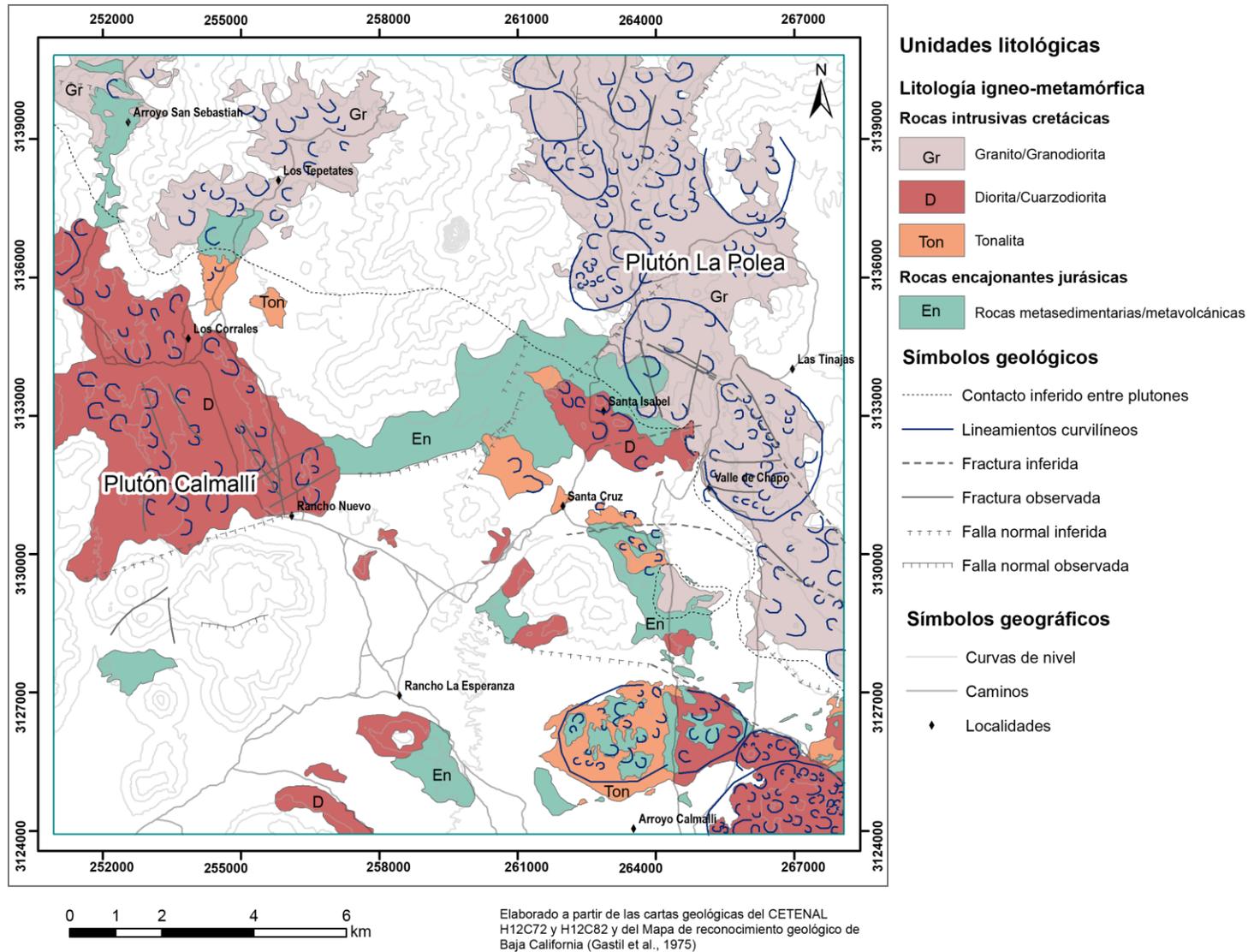


Figura 39. Mapa de lineamientos curvilíneos observados en los plutones Calmallí y La Polea.

6.2. Folioaciones

La foliación es la disposición paralela de minerales (Billings, 1972). En rocas plutónicas se denomina foliación primaria y, por lo general, indica la dirección de flujo del magma, debido a que los cristales tabulares tienden a orientarse según los planos de flujo formados por gradientes de velocidad. El mapeo de este rasgo estructural es importante, ya que brinda una información valiosa acerca de los patrones de flujo en un magma viscoso durante su emplazamiento (Best, 2003). La foliación también puede generarse como resultado de procesos tectónicos. En este caso se le denomina foliación secundaria e incluye el bandeamiento, clivaje y esquistosidad (Price y Cosgrove, 1990). En rocas metamórficas, esta estructura da indicios de la dirección e intensidad de los esfuerzos a los que estuvieron sometidas.

6.2.1 Análisis de folioaciones

En la Figura 40 y la Tabla 10 se muestran las folioaciones predominantes asociadas a los diferentes grupos litológicos de la zona de estudio.

Las figuras 40 a, c y d corresponden a las folioaciones magmáticas de las rocas del plutón La Polea (pPo), cercanas al rancho Los Tepetates y arroyo San Sebastián. Estas presentan dos orientaciones: una con tendencia este-oeste y valores promedio de 271/71 y 264/68, y otra con tendencia al noreste 41/83.

La foliación en las rocas encajonantes cercanas a estas localidades (figuras 40 b y e) muestran dos orientaciones: una con tendencia este-oeste y valor promedio de 98/80, paralela a una de las orientaciones observadas en las rocas del pPo, pero con buzamiento contrario; la otra tiene una tendencia hacia el noroeste y valores promedio de 286/73. Esta última tendencia es paralela a los lineamientos rectilíneos interpretados en esta zona (Figura 38 b).

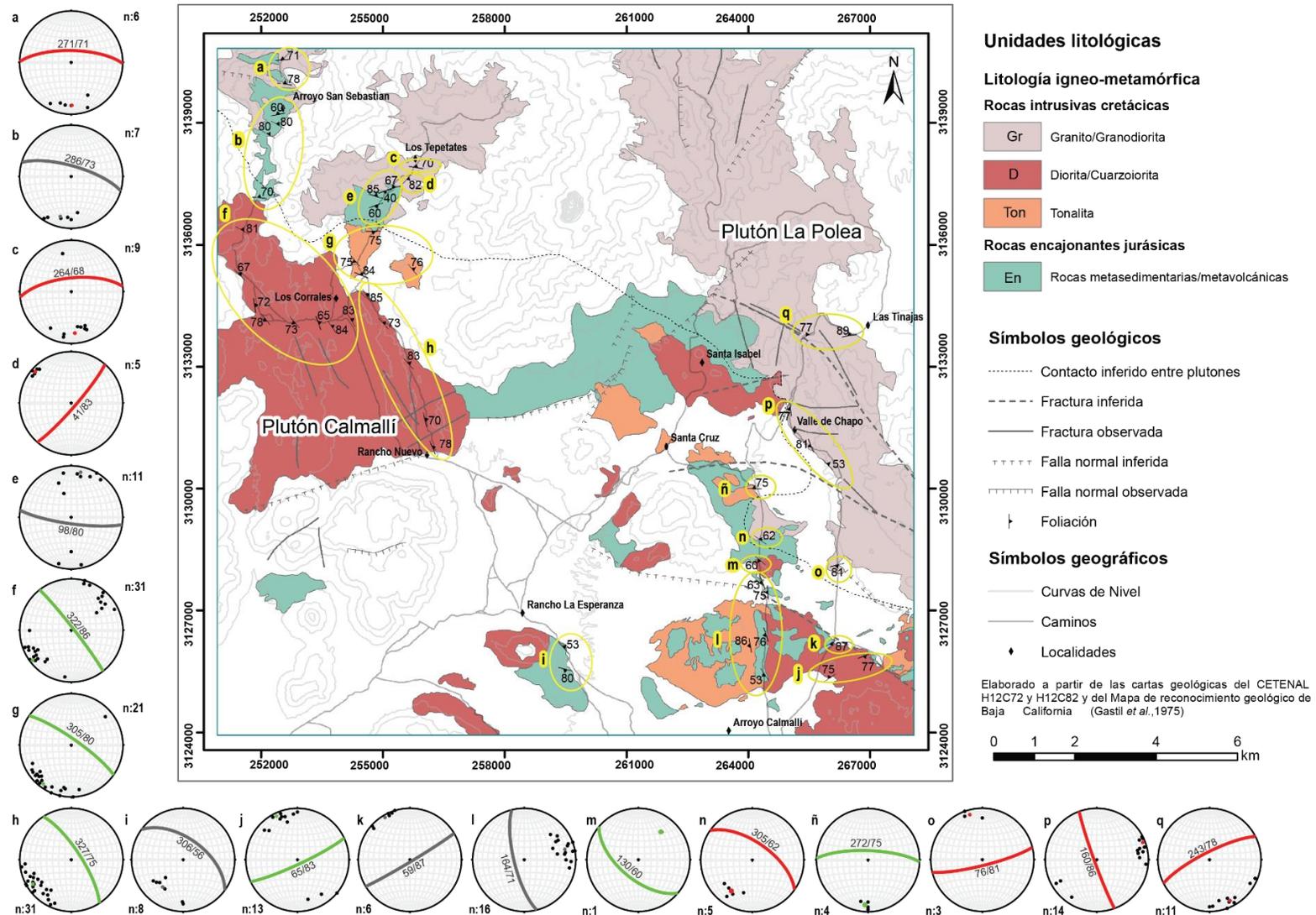
En las rocas del plutón Calmallí (pC) cercana al rancho Los Corrales (figuras 40 f, g y h), la foliación sigue una orientación preferente hacia noroeste, con valores promedio de

322/86, 305/80 y 327/75. Los lineamientos rectilíneos y el arreglo lineal de los pulsos observados en esta zona también presentan la misma orientación.

En las rocas encajonantes cercanas al rancho La Esperanza (Figura 40 i), la foliación se orienta hacia el noroeste, con valores promedio de 306/56 y tiende a ser paralela a la foliación y a los lineamientos estructurales observados en las rocas del pC que afloran en las cercanías al rancho Los Corrales.

En las rocas plutónicas y encajonantes cercanas al arroyo Calmallí Viejo (figuras 40 j y k), la foliación está orientada hacia el noreste, con valores promedio de 59/87 y 65/83. Como en el caso anterior, las foliaciones se orientan de forma similar a los lineamientos interpretados en el área.

En las rocas encajonantes que afloran en el camino hacia el rancho Santa Cruz (Figura 40 l) la foliación tiende hacia el nor-noroeste, con valores promedio de 164/71, paralelo a los lineamientos interpretados en el área.



Las figuras 40 m, n, ñ y o corresponden a las foliaciones magmáticas medidas cerca del posible contacto entre las rocas del plutón Calmallí (figuras 40 m y ñ) y el plutón La Polea (figuras 40 n y o). Se observa que en las figuras 40 m y n la orientación promedio de las foliaciones tiende a ser paralela entre ambos plutones, con una orientación noroeste y valores promedio de 305/62 y 130/62. En las figuras 40 ñ y o también se observa cierto paralelismo, ya que ambas foliaciones tienden a ser este-oeste con valores promedio 272/75 y 76/81.

En las rocas cercanas a la zona del valle de Chapo (Figura 40 p), que forman parte del pPo, la foliación promedio se orienta hacia el nor-noroeste en 160/86, paralela a la foliación observada en las rocas encajonantes medidas en el camino hacia el rancho Santa Cruz (Figura 40 l) y a los lineamientos interpretados para esa zona.

Finalmente, en Las Tinajas (Figura 40 q), las rocas graníticas del pPo presentan foliación magmática orientada hacia el noreste, con valores promedio de 243/78.

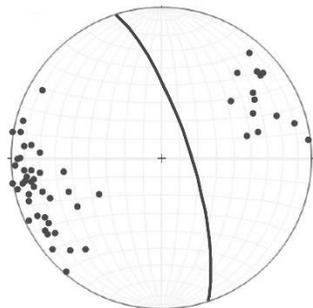
Al sur de la zona de estudio, entre el rancho Las Palomas y la sierra El Veteado, Caballero-Ramírez (2014) reporta que la foliación magmática de las rocas del pC tiene una orientación nor-noroeste (Figura 41 a), con valores promedio de 342/74, también paralela a la de las rocas encajonantes que afloran en el camino al rancho Santa Cruz (Figura 40 l), a las rocas del plutón La Polea que afloran en el valle de Chapo, y a las reportadas por Contreras-López (comunicación personal, 2016) en rocas tonalíticas del pC al oeste de dichas encajonantes. A su vez, esta orientación se observa en los lineamientos interpretados para ambos plutones.

Caballero-Ramírez (2014) también señala que en la secuencias prebatolíticas ubicadas al sur (sierras El Arco, El Veteado y Cananea) la foliación es noroeste (Figura 41 b), con valores promedio de 297/79. Esta es paralela a la foliación observada en las cercanías de los ranchos Los Corrales y La Esperanza, así como a los lineamientos interpretados en estas zonas.

Tabla 10. Valores promedio de foliación de los plutones Calmallí-La Polea y rocas encajonantes

Nombre	Unidad Litológica	Zona	$\bar{\alpha}$	N de datos	Valor de correlación
A	Plutón La Polea	Arroyo San Sebastián	271/71	6	0.8953
B	Encajonantes	Arroyo San Sebastián	286/73	7	0.9163
C	Plutón La Polea	Rancho Los Tepetates	264/68	9	0.8570
D	Plutón La Polea	Rancho Los Tepetates	41/83	5	0.9932
E	Encajonantes	Rancho Los Tepetates	98/80	11	0.8809
F	Plutón Calmallí	Ranchos Los Corrales	322/86	31	0.8242
G	Plutón Calmallí	Rancho Los Corrales	305/80	21	0.8669
H	Plutón Calmallí	Entre el Rancho Los Corrales y Rancho Nuevo	327/75	31	0.8811
I	Encajonantes	Rancho La Esperanza	306/56	8	0.8809
J	Plutón Calmallí	Arroyo Calmallí Viejo	65/83	13	0.8836
K	Encajonantes	Arroyo Calmallí Viejo	59/87	6	0.9494
L	Encajonantes	Vía al Rancho Santa Cruz	164/71	16	0.9111
M	Plutón Calmallí	Vía al Rancho Santa Cruz	130/60	1	1
N	Plutón La Polea	Vía al Rancho Santa Cruz	305/62	5	0.9565
Ñ	Plutón Calmallí	Vía al Rancho Santa Cruz	272/75	4	0.9820
O	Plutón La Polea	Vía al Rancho Santa Cruz	76/81	3	0.9524
P	Plutón La Polea	Valle de Chapo	160/86	14	0.8937
Q	Plutón La Polea	Las Tinajas	243/78	11	0.8937

Plutón Calmallí
342/74
V.v: 0.9077
n= 59



Rocas encajonantes
297/79
V.v: 0.8181
n= 232

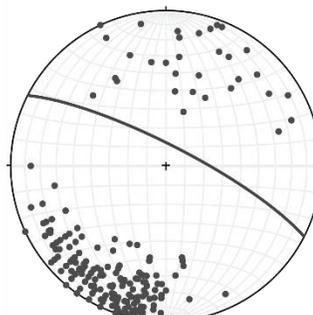


Figura 41. a) Foliación en las rocas prebatolíticas que afloran en las sierras El Veteado, Cananea y el Arco y b) Foliación magmática en rocas del plutón Calmallí entre el rancho Las Palomas y la sierra El Veteado (Caballero-Ramírez, 2014)

6.3. Fracturas

Bergbauer y Martel (1999) mencionan que la fracturas en masas de roca granítica se generan por una combinación de esfuerzos extrínsecos (tectónica, emplazamiento y exhumación) o esfuerzos intrínsecos (presión de fluidos y esfuerzos termales asociados al enfriamiento del intrusivo). Las fracturas generadas como resultado de esfuerzos regionales pueden ser de cualquier edad más joven que el plutón, atravesar los límites entre plutones y formar patrones más consistentes con el esfuerzo regional que con la geometría del cuerpo ígneo. En contraste, las fracturas originadas debido al enfriamiento están relacionadas a factores intrínsecos del plutón, tales como su edad relativa a las rocas adyacentes y su geometría. Estas fracturas son contemporáneas o ligeramente más jóvenes que el plutón y su arreglo puede reflejar la geometría de éste.

Por dichos motivo el estudio de las fracturas es de gran relevancia para conocer las características de un intrusivo, brindando indicios sobre la dirección de emplazamiento. Por otro lado, la medición en el campo de estas estructuras ayuda a validar la interpretación de lineamientos rectilíneos y curvilíneos efectuada con imágenes satelitales.

El primero en indicar que las fallas y fracturas en rocas graníticas frecuentemente están relacionadas con la forma del intrusivo y el mecanismo de emplazamiento, y además, que el desarrollo de fracturas está en parte controlado por el ambiente confinante del intrusivo fue Cloos en 1922 (reportado por Balk ,1937; en Price y Cosgrove, 1990).

Su modelo se relaciona con el emplazamiento de un material ígneo en estado líquido en una cámara magmática, a niveles intermedios y someros de la corteza, en donde se favorece el desarrollo de fracturas al disminuir la presión confinante. A medida que el fundido va cristalizando lenta y heterogéneamente, desde el contacto con la roca encajonante hacia el interior, se hace menos móvil y comienza a comportarse como un sólido, el cual se hace progresivamente rígido (más de 70 % de cristales; Sinton et al., 1992; Marsh, 2000) y adquiere un comportamiento quebradizo. Mientras tanto, en la parte central de la cámara, el magma es aún líquido y ejerce presión sobre la parte rígida,

generando una serie de fracturas primarias. Estas fracturas pueden tener desplazamiento y cortar la roca encajonante en patrones que puede ayudar a tener una idea de la forma del plutón.

De acuerdo con la clasificación de Closs (1922; en Price y Cosgrove 1990), las fracturas primarias pueden ser horizontales (H), longitudinales (L) y cruzadas (C), tal como se observa en la Figura 42. El autor indica que las fracturas cruzadas (C), las cuales son perpendiculares a la foliación magmática, son las primeras en formarse como resultado de la presión que ejerce el fluido hacia los límites del intrusivo mientras se expande, reflejando la dirección de emplazamiento de éste. Por lo general están rellenas de apilitas o minerales hidrotermales.

Las facturas longitudinales (L) forman planos perpendiculares a las fracturas cruzadas. Este tipo de fracturas rara vez presentan desplazamiento o relleno de apilitas o minerales hidrotermales. Se forman después de las fracturas cruzadas, debido al enfriamiento del intrusivo y su posterior exhumación y expansión lateral. La orientación de estas fracturas se relaciona con la anisotropía de los esfuerzos del material intrusivo, el cual es un reflejo de la forma de emplazamiento de la intrusión.

Las fracturas horizontales (H) tienden a desarrollarse cerca del ápice de una intrusión en donde la foliación es horizontal. Estas suelen estar rellenas de apilitas o minerales hidrotermales, lo que las identifica como fracturas primarias. Cuando no lo están, es más difícil identificarlas, dado que pueden confundirse con otras estructuras horizontales secundarias llamadas fracturas de exfoliación. Price y Cosgrove (1990) mencionan que estas fracturas pueden reflejar variaciones en la presión magmática o ser el resultado de la inyección activa del magma bajo un mecanismo de hidrofracturamiento: una forma de rebaje (stopping).

Phillips (1974; en Price y Cosgrove, 1990) explica el desarrollo de fracturas concéntricas al esfuerzo de tensión ocasionado por constantes pulsos magmáticos, o por efectos de contracciones experimentadas por el magma en la etapa de enfriamiento (Figura 43). Junto a éstas se forman también fracturas verticales que son perpendiculares a dicho

esfuerzo. Durante el emplazamiento del magma, se considera que pueden irse comunicando entre sí hasta formar estructuras lineales concéntricas que eventualmente se rellenan de magma, formándose así diques a través de la roca encajonante.

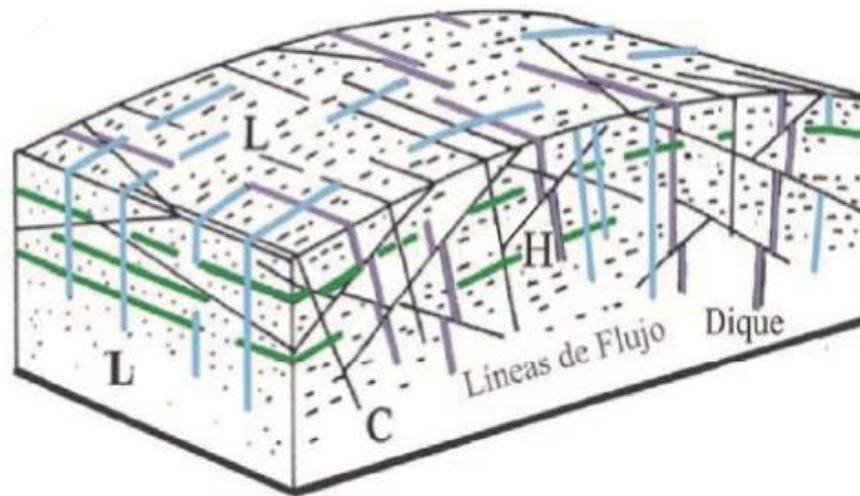


Figura 42. Clasificación y distribución de fracturas en rocas intrusivas de acuerdo con Closs (1922; en Price y Cosgrove, 1990); C= cruzada, L= longitudinal y H= horizontal.

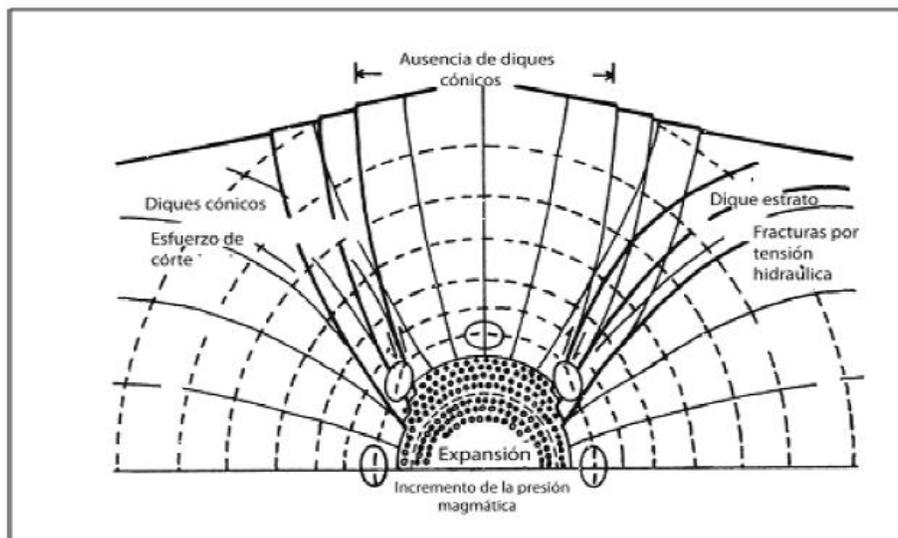


Figura 43. Diagrama de trayectorias de esfuerzos, orientación de fracturas y deformación en la roca encajonante de plutones en expansión según Phillips (1974; en Price y Cosgrove, 1990)

6.3.1. Análisis de fracturas

En la Figura 44 y la Tabla 11 se muestran las fracturas verticales predominantes asociadas a las diferentes litologías de la zona de estudio. Para facilitar su análisis se agruparon de acuerdo con la litología y ubicación, siguiendo el mismo criterio utilizado para las estructuras anteriores.

Las figuras 44 a y b corresponden a las fracturas en las rocas del plutón La Polea, cuyo cuerpo principal se localiza hacia el este, cercano al rancho Los Tepetates y al arroyo San Sebastián. Las fracturas orientadas al noroeste (305/69 y 283/74) son paralelas a los lineamientos interpretados en la zona. En la Figura 44 b las fracturas con orientación nor-noroeste (330/87) son perpendiculares a la foliación magmática observada en la Figura 40 d.

Las figuras 44 c, d, e y f corresponden a las rocas del plutón Calmallí en los Corrales. En este grupo también se observa fracturas orientadas hacia el noroeste, que muestran una tendencia paralela a la foliación y a los lineamientos interpretados en estas rocas, por lo que pueden asociarse a fracturas de tipo L, paralelas a su vez a la dirección de flujo. Las fracturas orientadas hacia el noreste son perpendiculares a la foliación magmática y podrían ser de tipo C. En las rocas del plutón Calmallí cercanas al núcleo (Figura 44 g), las fracturas muestran un arreglo más o menos ortogonal, donde aquellas orientadas casi N-S indicarían la dirección de flujo y las casi E-W (tipo C) serían perpendiculares al mismo. En las rocas encajonantes (Figura 43 h) las fracturas tienden a ser paralelas a la foliación de las rocas (Figura 40 l).

En las rocas del plutón la Polea que afloran entre las localidades de Valle de Chapo y Las Tinajas, las fracturas orientadas hacia el noroeste (figuras 44 i, j y k) son notablemente paralelas a los lineamientos interpretados en la zona y podrían asociarse a la dirección de flujo, como lo indica también el diagrama de foliación de la Figura 40 p.

Tabla 11. Valores promedio de fracturas en los plutones Calmallí (pC), La Polea (pPo) y rocas encajonantes (En).

Nombre	Unidad litológica	Zona	α	# de datos	Valor de correlación	α	# de datos	Valor de correlación
A	pPo	Arroyo San Sebastián	305/69	8	0.8340	53/76	4	0.9198
B	pPo	Rancho Los Tepetates	330/87	12	0.720	-	-	-
C	pC	Hacia el Rancho Los Tepetates	160/83	5	0.8281	256/81	4	0.8715
D	pC	Ranchos Los Corrales	44/84	8	0.9268	140/87	11	0.8828
E	pC	Ranchos Los Corrales	228/88	4	0.9961	339/82	8	0.9429
F	pC	Rancho Nuevo	350/79	9	0.8429	270/86	5	0.6734
G	pC	Arroyo Calmallí Viejo	257/73	15	0.7652	179/84	12	0.9733
H	En	Arroyo Calmallí Viejo	330/84	3	0.9624	-	-	-
I	pPo	Arroyo Calmallí Viejo	222/80	5	0.9731	138/79	3	0.67
J	pPo	Valle de Chapo	150/76	14	0.8946	238/89	14	0.9420
K	pPo	Las Tinajas	101/72	12	0.8024	219/57	7	0.8945

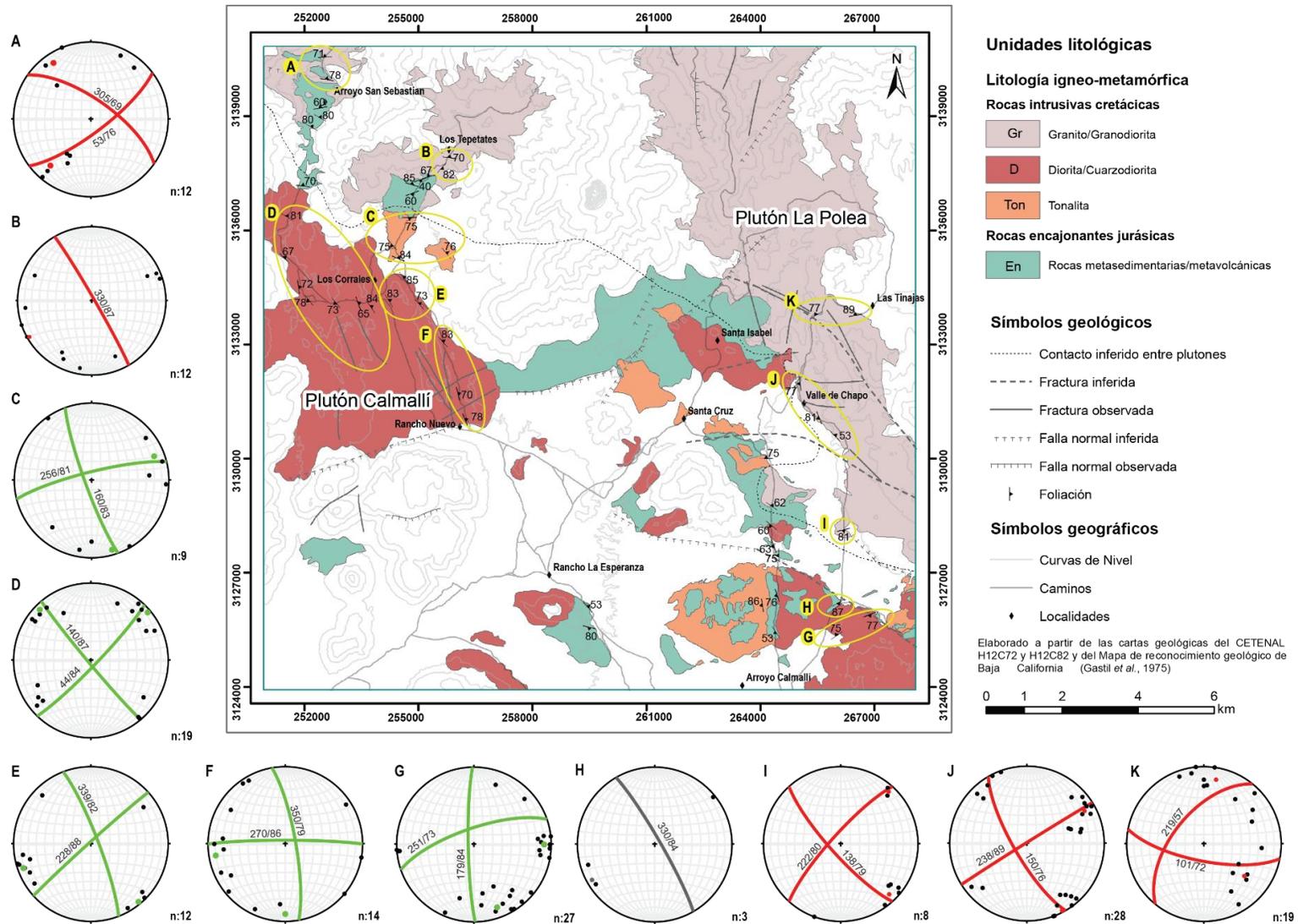


Figura 44. Mapa de fracturas medidas en rocas del plutón Calmallí (verde), plutón La Polea (rojo) y rocas encajonantes (gris).

7. Discusión

El extremo meridional del CBP se caracteriza por tener límites y características petrológicas diferentes a las observadas en otras regiones (Torres-Carrillo et al., 2011 y 2016; Peña-Alonso et al., 2012 y 2015; Avilez-Serrano, 2012; Caballero-Ramírez, 2014, Contreras-López, 2016). Es por ello que el estudio los plutones de esta región es importante para determinar el ambiente tectónico vigente durante su formación y la naturaleza de las rocas que los alojan.

En este estudio de un área de 289 km² fueron discriminadas dos unidades plutónicas: el plutón Calmallí (pC), de composición diorítica-tonalítica y afín a los plutones tipo I que caracterizan a la provincia occidental del CBP (Silver y Chappell, 1988) y el plutón La Polea (pPo), de composición granítica y afín a los plutones tipo La Posta, que caracterizan a la provincia oriental del CBP (Kimbrough et al., 2001, Contreras-López, 2016). Estas rocas están alojadas en una secuencia interestratificada y metamorfozada de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica y rocas sedimentarias de intra-arco, principalmente jurásicas. Las anfíbolitas (metatobas y metalavas) alternan con los esquistos cuarzo micáceos (mepsamitas) que en el arroyo San Sebastián afloran de manera continua en un tramo de 2.5 km, mientras que en el resto de las localidades, principalmente en las que se ubican hacia el este, se ven interrumpidos el emplazamiento de plutón Calmallí, formando bloques y techos colgantes (roof pendant). Es en estas zonas de mezcla en donde aflora paragneises granatíferos, principalmente asociados a metapsamitas. En las cercanías al rancho La Esperanza aflora metacalizas interestratificadas con esquistos anfíbolíticos muy foliados, las cuales podrían asociarse a ambientes arrecifales de islas volcánicas. Dicha secuencia presenta una foliación casi vertical y esta está intensamente deformada. El metamorfismo alcanzado es de grado medio en facies de anfíbolita.

Afloramientos similares han sido reportados por Caballero-Ramírez (2014) en el oriente de la sierra El Arco, a aproximadamente 20 km al sureste, lo que indica la continuidad de la secuencia de posible asociación arrecifal, la cual forma parte de la secuencia descrita

por Contreras-López (2016) en los alrededores del plutón Calmallí, al sureste del área de este estudio.

De acuerdo con Torres-Carrillo et al. (2016), las rocas prebatolíticas del CBP de este estudio se pueden correlacionar con el grupo Nuevo Rosarito-El Arco, de edad Jurásico tardío-Cretácico temprano (Peña-Alonso et al., 2015). Este grupo forma una estructura continua que incluye a intrusivos tonalíticos de 151 Ma, con pantallas de rocas metamórficas jurásicas y rocas metavolcanoclásticas del Cretácico inferior, ubicadas en la región de La Unión y a la secuencia de arco de islas de la región Calmallí-El Arco descrita por Caballero-Ramírez (2014), de edad ~165 Ma en los depósitos cupríferos de El Arco (Valencia et al., 2006).

El plutón Calmallí (pC) es un plutón zonado que se extiende hasta la sierra El Veteado. Su núcleo es de composición gabrónica-diorítica y su periferia tonalítica (Caballero-Ramírez, 2014) cuyas edades U-Pb en zircones, reportadas por Contreras-López (2016) son de 100 ± 1.2 Ma en dioritas y 105 ± 0.4 Ma en tonalitas.

Este trabajo se enfoca en el estudio de cuarzodioritas de piroxeno y tonalitas de hornblenda y biotita, que tienen afinidad litológica y geoquímica con las del pC estudiadas por Caballero-Ramírez (2014) y Contreras-López (2016). Dichas rocas afloran en diferentes localidades ubicadas hacia el noroeste del rancho Las Palomas y núcleo del plutón (Figura 13). Desde las cercanías al rancho La Esperanza hasta el arroyo San Sebastián, el pC aflora de manera continua y, la presencia de diques de pegmatitas emplazados en fracturas horizontales, así como de texturas de permeación en la secuencia volcanosedimentaria y de bloques metavolcánicos interpretados como techos colgantes, permite suponer que esta zona representa el techo del pC. En el camino hacia el rancho Santa Cruz, aparecen rocas del pPo. Es aquí en donde algunas muestras presentan un comportamiento geoquímico diferente al resto de las del pC, el cual posiblemente se debe a la cercanía del pPo.

Las rocas geoquímicamente calco-alcaldas del pC tienen valores intermedios de potasio y es notable la buena correlación entre las clasificaciones petrográfica (QAP) y geoquímica (TAS), salvo en las zonas donde aparentemente hay influencia del pPo. De acuerdo con los diagramas de clasificación de Frost et al. (2001) las rocas del pC son metaluminosas, magnesianas y cálcicas, características de los granitoides cordilleranos tipo I.

El pC, según las tendencias lineales decrecientes observadas en los diagramas Harker y de Th/Nb vs Zr (Nicolae y Sacconi, 2003), siguió procesos de cristalización fraccionada principalmente y del diagrama de variación de óxidos molares de Altherr et al. (2000) se interpreta que las rocas del pC derivan de la fusión parcial de fuentes metabasálticas y metatolíticas. El patrón casi horizontal de las REE del pC (Figura 31), con un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) es similar al reportado en las partes central y sur del mismo plutón (Caballero-Ramírez, 2014; Contreras-López, 2016), que a su vez guardan correspondencia con las tonalitas y cuarzogabros de la provincia occidental en el norte del CBP (Gromet y Silver, 1985) y con los del oeste reportados por Peña-Alonso (2012) en Nuevo Rosarito.

De acuerdo con Contreras-López (2016), el plutón la Polea (pPo) es de composición granítica-granodiorítica y afloran al este y sureste del pC. Además menciona que el pPo forma parte del plutón Las Lagunitas definido por Kimbrough et al. (2001) como tipo La Posta y fechado entre 91.5 ± 1.5 y 92.4 ± 1.6 Ma (edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda). En este estudio se incluyen las rocas que guardan afinidad litológica y geoquímica, que afloran de manera casi continua hasta el arroyo San Sebastián, a 25 km al noroeste del núcleo del pC.

Su composición es principalmente granodiorítica y granítica con biotita y hornblenda, aunque entre las localidades del valle de Chapo y Las Tinajas, afloran granodioritas y granitos de biotita-muscovita, en donde se identifican texturas características de los granitos subsolvus (Best, 2003). Las rocas del pPo también son calco-alcaldas con niveles intermedios de potasio. Tienden a ser peraluminosas, magnesianas y

comparables con los granitoides cordilleranos tipo S. La cristalización fraccionada es el proceso predominante durante la diferenciación magmática, bajo condiciones de oxidación y agua (Frost y Frost, 2008), aunque en algunas granodioritas parece haberse dado un proceso de asimilación-cristalización fraccionada, ya que tienen valores de Th/Nb ligeramente superiores a la media (Figura 30). Los patrones de REE muestran afinidad genética con las rocas del mismo plutón descritas por Contreras-López (2016).

De acuerdo con el diagrama de variación de óxidos molares (Altherr et al., 2000) las rocas del pPo derivan de la fusión parcial de fuentes metabasálticas y metatolíticas. Los plutones Tipo La Posta, característicos de la provincia oriental del CBP se generaron por la fusión parcial de corteza oceánica en facies de anfibolita o eclogita (Walawender et al., 1990), por lo tanto el pPo es afín a este tipo de plutones. Sin embargo una de las características de los plutones tipo S es que sean derivados de la fusión parcial de rocas sedimentarias (Chappel y White, 2001), por lo que probablemente el pPo sea un plutón transicional Tipo I-S.

Las estructuras grandes identificadas como lineamientos tienen una orientación que varía entre $\sim 300^\circ$ y $\sim 330^\circ$, aunque en la parte oriental del área de estudio se concentran una serie de lineamientos orientados hacia el norte y noreste ($\sim 45^\circ$).

Como se ha descrito en trabajos previos, la foliación magmática y la foliación de las rocas encajonantes son marcadamente paralelas. En la parte oeste de área de estudio, la foliación muestra tendencia hacia el noroeste (desde 271/71 en el arroyo San Sebastián hasta 327/85 en el rancho Nuevo). En el este, la foliación cambia su orientación a nortesur a lo largo del arroyo Calmallí y hacia Santa Cruz, y noreste (59/87), en la parte más oriental del arroyo. Esta variación también se observa en los lineamientos, lo que confirma su asociación.

En el complejo La Unión, ubicado unos 50 km al noroeste del área de este estudio, Peña-Alonso et al. (2015) indican que la foliación en rocas prebatolíticas es noroeste (327/83) y asocia estas estructuras a un evento de deformación dextral transpresivo, activo

durante el Cretácico Temprano (entre 128 y 132 Ma.). Así mismo indica que la foliación es 321/80 en las rocas batolíticas pertenecientes a ese complejo y que esas estructuras se asocian a un evento de deformación de contracción oblicuo, que inició hace unos 108 Ma, de forma simultánea al emplazamiento de los plutones félsicos.

En la parte oriental del área de este estudio y hacia el sur, la foliación reportada para las rocas encajonantes se pueden relacionar con el primer evento de deformación, mientras que las foliaciones en rocas plutónicas y los lineamientos observados se pueden relacionar con el segundo evento de deformación. Sin embargo hay que resaltar que las estructuras con tendencia hacia el norte, observadas tanto en los intrusivos, como en las rocas encajonantes que se ubican al este, parecen no tener relación con dichos eventos o bien se encuentran en una zona cuyo campo y régimen de esfuerzos durante ese periodo de deformación fue distinto. Asimismo las variación en la foliación observadas en rocas plutónicas en las partes este y oeste del área de estudio supone un posible comportamiento distinto del basamento cristalino rígido.

En síntesis se puede decir que el plutón Calmallí es un plutón típico de la provincia occidental del CBP con una edad entre 100 y 105 Ma. emplazado en una secuencia de arco de islas asociadas a la secuencia de Nuevo Rosarito-El Arco. Este intrusivo tiene una forma elongada, orientada al noroeste, lo que indica que el emplazamiento se vio favorecido por la posición vertical de la secuencia prebatolítica. Por otro lado, el plutón La Polea es un plutón tipo La Posta, de dimensiones batolíticas y de edad 90 y 94 Ma., que intrusión a parte del pC y a una secuencia prebatolítica que aun no ha sido observada.

Debido al carácter peraluminoso del pPo, se presume que las rocas que lo alojan pueden estar asociadas a una zona transicional, como la descrita por Schmidt et al. (2014) que consisten en un ensamble de rocas clásticas y volcanoclásticas de edad Triásico-Cretácico medio. Ambos plutones se generaron en un ambiente de arco de islas.

8. Conclusiones

Las rocas metamórficas que alojan a los plutones cretácicos están constituidas por una secuencia de metatobas y metalavas de composición andesítica interestratificadas con metapsamitas, metacalizas y paragneises granatíferos. Presentan un metamorfismo de grado medio en facies de anfibolita y están asociadas a la secuencia de Nuevo Rosarito-El Arco. Su foliación es noroeste y subvertical y se asocia a un evento de deformación dextral transpresivo, activo durante el Cretácico Temprano.

El plutón Calmallí es un plutón zonado formado por rocas que varían desde gabros y dioritas de piroxeno en el núcleo, a tonalitas de hornblenda y biotita hacia la periferia. Su forma es elongada con un eje mayor de 32 km de longitud orientado al noroeste y forma parte de los plutones tipo I que caracterizan a la provincia occidental del CBP. El plutón La Polea es un plutón granítico de dimensiones batolíticas, el cual está intrusionando al plutón Calmallí. Este plutón puede ser parte del plutón Las Lagunitas, el cual es descrito como el intrusivo más meridional de los plutones tipo La Posta de la provincia oriental del CBP. Ambos plutones se derivan de la fusión parcial de fuentes metabasálticas y metatonalíticas, aunque el plutón La Polea muestra evidencias de asimilación de rocas encajonantes, así como de rocas del plutón Calmallí cerca de la zona de borde. Asimismo la cristalización fraccionada fue el proceso dominante durante la diferenciación magmática, no obstante es probable que en el plutón La Polea se haya dado un proceso de asimilación-cristalización fraccionada.

La orientación del plutón Calmallí, así como la foliación y los lineamientos observados en la parte suroeste del área de estudio son paralelos a la foliación de las rocas encajonantes, lo que indica que el emplazamiento se vio favorecido por la posición vertical de la secuencia prebatolítica. El contacto entre ambos plutones, también parece seguir una orientación noroeste por lo que es probable que el emplazamiento del plutón La Polea también se haya visto favorecido por esta tendencia en las rocas prebatolíticas.

Las foliaciones observadas en las rocas encajonantes se pueden relacionar con el primer evento de deformación descrito por Peña et al. (2015), el cual es dextral transpresivo y estuvo activo durante el Cretácico Temprano (entre 128 y 132 Ma). Las foliaciones observadas en rocas plutónicas se pueden relacionar con segundo evento de deformación descrito por los mismos autores, el cual es de contracción oblicuo e inició hace unos 108 Ma, de forma simultánea al emplazamiento de los plutones félsicos.

Las estructuras con tendencia hacia el norte, observadas tanto en los intrusivos, como en las rocas encajonantes que se ubican al este, parecen no tener relación con este eventos o bien se encuentran en una zona cuyo campo y régimen de esfuerzos durante ese periodo de deformación fue distinto. Las variación en la foliación observadas en rocas plutónicas en las partes este y oeste del área de estudio supone un posible comportamiento distinto del basamento cristalino rígido.

Lista de referencias bibliográficas

- Allmendinger, R. W. (2014) Stereonet [programa de computadora]. Ithaca, New York, Estados Unidos.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., and Kreuzer, H. (2000). High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1), 51-73.
- Avilez-Serrano, P. (2012). Análisis comparativo entre los plutones de la porción centro-meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, de acuerdo con su composición, edad y ambiente de emplazamiento. Tesis de Maestría. División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 175 p.
- Barthelmy, D. A. (1979). Regional geology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California. *Baja California geology*. San Diego State University, CA, 127-138.
- Bergbauer, S., and 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*. Blackwell Science Ltd, 729 p.
- Billings M.P. (1972). *Geología Estructural*. Editorial Universitaria de Buenos Aires. 564 p.
- Bottinga, Y., and Weill, D. F. (1970). Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *American Journal of Science*, 269(2), 169-182.
- Bucher, K., and Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science and Business Media. 441 p.
- 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 maestría. División de Ciencias de la Tierra. CICESE. 88 p.
- Camarena-García, M.A. (2006). Análisis morfológico y estructural de los complejos plutónicos de Baja California central a través de las técnicas de percepción remota. Tesis maestría. División de Ciencias de la Tierra. CICESE. 112 p.
- Chappell, B. W., and White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499.
- Clemens, J. D. (1998). Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 843-851.

- Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL). (1977). Carta geológica a escala 1:50,000, Los Tepetates, H12C72. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). México, D.F. 1 mapa.
- Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL). (1983). Carta geológica a escala 1:250,000, Isla San Sebastián, H12-10. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). México, D.F. 1 mapa.
- Contreras-López, M. (2016). Petrología, geoquímica y relaciones estructurales del Plutón Calmallí, al sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis maestría. División de Ciencias de la Tierra. CICESE. 144 p.
- Cruden, A. R. (1998). On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society-London*, 155(5), 853-862.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals (Vol. 696). London: Longman Scientific and Technical. 696 p.
- Delgado-Argote, L.A., Peña-Alonso, T.A., Ramírez, E., Böhnell, H., Molina-Garza, R. y Ortega-Rivera, A. (2004) Rasgos estructurales y petrográficos de plutones localizados entre San Quintín y la Sierra San Pedro Mártir, Baja California, México. *GEOS*, 24(1): 14-29.
- Delgado Argote, L. A., Weber, B., Peña Alonso, T. A., Molina Garza, R.S., Böhnell, H. y Valencia, V. (2007) Indicadores estructurales y edad de complejos plutónicos meridionales y rocas encajonantes del Cinturón Batolítico Peninsular de Baja California, *GEOS*, 27-1: 63.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planetary science letters*, 53(2), 189-202.
- Farias-García, R. (1978). Geophysical exploration of the El Arco-Calmalli mining district, Baja California, Mexico. Tesis de Maestría. Universidad de Arizona. 70 p.
- Frost, B. R., and Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., and Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048.
- Gastil, G. (1983). Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico. *Geological Society of America Memoirs*, 159, 265-276.

- Gastil, R. G. (1990 a). The boundary between the magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks in Peninsular California. Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and southern and Baja California, University Museum, University of Tokyo, Nature and Culture, 2, 91-100.
- Gastil, R. G. (1990 b). Zoned plutons of the Peninsular Ranges in southern and Baja California. Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and southern and Baja California, University Museum, University of Tokyo, Nature and Culture, 2, 77-90.
- Gastil, R. G. (1993). Prebatholithic history of peninsular California. Geological Society of America Special Papers, 279, 145-156.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America Memoirs, 140, 1-201.
- Gastil, G., Diamond, J., Knaack, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B. and Erskine, B. (1990). The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California California. Geological Society of America Memoirs, 174, pp.19-32.
- Gill, R. (2010). Igneous rocks and processes: a practical guide. John Wiley and Sons. 472 p.
- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., & Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?. GSA today, 14(4/5), 4-12.
- Goodge, J. 2016. Energy-Dispersive X-Ray Spectroscopy (EDS). Recuperado en junio de 2016 de Integrating Research and Education del Science Education Resource Center (SERC).
- Gromet, P., and Silver, L. T. (1987). REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. Journal of Petrology, 28(1), 75-125.
- Haggerty, S. E. (1991). Oxide textures; a mini-atlas. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 25(1), 129-219.
- Hoffman, E.L., (1992). Instrumental Neutron Activation in Geoanalysis. Journal of Geochemical Exploration, volume 44, p. 297-319. Recuperado en mayo de 2016 de Activation Laboratories Geochemistry Methods.
- Hualde, J., (2005) Tridraw [programa de computadora] Illinois, Estados Unidos.

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2003). Carta topográfica a escala 1:50,000, Los Tepetates, H12C72, México, D.F., 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2003). Carta topográfica a escala 1:50,000, El Arco, H12C82, México, D.F., 1 mapa.
- Irvine, T. N. J., and Baragar, W. R. A. F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Jackson, J. A., and Bates, R. L. (1997). *Glossary of Geology*: American Geological Institute. Alexandria, Virginia.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, J.B., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega-Rivera, A. and Fanning, C.M. (2001). Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geology*, 29(6), pp.491-494.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J. and Lameyre, J. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences*. In Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
- Le Maitre, R.W.B., Dudek, P., Keller, A., Lameyre, J., Le Bas, J., Sabine, M.J., Schmid, P.A., Sorensen, R., Streckeisen, H., Woolley, A. and Zanettin, A.R. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (No. 552.3 CLA)*. International Union of Geological Sciences.
- Marsh, B. D. (2000). Magma chambers. *Encyclopedia of volcanoes*, 1, 191-206.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., and Guilford, C. (1982). *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman.
- Nicolae, I., and Sacconi, E. (2003). Petrology and geochemistry of the Late Jurassic calc-alkaline series associated to Middle Jurassic ophiolites in the South Apuseni Mountains (Romania). *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, 83(1), 81-96.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.

- Peña-Alonso, T. A., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., and Valencia, V. (2012). Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 1-23.
- Peña-Alonso, T. A., Delgado-Argote, L. A., and 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*, 57(1), 28-54.
- Petford, N., Kerr, R. C., and Lister, J. R. (1993). Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21(9), 845-848.
- Price, N. J., and Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press.
- Radelli, L. (1989). The ophiolites of Calmalli and the Olvidada na pe of northern Baja California and west-central Sonora. in Abbott, P.L. (Ed). *Geologic Studies in Baja California, The Pacific Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 79–89.
- Rahiman, T. I., and Pettinga, J. R. (2008). Analysis of lineaments and their relationship to Neogene fracturing, SE Viti Levu, Fiji. *Geological Society of America Bulletin*, 120(11-12), 1544-1555.
- Rendón-Márquez, G. (1995). *Técnicas de preparación de rocas y minerales*. CICESE. Reporte Interno. 32 p.
- Roeder, P. L., and Emslie, R. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to mineralogy and petrology*, 29(4), 275-289.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical. 352 p.
- Rockware Inc., (2012) IGPET [programa de computadora] Golden, Colorado, Estados Unidos.
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Johnson, S. E., and Paterson, S. R. (2002). Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith. *Special papers-Geological Society Of America*, 49-72.
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Alsleben, H., and 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.

- Silver, L. T., and Chappell, B. W. (1988). The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79(2-3), 105-121.
- Silver, L. T., Taylor, H. P., and Chappell, B. W. (1979). Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the international border of the USA and Mexico. In *Mesozoic Crystalline Rocks: Geological Society of America, Annual Meeting, Guidebook* (pp. 83-110).
- Sinton, J. M., Langmuir, C. H., Bender, J. F. and Detrick, R. S. D. (1992). What is a magma chamber?. *RIDGE Events*, 3, (1), 46-49.
- Slack, J. F., Schmidt, J. M., and Dumoulin, J. A. (2004). Whole rock geochemical data for Paleozoic sedimentary rocks of the western Brooks Range, Alaska (No. 2004-1371).
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Swap, S. (2016). Scanning Electron Microscopy (SEM). Recuperado en junio de 2016 de Integrating Research and Education del Science Education Resource Center (SERC).
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications. 312 p.
- Thornton, C. P., and Tuttle, O. F. (1960). Chemistry of igneous rocks--[Part] 1, Differentiation index. *American Journal of Science*, 258(9), 664-684.
- Todd, V. R., and Shaw, S. E. (1979). Structural, metamorphic, and intrusive framework of the Peninsular Ranges batholith in southern San Diego County, California. *Mesozoic Crystalline Rocks*, PL Abbott and VR Todd, Editors, 177-232.
- Todd, V. R., and Shaw, S. E. (1985). S-type granitoids and an IS line in the Peninsular Ranges batholith, southern California. *Geology*, 13(4), 231-233.
- Torres-Carrillo, X. G. (2010). Análisis geológico del Complejo Plutónico San Jerónimo en el sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis maestría. División de Ciencias de la Tierra. CICESE. 129 p.
- Torres-Carrillo, X., Delgado-Argote, L., Espinosa-Cardena, J. y Romo-Jones, J. (2011). Análisis geológico y aeromagnético de las concentraciones anómalas de Fe en el plutón San Jerónimo en el Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 487-501.

- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Böhnel, H., Molina-Garza, R. S., and 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*, 58(4), 489-509.
- Tulloch, A. J., and 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. *Special paper-Geological Society of America*, (374), 275-295.
- Valencia, V. A., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J., and Lopez-Martinez, M. (2006). Re–Os and U–Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico: implications for the Jurassic tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1), 39-51.
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, J.P., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, R.S., Wardlaw, M.S., Gunn, S.H. and Smith, B.M. (1990). Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 174, pp.1-18.
- Weber, B., and López, M. (2006). Pb, Sr, and Nd isotopic and chemical evidence for a primitive island arc emplacement of the El Arco porphyry copper deposit (Baja California, Mexico). *Mineralium Deposita*, 40(6-7), 707-725.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185.
- Wilson, B. M. (1989). *Igneous petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwim Hyman. 466 p.
- Yong Technology Inc., (2014). Online Rose Diagram [programa de computadora]. Edmonton, Canada. Recuperado en agosto de 2015 de <http://www.yongtechnology.com/yong-lab/online-rose-diagram/>

Apéndice

Tabla 12. Análisis químico de minerales representativos formadores de rocas ígneas. Tomado y modificado de Best (2003). Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010): ab: albita, aug: augita, an: anortita, bt: biotita, hbl: hornblenda, ilm: ilmenita, lb: labradorita, mag: magnetita, olg: oligoclasa, phl: flogopita, pl: plagioclasa, ttn: titanita.

	Piroxenos	Anfiboles	Feldespatos				Micas			Óxidos de Fe-Ti	
	aug	hbl	ab	olg	lb	an	bt	phl	ms	mag	ilm
SiO ₂	51.5	44.48	67.84	62.7	52.42	44.17	35.93	40.62	46.17	0.07	0.03
TiO ₂	1.2	1.69	0.00		0.09		4.27	2.27	1.07	3.9	48.6
Al ₂ O ₃	2.2	7.47	19.65	23.27	29.7	34.95	13.00	11.26	33.85	2.7	0.07
V ₂ O ₃										1.0	0.05
Cr ₂ O ₃	0.0									0.08	0.05
Fe ₂ O ₃	4.3	3.91	0.03	0.19	0.36	0.56	2.61		0.99	58.1	8.8
FeO	5.2	17.7	0.02		0.13	0.08	20.81	5.42	0.99	34.0	39.8
MnO	0.0	0.26					0.11	0.06	tz	0.28	0.44
MgO	15.4	9.34	0.04		0.00	0.00	9.26	24.67	1.77	0.7	1.9
BaO				0.02							
CaO	19.6	10.72	0.00	4.35	12.65	18.63	0.41	0.13	0.00	0.03	0.04
Na ₂ O	0.4	1.46	11.7	8.58	4.01	0.79	0.10		1.08		
K ₂ O	0.1	0.97	0.29	1.23	0.21	0.05	10.14	10.13	9.60		
H ₂ O ⁺		1.47	0.56			0.84	2.69	3.09	4.52		
H ₂ O ⁻									0.07		
F		0.31					0.65				
Total	99.9	99.78	99.50	100.34	99.65	100.07	99.98	98.94	99.75	99.87	99.78

Tabla 13. Coeficientes de partición mineral/fundido para líquidos basálticos andesíticos y para líquidos andesíticos (Tomado y modificado de Rollinson, 1993). Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010). cpx: clinopiroxeno, hbl: hornblenda, pl: plagioclasa, phl: flogopita, mag: magnetita, ttn: titanita.

	Líquidos basalto-andesíticos						Líquidos andesíticos												
	cpx		hbl		pl		phl	mag	ttn	cpx		Pl		hbl	mag	ttn			
Rb	0.031		0.29		0.07		3.06			0.02 0.013		0.05 0.07		0.04	0.01				
Sr	0.060		0.46		1.83		0.08			0.08 0.033		2.82 1.60 1.80		0.2-0.4	0.01	0.06			
Ba	0.026		0.42		0.23		1.09			0.02 0.040		0.503 0.16 0.16		0.100	0.01				
K	0.038		0.96		0.17					0.02 0.011		0.12 0.11		0.33	0.01				
Y	0.900		1.00		0.03		0.03	0.2		1.500		0.060 0.013		2.500	0.50				
Ti	0.400		1.5		0.04		0.90	7.5		0.400		0.050		3.00	9.00				
Zr	0.100		0.5		1.56		0.05	0.1	4.65	0.162 0.27		0.013		0.01	1.400	0.20			
Hf	0.263		0.5		1.53		0.05	2-4	13	0.173 0.25		0.015							
Nb	0.05		0.8		0.01		1.00	0.4		0.300		0.025		1.300	1.00	6.1			
Ta	0.013							1-10								17.0			
Th	0.030		0.5		0.01					0.01		0.01		0.150	0.10				
La	0.06		0.25	0.54	0.190	0.147		1.5-3.0		0.047		0.302 0.228		0.500		2.0			
Ce	0.15	0.10	0.2	0.32	0.84	0.12	0.111	0.082	0.03	1.3-3.0	0.084 0.25 0.508		0.221 0.136 0.19 0.20		0.20				
Pr	0		0.33		1.34		0.08	0.090	0.055	0.03	1.0-3.0		0.149 0.155 0.14						
Nd	0.31		0.33		1.34		0.08	0.090	0.055	0.03	1.0-3.0		0.149 0.155 0.14						
Sm	0.50	0.45	0.52	1.80	0.07	0.072	0.040	0.03	1.1-2.2	0.377	0.75	0.954	0.102	0.077	0.12	0.11	1.2-3.0	0.30	10.0
Eu	0.51	0.48	0.40	1.56	0.34	0.433	1.126	0.03	0.6-1.5	0.80 0.681		1.214 0.079 0.38 0.31			0.25				
Gd	0.61	0.56	0.63	2.02	0.07	0.071	0.031	0.03		0.583 1.350		0.067 0.056 0.05							
Tb	0.57		1.3					1-2											
Dy	0.68	0.59	0.64	2.02	0.06	0.063	0.023	0.03		0.774 1.460		0.050 0.045 0.13							
Ho														1.5-3.0		10.0			
Er	0.65	0.59	0.55	1.74	0.06	0.057	0.020	0.03		0.708 1.330		0.045 0.040 0.03							
Tm								1-2						1.2-2.1					
Yb	0.62	0.54	0.49	1.2	1.64	0.07	0.056	0.023	0.04	0.9-1.8	0.633 0.90 1.300		0.041 0.03 0.05		0.25				
Lu	0.56	0.51	0.43	1.1	1.56	0.06	0.053	0.019	0.05		0.665		0.039 0.046 0.03			6.00			
Ni	1.5-14		6.8					29		6.00		0.01		10.00	10.0				
Co	0.5-2		2					7.4		3.00		0.01		13.00	8.00				
V	1.35		6.4					26		1.10		0.01		32.00	30.0				
Cr	34		12.5					153		30.0		0.01		30.00	32.0				
Sc	1.7-3.2		2.2-4.2							3.00		0.01		10.00	2.00				
Mn	0.3-1.2											0.01							

Tabla 14. Coeficientes de partición mineral/fundido para líquidos dacíticos y riolíticos (Modificado de Rollinson, 1993). Abreviatura de minerales (Whitney y Evans, 2010). cpx: clinopiroxeno, hbl: hornblenda, bt: biotita, mag: magnetita, ilm: ilmenita, pl: plagioclasa, kfs: feldespatopotásico, ap: apatito, zrn: zircón, ttn: titanita.

	cpx			hbl	bt			mag	ilm		pl			kfs			ap		zr		ttn
Rb	0.03			0.01	2.24	3.20	4.20				0.048	0.041	0.105	0.34	1.75	0.49					
Sr	0.12			0.02		0.45					2.840	4.400	15.63	3.87	5.40	3.76					
Ba	0.13	1.40		0.04	9.70	23.5	5.38				0.360	0.308	1.515	6.12	11.45	4.30					
K	0.04			0.08							0.263	0.100			0.195						
Cs						3.00	2.30						0.105			0.03				3.15	
Pb						0.77							0.972		2.473						
Y	4.00	3.10		6.00	0.03	1.23		2.00			0.100	0.130					40				
Ti	0.70			7.00				12.5			0.050						0.1				
Zr	0.60			4.00		1.20		0.80			0.100	0.135		0.030			0.1	0.64			
Hf		0.63	0.0			0.70	0.60		1.88	3.10			0.148	0.033	0.017		0.73		3194	977.5	
Nb	0.80			4.00		6.37		2.50			0.600					0.1				6.30	
Ta		0.26	0.75			1.57	1.34			3.17	106		0.035	0.010	0.019				47.50	16.5	
Th		0.15	5.99			0.99	1.23			0.46	7.50		0.048	0.023	0.018				76.80		
U			0.21			0.77	0.17			0.52	3.20		0.093	0.048	0.021				340.5		
La		1.11	0.60			5.71	3.18		1.223	7.10		0.380		0.080	0.072		14.5		16.90	4.18	
Ce	0.50	1.83	1.00	1.52	0.32	4.36	2.80		1.640	7.80	0.240	0.270	0.267	0.04	0.037	0.046	34.7	21.10	16.75	4.31	
Pr																					
Nd	1.11	3.30	2.10	4.26	0.29	2.56	2.23		2.267	7.60	0.170	0.210	0.203	0.025	0.035	0.038	57.1	32.80	13.30	4.29	
Sm	1.67	5.23	10.7	7.77	0.26	2.11	1.55		2.833	6.90	0.130	0.013	0.165	0.018	0.025	0.025	62.8	46.00	14.40	4.94	
Eu	1.56	4.10	5.00	5.14	0.24	2.02	0.87		1.013	2.50	2.110	2.150	5.417	1.130	4.450	2.60	30.4	25.50	16.00	3.31	
Gd	1.85			10.0	0.28						0.900	0.097	0.125	0.011			56.3	43.90	12.00	6.59	
Tb		7.53	9.25			1.96	1.05		3.267	6.50					0.025	0.033			37.00		
Dy	1.93	7.3	8.90	13.0	0.29	1.72	0.82		2.633	4.90	0.086	0.064	0.112	0.006	0.055	0.052	50.7	34.80	101.5	47.40	
Ho																					
Er	1.80			12.0	0.35						0.084	0.055		0.006			37.2	22.70	135.0	99.80	
Tm																					
Yb	1.58	6.37	4.55	8.38	0.44	1.47	0.34		1.467	4.10	0.077	0.049	0.090	0.012	0.030	0.015	23.9	15.40	527.0	191.0	
Lu	1.54	5.93	4.30	5.50	0.33	1.62	0.61		1.203	3.60	0.062	0.046	0.092	0.006	0.033	0.031	20.2	13.80	641.5	264.5	
Ni																					
Co		72					88.67									0.240				16.00	
V																					
Cr		53.0	89.5			19.65	5.233		109.0	3.00										189.5	
Sc		32.7	28.4			13.63	15.57		10.63	5.90			0.053		0.023	0.040				68.65	
Mn						124.5	10.37		32.00	115			0.365			0.022				1.52	