

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



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

**Rasgos composicionales y estructurales del batolito granítico
Piedra Blanca, SE del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja
California**

Tesis

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

Presenta:

Emmanuel Ortega Martínez

Ensenada, Baja California, México
2018

Tesis defendida por

Emmanuel Ortega Martínez

y aprobada por el siguiente comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Tesis

Dr. Bodo Weber

Dr. José Enrique Íñiguez Pacheco

Dra. Carolina Álvarez Delgado



Dr. Jonás De Dios De Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Director de Estudios de Posgrado

Emmanuel Ortega Martínez © 2018

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 **Emmanuel Ortega Martínez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Rasgos composicionales y estructurales del batolito granítico Piedra Blanca, SE del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California.

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de tesis

En este trabajo se analiza el batolito Piedra Blanca (bPB) que representa el plutón más meridional del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP). Con base en sus características petrológicas, susceptibilidad magnética (SM) y rasgos estructurales, el bPB puede dividirse en una zona periférica compuesta principalmente por granodiorita de biotita y hornblenda y una zona central de ca. 92 Ma con granito de biotita dominante. Las granodioritas son más ricas en óxidos de Fe-Ti. El óxido dominante es la ilmenita de textura compuesta con lentes de titanohematita y ocasionalmente rutilo. En los granitos el óxido principal es la hematita con textura homogénea. En las granodioritas periféricas la SM promedio es de 6.58×10^{-3} SI y en los granitos centrales de 3.41×10^{-3} . Las foliaciones del bPB definen un patrón geométrico complejo. En las granodioritas las foliaciones son paralelas a los bordes del intrusivo tipo piel de cebolla y en los granitos del centro se observa un patrón subparalelo orientado en $\sim 40^\circ$. Geoquímicamente, el bPB está compuesto por granodiorita, granito y diorita, en ese orden de abundancia. La serie es magnésiana, cálcica-calcoalcalina y predominantemente peraluminosa con corindón normativo. Los diagramas Harker sugieren un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada de un sistema magmático común. El patrón de tierras raras está muy fraccionado y es similar al de los intrusivos tipo La Posta. Se interpreta que el bPB está emplazado en una corteza transicional entre arcos de islas y continental en el Cretácico Tardío.

Palabras clave: batolito Piedra Blanca, Cinturón Batolítico Peninsular, granito.

Abstract of the thesis presented by **Emmanuel Ortega Martinez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

Compositional and structural features of the granite batholite Piedra Blanca, SE of the Peninsular Ranges batholith, Baja California.

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Thesis advisor

In this work, the Piedra Blanca batholith (bPB) is analyzed, which represents the southernmost pluton of the Peninsular Ranges batholith (PRB). Based on its petrological characteristics, magnetic susceptibility (SM) and structural features, bPB can be divided into a peripheral zone composed mainly of biotite and hornblende granodiorite and a central zone of ca. 92 Ma with dominant biotite granite. Granodiorites are richer in Fe-Ti oxides. The dominant oxide is ilmenite composed of titanohematite lenses and occasionally rutile. In granites, the main oxide is hematite with homogeneous texture. In the peripheral granodiorites the average SM is 6.58×10^{-3} SI and in the central granites of 3.41×10^{-3} . The bPB foliations define a complex geometric pattern. In the granodiorites the foliations are parallel to the edges of the intrusive onion skin type and in the granites of the center a subparallel pattern oriented in $\sim 40^\circ$ is observed. Geochemically, bPB is composed of granodiorite, granite and diorite, in that order of abundance. The series is magnesian, calcic-calcalkaline and predominantly peraluminous with normative corundum. The Harker diagrams suggest a process of differentiation by fractional crystallization of a common magmatic system. The rare earth pattern is very fractionated and is similar to the intrusive La Posta type. It is interpreted that the bPB is located in a transitional crust between arcs of islands and continental affinities in the Late Cretaceous.

Key words: Piedra Blanca batholith, Peninsular Ranges batholith, granite.

Dedicatoria

A mi papá y mamá: Emne y Alma

A mis hermanos: Edgar y Lizbeth

Labor omnia vincit

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y a la División de Ciencias de la Tierra, por haberme abierto las puertas de su comunidad y poder realizar mis estudios de Maestría. Gracias al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca No. 613543, otorgada durante el tiempo que me llevó vivir esta grata experiencia.

A mi director de tesis, Dr. Luis Alberto Delgado Argote, por la paciencia y los conocimientos compartidos durante este tiempo, por las experiencias gratas y el conocimiento compartido.

A mis sinodales, Dra. Carolina Álvarez Delgado, Dr. Bodo Weber y especialmente al Dr. José Enrique Íñiguez Pacheco, por los comentarios que permitieron enriquecer este trabajo.

Al personal técnico y administrativo de la División de Ciencias de la Tierra, especialmente a Gabriel Rendón, Víctor Pérez, Luis Gradilla y Susana Rosas, por su tiempo y apoyo durante cada uno de los procedimientos realizados en los laboratorios.

Al personal técnico del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo), Cecilia Pacheco, Margarita y Vladimir por su valiosa ayuda.

De manera muy afectuosa, agradezco a los buenos amigos que hice durante esta etapa de mi vida. A Gabriela por las enormes experiencias vividas y por enseñarme a ver la vida de una perspectiva diferente, a Fernando y Félix por los gratos momentos de diversión que ayudaron a aliviar el estrés y a Allan por los momentos de debate que ayudaron a aclarar mis ideas.

Por último, pero menos importante, a mi papá y mamá, por haberme educado como lo hicieron, por alentarme a cumplir mis objetivos y por enseñarme que no hay metas educativas que no pueda alcanzar.

Tabla de contenido

Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xiv
1.Introducción	1
1.1 Contexto geológico	4
1.2 Trabajos previos	7
1.3 Justificación	8
1.4 Hipótesis.....	9
1.5 Objetivos del trabajo.....	10
1.5.1 Objetivo general.....	10
1.5.3 Objetivos específicos.....	10
2. Metodología.....	11
2.1 Cartografía.....	11
2.2 Análisis estructural	11
2.3 Trabajo de campo.....	11
2.4 Medición de susceptibilidad magnética.....	12
2.5 Petrografía y microscopía electrónica.....	12
2.6 Difracción de Rayos X.....	14
2.7 Geoquímica	15
3. Características estructurales del batolito Piedra Blanca.....	18
3.2 Análisis de lineamientos estructurales.....	18
3.1 Análisis de las foliaciones y fracturas	20
4. Petrología del batolito Piedra Blanca.....	24
4.1 Unidades litológicas	24
4.1.1 Roca Encajonante	26

4.1.2 Rocas Plutónicas.....	30
4.2 Geoquímica	43
4.2.1 Geoquímica de elementos mayores.....	43
4.2.2 Geoquímica de elementos traza	51
4.3 Análisis de los óxidos de Fe-Ti.....	52
4.3.1 Óxidos de Fe-Ti de las granodioritas de la unidad periférica	53
4.3.2 Óxidos de Fe-Ti de los granitos de la unidad central	55
4.3.3 Difracción de Rayos X.....	55
4.4 Análisis de la susceptibilidad magnética de las unidades del bPB	58
5. Discusión	60
6. Conclusiones.....	66
Literatura citada	68
Anexo	74

Lista de figuras

- Figura 1.** Ilustración esquemática del circuito magmático a diferentes niveles corticales. Los estadios principales son fusión, segregación, ascenso, emplazamiento y erupción. El ascenso de magma puede asociarse con la formación de diapiros o por medio de fracturas. El ascenso por fracturas implica procesos de hidrofracturamiento de la roca encajonante. De los que se forman diques que se detendrán por diferencias en las densidades entre las rocas encajonantes y los cuerpos de magma forman sills que pueden progresivamente formar plutones. Se muestran también las diferentes geoformas que exhiben los cuerpos intrusivos, como los diques, sills, lacolitos y lopolitos. Figura tomada de Burchardt (2009).3
- Figura 2.** Mapa del Cinturón Batolítico Peninsular en el NW de México indicando las unidades litológicas distribuidas en provincias tectonoestratigráficas modificadas de Gastil (1983), Alsleben et al. (2014), Schmidt et al. (2014) y Torres-Carrillo et al. (2016). Otras divisiones importantes están definidas por las líneas magnetita-Ilmenita (Gastil et al. 1990) y gabro-tonalita (Gastil 1983). En el recuadro se incluye el mapa aeromagnético (reducido al polo) de Baja California de Langenheim et al. (2014). Muestra la continuidad en la distribución de litologías con altos y bajos valores de campo magnético a lo largo de la península de Baja California, cuyo límite, al norte de la península coincide aproximadamente con las líneas mencionadas. (Imagen tomada de Contreras-López et al., 2018).....5
- Figura 3.** Ubicación de los plutones Piedra Blanca y Calmallí en el contexto de las rocas encajonantes de la Figura 1. Los terrenos definidos litológicamente se basan en interpretaciones de Schmidt et al. (2002), Gastil (1993) y Torres-Carrillo et al. (2016). En gris oscuro se muestra el plutón Piedra Blanca, cuya extensión E-W es de aproximadamente 35 km. En gris claro se muestra el plutón Calmallí según la cartografía de Contreras López (2016).9
- Figura 4.** A) Mapa litológico del batolito Piedra Blanca. Muestra los lineamientos rectilíneos y curvilíneos interpretados a partir de imágenes de satélite. Los números en color azul indican el número de sitio donde se tomaron datos estructurales y corresponden a los mostrados en la Tabla II. B) Diagrama de dirección de esfuerzos producidos durante la intrusión de pulsos magmáticos verticales (Anderson 1936 (en Shaw, 1980); C) Clasificación y distribución de fracturas en rocas intrusivas de acuerdo con Closs (1922; en Price y Cosgrove, 1990); C= cruzada, L= longitudinal y H= horizontal19
- Figura 5.** Diagramas de rosas unidireccionales con las tendencias de los lineamientos interpretados a partir de imágenes satelitales: A) en rocas intrusivas de la periferia granodiorítica; B) en rocas intrusivas de la zona central granítica. La tendencia de los lineamientos es similar en las dos litologías que conforman el bPB y coinciden con la elongación NW-SE que tiene el batolito. N representa en número de lineamientos, ponderados con una longitud de 1000 m.21

- Figura 6.** Mapa geológico del batolito Piedra Blanca. Los estereogramas (hemisferio sur en la proyección de Schmidt) muestran los planos promedio de la foliación magmática (en rojo). En verde están representadas las fracturas longitudinales y en azul las cruzadas, según la clasificación propuesta por Cloos (1922, en Price y Crosgrrove, 1990). Señalado con un asterisco está la orientación de las segregaciones observadas en la zona de muestra 35 (ver sección 4.1.2.2). La información es A, C y E son de Jaimes-Lugo (2015), B y D de Gómez-Álvarez (2017) y F de Contreras-López (2016).22
- Figura 7.** Mapa litológico del batolito Piedra Blanca caracterizado por rocas graníticas rodeadas de rocas granodioríticas. El plutón Calmallí se diferencia por su núcleo máfico (Ga-Di) y periferia tonalítica (To). La zona de estudio está señalada en el recuadro. Los puntos en rojo son muestras de Jaimes-Lugo (2016), Contreras-López (2016) y Gómez-Álvarez (2017) que se presentan en la Tabla III. Abreviaturas y localidades (ranchos): AC = Arroyo Calmallí, CB = Casa Blanca, CV = Calmallí Viejo, ECc = El Cañoncito, EP = El Palmar, LE = La Esperanza, LL = Las Lagunitas, LPa = Las Palomas, LPO = La Polea, LPu = La Purificación, LTi = Las Tinajas, LU = La Unión, PB = Piedra Blanca, SC = Santa Cruz, SEV = Sierra El Veteado, SI = Santa Isabel, VC = Valle de Chapo. Mapa elaborado a partir de Gastil et al. (1975) Jaimes-Lugo (2016), Contreras-López (2016) y cartas CETENAL (1977) H12C77, H12C73 Y H12C74, escalas 1: 50,000d.....25
- Figura 8.** Clasificación de 55 muestras del batolito Piedra Blanca en el diagrama de clasificación modal de rocas plutónicas QAP (Le Maitre, 2002). La síntesis petrográfica está en la tabla 2. Los números indican la clave de la muestra, aquellas muestras que están acompañadas de una letra indican la procedencia de los datos, 4G y 6G son de Gómez-Álvarez (2017). La simbología indica la unidad del batolito a la que pertenece cada muestra. Las líneas grises representan la tendencia de las series: cálcica (batolito Sierras peninsulares), calcoalcalina (batolito Toulumne), alcalino-cálcica (batolito Ballachulish, Escocia) y alcalina (batolito Lofoten, Noruega) propuestas por Frost y Frost (2008).....26
- Figura 9.** Afloramientos de roca encajonante en el área de estudio. A), B) y C) corresponden al colgante de roca encajonante. Las litologías identificadas son un dique de granodiorita de Bt-Hbl (muestra 42), esquisto de biotita y hornblenda (muestra 44) y una metasamita (muestra 43) en A, B y C, respectivamente; D) afloramiento de esquisto de biotita (muestra 47) en el extremo este de la periferia granodiorítica (zona de muestras 47-50 en Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Hbl= hornblenda.28
- Figura 10** Micrografías de rocas encajonantes: A) y B) Muestra 42 con nícoles X correspondientes a una lava o sill diorítico con cristales de plagioclasa (andesina) de grano medio y abundantes de grano fino de biotita; C) y D) muestra 44 de esquisto de biotita-hornblenda, con plagioclasa de grano medio y abundante hornblenda y biotita en arreglo foliado; E y F) metarenisca de grano fino con foliación poco definida por biotita, se observan escasos cristales de muscovita y la biotita está alterada con clorita (muestra 43). Abreviaturas: Bt= biotita, Chl= clorita, Pl= plagioclasa, Hbl= hornblenda, Ms= muscovita29

Figura 11. Afloramientos de granodioritas de la periferia del bPB: A) granodiorita de biotita de grano medio, foliada con magnetita en cristales < 1 mm cerca del rancho Las Tinajas (LTi en Figura 7), es (tomada de Jaimes-Lugo, 2015); B) conglomerado polimíctico que cubre a las unidades intrusivas del en el rancho Las Tinajas (tomada de Gómez-Álvarez, 2017); C) contacto entre un dique de cuarzodiorita de hornblenda (muestra 23) y granodiorita con granitos de biotita al sur del rancho Piedra Blanca (PB al SW del área de estudio en Figura 7); D) enclave de 10 cm de largo orientado en dirección de la foliación magmática, en cuarzomonzodiorita de hornblenda; E) y F) esquistos de biotita y hornblenda, (muestras 38 y 39, respectivamente), en la zona central del área de estudio (muestra 37 y 38, respectivamente; Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Hbl= hornblenda.31

Figura 12. Afloramientos de: A) zona de mezcla de muestras 17 y 18 observado en granodioritas de la periferia (Figura 7), en donde se interpreta que la tonalita leucocrática de grano fino intrusión a la granodiorita de grano medio mesocrática; B) zona de mezcla de muestras 46 y 48 en la periferia de bPB (Figura 7), donde se observa una textura de flujo viscoso; c) Segregaciones máficas y félsicas en la zona de mezcla de B); D) y E) Micrografías con luz polarizada: D) segregación máfica, con cristales anhedrales de plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita, se observan mirmequitas, en círculo amarillo con línea punteada y pertitas, en línea punteada amarilla (muestra 49 del extremo este de la periferia; Figura 7); E) segregación félsica, con cristales anhedrales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, (muestra 50 del extremo este de la periferia en Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Kfs= feldespato potásico, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo.33

Figura 13. Micrografías con luz polarizada de granodioritas de la periferia del bPB: A) granodiorita de biotita, con cristales de plagioclasa con desarrollo de mirmequitas (muestra 20, al este de área de estudio en Figura 7); B) granodiorita de biotita, con plagioclasas con mirmequitas en línea punteada amarilla (muestra 41, al este del área de estudio en Figura 7); C) granodiorita de biotita, con cristales subhedrales de plagioclasa (andesina), cuarzo, biotita y escasos cristales de feldespato potásico anhedral (muestra 24, al sur del área de estudio en Figura 7); D) granodiorita de biotita, con feldespato potásico con inclusiones de plagioclasa y biotita (muestra 20, al este del área de estudio en Figura 7); E) cuarzodiorita de biotita y hornblenda, con cristales subhedrales de plagioclasa (andesina), hornblenda y cristales anhedrales de clinopiroxeno (muestras 23, al sur del área de estudio en Figura 7); F) Enclave de cuarzomonzodiorita de biotita, ocasionalmente cloritizada, tiene cristales subhedrales de hornblenda y anhedrales de clinopiroxeno (muestra 26, al sur del área de estudio en Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Chl= clorita, Cpx= clinopiroxeno, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo.....38

Figura 14. Afloramientos de granitos de la zona central del bPB: A) diques con textura gráfica de aproximadamente 20 m de largo y 4 m de ancho que intrusionan a granitos de grano grueso en la zona oeste del área de estudio (muestras 28-30 en Figura 7); B) magnetita euhedral en los diques con textura gráfica; C) diques pegmatíticos y segregaciones máficas con biotita en granitos de la zona de muestras 29 y 30; D) vista de los afloramientos de granito en la zona de la muestra 30 cubiertos por derrames basálticos miocénicos; E) segregación de bandas máficas y félsicas en la zona central (muestra 36; Figura 7); F) arreglo ortogonal de diques aplíticos y pegmatíticos de la zona central (muestra 31; Figura 7); G) afloramiento de granitos en la localidad La Purificación al sur del área de estudio (muestra 5 en figura 7) se observa una serie de diques emplazados en fracturas subhorizontales; H) xenolito de esquito de biotita (muestra 6, Tabla o figura tal) de 15 cm de largo en el plutón La Purificación (fotografía cortesía de Contreras-López, 2017).
Abreviaturas: Mag= magnetita.....41

Figura 15. Micrografías con luz polarizada de granitos de la zona central del bPB: A) granito de la zona central, con cristales subhedrales de plagioclas, cuarzo, biotita cloritizada y feldespato potásico anhedral (muestra 30; Figura 7); B) granito del W de la zona central, con cristales subhedrales y anhedrales de plagioclasa con mirmequitas, en el círculo con línea punteada, feldespato potásico y biotita y opacos subhedrales (muestra 29; Figura 7); C) granito de biotita, con cristales de feldespato potásico con pertitas tipo "cerebro" (muestra 14, al centro del área de estudio centro; Figura 7); D) y E) dique de granito, con cristales subhedrales de granate, plagioclasa, cuarzo y muscovita, ambas micrografías son de la muestra 35, noroeste del área de estudio (Figura 7).
Abreviaturas: Bt= biotita, Chl= clorita, Grt= granate, Kfs= feldespato potásico, Ms= muscovita, Pl= plagioclasa, Op= opacos, Qz= cuarzo.....42

Figura 16. Mapa geológico del batolito Piedra Blanca donde se señala la ubicación de las muestras analizadas geoquímicamente. Abreviaturas y localidades (ranchos): AC = Arroyo Calmallí, CB = Casa Blanca, CV = Calmallí Viejo, EP = El Palmar, LL = Las Lagunitas, LPa = Las Palomas, LPo = La Polea, LPu = La Purificación, LTi = Las Tinajas, LU = La Unión, PB = Piedra Blanca, SC = Santa Cruz, SEV = Sierra El Veteado, SI = Santa Isabel, VC = Valle de Chapo. Esta cartografía es un fragmento de la Figura 7.....45

Figura 17. Diagrama de clasificación total álcalis vs SiO₂ (Le Bas et al., 1986). La línea punteada es la división entre rocas alcalinas (campo superior) y subalcalinas (campo inferior) de Irvine y Baragar (1971; en Rollinson, 1993). Los números corresponden a las claves utilizadas para la petrografía y a la utilizada en la Figura 7. La muestra 23 corresponde a un dique diorítico que intrusiona a granodioritas de la periferia (Figura 7). La muestra 11 que grafica en el campo de granitos alcalinos es de un domo granítico que intrusiona a granitos de la zona central (Figura 7).46

Figura 18. Diagramas de clasificación de rocas graníticas de Frost et al. (2001) y Frost y Frost (2008): A) Diagrama Fe* vs SiO₂ que separa los campos de rocas ferroanas y magnesianas; B) diagrama de índice modificado de álcalis-óxido de calcio (MALI= Na₂O+K₂O – CaO) vs SiO₂ que separa los campos cálcio, calcoalcalino, alcalino-cálcico y alcalino; se observan los minerales que contribuyen a producir rocas con un índice MALI alto, entre los que están el feldespato potásico, la albita y nefelina, mientras que la presencia de augita no contribuye; C) diagrama de índice de saturación de aluminio (ASI Al/(Ca-1.67P+Na+K)) vs SiO₂ que separa los campos de rocas metaluminosas y peraluminosas.48

Figura 19. Diagramas Harker para algunos elementos mayores: en A) Fe_2O_3 ; C) MgO y E) TiO_2 se observa una tendencia lineal decreciente. Puesto que estos cationes son componentes principales en la biotita, hornblenda y piroxeno, la tendencia está influenciada por el contenido de estos minerales máficos, siendo mayor en la diorita y granodioritas y menor en los granitos. La misma tendencia es mostrada en los diagramas B) CaO y D) Al_2O_3 y donde dichos óxidos están parcialmente controlados por la abundancia y tipo de plagioclasas y parcialmente hornblenda. La tendencia lineal creciente en F) K_2O se debe por el aumento de feldespato potásico y micas.50

Figura 20. Abundancias de elementos de tierras raras normalizados a condritas (Sun y McDonough, 1989) según las litologías dominantes del batolito Piedra Blanca: A) granodioritas y B) granitos. Se observa que para ambas litologías los patrones muestran enriquecimiento de tierras raras ligeras en comparación de las pesadas.51

Figura 21. Diagrama $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ indicando las series de soluciones sólidas de la titanomagnetita y la titanohematita. De izquierda a derecha se indica el aumento en Fe^{3+} con respecto a Fe^{2+} , mientras que de la base a la cima se incrementa el Ti^{4+} con respecto al Fe total (tomada de Butler, 2004).53

Figura 22. Imágenes de electrones retrodispersados de óxidos de Fe-Ti en granodioritas de biotita y hornblenda de la periferia del bPB: A y B) cristales anhedrales de ilmenita con inclusiones de titanohematita y rutilo rico en Fe (tomadas de Contreras-López (2016); C) cristales anhedrales de ilmenita de un dique de cuarzomonzodiorita al sur del bPB (muestra 23 en Figura 7); D) y E) cristales anhedrales de ilmenita con exsoluciones en lentes de titanohematita y rutilo de granodioritas al sur y extremo este, muestras 7 y 20 (Figura 7) respectivamente; F) cristales anhedrales en contacto con titanita y en círculo rojo están algunas inclusiones de sulfuro de cobre, muestra 20 al extremo este de la zona de estudio (Figura 7). Abreviaturas: Apatito, CuS= Sulfuro de cobre, Hem= hematita, Ilm= ilmenita, Rt= rutilo.54

Figura 23. Imágenes de electrones retrodispersados de óxidos de Fe-Ti en granitos de la zona central del bPB: A) y B) cristales anhedrales de magnetita homogénea en contacto con cristales de apatito y zircón (muestra 15 C en figura 7, tomadas de Contreras-López, 2016); C) cristales anhedrales y subhedrales de magnetita con inclusiones de apatito, en el acercamiento en D) se observa un cristal de ilmenita con inclusiones de titanohematita, muestra 29 al centro-oeste del área de estudio (Figura 7); F) cristal anhedral de magnetita con fracturas en un dique de textura aplítica al centro del área de estudio (muestra 11 en Figura 7). Abreviaturas: Apatito, Bt= biotita, Hem= hematita, Ilm= ilmenita, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo.56

Figura 24. Difractogramas de moliendas de diámetro menor a 555 μm de muestras de granito y una granodiorita de la zona central del plutón Piedra Blanca (Figura 22). Los picos están muy bien definidos, por lo tanto, se trata de fases cristalinas bien desarrolladas. A) muestra 11 es de un domo granítico que intrusión a granitos en la porción norte del área de estudio (Figura 7). Las señales de la muscovita y la plagioclasa son notablemente más débiles que las de la hematita y el cuarzo; B) muestra 13 de un granito de biotita al extremo nortedel área de estudio (Figura 7); donde se observa una señal muy fuerte de cuarzo; C) muestra 16 de un dique granítico que corta a granodioritas en la parte central del área de estudio (Figura 7); D) muestra 20 de una granodiorita de la periferia, al este del área de estudio (Figura 7) en donde las señales más prominentes son de la plagioclasa, comparados con los de la hornblenda y la magnetita. Abreviaturas: Hem= hematita, Hbl= hornblenda, Ilm= ilmenita, Kfs= feldespato potásico, Mag= magnetita, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo, Ttn= titanita.57

Figura 25. A) susceptibilidad magnética vs litología. Se observa que las granodioritas tienen las susceptibilidades magnéticas más altas, mientras que los granitos y cuarzomonzodioritas tienen susceptibilidades magnéticas más baja; B) susceptibilidad magnética vs contenido de peso de óxidos en porcentaje. Se observa que las granodioritas contienen el mayor contenido de minerales opacos y de manera coherente también las susceptibilidades magnéticas más altas. En cambio, en los granitos y cuarzomonzodioritas la susceptibilidad magnética es baja, al igual que su contenido de minerales opacos.58

Figura 26. Mapa litológico simplificado de la porción meridional del CBP. Se muestran los cinturones de rocas encajonantes prebatolíticas: arco volcánico Cretácico Alisitos (según Schmidt et al., 2002; Gastil, 1993; Torres-Carrillo et al., 2016), secuencia volcánica-volcanoclástica Jurásica Nuevo Rosarito-El Arco (según Torres-Carrillo et al., 2016), la cual se extiende ahora hasta el occidente del batolito Piedra Blanca y al sur de Santa Gertrudis y las unidades de aguas profundas asociadas al borde paleozoico de Norteamérica (Gastil et al., 1975). Línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990). Línea gabro-tonalita de Gastil (1975). En gris oscuro está el plutón Piedra Blanca, notar su extensión de aproximadamente 35 km y forma elíptica. En gris claro se señala al plutón Calmallí. En un recuadro podría esta la Figura 3.62

Figura 27. Esquema simplificado del magmatismo en un arco de islas. A) arco de islas con corteza inmadura; B) arco de islas con corteza madura; engrosada por acreción magmática y tectónica debido a la yuxtaposición del arco de islas Jurásico-Cretácico y el borde continental. En donde se desarrolla actividad magmática de composición ácida; presumiblemente asociada con estructuras de tipo caldera. Las profundidades de las cámaras magmáticas son aproximadas. Se indican tres zonas calientes similares a las propuestas por Annen et al. (2005).65

Lista de tablas

- Tabla 1.** Límites de detección de elementos mayores en % en peso del análisis realizado en CeMIE-Geo.17
- Tabla 2.** Límites de detección de tierras raras (ppm) del análisis tipo “4LithoRes” de Actlabs, Canadá....17
- Tabla 3.** Información estructural por tipo de roca, ubicación, foliación, orientación de fracturas y diques de acuerdo con la clasificación de Cloos (1922, en Price y Crossgrove, 1991), en la última columna está señalado el estereograma con respecto a la Figura 6 y qué zonas fueron utilizadas para la construcción de los planos promedios. Con asterisco están los lugares donde las rocas tienen textura isotrópica.....23
- Tabla 4** Síntesis petrográfica de 55 muestras de rocas intrusivas del batolito Piedra Blanca. Composición modal basada en el conteo de aproximadamente 300 puntos por lámina. Para la clasificación se utilizó el diagrama QAP (Le Maitre, 2002). La metodología del análisis es la propuesta por Mackenzie et al. (1989). Abreviaturas según Whitney y Evans 2010: Allo= alotromórfica, Ap= apatito, Chl= clorita, Ep= epidota, F= feldespato potásico, Gr= granito, Grd= granodiorita, Hbl= hornblenda, Hip= hipidiomórfica, Ineq= inequigranular, Mir= mirmequita, Ms= muscovita, Op= opacos, P= plagioclasa, Per= pertítica, Se= seriada, Ser= sericita, Ttn= titanita, Qzdio= cuarzodiorita, Q= cuarzo, Zrn= zircón. Las claves de muestra que van acompañadas con una letra indican la fuente de los datos: J= Jaimes-Lugo (2014), C= Contreras-López (2016) y G= Gómez-Álvarez (2017).35
- Tabla 5.** Ubicación, clasificación, composición química y norma CIPW de muestras del batolito Piedra Blanca.47
- Tabla 6.** Composición química de algunos minerales formadores de roca, tomado de Deer et al., (1992).49
- Tabla 7.** Tierras raras de las muestras analizadas del batolito Piedra Blanca.52
- Tabla 8.** Valores de susceptibilidad magnética y porcentaje de óxidos en porcentaje obtenido del conteo modal. Abreviaturas: Bt= biotita, Grd= granodiorita, Gt= granito, Hbl= hornblenda, Qzodio= cuarzodiorita.59

1. Introducción

En este trabajo se analiza un intrusivo magmático de dimensiones batolíticas que está emplazado presumiblemente en una corteza transicional. El estudio de los procesos de generación de magma, su ascenso y emplazamiento permite interpretar la forma en que madura una corteza. Con base en el análisis de imágenes satelitales, trabajo de campo, análisis petrográfico, geoquímico, estructural y geocronológico, se propone la historia de emplazamiento del batolito Piedra Blanca y se discute su ambiente de formación.

De acuerdo con Marsh (2000), los procesos de diferenciación física y química de los magmas ocurren en los reservorios o cámaras magmáticas. La solidificación de estos reservorios forma plutones, definidos como masas que comúnmente se encuentran debajo de volcanes. Cuando los plutones están asociados íntimamente, intrusionándose entre sí, y alcanzan más de 100 km², se les denomina batolito. Una vez exhumados, el estudio de los plutones nos permite obtener información acerca del desarrollo de las cámaras magmáticas y comprender acerca de su posible génesis, en este caso, asociada con procesos de subducción. Según Cruden y Weinberg (2018), la fusión parcial en márgenes convergentes es resultado de una combinación de la deshidratación y fusión de la loza que subduce y la cuña del manto; la intrusión y fraccionamiento de los fundidos basálticos generados en la corteza inferior y la fusión de rocas de la corteza, asimilación, almacenamiento e hibridización en las zonas denominadas como MASH (por sus siglas en inglés). En los primeros modelos, la evolución hacia magmas de composición intermedia a ácida es atribuida a: I) cristalización fraccionada en diferentes niveles en la corteza y II) la incorporación de material cortical en los magmas primarios (Kemp et al., 2007). No obstante, los modelos más recientes proponen que la diferenciación magmática es un proceso multivariable y sumamente complejo (Annen et al., 2005; Brown, 2013; Cruden y Weinberg, 2018).

La segregación (Figura 1) comienza con la separación de pequeñas gotas de fundido de entre los poros de la roca generadora, el cual, asciende a zonas con menores gradientes de presión, favoreciendo una ruta potencial de ascenso formada por un entramado de fracturas (Cruden y Weinberg, 2018). Los mismos autores describen que los esfuerzos tectónicos generan también zonas con gradientes de presión que permiten la migración lateral del fundido. Este proceso está controlado por la densidad más baja del fundido con respecto al sólido del que deriva alcanzando una diferencia que puede ser mayor a 1,000 kg/m³ a temperaturas del orden de 1,500°C (Spera, 2000). Dicho autor, también refiere que el aumento en el contenido de agua en un fundido, disminuye dramáticamente su densidad, que intrínsecamente depende también de su temperatura. Como ejemplo, se tiene que la adición de 1% de H₂O en un magma

de composición granítica a una temperatura de 900° C, implica la disminución de casi 1,000 Kg/m³ en su densidad, favoreciendo la segregación del fundido. La cantidad de agua, que es generalmente integrada como OH- en minerales anhidro, incrementa con la presión y en ocasiones con la temperatura y está típicamente en el rango de 50-300 ppm en olivino, piroxeno y granate (Spera, 2000).

Según Bons et al. (2004), las posibles formas por las que el magma asciende por la corteza desde su base, es por medio de diapiros y/o a través de la propagación de fracturas (Figura 1). El fenómeno de diapirismo implica el ascenso de grandes cuerpos de magma como una gran masa (Cruden, 1998) que típicamente adquiriría la forma de una gota invertida (Gastil et al., 1975). El mecanismo promotor de este proceso es el contraste de densidad entre el magma y su roca encajonante, restringido por la capacidad elástica de la roca encajonante para deformarse al acomodar el magma ascendente y recuperarse de la deformación (Cruden, 1998). Bons et al. (2004) describieron que, en la teoría de propagación de fracturas, los mecanismos promotores del ascenso son el gradiente de presión debido al espesor de la corteza, la presión magmática en los diques en función del contenido de volátiles y la flotabilidad de los magmas por el contraste de densidades entre el fundido y el medio sólido que lo contiene. Dicho mecanismo puede mantenerse por el continuo incremento en el volumen del magma por la descompresión del medio (Clemens y Mawer, 1992).

A través de la modelación numérica y, debido a la falta de evidencias en campo, el ascenso de grandes volúmenes de magma por medio de diapiros, al menos a niveles corticales superiores, sigue siendo un tema de discusión (Clemens y Mawer, 1992, Vigneresse, 2004). En este trabajo se adopta la teoría de que los plutones son construidos por medio de pulsos magmáticos (Coleman et al, 2004) que se desplazan a través de sistemas complejos de fracturas. Para que esto suceda, es necesario que la presión interna del magma exceda el esfuerzo principal mínimo en la roca encajonante y propicie la nucleación de fracturas y la formación de diques (Best, 2003).

El emplazamiento es el proceso por el que el magma se acopla mecánicamente en la corteza. Esto ocurre cuando el magma comienza a comportarse como un sólido en respuesta al incremento en su contenido de cristales. Dicho proceso está relacionado con la pérdida de calor y desgasificación del magma (Blundy y Cashman, 2005, en Peña-Alonso, 2012). El material que se emplaza en la corteza plantea lo que ha sido denominado en la literatura como el “problema de espacio” (Peña-Alonso, 2012 y referencias en él). De acuerdo con Petford et al. (2000) y Vigneresse y Clemens (2000), si el magma se segrega, asciende y se emplaza de manera discontinua, a diferencia de una gran masa como la de un diapiro, la roca encajonante tiene menos deformación que acomodar y más tiempo para relajarse entre varias adiciones de material.

La formación de grandes plutones o batolitos por medio de adición progresiva de magma ha sido explicada a través de observaciones de campo, además de estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos (Coleman et al., 2004).

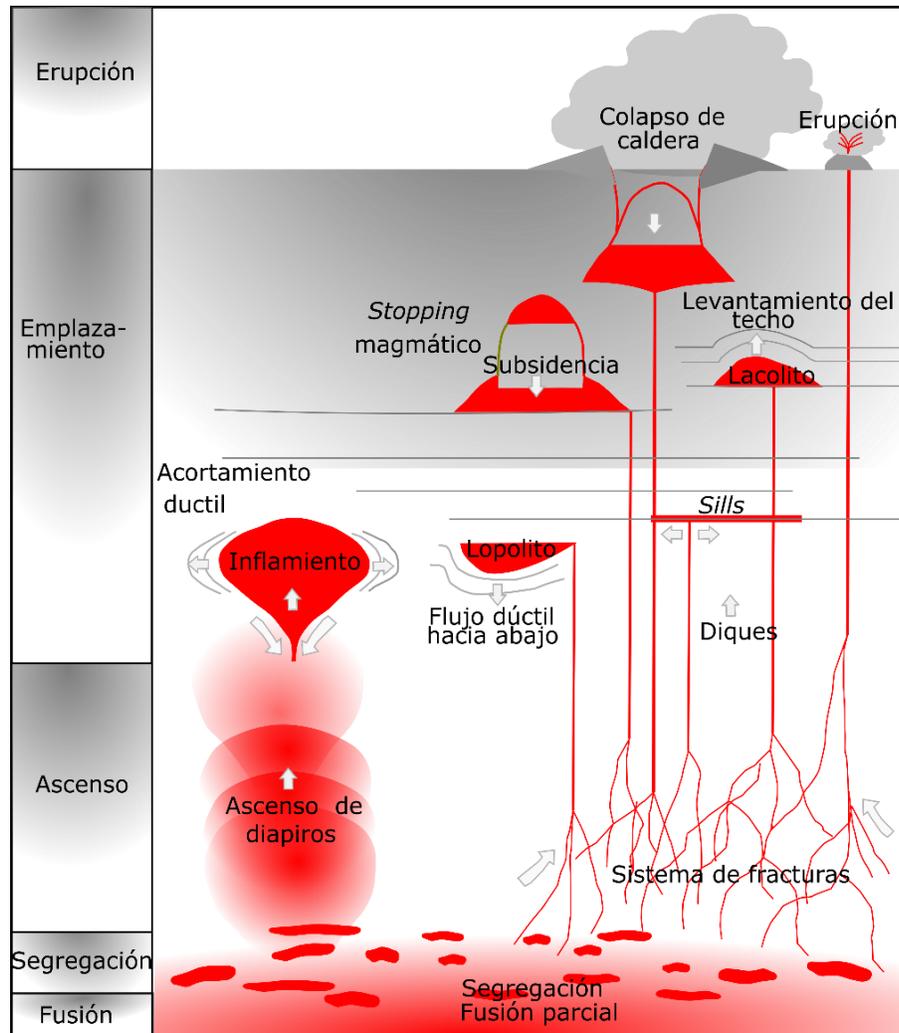


Figura 1. Ilustración esquemática del circuito magmático a diferentes niveles corticales. Los estadios principales son fusión, segregación, ascenso, emplazamiento y erupción. El ascenso de magma puede asociarse con la formación de diapiros o por medio de fracturas. El ascenso por fracturas implica procesos de hidrofracturamiento de la roca encajonante. De los que se forman diques que se detendrán por diferencias en las densidades entre las rocas encajonantes y los cuerpos de magma forman sills que pueden progresivamente formar plutones. Se muestran también las diferentes geofomas que exhiben los cuerpos intrusivos, como los diques, sills, lacolitos y lopolitos. Figura tomada de Burchardt (2009).

1.1 Contexto geológico

La columna vertebral de la península de Baja California es el Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) (Gastil et al., 2014) es un segmento de arco de islas de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano al menos en su porción occidental (Gastil et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2016). Johnson et al. (1999) describen al CBP como uno de los mejores ejemplos en el mundo donde se expone una zona de transición entre arcos de islas a continental. A partir de información aeromagnética, Langenheim y Jachens (2003) y Langenheim et al. (2014) muestran un cinturón de altos magnéticos (Figura 2) a lo largo de la península de Baja California y lo asocian a rocas máficas del CBP. Infieren que la longitud aproximada del CBP es de 1,200 km, el cual se extiende desde Riverside, California, hasta La Paz, Baja California Sur. Sin embargo, sólo desde California, hasta la región El Arco, Baja California (~28°N) aflora de manera continua. En la mayor parte de Baja California Sur, se interpreta que las rocas plutónicas están cubiertas por la secuencia volcánica de la sierra La Giganta y rocas sedimentarias del Neógeno.

Los trabajos formales acerca de la naturaleza del CBP iniciaron con Gastil et al. (1975 y 1990) y se realizaron en la porción norte de la península de Baja California. Con ellos inicia una nueva serie de investigaciones sistemáticas del CBP que, bajo criterios petrológicos, geoquímicos y de roca encajonante permiten la división del cinturón en dos zonas paralelas a las líneas de costa. En la zona occidental los plutones pueden tener núcleos máficos, como el plutón San Telmo (Delgado-Argote et al., 1995), o los plutones Nuevo Rosarito (Peña-Alonso et al., 2012), San Jerónimo (Torres-Carrillo et al., 2012), hasta Calmallí (Contreras-López et al., 2018). En la zona oriental, cuyos plutones pueden ser tipo La Posta (Walawender et al., 1990), la composición es tonalítica en los bordes y granítica en el núcleo. La línea magnetita-ilmenita (Gastil et al., 1990) separa las litologías contrastantes de las zonas oriental y occidental. Esta línea es aproximadamente paralela a la línea gabro-tonalita (Gastil et al., 1990) y ambas corren longitudinalmente por la parte media de la península (Figura 2).

Los plutones de la zona oeste son principalmente metaluminosos, del tipo "I" (Todd y Shaw, 1985). Son normalmente menores de 100 km² (Symons et al., 2003) con profundidades de emplazamiento subvolcánicas (Johnson et al., 2002). En el sur del CBP, la edad U-Pb más antigua reportada es de ca. 128 Ma (Torres-Carrillo et al., 2016). Desde el punto de vista geoquímico, desde Gromet y Silver (1987) se sabe que los patrones de tierras raras (REE) tienen un ligero enriquecimiento en las REE ligeras, son casi planos en las REE pesadas y presentan anomalías negativas de Eu.

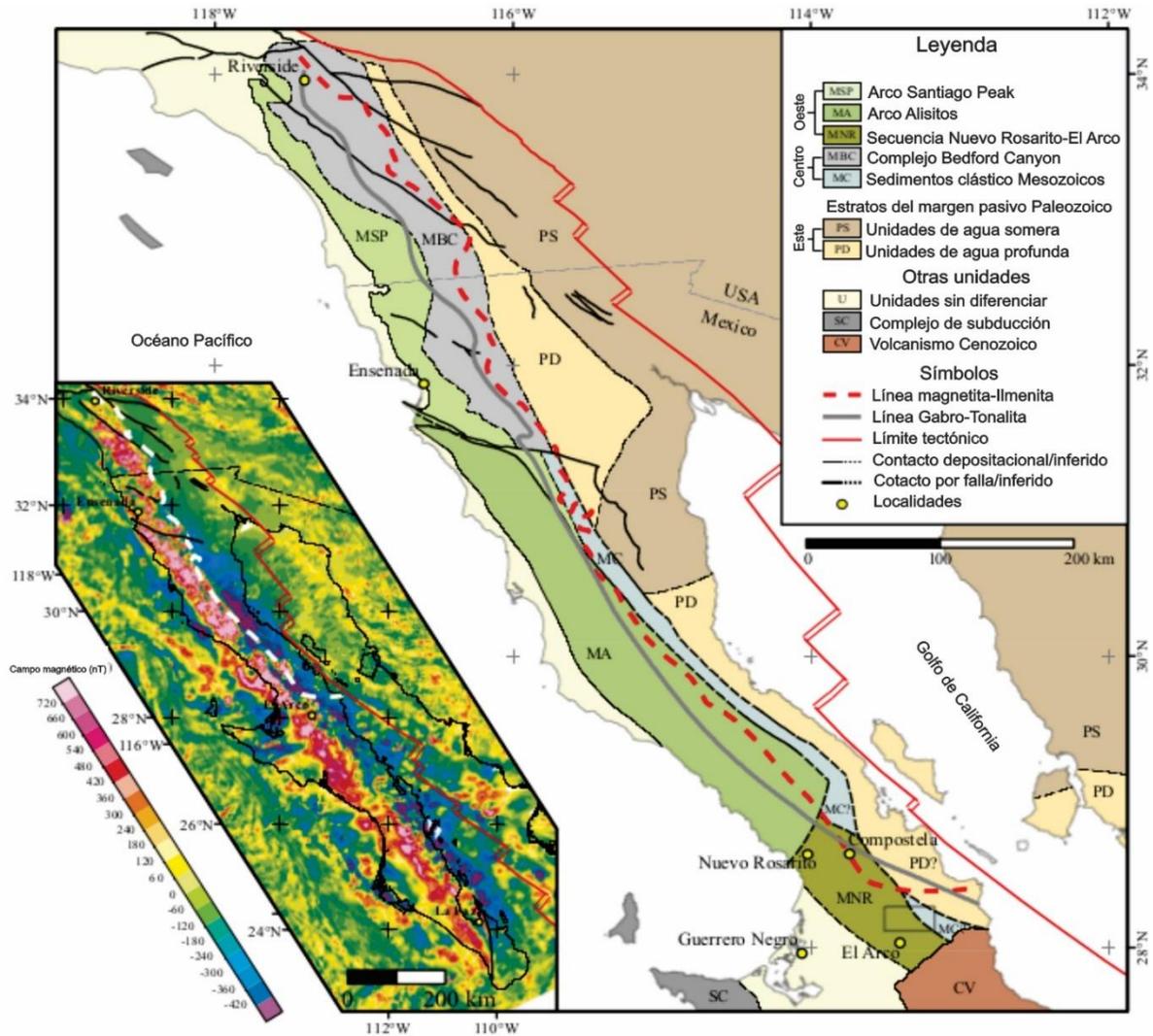


Figura 2. Mapa del Cinturón Batolítico Peninsular en el NW de México indicando las unidades litológicas distribuidas en provincias tectonoestratigráficas modificadas de Gastil (1983), Alsleben et al. (2014), Schmidt et al. (2014) y Torres-Carrillo et al. (2016). Otras divisiones importantes están definidas por las líneas magnetita-Ilmenita (Gastil et al. 1990) y gabro-tonalita (Gastil 1983). En el recuadro se incluye el mapa aeromagnético (reducido al polo) de Baja California de Langenheim et al. (2014). Muestra la continuidad en la distribución de litologías con altos y bajos valores de campo magnético a lo largo de la península de Baja California, cuyo límite, al norte de la península coincide aproximadamente con las líneas mencionadas. (Imagen tomada de Contreras-López et al., 2018).

De acuerdo con Symons et al. (2003), los plutones de la zona este, tipo La Posta, son típicamente de dimensiones batolíticas, mayores a 400 km^2 , como el plutón San Pedro Mártir. Esas series plutónicas son peraluminosas tipo "S" (Todd y Shaw, 1985), emplazadas en niveles corticales inferiores a 6.0 kbar (Jhonson et al., 2002), algunos granitoides son de dos micas y la ilmenita y la esfena euahedral son comunes (Walawender et al., 1990). Sus edades fluctúan entre 99 y 92 Ma (Kimbrough et al., 2001) y su geoquímica

muestra que están más enriquecidas en REE ligeras y empobrecidas en REE pesadas con respecto a los de la zona oeste (Gromet y Silver, 1987).

Con base en criterios geocronológicos, geoquímicos y geológicos, Schmidt et al. (2002) definieron una zona de transición, denominada “zona central”, la cual está delimitada por zonas miloníticas, relacionadas a un acortamiento regional cuyas estructuras principales son la Cabalgadura Principal Mártir (Johnson *et al.*, 1999) y la falla Rosarito (Schmidt y Paterson, 2002). En la zona central, los intrusivos tienen edades U-Pb desde ca. 110 Ma (Johnson et al., 1999) hasta ca. 100 Ma (Schmidt y Paterson, 2002), mientras que en la costa del Golfo de California las edades varían entre ca. 97 y ca. 91 Ma (Kimbrough et al., 2001). Gromet y Silver (1987) establecieron que los patrones de REE ligeras de la zona central son similares a los de la región este, pero tienen valores más bajos de REE pesadas y en algunos casos presentan pequeñas anomalías de Eu positivas en tonalitas.

Las rocas encajonantes del CBP también han sido subdivididas en tres cinturones paralelos a la península. Según Wetmore et al. (2003), la falla Agua Blanca ancestral (fAB) es un límite tectónico en la zona occidental (Figura 2) que delimita dos zonas: al norte, las rocas encajonantes son rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Santiago Peak, cuya edad varía entre 128 y 110 Ma. Al sur de la fAB, las rocas prebatolíticas son del Grupo Alisitos, el cual está compuesto por derrames y brechas volcánicos, depósitos piroclásticos y volcaniclásticos así como rocas calcáreas arrecifales. Su edad ha sido determinada con base en la presencia de restos de bivalvos como Aptiano-Albiano (Gastil et al., 1975). Al oeste de la zona de estudio, a la altura de Nuevo Rosarito (Figura 1), Peña-Alonso et al. (2012) reportan otro límite, aparentemente tectónico, que pone en contacto el arco de islas de edad cretácica con otro de edad jurásica.

En la zona central, en el NO de la Sierra San Pedro Mártir, las rocas encajonantes forman un cinturón de lutitas y areniscas con diferentes grados de metamorfismo, definidas como tipo flysch del Triásico-Cretácico Medio (Wetmore et al., 2003). Según Schmidt et al. (2014) esta secuencia se extiende aproximadamente 450 km hacia el sur de Baja California, por lo menos hasta la sierra Calamajué en ~29°N (Alsleben et al., 2014).

Las secuencias de rocas encajonantes de la zona oriental son básicamente pre-mesozoicas (Figura 2). En gran parte, corresponden a depósitos marinos someros, constituidos por rocas siliciclásticas carbonatadas miogeoclinales del Precámbrico-Pérmico y a depósitos marinos profundos del Ordovícico-Pérmico (Gastil, 1993).

1.2 Trabajos previos

Los estudios para comprender la naturaleza del CBP han sido orientados desde múltiples enfoques. En su mayoría se concentran en la porción norte, desde el paralelo 33°N en California, hasta la latitud 30°N, en Baja California, no obstante, son escasos entre esa latitud y el paralelo 28°N. La porción meridional del CBP, cuyas rocas encajonantes son principalmente jurásicas han sido objeto de estudio durante la última década por grupos de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE.

Entre las latitudes 28.66° y 28.59° N, en el área de Nuevo Rosarito (Figura 2), Avilez-Serrano (2012) y Delgado-Argote et al. (2012), con base en criterios petrológicos y aeromagnéticos, así como análisis de óxidos de Fe-Ti, dividen la región suroccidental del CBP en tres zonas paralelas a las líneas de costa que, de oeste a este son: zona I en donde se definen dipolos magnéticos compuestos por plutones formados por gabros, dioritas y tonalitas con magnetita y titanomagnetita con exsoluciones de ilmenita; zona II en el centro, definida por alineamientos aeromagnéticos que contiene plutones de cuarzodiorita-tonalita con ilmenita, rutilo y esfena; zona III donde no se definen patrones aeromagnéticos, cuyos plutones son de tonalita y granodiorita con ilmenita, rutilo y esfena. En las zonas I y II las rocas encajonantes están representadas por una secuencia volcano-plutónica de edad Jurásica (Figura 2), intensamente deformadas por un evento de tranpresión dextral que ocurrió entre ca. 132 y 128 Ma (Peña-Alonso et al., 2015). La existencia de esta zona de deformación ha sido apoyada con datos paleomagnéticos obtenidos posteriormente (Torres-Carrillo et al., 2016). Según Torres-Carrillo et al. (2016), parte de las rocas encajonantes de la zona III en el oriente de Compostela (Figura 2) pueden correlacionarse con el cinturón de rocas clásticas de talud y cuenca del Ordovícico-Pérmico propuesto por Campbell y Crocker (1993) en la región Calamajué, las posiblemente fueron depositadas a lo largo del margen continental de Norte América.

El área de estudio se centra entre las coordenadas 28.27°N y 113,15°W, en la porción meridional del CBP, al sur de la línea magnetita-ilmenita la cual, a partir de la latitud 28.45°N cambia su orientación de NO-SE a E-O, (Figura 3). Al oeste del área de estudio aflora el plutón La Polea el cual se emplaza en corteza probablemente transicional, según Contreras-López (2016). Dicho plutón ha sido descrito por Contreras-López (2016) como un cuerpo intrusivo con núcleo granodiorítico-granítico y periferia granodiorítica e infiere que se trata de la porción más occidental de un plutón llamado Las Lagunitas por Kimbrough et al. (2001). Dicho plutón, según los últimos autores, es un cuerpo ígneo félsico, que suponen que aflora de manera continua desde la costa del Golfo de California e incluye al plutón Calmallí (Figura 3). Recientemente, Contreras-López et al. (2018) reportaron edades U-Pb en zircones del plutón Calmallí (pC)

que varían de ca. 104 en tonalita a ca. 100 en diorita. Las edades de enfriamiento ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) del llamado plutón Las Lagunitas fueron reportadas por Ortega-Rivera (2003), las cuales fluctúan entre ca. 93 Ma (hornblenda) y ca. 90 Ma (biotita). A la posible serie magmática formada por el plutón La Polea, en este trabajo, se denomina batolito Piedra Blanca (bPB). El plutón La Polea, que intrusión al plutón Calmallí (pC) en su región oriental, aparentemente está en el borde O de lo que en este trabajo se denominará plutón Piedra Blanca, pues es el sitio geográfico más importante de esta zona.

Gómez-Álvarez (2017) ha hecho estudios paleomagnéticos del área de estudio y ha encontrado diferencias en la inclinación de los paleoplos de los plutones Calmallí y La Polea de 11.5° y 15.9, respectivamente. Según dicho autor, las diferencias coinciden con el basculamiento documentado en el CBP y se explican por levantamiento a partir del Escarpe del Golfo o el emplazamiento de plutones asociados con alta producción de magma que generó desestabilización isostática y rápida exhumación.

1.3 Justificación

Las fronteras y rasgos regionales propuestos en diversos estudios del CBP al norte de la península de Baja California, generados en su mayoría a finales del siglo XX, se han extrapolado hasta el paralelo 28°N (Torres-Carrillo et al., 2016 y referencias en él). Los trabajos realizados principalmente por los grupos de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE muestran importantes inconsistencias en dichas extrapolaciones. En general, las litologías son similares a las cartografiadas por Gastil et al. (1975), pero la definición de las líneas magnetita-ilmenita y gabro-tonalita, y otras fronteras litológicas características del centro del CBP no son observables en su porción meridional. El aquí nombrado batolito Piedra Blanca (bPB) aparentemente tiene más de 100 km², y se ubica en una zona clave pues está al sur de la línea magnetita-ilmenita, en donde los plutones están emplazados en una corteza presumiblemente transicional. Aunque los plutones que forman el batolito fueron considerados “tipo La Posta” por Kimbrough et al. (2001), tienen características litológicas distintas. El análisis del bPB aportará nueva información sobre las variaciones composicionales de los plutones del extremo SE del CBP, así como de sus ambientes de emplazamiento.

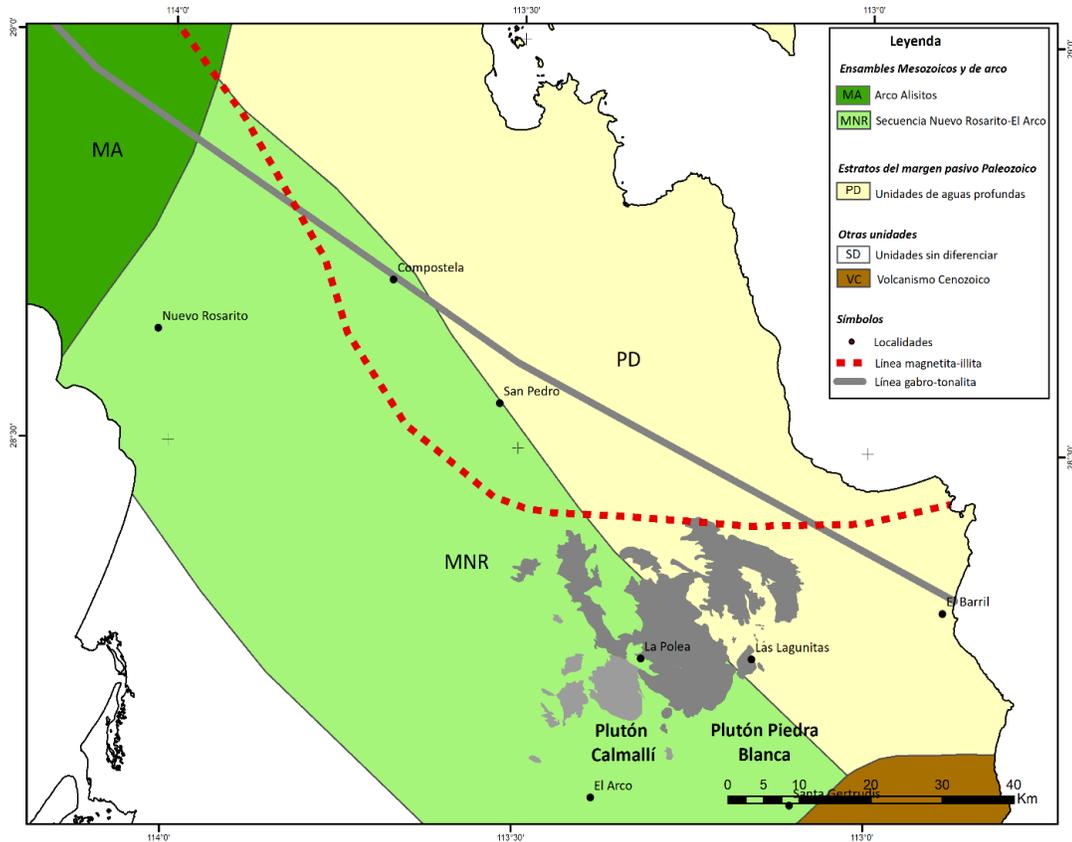


Figura 3. Ubicación de los plutones Piedra Blanca y Calmallí en el contexto de las rocas encajonantes de la Figura 1. Los terrenos definidos litológicamente se basan en interpretaciones de Schmidt et al. (2002), Gastil (1993) y Torres-Carrillo et al. (2016). En gris oscuro se muestra el plutón Piedra Blanca, cuya extensión E-W es de aproximadamente 35 km. En gris claro se muestra el plutón Calmallí según la cartografía de Contreras López (2016).

1.4 Hipótesis

Bajo la premisa de que los plutones se forman a partir de múltiples pulsos magmáticos, se propone que el plutón Piedra Blanca está formado por una serie de plutones discretos, composicional y texturalmente diferenciables, que fueron emplazados en corteza continental.

1.5 Objetivos del trabajo

1.5.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es realizar un estudio geológico que recabe información estructural y petrológica, que permita describir la forma de emplazamiento y el ambiente de formación del batolito Piedra Blanca que aflora en la zona de transición entre cortezas de afinidad con arco de islas y de margen continental en el extremo sur del Cinturón Batolítico Peninsular.

1.5.2 Objetivos específicos

1. Realizar la fotointerpretación y cartografía geológica de rocas plutónicas y encajonantes, describiendo foliación magmática y rasgos de deformación del plutón.
2. Muestrear con fines petrológicos y de geoquímica de elementos mayores las rocas intrusivas y encajonantes.
3. Realizar un estudio de microscopía electrónica para caracterizar las fases de óxidos de Fe-Ti de las muestras seleccionadas a partir del análisis petrográfico.
4. Definir el ambiente de formación y formas de emplazamiento probables del batolito Piedra Blanca y proponer la historia de evolución magmática a partir de la información geoquímica.

2. Metodología

2.1 Cartografía

El reconocimiento geológico inicial fue hecho a partir de imágenes Landsat 8 con el software ArcGis 10.3. Las imágenes se obtuvieron de <https://glovis.usgs.gov/>, de las cuales se realizaron combinaciones de las bandas espectrales, hasta obtener la de mejor calidad para el intérprete. Para este trabajo se utilizó la combinación de las bandas 7, 5 y 4. El objetivo del análisis fue para discriminar entre diferentes unidades litológicas y para identificar rasgos estructurales en la zona de estudio. La interpretación litológica fue comparada con la reportada por Gastil et al. (1975), con la de la Comisión de estudios del Territorio Nacional (CETENAL, 1977; H12C77, H12C73 y H12C74), escala 1: 50,000, con la del Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI, 1983; H1210) escala 1: 250,000 y con las tesis de maestría de Jaimes-Lugo (2016), Contreras-López (2016) y Gómez-Álvarez (2017).

2.2 Análisis estructural

El trabajo de gabinete consintió en la identificación e interpretación de lineamientos rectilíneos y curvilíneos con base en la morfología. Además de las imágenes satelitales, se utilizó un modelo digital de elevación del terreno (DEM, por sus siglas en inglés), construido a partir de curvas de nivel a cada 20 m, obtenidas de Global Mapper. El análisis de los lineamientos consistió en la determinación del azimut de cada lineamiento en rocas intrusivas. Con esta información, se realizaron diagramas de rosas, de un ancho de clase de 10°, para describir tendencias de la orientación de estructuras lineales. Parte del trabajo de campo consistió en la adquisición de datos de foliación, fracturas, fallas y diques. Con estos datos se hicieron estereogramas, en la proyección de Schmidt, para presentar gráficamente la orientación de las estructuras de interés.

2.3 Trabajo de campo

El trabajo de campo se realizó sobre caminos y arroyos en los que se tomaron datos litológicos, estructurales y de susceptibilidad magnética. Para la toma de muestras de roca, se cuidó que se tratara de roca fresca. Los datos estructurales se tomaron siguiendo la “Regla de la Mano Derecha”. En las fallas se

midieron el *rake* de las estrías y el sentido de desplazamiento. En los diques se midieron espesor, orientación, relaciones con la roca encajonante y con fracturas.

2.4 Medición de susceptibilidad magnética

De cada afloramiento se tomaron 10 datos de susceptibilidad magnética para obtener un promedio. Se utilizó un susceptibilímetro portátil Terraplus® KT-10R Plus v2. En los sitios donde se observaron enclaves grandes, se tomaron mediciones independientes de la roca huésped y el enclave. La información obtenida se correlacionó con los tipos de roca y con la moda de minerales opacos y se comparan los resultados con el tipo de óxidos identificados por medio del MEB y la DRX.

La susceptibilidad magnética (K) de un mineral corresponde al grado de magnetización, que es la intensidad del momento magnético por unidad de volumen, generado en respuesta a la aplicación de un campo magnético externo. Es una variable adimensional, expresada como SI. En el caso de muestras de roca, la K es la suma del aporte de todos los minerales presentes en ella. Acorde a sus intensidades de K, los minerales pueden ser clasificados en tres categorías (Butler, 2004):

- a) Minerales diamagnéticos, con K negativa del orden de -10^{-6} SI. Algunos minerales diamagnéticos son el cuarzo y el feldespato.
- b) Minerales paramagnéticos, cuyos valores de K fluctúan entre 10^{-5} y 10^{-4} SI. Incluye a minerales como el olivino, la biotita y los anfíboles.
- c) Minerales ferromagnéticos, con valores de K sobre 10^{-3} SI. Los minerales asociados son los óxidos de Fe-Ti, los cuales están incluidos en las series magnetita (Fe_3O) – ulvoespinela (Fe_2TiO_4) y hematita (Fe_2O_3) – ilmenita (FeTiO_3).

2.5 Petrografía y microscopía electrónica

Se analizaron petrográficamente 50 muestras representativas de los afloramientos. El estudio petrográfico consistió en la descripción de la mineralogía y textura de las secciones delgadas y su conteo modal. Se realizó en el Laboratorio de Petrografía del CICESE. En la descripción de las láminas delgadas se utilizó la metodología descrita en Mackenzie (1982). Para el análisis modal se contaron 300 puntos por lámina

delgada, para lo cual, fue necesario la utilización de una platina con vernier, para crear una red de coordenadas (x-y). Los datos obtenidos se utilizaron para clasificar las muestras utilizando las recomendaciones del IUGS (Le Maitre, 2002) para rocas ígneas intrusivas.

Debido a que los óxidos de Fe-Ti son opacos con luz transmitida en el microscopio petrográfico, también se analizaron en el microscopio electrónico de barrido (MEB). El objetivo del análisis fue identificar la composición elemental de los miembros de las soluciones sólidas de ulvoespinela-magnetita e ilmenita-magnetita. Se identificaron las texturas de los cristales que pudieran brindar información sobre procesos de oxidación deutérica y/o exsolución utilizando la metodología propuesta por Haggerty (1991).

Se analizaron ocho muestras en un MEB marca Carl Zeiss EVO MA 15, en el Laboratorio de Microscopia Electrónica de Barrido de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, con la asesoría de L. Gradilla-Martínez. El MEB, a diferencia del microscopio petrográfico, utiliza como fuente de luz un haz lineal de electrones. Debido a la interacción de estos electrones con los átomos de la muestra, son generados electrones secundarios (SE), electrones retrodispersados (BEI) y fotones de rayos X, de los que se generan imágenes de la textura superficial. El espectrómetro de rayos X provee información acerca de la composición química de manera puntual. Cuando se usan tiempos de medición moderados, el límite de detección es de aproximadamente 0.1% de concentración de masa en promedio (Reed, 2005). El tiempo de adquisición para los análisis puntuales, es de cuatro minutos, para los mapas elementales, hasta 25 minutos.

Preparación de las muestras para petrografía y microscopía electrónica

La preparación de las secciones delgadas fue realizada en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales del CICESE, utilizando la metodología descrita por Rendón Márquez (1991). De manera general, consiste en cortar las muestras para formar un bloque rectangular de aproximadamente 1.5 x 3 x 1 cm. Después se devastó de manera mecánica una de las caras del bloque y se pegó con resina epoxi a un portaobjetos petrográfico. Para finalizar, se recorta el bloque de roca y se devasta nuevamente para obtener una sección delgada de aproximadamente 30 μm .

A diferencia de las secciones delgadas utilizadas para petrografía, las utilizadas en el MEB tienen un terminado espejo. Previo a su análisis, las secciones se lavaron con ultrasonido. Después, con ayuda del microscopio petrográfico se escogieron y señalaron al menos cinco zonas que dependiendo de la muestra, sumaran entre cinco y 20 minerales opacos en total. Para su selección no se discriminó entre cristales

euhedrales, anhedrales, como minerales intercrystalinos o en inclusiones. Para finalizar, las secciones delgadas se recubrieron con una película de carbono para proporcionarle características conductoras.

2.6 Difracción de Rayos X

Debido a que en el MEB no se puede identificar el estado de oxidación de los elementos, se realizaron análisis de difracción de rayos X (DRX) para identificar, según su estructura cristalina, magnetita (Fe_3O_4) y hematita (Fe_2O_3). Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Análisis de Roca del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo) y se utilizó un equipo Brunker D8 Discover.

La DRX utiliza como fuente de poder un haz de rayos X de alta estabilidad. Los rayos X son dirigidos a la muestra en polvo, que está en un portamuestra montado en un goniómetro y los rayos difractados son recibidos por un detector. Un rayo difractado puede definirse como un rayo compuesto de un gran número de rayos dispersados que se refuerzan mutuamente. Los resultados se presentan en difractogramas, que son histogramas de valores de intensidad en " y " para cada posición angular 2θ en "x". En los cuales, se distinguen una serie de picos que dependen de la forma de las partículas y de su cristalinidad.

Preparación de las muestras para análisis de DRX

La preparación de las muestras se realizó en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales de la División de Ciencias de la Tierra (LPRM) del CICESE. De manera general, la preparación de las muestras inicia con su limpieza y después se introducen en una prensa hidráulica Montequipo hasta obtener esquirlas <0.5 cm de donde se obtuvieron dos alícuotas, para el análisis de DRX y para análisis geoquímico.

La alícuota para DRX se tamizó con la malla #45 con apertura de $555 \mu\text{m}$. Posteriormente fue lavada y secada en una mufla por al menos 24 horas. Con ayuda de un magnetómetro de mano, fue separada la fracción magnética. Esta porción con los minerales opacos fue la utilizada para el análisis.

2.7 Geoquímica

Se seleccionaron diez muestras de roca fresca de unidades litológicas representativas para analizar elementos mayores en el Laboratorio de Análisis de Roca del CeMIEGeo. Además, se presentan cinco muestras reportadas por Jaimes-Lugo (2016) y Contreras-López (2017) de las cuales se utilizan las tierras raras.

Los resultados del análisis químico se presentan en diagramas de clasificación química TAS (Le Bas, 1986), discriminación de granitoides propuestos por Frost et al. (2001) y Frost y Frost (2008) y abundancia de elementos de tierras raras normalizado a condritas de Sun y McDonough (1989; en Rollinson, 1993). Los diagramas se elaboraron utilizando el programa IgPet 2013 (Carr, 2012).

El cálculo de minerales normativos se hizo con el programa CIPW plus con el ajuste de FeO y Fe₂O₃ según el criterio de Irvine y Baragar (1971; en Carr, 2012). Para cada muestra, el programa también calcula el valor de Mg# e índice de diferenciación.

Preparación de las muestras para análisis geoquímico

La alícuota para análisis geoquímico se trituró nuevamente en la prensa hidráulica hasta obtener partículas menores a 555 µm y posteriormente se cuarteó para asegurar su homogeneidad. Dos de las porciones cuarteadas se introdujeron en una pulverizadora de anillos de carburo de tungsteno, una se utilizó para “autocontaminar” el equipo, y la otra se envasó en un frasco de Nalgene de 125 ml.

La determinación de elementos mayores se realizó por medio de fluorescencia de rayos X (FRX), para lo cual se fundió una porción de la muestra para obtener perlas. Los elementos analizados y límites de detección del equipo están en la Tabla I.

La técnica de Fluorescencia de Rayos X se basa en el estudio de las emisiones de fluorescencia generadas después de la excitación de una muestra mediante una fuente de rayos X. La radiación incide sobre la muestra excitando los átomos presentes en la misma, que emiten a su vez radiación característica denominada fluorescencia de rayos X. Esta radiación incide sobre un cristal analizador (con espaciado interatómico “d” que la difracta en un ángulo (θ) dependiente de su longitud de onda (λ). Posteriormente, un detector que puede moverse sobre un determinado rango de dicho ángulo mide el valor de la intensidad de radiación en un ángulo determinado y por tanto para una longitud de onda específica, que

es función lineal de la concentración del elemento en la muestra que produce tal radiación de fluorescencia (<http://laboratoriotecnicasinstrumentales.es/analisis-quimicos/espectrometra-de-fluorescencia-de-rayos-x>).

Según lo descrito por Jaimes-Lugo (2016) y Contreras-López (2017) el análisis de tierras raras de las muestras utilizadas en este trabajo fue realizados en Actlabs en Ancaster, Ontario, Canadá. El análisis utilizado es denominado "4Lithores". Según Hoffman (1992; en Contreras López, 2016), las muestras son preparadas y analizadas en un sistema por lotes junto con estándares internos de referencia. Previo a su análisis, las muestras son mezcladas con metaborato de litio y fundidas en un horno de inducción. Una vez fundida la muestra, se vierte en una solución de ácido nítrico concentrado al 5% y se mezcla hasta disolverla. Los elementos mayores y traza (Ba, Be, Sc, Sr, V y Zr) son analizados en una combinación simultánea/secuencial en un espectrómetro de masas con fuente de plasma inductivamente acoplado (ICP-MS, por sus siglas en inglés) Thermo Jarrell-Ash ENVIRO. Los elementos traza restantes son analizados con un ICP-MS Elmer Sciex ELAN 6000 junto con tres blancos y cuatro controles internos. Los elementos utilizados en este trabajo y los límites de detección reportados por Actlabs se muestran en la Tabla II.

Preparación de perlas fundidas

El procedimiento comienza con la estimación de la pérdida por ignición (LOI; por sus siglas en inglés). En un crisol de porcelana se pesan 2 g de material crudo y se calcina durante 60 min en una mufla a 1000° C. El resultante es pesado y se compara con el peso inicial.

Posteriormente, en un crisol de platino se separa 1 g del material calcinado y se mezcla con 10 g de fundente, compuesto por 50% de tetraborato de litio, 50% de metaborato de litio más 0.5% de bromuro de litio, que funge como desmoldante. El crisol es montado en una perladora de gas marca M4 Gas Fusion y se selecciona el programa "P 1". El cual, está programado para fundir la muestra durante 25 min. Después de este tiempo, el material es vaciado en un molde de platino y comienza el enfriamiento que tarda 8 min. Para finalizar, la perla fundida es desmoldada y etiquetada para su posterior medición.

Tabla 1. Límites de detección de elementos mayores en % en peso del análisis realizado en CeMIE-Geo.

Óxido	Límite de detección
SiO ₂	0.004
Al ₂ O ₃	0.003
FeO _t	0.009
MnO	0.008
MgO	0.008
CaO	0.002
Na ₂ O	0.01
K ₂ O	0.001
TiO ₂	0.002

Tabla 2. Límites de detección de tierras raras (ppm) del análisis tipo “4LithoRes” de Actlabs, Canadá.

Elemento	Unidad	Límite de detección
La	ppm	0.1
Ce	ppm	0.1
Pr	ppm	0.05
Nd	ppm	0.1
Sm	ppm	0.1
Eu	ppm	0.05
Gd	ppm	0.1
Tb	ppm	0.1
Dy	ppm	0.1
Ho	ppm	0.1
Er	ppm	0.1
Tm	ppm	0.05
Yb	ppm	0.1
Lu	ppm	0.04

3. Características estructurales del batolito Piedra Blanca

En este capítulo se presenta de manera independiente el análisis de foliaciones magmáticas, de fracturas verticales y de lineamientos estructurales interpretados a partir de imágenes de satélite.

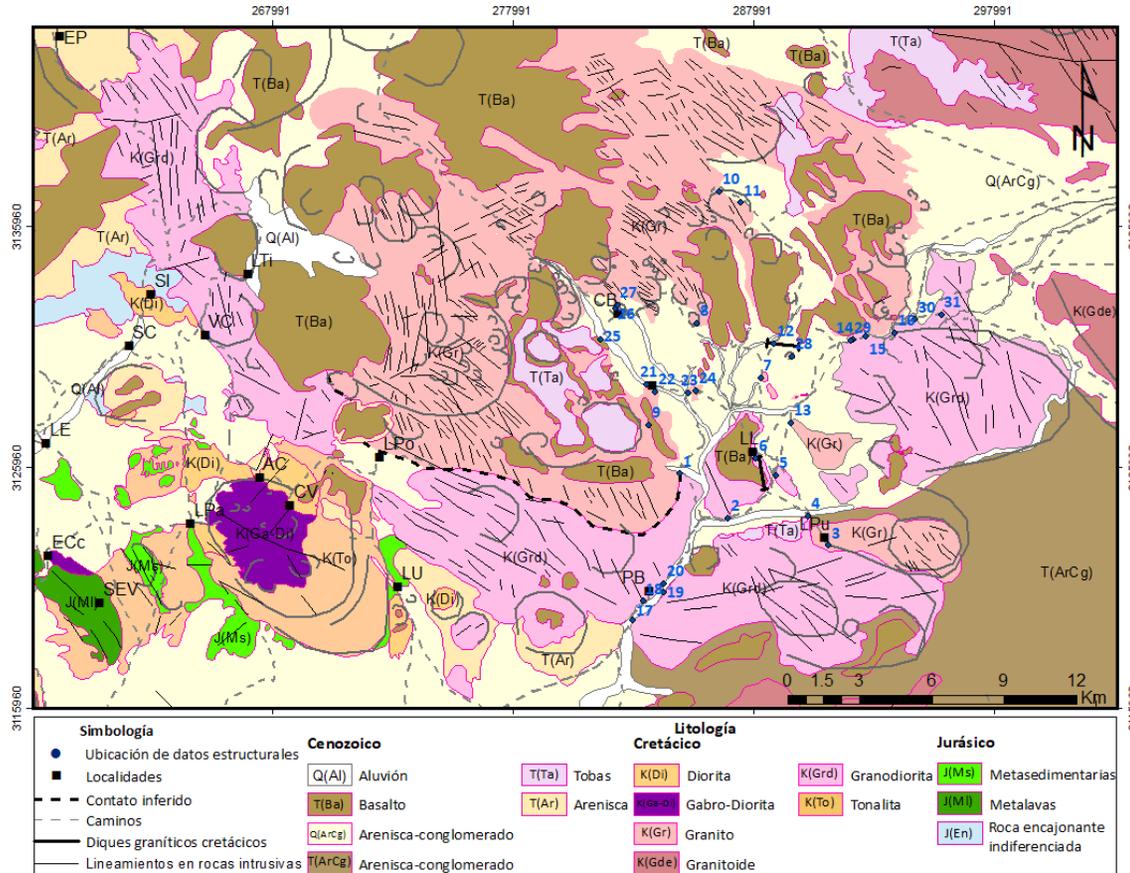
3.2 Análisis de lineamientos estructurales

O'Leary et al. (1976) definieron "lineamiento" como una característica lineal en la superficie que es cartografiable, simple o compuesta, y que difiere de los patrones de la superficie adyacente por lo que presumiblemente refleja un fenómeno en el subsuelo. Estas estructuras, rectilíneas o curvilíneas, pueden ser evidentes por cambios abruptos en la morfología y en la red hidrológica. La disponibilidad de imágenes de satélite, combinado con estudios de campo, han permitido facilitar la correlación de los lineamientos interpretados con fracturas cartografiadas en campo (Tariq y Jarg, 2008).

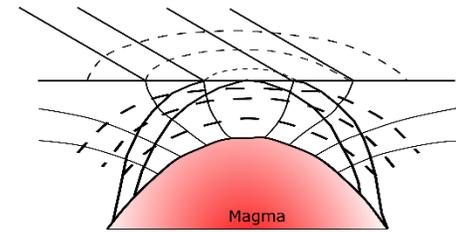
La longitud de los lineamientos rectilíneos interpretados (Figura 4) varía desde 100 m hasta aproximadamente 10 km. La tendencia dominante se orienta entre 310° y 320° coincide con la orientación regional de las fracturas verticales cartografiadas en el campo. Se realizó un análisis en el que se discriminan los lineamientos de acuerdo a las diferentes unidades en las que se divide el bPB (Figura 5). Se obtiene que la tendencia general de los lineamientos de la zona periférica (Figura 6 A) está entre 310° y 320° , con un promedio de 316° . En la zona central (Figura 6 B) la moda está en el rango de 300° - 310° , promediando también 316° .

El mapa geológico de la Figura 4 muestra los rasgos curvilíneos que pueden reflejar los esfuerzos producidos durante los pulsos verticales de los plutones, de la forma en que lo propuso inicialmente Anderson en 1936 (en Shaw, 1980) y que se muestra en el recuadro de la Figura 4. Dicho modelo esquemático muestra cómo está elongado el bPB en la dirección de los lineamientos rectilíneos. Así como el aspecto circular de los más rasgos curvilíneos más pequeños que se localizan en la zona central, que en campo consiste en pequeños cuerpos graníticos isotrópicos, de aspecto cóncavo, con diámetros entre 100 y 300 m. Los lineamientos curvilíneos en rocas de composición granodiorítica de la periferia tienden a ser más grandes y elongados, con ejes mayores hasta de 7 km de longitud.

A)



B)



C)

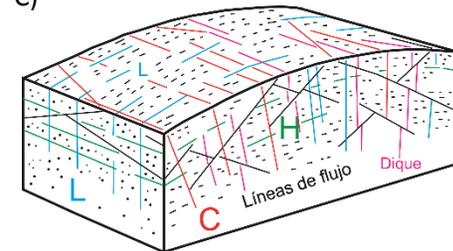


Figura 4. A) Mapa litológico del batolito Piedra Blanca. Muestra los lineamientos rectilíneos y curvilíneos interpretados a partir de imágenes de satélite. Los números en color azul indican el número de sitio donde se tomaron datos estructurales y corresponden a los mostrados en la Tabla II. B) Diagrama de dirección de esfuerzos producidos durante la intrusión de pulsos magmáticos verticales (Anderson 1936 (en Shaw, 1980); C) 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

3.1 Análisis de las foliaciones y fracturas

El movimiento del fundido en una cámara magmática, o de magma moviéndose a través de conductos hacia la superficie, origina fábricas anisotrópicas de flujo (Best, 2003). La foliación en rocas ígneas está definida por el arreglo en planos paralelos de minerales en hojas o tabulares, así como enclaves o xenolitos elongados (Neuendorf et al., 2011). De acuerdo con Sinton et al. (1992) la foliación asociada con flujo magmático se desarrolla cuando el magma se encuentra entre el estado de suspensión y la cristalinidad crítica (entre el liquidus y aproximadamente 70% de cristales), después de la cual el magma es un sólido parcialmente fundido. El mapeo de la foliación magmática provee información valiosa para discriminar diferentes pulsos en una cámara magmática en tiempos relativos (Paterson et al., 1998).

Se adopta el modelo que relaciona la foliación y fracturas en rocas graníticas durante su emplazamiento de Cloos (1922, en Price y Crosgrove, 1991) que se indica en la Figura 4.C. En dicho modelo se relaciona el emplazamiento, enfriamiento y exhumación del magma con el desarrollo de fracturas. En buena medida, las fracturas se manifestarán al disminuir la presión confinante durante el proceso de exhumación (Price y Crosgrove, 1991). De manera general, se propone que el material fundido en el centro de una cámara magmática, ejerce presión hacia la parte rígida del frente de solidificación (Marsh, 2000) hacia la periferia, generando una serie de fracturas paralelas y perpendiculares a las paredes de la cámara. Las fracturas reportadas en este trabajo corresponden a los arreglos longitudinal y cruzado con respecto a la foliación del esquema de la Figura 4.C, las cuales resultan de la expansión del plutón y de su contracción térmica. Dicha contracción puede también desarrollar fracturas horizontales que, en este trabajo, no se tomaron en cuenta por su distribución errática.

Con base en las foliaciones en el cuerpo granodiorítico de la periferia del batolito, se observa que los promedios de 10 zonas a su alrededor, definen tendencias paralelas a la periferia, salvo dos en donde los promedios muestran una tendencia radial, o perpendicular a las anteriores.

Del mapa de la Figura 6, resalta que los promedios de las foliaciones en las zonas del norte (A) y sur (E a H) tienen orientaciones ENE y que las del lado oriental son NNE. Es probable que exista mayor control estructural lineal en el lado oeste del batolito pues las foliaciones en B, C y D se orientan hacia el NWW. Las foliaciones en la zona central granítica (L, M y N) coincide notablemente hacia el NE ($\sim 40^\circ$), lo que sugiere que su emplazamiento es más o menos simultáneo. En esta misma zona se midieron fracturas interpretadas como longitudinales debido a que son casi paralelas a las foliaciones, con diferencias de 9° a 24° entre el promedio de las fracturas y las foliaciones.

Con respecto a las diferencias en orientación de los promedios de foliaciones y fracturas longitudinales en la periferia granodiorítica, éstas pueden ser hasta de 34° en E (norte del plutón Calmallí) y menores de 10° en cinco de las ocho zonas analizadas. Con respecto a las fracturas cruzadas, salvo en la zona de Las Tinajas (A en Figura 6), el arreglo es marcadamente perpendicular, como posible resultado de efectos de expansión durante el emplazamiento en pulsos (Price y Crossgrove, 1991).

La información estructural por zona, tipo de roca y localización se presenta en la Tabla II.

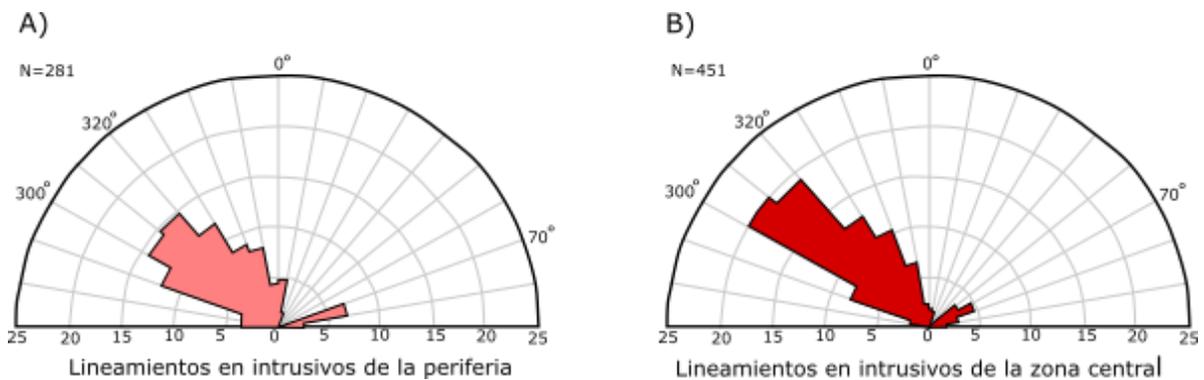


Figura 5. Diagramas de rosas unidireccionales con las tendencias de los lineamientos interpretados a partir de imágenes satelitales: A) en rocas intrusivas de la periferia granodiorítica; B) en rocas intrusivas de la zona central granítica. La tendencia de los lineamientos es similar en las dos litologías que conforman el bPB y coinciden con la elongación NW-SE que tiene el batolito. N representa en número de lineamientos, ponderados con una longitud de 1000 m.

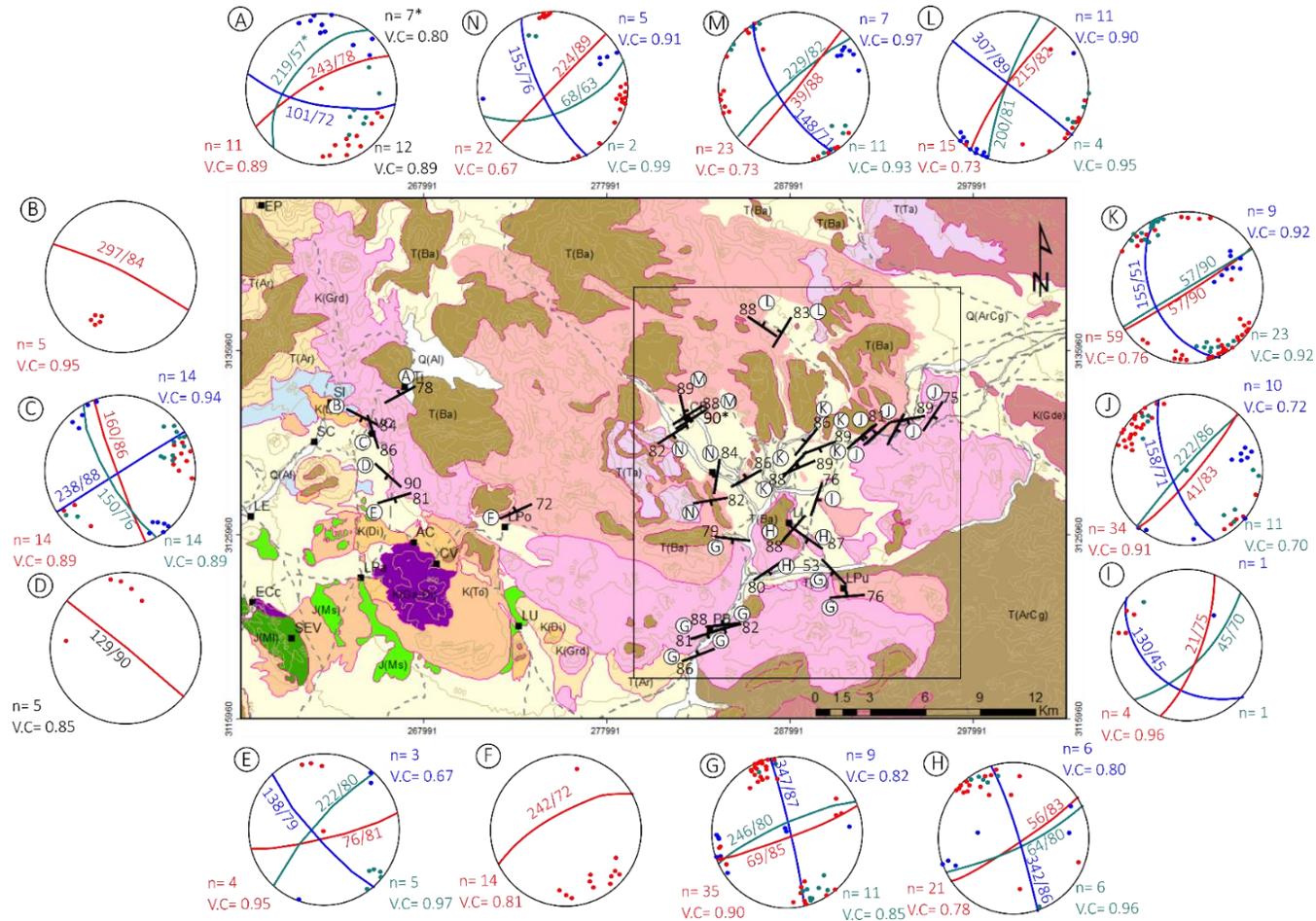


Figura 6. Mapa geológico del batolito Piedra Blanca. Los estereogramas (hemisferio sur en la proyección de Schmidt) muestran los planos promedio de la foliación magmática (en rojo). En verde están representadas las fracturas longitudinales y en azul las cruzadas, según la clasificación propuesta por Cloos (1922, en Price y Crossgrove, 1990). Señalado con un asterisco está la orientación de las segregaciones observadas en la zona de muestra 35 (ver sección 4.1.2.2). La información es A, C y E son de Jaimes-Lugo (2015), B y D de Gómez-Álvarez (2017) y F de Contreras-López (2016).

Tabla 3. Información estructural por tipo de roca, ubicación, foliación, orientación de fracturas y diques de acuerdo con la clasificación de Cloos (1922, en Price y Crosgrove, 1991), en la última columna está señalado el estereograma con respecto a la Figura 6 y qué zonas fueron utilizadas para la construcción de los planos promedios. Con asterisco están los lugares donde las rocas tienen textura isotrópica.

Sitio	Litología	Ubicación		Foliación	Fracturas			Diques			Estereograma de acuerdo con la Figura 6
		X	Y		Long.	Cruz.	H.	Long.	Cruz.	H.	
1	Grd de bt	284901	3125685	100/79						61/15	G
3	Grd de bt	291091	3122703	265/76	48/79	353/66	144/12	45/2	325/65	108/30	
4	Grd de bt	290260	3123923	136/51							
17	Grd de bt	282961	3119602	251/86							
18	Grd de bt	283374	3120389	67/81	252/80			75/85			
19	Grd de bt	284234	3120774	69/82	242/77	333/88					
20	Grd de bt	284251	3121141	264/88	250/83	351/81					
2	Grd de bt	286910	3123837	57/80	60/78	150/78				347/19	H
5	Grd de bt	288899	3125631	125/87	339/80	236/30					
6	Grd de bt	288068	3126340	244/88							
13	Gr de bt	289530	3127798	21/75	43/67	130/43					I
14	Grd de bt	292124	3131244	51/83							J
15	Grd de bt	292644	3131387	229/81	182/78	307/88					
16	Grd de bt	293842	3131545	29/79	237/68						
29	Grd de bt	292015	3131226	50/81	45/71						
30	Grd de bt	294680	3132091	73/89	89/90						
31	Grd de bt	295783	3132275	33/75		165/66					
7	Gr de bt	288264	3129681	48/89	48/79	156/45			168/50	30/20	K
12	Gr de bt	288808	3131099	221/88	240/82						
23	Gr de bt	285274	3129057	*	145/65	215/85					
24	Gr de bt	285559	3129131	239/86				245/85			
28	Grd de bt	289589	3130562	68/90	247/88						
10	Gr de bt	286549	3137415	305/85	305/88			320/45	205/40		L
11	Gr de bt	287434	3136933	212/84	192/80			185/45			
26	Gr de bt	282220	3132543	239/89	55/85	147/70		260/60		123/25	M
27	Gr de bt	282303	3132698	346/88	330/76	228/84		345/40			
8	Gr de bt	285608	3131949	*							
9	Gr de bt	283611	3127724	80/82	68/60	151/68					N
21	Gr de bt	283545	31293950	*	227/80	147/88			336/70		
22	Gr de bt	283871	3129098	190/84	350/85						
25	Gr de bt	281630	3131247	57/82							

4. Petrología del batolito Piedra Blanca

4.1 Unidades litológicas

Con base en el trabajo de campo y el análisis de imágenes satelitales es posible dividir el batolito Piedra Blanca (bBP) en dos unidades litológicas principales: I) zona periférica reconocida desde Las Tinajas en el oeste (Jaimes-Lugo, 2016) hasta el extremo este del área de estudio (Figura 7) constituida principalmente por granodiorita con enclaves cuarzomonzodioríticos, en la que son comunes los diques graníticos y pegmatíticos; II) zona central, desde el rancho La Polea en el oeste y gran parte del área de estudio (Figura 7), constituida por granito y granodiorita, en ese orden de abundancia. Es común en la parte central del bPB que los granitos, normalmente isotrópicos, tengan aspecto dómico. La susceptibilidad magnética de las granodioritas de la periferia es mayor que la de los granitos de la zona central.

La ubicación de las muestras de rocas plutónicas se muestra en la Figura 7, su clasificación modal QAP en la Figura 8 y los resultados del análisis petrográfico en el Anexo 1.

El plutón Calmallí que se localiza en el oeste del bPB es más antiguo (ca. 104 en tonalita a ca. 100 en diorita) y, aunque las relaciones de contacto entre la unidad de tonalita y diorita no están claramente definidas, se ha propuesto que está influenciado por estructuras de cizalla regionales (Contreras-López et al., 2018). Las rocas encajonantes prebatolíticas sólo están expuestas en el este del batolito en un cuerpo con aspecto de colgante, a un costado del camino (muestra 43 en Figura 7). Las cuales son similares a las rocas volcanosedimentarias y volcánicas jurásicas presumiblemente de arco (Contreras-López et al., 2018) que definen las secuencias de la sierra El Arco y oeste del plutón Calmallí. Hacia el norte, es probable que el batolito intrusione a la secuencia paleozoica de la zona de San Pedro descrita por Torres-Carrillo (2016). Enseguida se describe la roca encajonante correspondiente a un cuerpo colgante y a un xenolito.

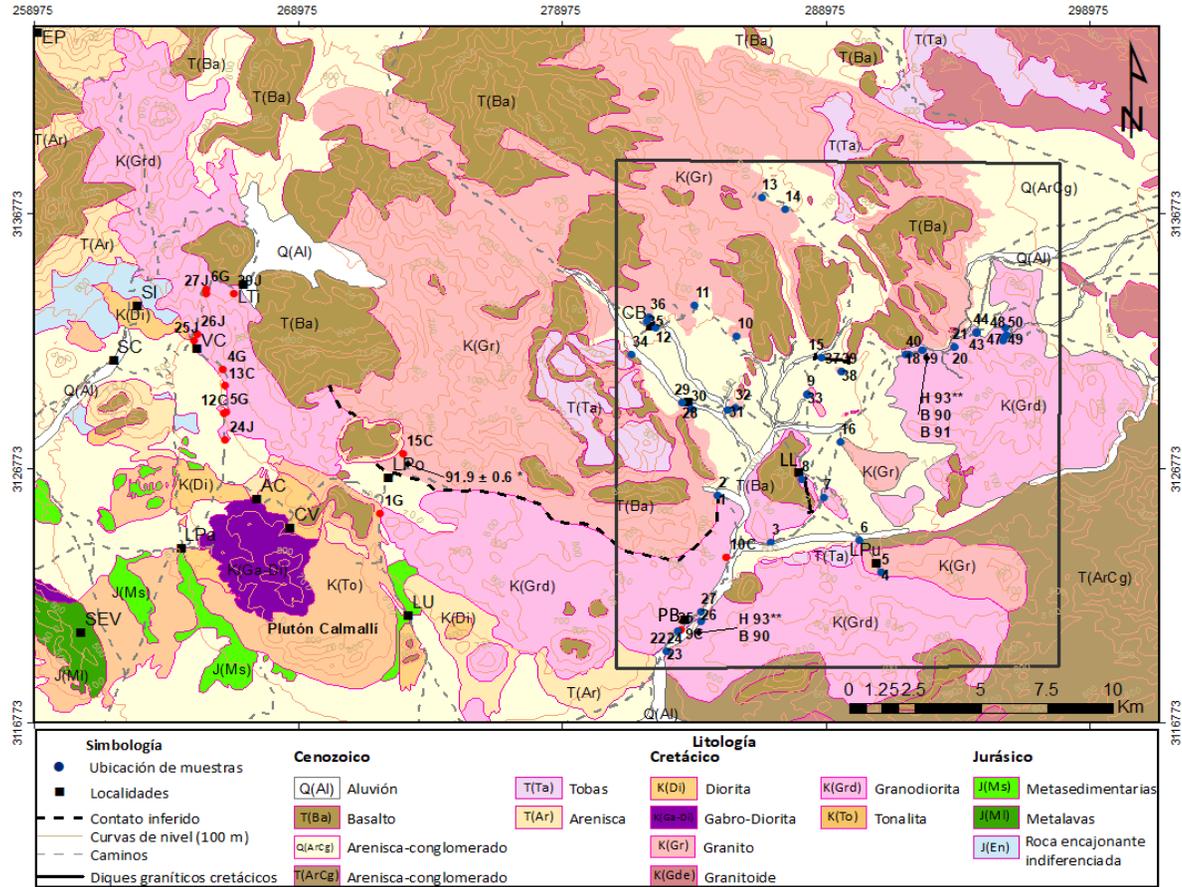


Figura 7. Mapa litológico del batolito Piedra Blanca caracterizado por rocas graníticas rodeadas de rocas granodioríticas. El plutón Calmallí se diferencia por su núcleo máfico (Ga-Di) y periferia tonalítica (To). La zona de estudio está señalada en el recuadro. Los puntos en rojo son muestras de Jaimes-Lugo (2016), Contreras-López (2016) y Gómez-Álvarez (2017) que se presentan en la Tabla III. Abreviaturas y localidades (ranchos): AC = Arroyo Calmallí, CB = Casa Blanca, CV = Calmallí Viejo, ECc = El Cañoncito, EP = El Palmar, LE = La Esperanza, LL = Las Lagunitas, LPa = Las Palomas, LPo = La Polea, LPU = La Purificación, LTi = Las Tinajas, LU = La Unión, PB = Piedra Blanca, SC = Santa Cruz, SEV = Sierra El Veteado, SI = Santa Isabel, VC = Valle de Chapo. Mapa elaborado a partir de Gastil et al. (1975) Jaimes-Lugo (2016), Contreras-López (2016) y cartas CETENAL (1977) H12C77, H12C73 Y H12C74, escalas 1: 50,000d.

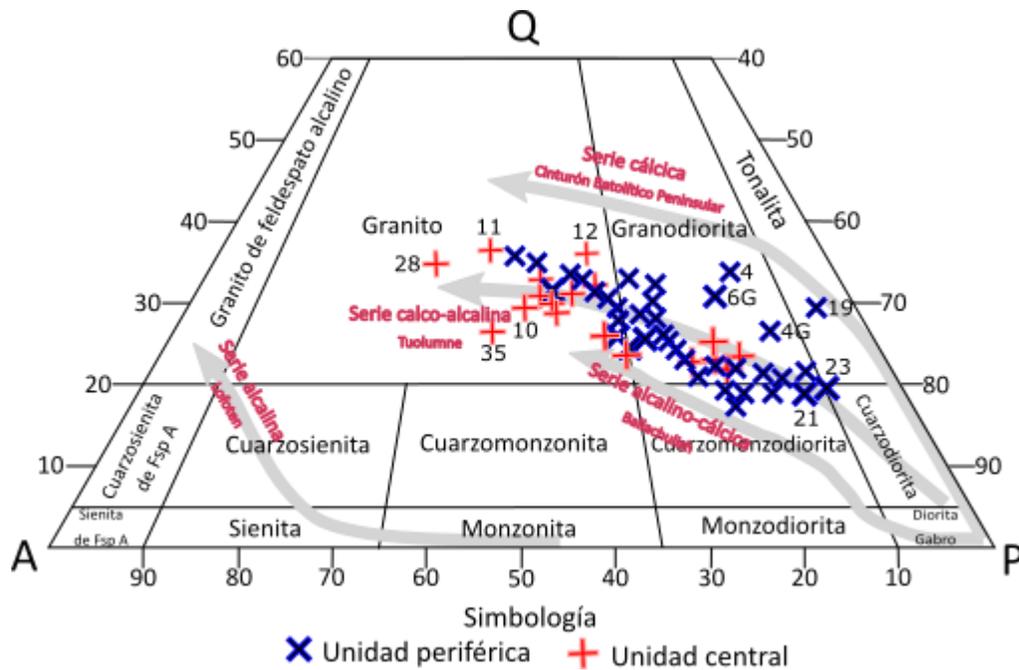


Figura 8. Clasificación de 55 muestras del batolito Piedra Blanca en el diagrama de clasificación modal de rocas plutónicas QAP (Le Maitre, 2002). La síntesis petrográfica está en la tabla 2. Los números indican la clave de la muestra, aquellas muestras que están acompañadas de una letra indican la procedencia de los datos, 4G y 6G son de Gómez-Álvarez (2017). La simbología indica la unidad del batolito a la que pertenece cada muestra. Las líneas grises representan la tendencia de las series: cálcica (batolito Sierras peninsulares), calcoalcalina (batolito Toulumne), alcalino-cálcica (batolito Ballachulish, Escocia) y alcalina (batolito Lofoten, Noruega) propuestas por Frost y Frost (2008).

4.1.1 Roca Encajonante

Se reconocen dos afloramientos con rocas encajonantes en el este del área de estudio. Se trata de dos cuerpos aislados que se interpretan como un colgante de aproximadamente 20 m de ancho por 50 m de largo del que se obtuvieron las muestras 42 a 44 (Figuras 7 y 9) y dos xenolitos: uno de aproximadamente 2 m correspondiente a la muestra 47 (Figuras 7) y otros dos, más pequeños y de aspecto similar localizados a aproximadamente 5 km hacia el oeste (muestras 38 y 39). En el colgante se identificó una secuencia, sin poderse reconocer su posición estratigráfica, formada por un estrato de metasamita (muestra 44 en el mapa de la Figura 7 y fotografía en la Figura 9 A), una capa de depósitos volcanoclásticos (muestra 43 de esquisto de Bt-Hbl; Figura 9 B) y una lava o sill de cuarzodiorita (muestra 42; Figura 9 C) entre las unidades volcánicas. El conjunto estratificado muestra foliación S_0 bien desarrollada con buzamiento $>70^\circ$ (Figura 9 A); la capa de arenisca fina (muestra 44), a diferencia de las rocas volcánicas con hornblenda, es pobre en minerales máficos, su aspecto es más masivo y desarrolla muscovita en los planos de estratificación, según se observa en muestra de mano.

Al microscopio, la lava o sill (muestra 42) tiene una mineralogía formada por hornblenda tremolitizada, biotita, cuarzo y plagioclasa (oligoclasa-andesina) subhedral de hasta de 3 mm. En la micrografía de la Figura 10 A se muestra una hornblenda con desarrollo selectivo de epidota, con inclusiones de plagioclasa y crecimiento de biotita en sus bordes y en planos de clivaje. La biotita y la hornblenda se concentran también en planos de la foliación pobremente desarrollada (Figura 10 B).

La unidad volcániclastica (muestra 43, esquisto de biotita), la cual es concordante con la lava (?) anterior tiene una foliación en $350^{\circ}/82^{\circ}$ y lineación en $170^{\circ}/50^{\circ}$, que coincide con la orientación de las foliaciones en las rocas jurásicas del oeste del plutón Calmallí, lo que sugiere que este colgante mantuvo la posición de las rocas encajonantes.

Al microscopio se distingue que, en el colgante, la muestra 43 correspondiente a un horizonte volcániclastico tiene foliación bien definida por biotita y hornblenda (Figura 10 C y D). Las fases cristalinas son plagioclasa + biotita + hornblenda + cuarzo + epidota \pm opacos. La plagioclasa es andesina de grano fino a medio con inclusiones de cuarzo y biotita. La biotita y la hornblenda de grano fino a medio son los minerales máficos dominantes y algunos están cloritizados. El cuarzo presenta extinción ondulante, es subhedral y de grano fino (Figura 10 C y D). Se identifica un mineral con relieve alto del grupo de la epidota (¿allanita?). Los minerales opacos están como inclusiones de grano muy fino en biotitas y hornblendas.

La arenisca de aspecto masivo correspondiente a la muestra 44 (Figura 9 A) es de grano fino a muy fino (Figura 11 G) y la foliación pobremente desarrollada está definida por la biotita. Las fases cristalinas son cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y minerales opacos (Figura 10 H). El cuarzo (Figura 10 G) es anhedral y con extinción ondulante, la plagioclasa presenta maclado débil. La biotita tiene hábito tabular alargado y está parcialmente alterada a clorita, mientras que la muscovita es escasa y comúnmente está asociada a la biotita (Figura 10 H). Los minerales opacos son de grano muy fino y es común observarlos como inclusiones en biotitas.

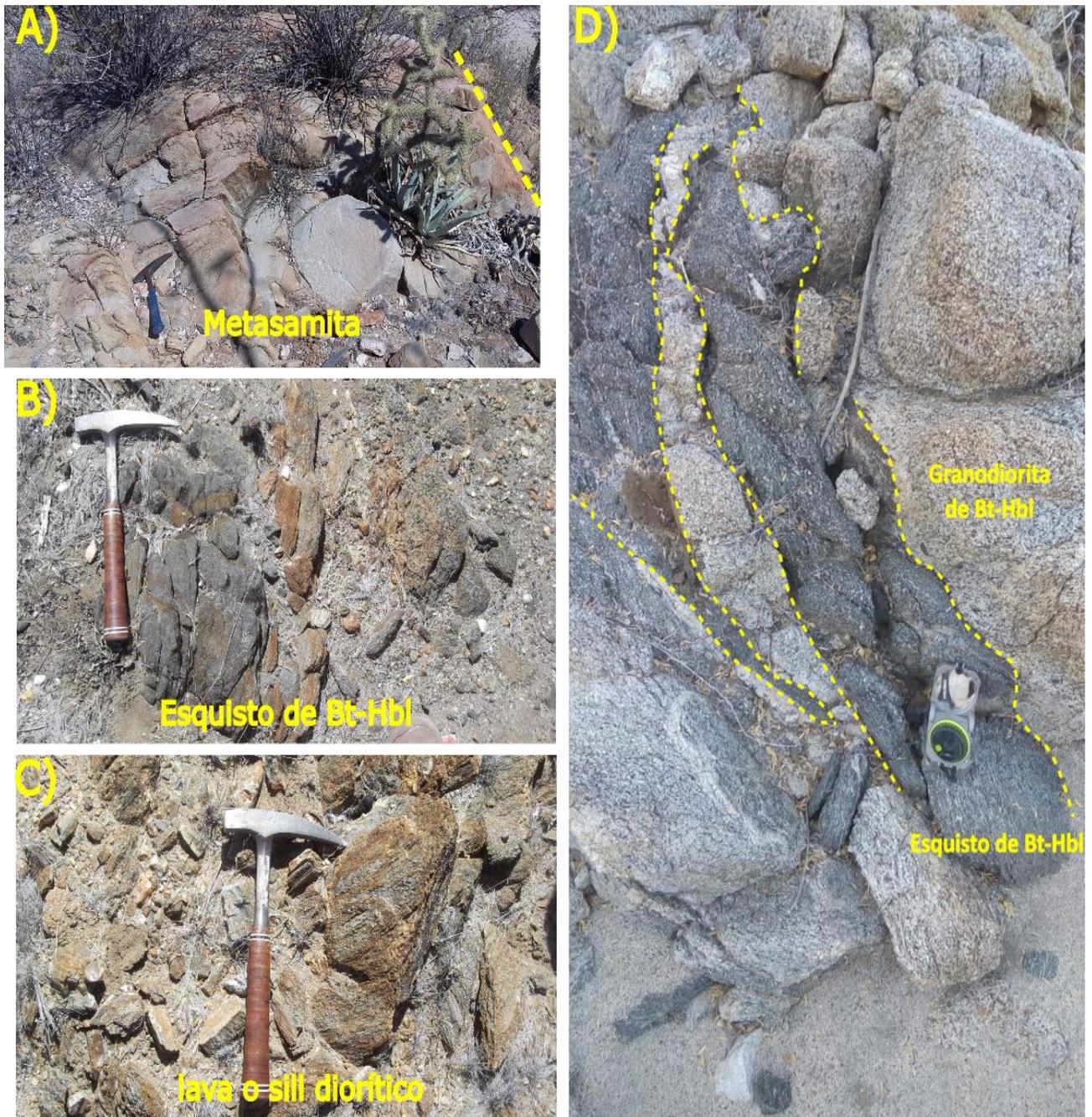


Figura 9. Afloramientos de roca encajonante en el área de estudio. A), B) y C) corresponden al colgante de roca encajonante. Las litologías identificadas son un dique de granodiorita de Bt-Hbl (muestra 42), esquistos de biotita y hornblenda (muestra 44) y una metasamita (muestra 43) en A, B y C, respectivamente; D) afloramiento de esquistos de biotita (muestra 47) en el extremo este de la periferia granodiorítica (zona de muestras 47-50 en Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Hbl= hornblenda.

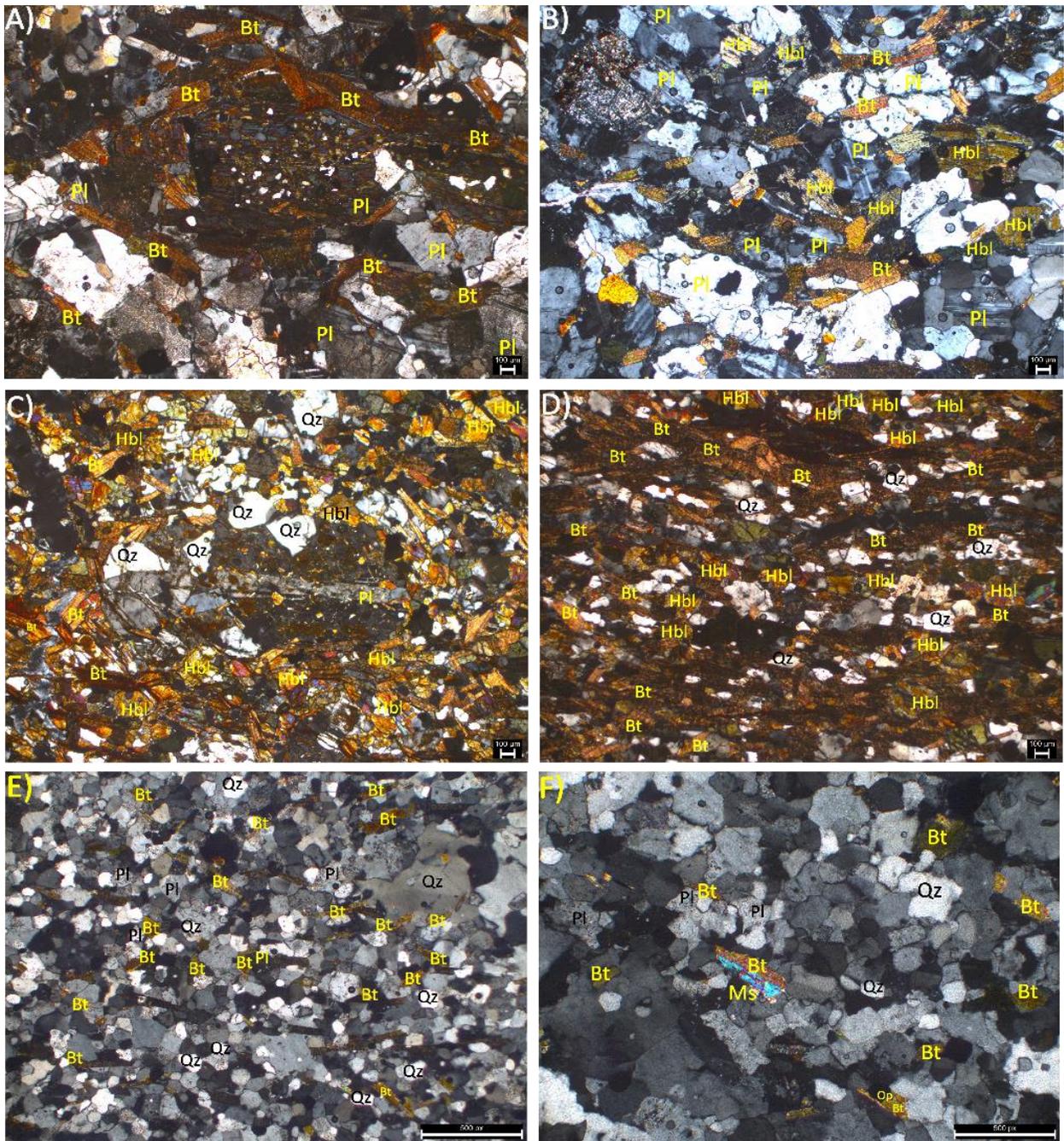


Figura 10. Micrográficas de rocas encajonantes: A) y B) Muestra 42 con nícoles X correspondientes a una lava o sill diorítico con cristales de plagioclasa (andesina) de grano medio y abundantes de grano fino de biotita; C) y D) muestra 44 de esquistos de biotita-hornblenda, con plagioclasa de grano medio y abundante hornblenda y biotita en arreglo foliado; E y F) metarenisca de grano fino con foliación poco definida por biotita, se observan escasos cristales de muscovita y la biotita está alterada con clorita (muestra 43). Abreviaturas: Bt= biotita, Pl= plagioclasa, Hbl= hornblenda, Ms= muscovita.

4.1.2 Rocas Plutónicas

En este subcapítulo se describen las dos unidades litológicas que componen el batolito Piedra Blanca. La división se realizó con base en el análisis de imágenes satelitales, litología y las mediciones de susceptibilidad magnética.

4.1.2.1 Zona periférica

Esta zona está compuesta por al menos tres plutones discretos de composición granodiorítica que afloran en la periferia del bPB. El cuerpo más noroccidental aflora al SE del rancho El Palmar (EP; en Figura 7), es casi continuo hasta el rancho La Purificación (LPu en la Figura 7) al sur-sureste, y se extiende de manera irregular hacia el extremo este del área de estudio (Figura 7).

El plutón que aflora en las localidades Las Tinajas (LTi; en la Figura 7) y Valle de Chapo (VC; en Figura 7), fue estudiado por Jaimes-Lugo (2016) y Gómez-Álvarez (2017). Se trata de un cuerpo alargado, orientado en dirección NW-SE, con una extensión aproximada de 18 km. Está compuesto por granodioritas de biotita (Figura 11 A) de grano medio, no magnéticas, de fábrica anisotrópica y con enclaves orientados de forma paralela a la foliación magmática. En el rancho Las Tinajas, los afloramientos presentan fracturas horizontales rellenas de aplita y están cubiertos por un conglomerado polimíctico (Figura 11 B).

Otro plutón continuo de composición granodiorítica aflora desde el sur del rancho La Polea (LP; en Figura 7, muestra 1G) hasta el rancho Piedra Blanca (PB; en Figura 7, muestra 25) y se extiende al sur del rancho La Purificación (LPu; en Figura 7, muestras 4 y 5) y rancho Las Lagunitas (LL; en Figura 7). Tiene una longitud aproximada de 25 km (Figura 7) y muestra un cambio en su orientación de NW-SE al sur del rancho La Polea a E-W en el rancho La Purificación.

En general, los afloramientos son de granodiorita de biotita y hornblenda, son poco magnéticos, de grano medio a grueso y fábrica anisotrópica. Al sur del rancho Piedra Blanca (PB en la Figura 7), se observó un dique (muestra 23) de cuarzdiorita de biotita y hornblenda que intrusión a la granodiorita de biotita y hornblenda (Figura 11 C). Ambas litologías tienen fábrica anisotrópica, así como enclaves de hasta 10 cm de largo (Figura 11 D) y normalmente están orientados en la dirección de la foliación magmática. La cuarzdiorita es de grano grueso, con cristales de forma subhedral y con foliación muy bien definida por la biotita y la hornblenda que tienen alteración incipiente a clorita. La granodiorita (muestra 24) es de

grano fino, sus cristales son subhedrales y tiene foliación pobremente definida. En el rancho Piedra Blanca (muestra 25 en la Figura 7), el intrusivo está cortado por planos de falla orientados en $155^{\circ}/74^{\circ}$. Además, se encontraron diques de textura pegmatítica, compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y óxidos de Fe de grano grueso. Al noreste, en el rancho La Purificación (LPu; en Figura 7), un plutón granítico, de aspecto elipsoidal (muestra 4; en Figura 7) intrusiva a las granodioritas. Las relaciones de contacto entre estos dos cuerpos no son claras.

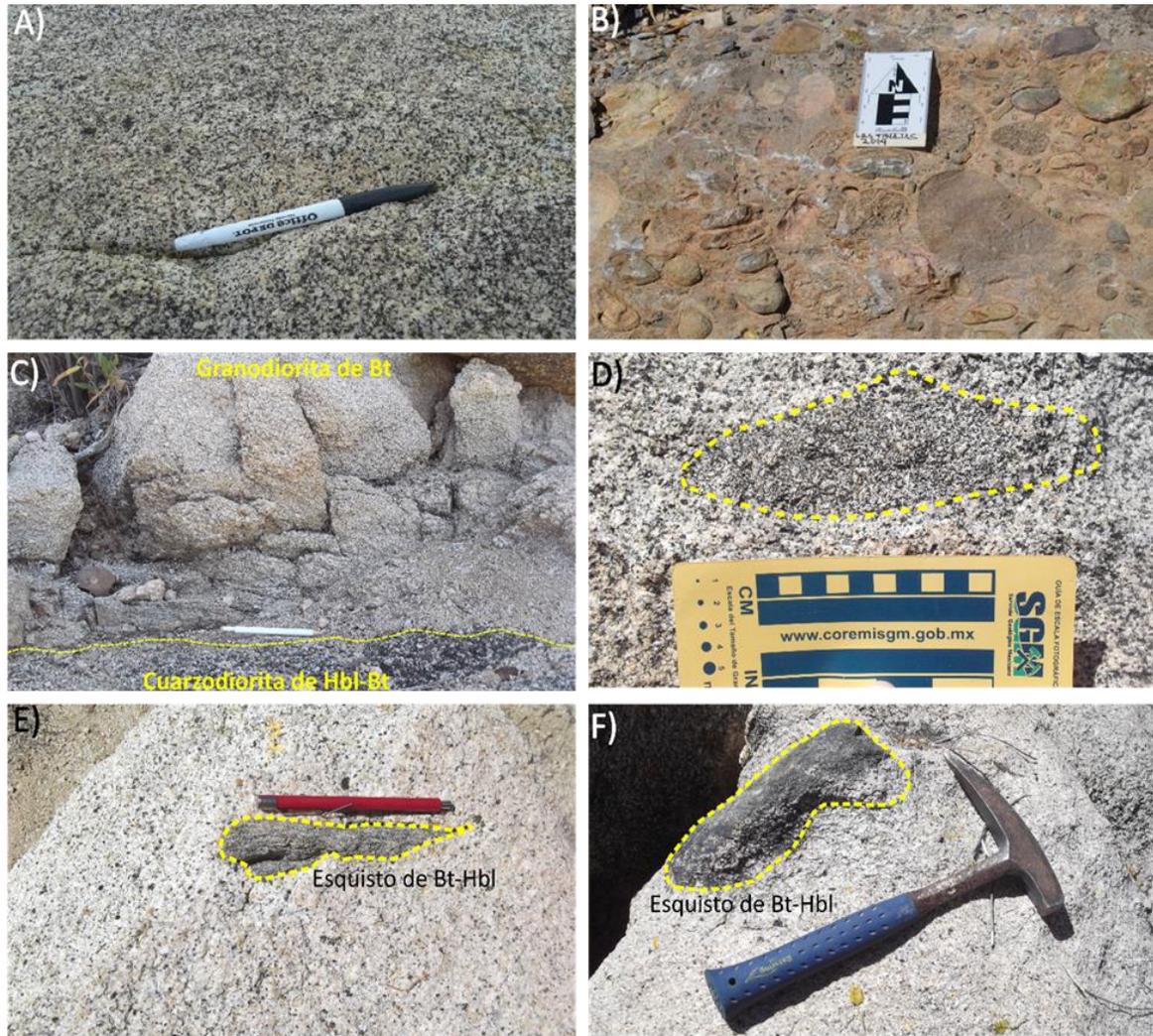


Figura 11. Afloramientos de granodioritas de la periferia del bPB: A) granodiorita de biotita de grano medio, foliada con magnetita en cristales < 1 mm cerca del rancho Las Tinajas (LTI en Figura 7), es (tomada de Jaimes-Lugo, 2015); B) conglomerado polimíctico que cubre a las unidades intrusivas del en el rancho Las Tinajas (tomada de Gómez-Álvarez, 2017); C) contacto entre un dique de cuarzodiorita de hornblenda (muestra 23) y granodiorita con granitos de biotita al sur del rancho Piedra Blanca (PB al SW del área de estudio en Figura 7); D) enclave de 10 cm de largo orientado en dirección de la foliación magmática, en cuarzomonzodiorita de hornblenda; E) y F) esquistos de biotita y hornblenda, (muestras 38 y 39, respectivamente), en la zona central del área de estudio (muestra 37 y 38, respectivamente; Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Hbl= hornblenda.

El afloramiento del rancho Las Lagunitas (LL; en Figura 7), al centro del área de estudio, consiste en granodioritas que cubren un área de $\sim 20 \text{ km}^2$ y están cubiertas por derrames de lava basáltica miocénica (Figura 7) según Gastil et al. (1975). Las granodioritas son de grano medio, con minerales magnéticos en la molienda y su foliación está definida por biotita y hornblenda. En el sitio aflora un dique de granito de biotita de grano medio de 1.5 km de largo, con fábrica anisotrópica y susceptibilidad magnética baja. En la zona de la muestra 37, al norte del rancho Las Lagunitas (LL en la Figura 7) y cerca de las rocas graníticas, aflora granodiorita de biotita con trazas de hornblenda, es de grano medio, tiene fábrica anisotrópica y en él se encontraron xenolitos de esquistos de biotita y de hornblenda (Figuras 11 E y F). Esta unidad periférica incluye rocas que grafican en el límite granodiorita-tonalita, como la muestra 7 (Figuras 7 y 8).

En el extremo este del área de estudio (muestras 18 a 21; Figura 7) aflora otro cuerpo granodiorítico que tiene un área de aproximadamente 45 km^2 y apariencia semicircular. Las granodioritas son de grano medio, tienen hornblenda y biotita, y son magnéticas. El cuerpo está cortado por una zona de falla orientada $85^\circ/90^\circ$ y en él se encontraron enclaves de cuarzomonzodiorita de biotita y hornblenda de grano fino (muestra 21; en la Figura 7). En el oriente de este plutón se encuentra el colgante de roca encajonante volcánica descrito antes. En la zona oeste del plutón (muestra 18 y 19, Figura 7), se identificaron zonas de mezcla de magma de tonalita de biotita (muestra 18) de grano medio a fino, poco magnética (Figura 12 A) con una granodiorita de biotita y hornblenda (muestra 19) de grano fino, magnética, con titanita. En el área donde se tomaron las muestras 45 – 50 (Figura 7), las unidades forman una amplia zona de mezcla (Figura 12 B) son dos granodioritas, correspondientes a las muestras 46 y 48 (Figura 7). La primera es de grano medio a grueso, la segunda es de grano fino a medio y se diferencian por su tonalidad, melanocrática y leucocrática, respectivamente. Se observaron también segregaciones (Figura 12 C) máficas (muestra 49) y félsicas (muestra 50), ambas son de composición granítica y tienen textura alotromórfica. La segregación máfica tiene escasa hornblenda (Figura 12 E), mientras que la félsica tiene escasa biotita (Figura 12 F).

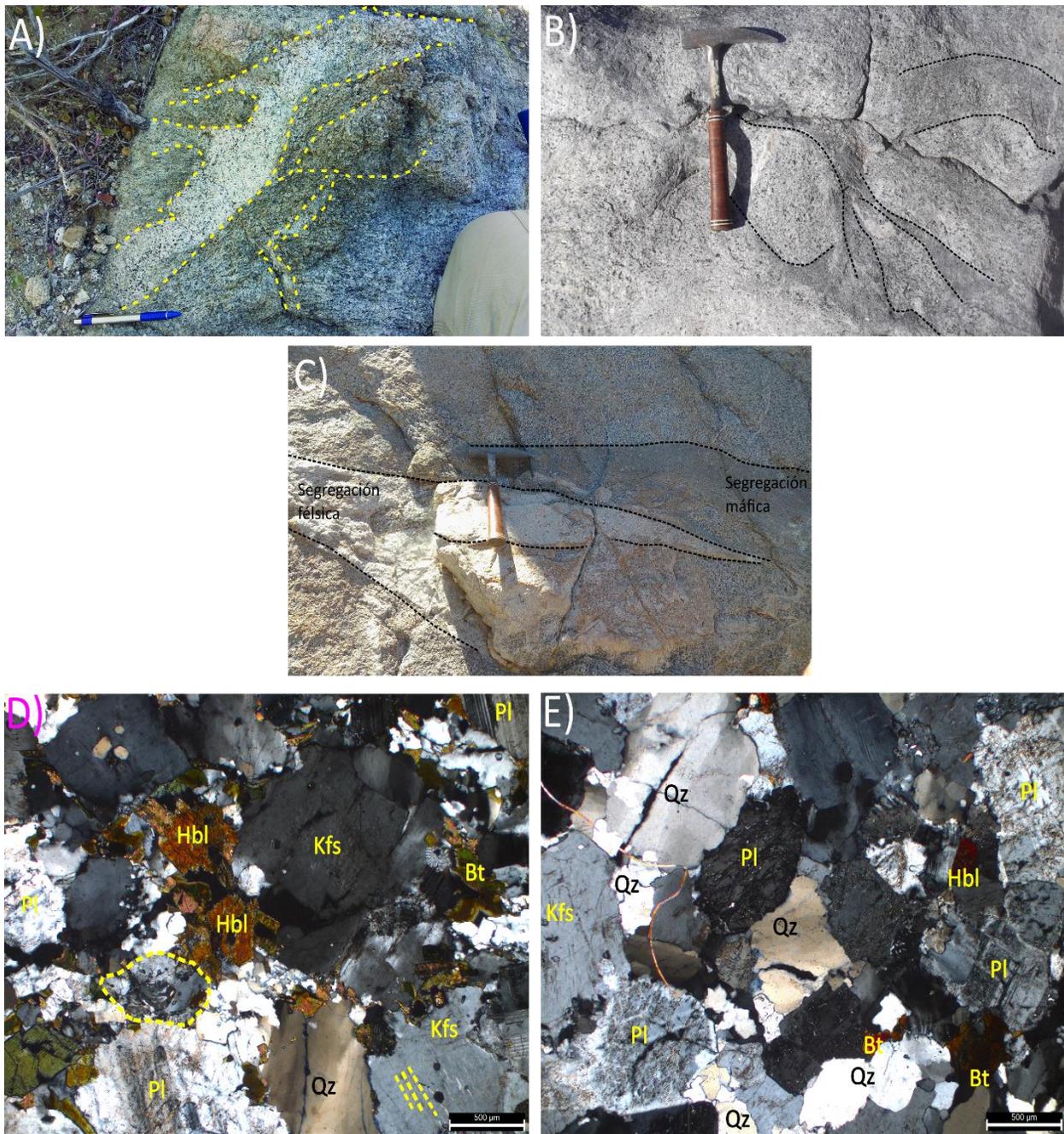


Figura 12. Afloramientos de: A) zona de mezcla de muestras 17 y 18 observado en granodioritas de la periferia (Figura 7), en donde se interpreta que la tonalita leucocrática de grano fino intrusión a la granodiorita de grano medio mesocrática; B) zona de mezcla de muestras 46 y 48 en la periferia de bPB (Figura 7), donde se observa una textura de flujo viscoso; c) Segregaciones máficas y félsicas en la zona de mezcla de B); D) y E) Micrografías con luz polarizada: D) segregación máfica, con cristales anhedral de plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita, se observan mirmequitas, en círculo amarillo con línea punteada y pertitas, en línea punteada amarilla (muestra 49 del extremo este de la periferia; Figura 7); E) segregación félsica, con cristales anhedral de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, (muestra 50 del extremo este de la periferia en Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Kfs= feldespato potásico, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo.

La síntesis petrográfica se muestra en la Tabla III y la clasificación QAP, incluyendo muestras de Jaimes-Lugo (2015), Contreras-López (2016) y Gómez-Álvarez (2017), está en la Figura 8. En ellas se observa que las muestras grafican principalmente en el campo de la granodiorita (57%) y en granito y cuarzomonzodiorita, en menor medida (27% y 16%, respectivamente). Las fases mineralógicas en las granodioritas son similares y están compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, hornblenda \pm muscovita y óxidos opacos, en el dique cuarzodiorítico de la muestra 23 se observaron escasos clinopiroxenos.

La plagioclasa es andesina y está en cristales prismáticos subhedrales a anhedrales, predominantemente de grano medio. El zonamiento es común y ocasionalmente los núcleos están alterados a arcillas y los bordes corroídos (Figura 13 A). Las texturas de mirmequita son frecuentes (Figura 13 B). El cuarzo es subhedral (Figura 13 C) a anhedral de grano fino a medio y algunos cristales tienen fracturas rellenas con feldespato potásico. Que también está en cristales intergranulares anhedrales de grano fino a medio. Ocasionalmente presenta macla de microclina y pertitas (Figura 13 D). La biotita es el mineral máfico predominante, está en cristales tabulares subhedrales de grano fino a medio. La hornblenda está en cristales tabulares subhedrales (Figura 13 E) de grano fino y frecuentemente tiene inclusiones de óxidos opacos. La biotita y la hornblenda ocasionalmente están cloritizadas (Figura 13 F). Los clinopiroxenos son de forma subhedral a anhedral, de grano medio y algunos están en contacto con hornblenda (Figuras 13 E y F). Los óxidos opacos están como inclusiones y su forma es euhedral a subhedral de grano muy fino a fino.

Tabla 4. Síntesis petrográfica de 55 muestras de rocas intrusivas del batolito Piedra Blanca. Composición modal basada en el conteo de aproximadamente 300 puntos por lámina. Para la clasificación se utilizó el diagrama QAP (Le Maitre, 2002). La metodología del análisis es la propuesta por Mackenzie et al. (1989). Abreviaturas según Whitney y Evans 2010: Allo= alotromórfica, Ap= apatito, Chl= clorita, Ep= epidota, F= feldespato potásico, Gr= granito, Grd= granodiorita, Hbl= hornblenda, Hip= hipidiomórfica, Ineq= inequigranular, Mir= mirmequita, Ms= muscovita, Op= opacos, P= plagioclasa, Per= pertítica, Se= seriada, Ser= sericita, Ttn= titanita, Qzodio= cuarzodiorita, Q= cuarzo, Zrn= zircón. Las claves de muestra que van acompañadas con una letra indican la fuente de los datos: J= Jaimes-Lugo (2014), C= Contreras-López (2016) y G= Gómez-Álvarez (2017).

Clave		Clasificación	Ubicación		QAPF			Tamaño de grano	Texturas	Alteración	Accesorios
Campo	Mapas		Este	Norte	Q	F	P				
1-IX-17	1	Grd de Bt-Hbl	284901	3125685	21	16	63	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Op + Zrn + Ap
2-IX-17	2	Grd de Bt-Hbl	284901	3125685	24	22	54	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Op+ Zrn + Ap
3-IX-17	3	Grd de Bt-Hbl	286910	3123837	28	22	49	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Op + Ap + Zrn
4-IX-17	4	Grd de Bt	291091	3122703	33	12	55	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Ap + Zrn
5-IX-17	5	Gt de Bt	291091	3122703	33	32	36	Fino	Allo. Ineq.	Ser + Ms en Pl	Ms + Ap + Zrn
7-IX-17	7	Grd de Bt	288899	3125631	18	10	72	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Ap + Zrn
8-IX-17	8	Grd de Bt	288068	3126340	33	27	40	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ttn + Ap + Zrn
9-IX-17	9	Grd de Bt	288264	3129681	22	18	60	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	
10-IX-17	10	Gt de Bt	285608	3131949	29	35	36	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ms
11-IX-17	11	Gt de Bt	284016	3133146	36	35	29	Fino	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ms + Ap + Zrn
12-IX-17	12	Gt de Bt	282537	3132299	36	25	39	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Ap
13-IX-17	13	Gt de Bt	286549	3137415	22	16	61	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ttn + Zrn + Ap
14-IX-17	14	Gt de Bt	287434	3136933	23	20	57	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ttn + Ap
15-IX-17	15	Grd de Bt	288808	3131099	24	16	59	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser + Ms en Pl	Ms + Ap + Zrn
16-IX-17	16	Gt de Bt	289530	3127798	35	31	35	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ttn + Ms + Ap + Zrn
17-IX-17	17	Grd de Bt	292124	3131244	25	24	51	Medio	Hip. Ineq.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ttn + Ms + Ap
18-IX-17	18	Grd de Bt	292644	3131387	25	22	53	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Ap
19-IX-17	19	Ton de Bt	292644	3131387	29	4	67	Fino	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Ttn + Ap
20-IX-17	20	Grd de Bt	293842	3131545	22	18	60	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ttn + Ms + Ap + Zrn
21-IX-17	21	Qmonzodio de Bt	293842	3131545	18	11	71	Medio	Hip. Ineq.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ms
1-IV-18	22	Grd de Bt	282961	3119602	30	25	45	Fino	Allo. Ineq. Mir.	Chl en Bt	Op+ Ap + Ms
2-IV-18	23	Qzodio de Hbl-Bt	282961	3119602	21	10	69	Grueso	Hip. Ser. Poi.	Chl en Bt	Op
4-IV-18	25	Grd de Bt	283374	3120389	20	12	68	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op + Ap + Ttn + Zrn

Tabla 4. Continuación

Clave		Clasificación	Ubicación		QAPF			Tamaño de grano	Texturas	Alteración	Accesorios
Campo	Mapas		Este	Norte	Q	F	P				
5-IV-18	26	Qmonzodio de Hbl-Bt	284234	3120774	18	18	64	Grueso	Hip. Ser. Poi.	Chl en Bt	Op
6-IV-18	27	Grd de Bt	284251	3121141	32	19	48	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl	Op + Ttn + Ms
7-IV-18	28	Grd de Bt	283545	3129350	33	24	43	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Ms
8-IV-18	29	Gt de Bt	283545	3129350	30	32	38	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Ms
9-IV-18	30	Grd de Bt	283870	3129098	28	23	49	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Ms
10-IV-18	31	Gt de Bt	285274	3129057	26	28	46	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ms + Op + Zrn
11-IV-18	32	Gt de Bt	285559	3129131	31	30	41	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Chl en Bt	Ttn + Op
12-IV-18	33	Gt de Bt	288268	3129651	29	32	39	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ttn + Op
13-IV-18	34	Gt de Bt	281630	3131247	30	33	37	Medio - gr	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ms
14-IV-18	35	Gt de Bt	282220	3132543	26	40	34	Fino	Allo. Ine.		Grt + Ms + Op
15-IV-18	36	Grd de Bt	282303	3132698	23	27	50	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ms + Op + Zrn
16-IV-18	37	Grd de Bt	289589	3130562	24	16	60	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Chl en Bt	Ms + Op + Zrn
19-IV-18	40	Qmonzodio de Bt	292015	3131226	19	14	67	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ttn + Ms + Op + Ap
20-IV-18	41	Grd de Bt	294680	3132091	31	26	43	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op + Zrn + Ap
24-IV-18	45	Gt de Bt	295783	3132275	27	45	28	Medio	Allo. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl + Ep en Bt	Op + Ttn + Ap + Zrn
25-IV-18	46	Grd de Hbl-Bt	295698	3131784	29	25	46	Medio	Allo. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op + Zrn + Ap
27-IV-18	48	Grd de Bt-Hbl	295836	3131970	30	21	50	Medio	Allo. Ine. Mir. Per.	Chl en Bt	Op + Zrn + Ap
28-IV-18	49	Gt de Bt	295836	3131970	34	28	39	Fino	Allo. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op
29-IV-18	50	Gt de Bt	295836	3131970	36	33	31	Fino	Allo. Ine. Mir. Per.	Chl en Bt	Ttn + Op
24-II-14 ^A	24J	Grd de Bt	266246	3127882	24	22	55			Ser en Pl, Chl en Hbl	Ap + Zrn
25-II-14 ^A	25J	Grd de Bt	265062	3131764	25	26	49			Ser en Pl	Ap + Zrn
26-II-14 ^A	26J	Grd de Bt	265161	3132018	21	21	59			Ser en Pl, Chl en Hbl	Zrn
27-II-14 ^A	27J	Gt de Bt	265511	3133607	24	24	43		Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Zrn

Tabla 4. Continuación

Clave		Clasificación	Ubicación		QAPF			Tamaño de grano	Texturas	Alteración	Accesorios
Campo	Mapas		Este	Norte	Q	F	P				
29-II-14 ^A	29J	Gt de Bt	266546	3133605	30	30	37		Mir. Per.		Ap + Zrn
9-XI-15 ^B	9C	Grd Bt-Hbl	283513	3120419	21	14	66	Medio	Allo.	Ser en Pl, Ep + Chl en Hbl y Bt	Ap + Op
10-XI-15 ^B	10C	Gt de Bt	285202	3123285	33	22	45	Grueso	Allo.	Ser en Pl, Chl + Ep en Bt	Hbl + Ms + Op
12-III-15 ^B	12C	Grd de Bt	266190	3128944	25	27	48	Fino	Allo. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap
13-III-15 ^B	13C	Grd de Bt-Hbl	266225	3130032	23	21	56	Medio	Allo. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt, Ep en Hbl	Ap + Zrn + Ttn
15-III-15 ^B	15C	Grd de Bt	272970	3127320	32	28	45		Allo. Mir.	Ser en Pl, Ep + Chl en Hbl	Ap + Zrn + Ms
I-VI-16 ^C	1G	Grd de Bt	272108	3124981	18	17	65			Ep en Pl	Zrn
P4-IV-16 ^C	4G	Grd de Bt	266150	3130641	26	11	64			Ser + Ep en Pl	Ms + Zrn
P5-IV-16 ^C	5G	Grd de Bt	266252	3128968	18	17	65		Hip. Ineq.	Ser + Ep en Pl	Ms + Zrn
P6-IV-16 ^C	6G	Grd de Bt	265522	3133788	30	14	56		Ineq.	Ser en Pl, Chl en Hbl	Ms

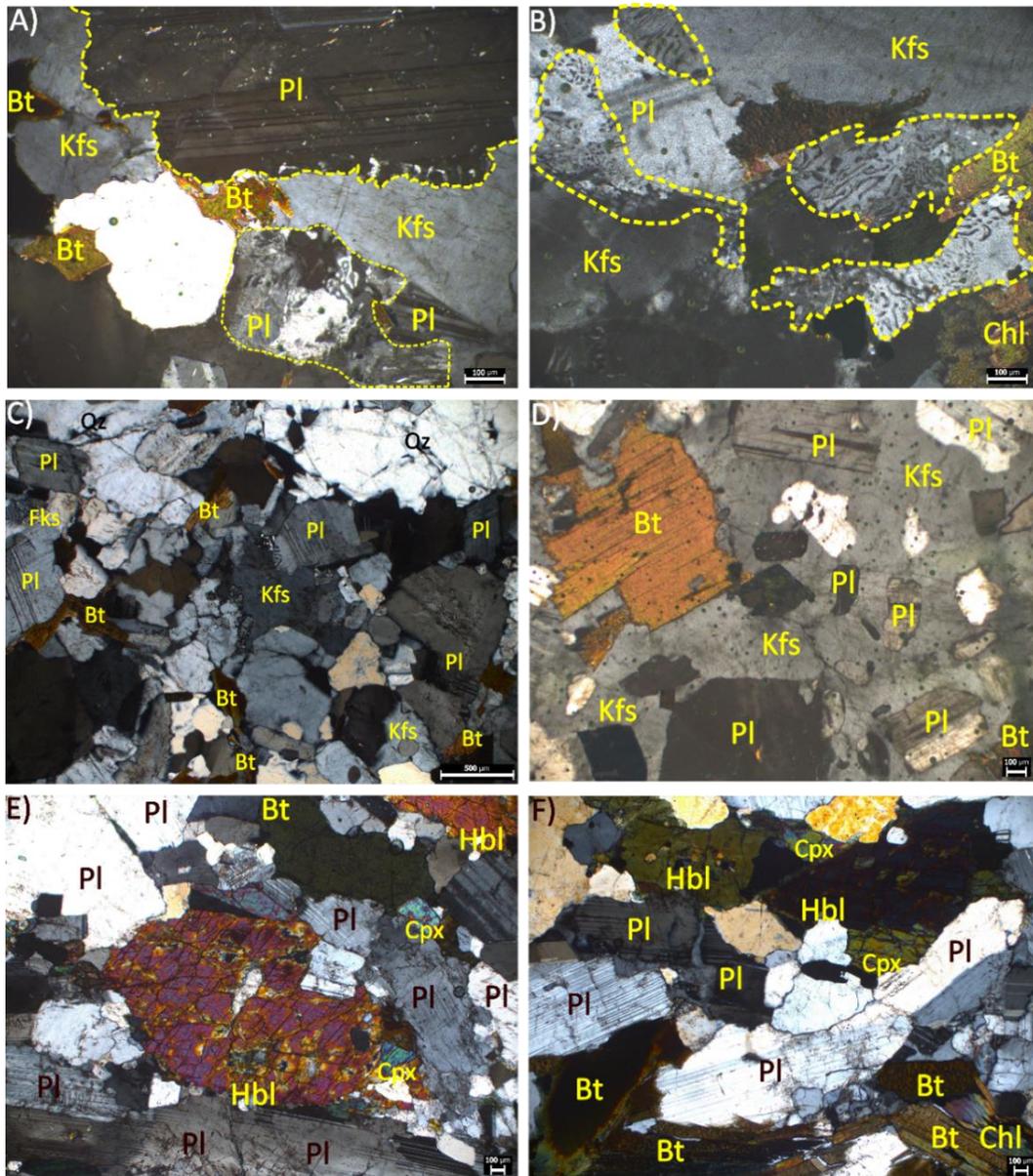


Figura 13. Micrografías con luz polarizada de granodioritas de la periferia del bPB: A) granodiorita de biotita, con cristales de plagioclasa con desarrollo de mirmequitas (muestra 20, al este de área de estudio en Figura 7); B) granodiorita de biotita, con plagioclasas con mirmequitas en línea punteada amarilla (muestra 41, al este del área de estudio en Figura 7); C) granodiorita de biotita, con cristales subhedrales de plagioclasa (andesina), cuarzo, biotita y escasos cristales de feldespato potásico anhedral (muestra 24, al sur del área de estudio en Figura 7); D) granodiorita de biotita, con feldespato potásico con inclusiones de plagioclasa y biotita (muestra 20, al este del área de estudio en Figura 7); E) cuarzodiorita de biotita y hornblenda, con cristales subhedrales de plagioclasa (andesina), hornblenda y cristales anhedrales de clinopiroxeno (muestras 23, al sur del área de estudio en Figura 7); F) Enclave de cuarzomonzodiorita de biotita, ocasionalmente cloritizada, tiene cristales subhedrales de hornblenda y anhedrales de clinopiroxeno (muestra 26, al sur del área de estudio en Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Chl= clorita, Cpx= clinopiroxeno, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo.

4.1.2.2 Zona central

Los intrusivos de esta zona se diferencian de los plutones de la periferia por su composición predominantemente granítica, su tonalidad leucocrática, su menor contenido de biotita y la casi total ausencia de hornblenda. Se interpreta que los plutones graníticos son más jóvenes e intrusionan a los plutones de composición granodirítica, similar a lo observado en el rancho La Purificación (LP; en la Figura 7).

Los afloramientos graníticos más septentrionales, muestras 13 y 14 (Figura 7), son ligeramente magnéticos, tienen titanita y la foliación está pobremente definida. Es común que estén intrusionados por diques de texturas aplítica y pegmatítica, compuestos por cuarzo, feldespato y plagioclasa. Los diques varían en anchura desde pocos centímetros hasta 30 metros. En este último, sus cristales son de grano medio y está orientado $185^{\circ}/40^{\circ}$.

En el extremo oeste, en el rancho La Polea (LP; en la Figura 7), los granitos tienen fábrica anisotrópica (Contreras-López, 2016) y su edad U-Pb en zircones es de ca. 92 Ma (Contreras-López, comunicación personal, 2018). Al este, en la zona de las muestras 29 a 30 (Figura 7), los afloramientos son de granito de grano medio a grueso, su fábrica es anisotrópica y contiene magnetita en la molienda. Están intrusionados por un arreglo de cuatro diques subparalelos, orientados $310^{\circ}/88^{\circ}$. Cada uno tiene 25 metros de largo y 5 de ancho, se caracterizan por su textura gráfica (Figura 14 A) y la magnetita es mayor a 1 cm (Figura 14 B). También se observaron diques de granito con bandeamiento de minerales máficos e intrusionados por diques con textura pegmatítica (Figura 14 C) orientados $122^{\circ}/55^{\circ}$. Los afloramientos están cubiertos por derrames de lava de composición basáltica (Figura 14 D).

Al noroeste del área de estudio, en el rancho Casa Blanca (CB; en la Figura 7), los afloramientos consisten en granitos de grano medio con abundantes segregaciones máficas y félsicas en bandas (Figura 14 E) cortadas por diques graníticos de 5 hasta 15 cm de espesor. En uno de estos diques se observaron granates de grano fino y muscovita (muestra 35, micrografía en Figura 15 D y E). Las segregaciones máficas tienen un espesor entre 1 y 3 cm orientadas $230^{\circ}/90^{\circ}$ (Figura 6), las segregaciones félsicas tienen espesor de hasta 15 cm y están orientadas $30^{\circ}/90^{\circ}$. Hacia el E-NE del rancho Casa Blanca (Figura 7), se observaron diques graníticos de textura aplítica (muestra 10) de hasta 15 cm de ancho y un granito en forma de domo (muestra 11) de fábrica isotrópica, ligeramente magnético y supera los 10 m de diámetro. En la zona de la muestra 31, al sur del rancho Casa Blanca (Figura 7) se encontró un arreglo ortogonal de diques aplíticos y pegmatíticos (Figura 14 F) intrusionando a granitos de biotita de fábrica anisotrópica.

Al sur del área de estudio, en el rancho La Purificación (LPu en la Figura 7) otro intrusivo granítico (muestra 5) de 10 km², tiene apariencia elipsoidal y aparentemente intrusiva a un plutón granodiorítico. A su vez, los granitos están intrusionados por diques graníticos de textura aplítica de menos de 10 cm de espesor, emplazados en fracturas con arreglo ortogonal vertical y horizontal (Figura 14 G). En este sitio, se observaron los xenolitos (Figura 14 H) de esquistos de biotita, de grano medio, de aproximadamente 20 cm de largo.

La síntesis petrográfica de estas rocas se presenta en la Tabla III y la clasificación petrográfica en la Figura 8. Las texturas comunes al microscopio son hipidiomórfica, inequigranular, mirmequítica y pertítica. Las fases mineralógicas de los granitos son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita ± muscovita ± granate y óxidos opacos.

El cuarzo es anhedral (Figuras 15 A) de grano medio a fino. Presentan microfracturas rellenas por feldespato el cual también está como material intercrystalino (Figuras 15 B) anhedral, de tamaño medio a fino con macla de microclina y ocasionalmente pertitas (Figuras 15 C). La plagioclasa es oligoclasa y es subhedral de grano medio a fino. Algunas plagioclasas tienen maclas polisintéticas, zonamiento composicional, bandas o núcleos comúnmente alterados a arcillas, inclusiones de biotita y textura de mirmequita. La biotita se encuentra en cristales tabulares subhedrales de grano fino, con alteración incipiente a clorita e inclusiones de minerales opacos. La muscovita (Figura 15 D) es subhedral de grano fino. El granate (Figura 15 E) se observó únicamente en un dique (muestra 35, al NW del rancho Casa Blanca; CB en la Figura 7), es subhedral y es de tamaño fino. Los minerales opacos son subhedrales muy finos a finos como minerales intercrystalinos (Figuras 15 B) o como inclusiones en las biotitas.



Figura 14. Afloramientos de granitos de la zona central del bPB: A) diques con textura gráfica de aproximadamente 20 m de largo y 4 m de ancho que intrusionan a granitos de grano grueso en la zona oeste del área de estudio (muestras 28-30 en Figura 7); B) magnetita euhedral en los diques con textura gráfica; C) diques pegmatíticos y segregaciones máficas con biotita en granitos de la zona de muestras 29 y 30; D) vista de los afloramientos de granito en la zona de la muestra 30 cubiertos por derrames basálticos miocénicos; E) segregación de bandas máficas y félsicas en la zona central (muestra 36; Figura 7); F) arreglo ortogonal de diques aplíticos y pegmatíticos de la zona central (muestra 31; Figura 7); G) afloramiento de granitos en la localidad La Purificación al sur del área de estudio (muestra 5 en figura 7) se observa una serie de diques emplazados en fracturas subhorizontales; H) xenolito de esquito de biotita (muestra 6, Tabla o figura tal) de 15 cm de largo en el plutón La Purificación (fotografía cortesía de Contreras-López, 2017). Abreviaturas: Mag= magnetita.

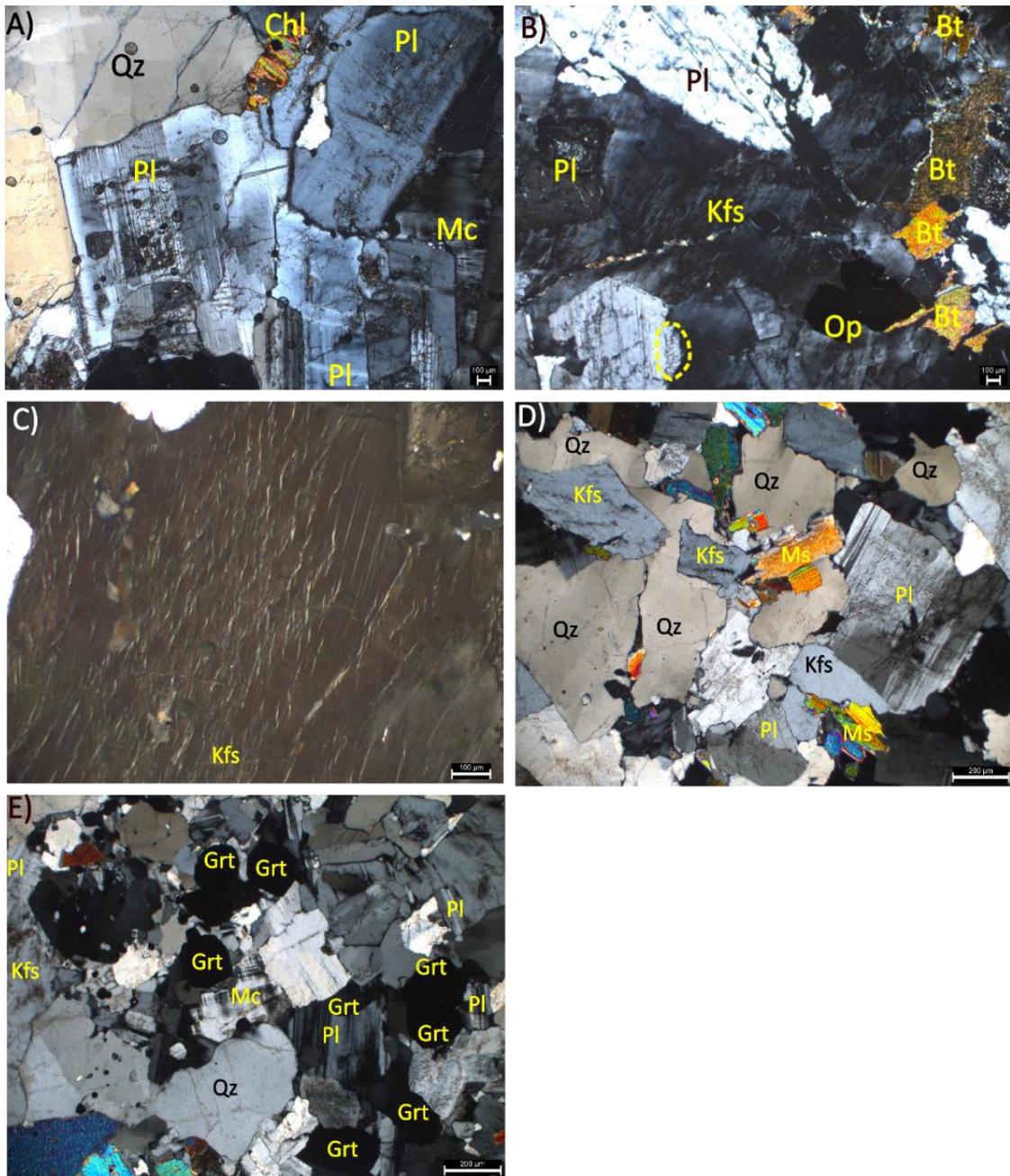


Figura 15. Micrografías con luz polarizada de granitos de la zona central del bPB: A) granito de la zona central, con cristales subhedrales de plagioclas, cuarzo, biotita cloritzada y feldespato potásico anhedral (muestra 30; Figura 7); B) granito del W de la zona central, con cristales subhedrales y anhedrales de plagioclase con mirmequitas, en el círculo con línea punteada, feldespato potásico y biotita y opacos subhedrales (muestra 29; Figura 7); C) granito de biotita, con cristales de feldespato potásico con pertitas tipo "cerebro" (muestra 14, al centro del área de estudio centro; Figura 7); D) y E) dique de granito, con cristales subhedrales de granate, plagioclase, cuarzo y muscovita, ambas micrografías son de la muestra 35, noroeste del área de estudio (Figura 7). Abreviaturas: Bt= biotita, Chl= clorita, Grt= granate, Kfs= feldespato potásico, Ms= muscovita, Pl= plagioclase, Op= opacos, Qz= cuarzo.

4.2 Geoquímica

En este subcapítulo se presentan los resultados del análisis químico de elementos mayores y tierras raras de rocas intrusivas del bPB. El objetivo de este análisis fue obtener información que permita conocer parámetros fisicoquímicos de formación y posibles relaciones genéticas entre las unidades intrusivas. Esto permitirá identificar procesos de evolución de los magmas y proponer el ambiente tectónico de formación de los plutones.

Se utilizaron en total 18 muestras de rocas graníticas, de las cuales, diez son de este trabajo, cinco fueron presentadas por Jaimes-Lugo (2016) y tres por Contreras-López (2016). La ubicación de las muestras está en la Figura 16, la petrografía en el Anexo 1 y los resultados de los análisis químicos en la Tabla IV.

4.2.1 Geoquímica de elementos mayores

Para la clasificación geoquímica de las rocas se utilizó el diagrama TAS (álcalis totales vs SiO₂) propuesto por Le Bas et al. (1986) de la Figura 17. En este diagrama se observa que las muestras grafican desde el campo de la diorita hasta los granitos de la serie subalcalina. La excepción es la muestra 11 que se trata de dique de textura aplítica que grafica en el campo de granito alcalino y está asociado con los eventos tardíos de emplazamiento del batolito. De acuerdo con lo obtenido del análisis modal, las granodioritas están en la periferia del batolito, mientras que los granitos están en la parte central.

A partir de los minerales normativos de la Tabla IV, se puede establecer una diferencia entre las granodioritas y los granitos, las granodioritas presentan magnetita y/o diópsida, mientras que los granitos tienen rutilo y carecen de magnetita. El carácter peraluminoso del bPB está denotado por la presencia de corindón normativo y por tener ASI > 1 en la clasificación de Frost et al. (2001) de la Figura 18.

Frost et al. (2001) proponen un esquema para la clasificación química de granitoides (Figura 18) dividido en tres niveles. Bajo este esquema se pueden realizar inferencias a cerca del ambiente tectónico de formación de los magmas. El primer nivel de clasificación del esquema, acorde a Frost et al. (2001), está determinado por el cociente $\text{FeO}^{\text{tot}} / (\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$. Se utiliza para trazar la historia de fraccionamiento en un magma acorde al estado de oxidación del sistema, distinguiendo entre magmas ferroanos y magnesianos. En el diagrama de la Figura 18 A se puede observar que la mayoría de las muestras grafican en el campo de magnesianas, con excepción de la muestra 30 que corresponde a un granito de la zona

central (Figura 7), lo cual probablemente se debe a su contenido muy bajo de minerales ferromagnesianos (Tabla III). Según Frost y Frost (2008), las rocas magnesianas están asociadas a batolitos de tipo Cordillerano, los cuales se caracterizan porque se diferencian bajo condiciones oxidantes y relativamente hidratadas.

El segundo nivel de clasificación de Frost y Frost (2008), es el índice modificado de álcalis (*MALI*, por sus siglas en inglés). En este esquema, se diferencia entre rocas de las series alcalina, alcalino-cálcica, calcoalcalina y cálcica. Frost y Frost (2008) establecen que para rocas con contenido mayor a 60% de SiO₂ el MALI está controlado por la abundancia y composición de los feldespatos y cuarzo, mientras que para las rocas con menor contenido de sílice son más propensas a que la extracción de augita durante la cristalización aumente el MALI en el magma residual. En la Figura 18 B se observa que todas las muestras, salvo la 23, presentan valores MALI positivos y grafican en los límites de los campos cálcico y mayormente calcoalcalino. La cuarzodiorita (muestra 23), de la periferia del bPB (Figura 7), tiene valor MALI de -2 y grafica en el límite cálcico y calcoalcalino. Frost et al. (2001) explican que cuando una serie de rocas cruza las líneas de tendencia del diagrama MALI, puede ser debido a la mezcla de magmas o al proceso de diferenciación, donde la serie es progresivamente más alcalina. Como cabe esperar, las rocas de la unidad periférica tienen en su mayoría valores más bajos de MALI que los de la unidad central, lo cual se debe parcialmente al incremento de feldespato potásico (Kspar en la Figura 8 B).

El tercer y último nivel de clasificación de Frost y Frost (2008) es el diagrama ASI, el cual se construye a partir del radio molecular $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$ contra SiO₂. El ASI es predominantemente determinado por la composición de la fuente de los magmas y a la naturaleza del proceso de fusión (Frost et al., 2001). En la Figura 18 C se observa que las muestras menos diferenciadas, de la unidad periférica del bPB, grafican en el campo de metaluminosas y las más diferenciadas grafican en el campo de peraluminosas. Esta variación en el contenido de aluminio en rocas graníticas ha sido atribuida a un cambio en la fuente de los magmas.

En resumen, a partir del sistema de clasificación de granitoides propuesto por Frost et al. (2001) se obtiene que las muestras del bPB son magnesianas, describen una serie magmática cálcica-calcoalcalina y la mayoría son peraluminosas.

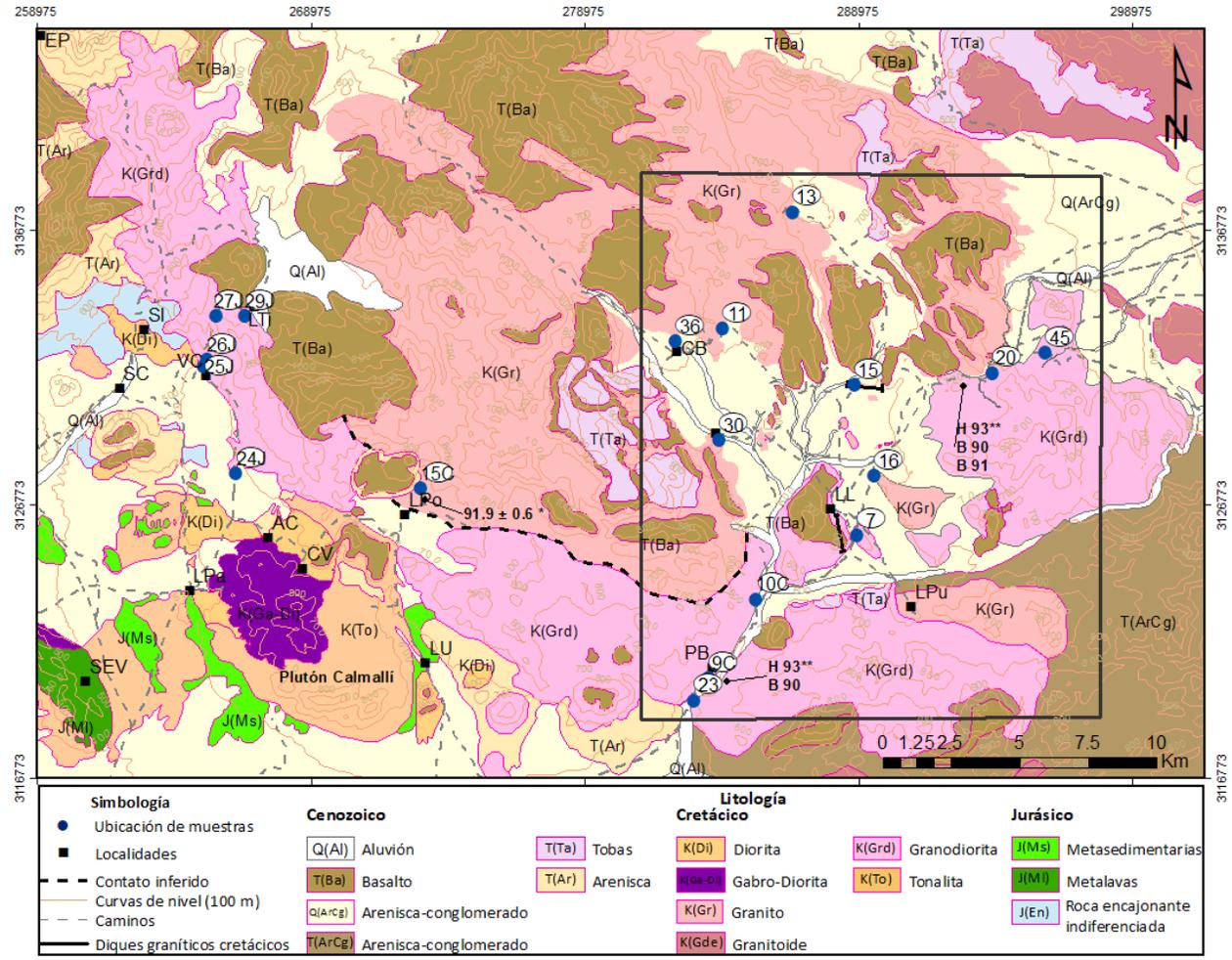


Figura 16, Mapa geológico del batolito Piedra Blanca donde se señala la ubicación de las muestras analizadas geoquímicamente. Abreviaturas y localidades (ranchos): AC = Arroyo Calmallí, CB = Casa Blanca, CV = Calmallí Viejo, EP = El Palmar, LL = Las Lagunitas, LPA = Las Palomas, LPO = La Polea, LPU = La Purificación, LTI = Las Tinajas, LU = La Unión, PB = Piedra Blanca, SC = Santa Cruz, SEV = Sierra El Veteado, SI = Santa Isabel, VC = Valle de Chapo. Esta cartografía es un fragmento de la Figura 7.

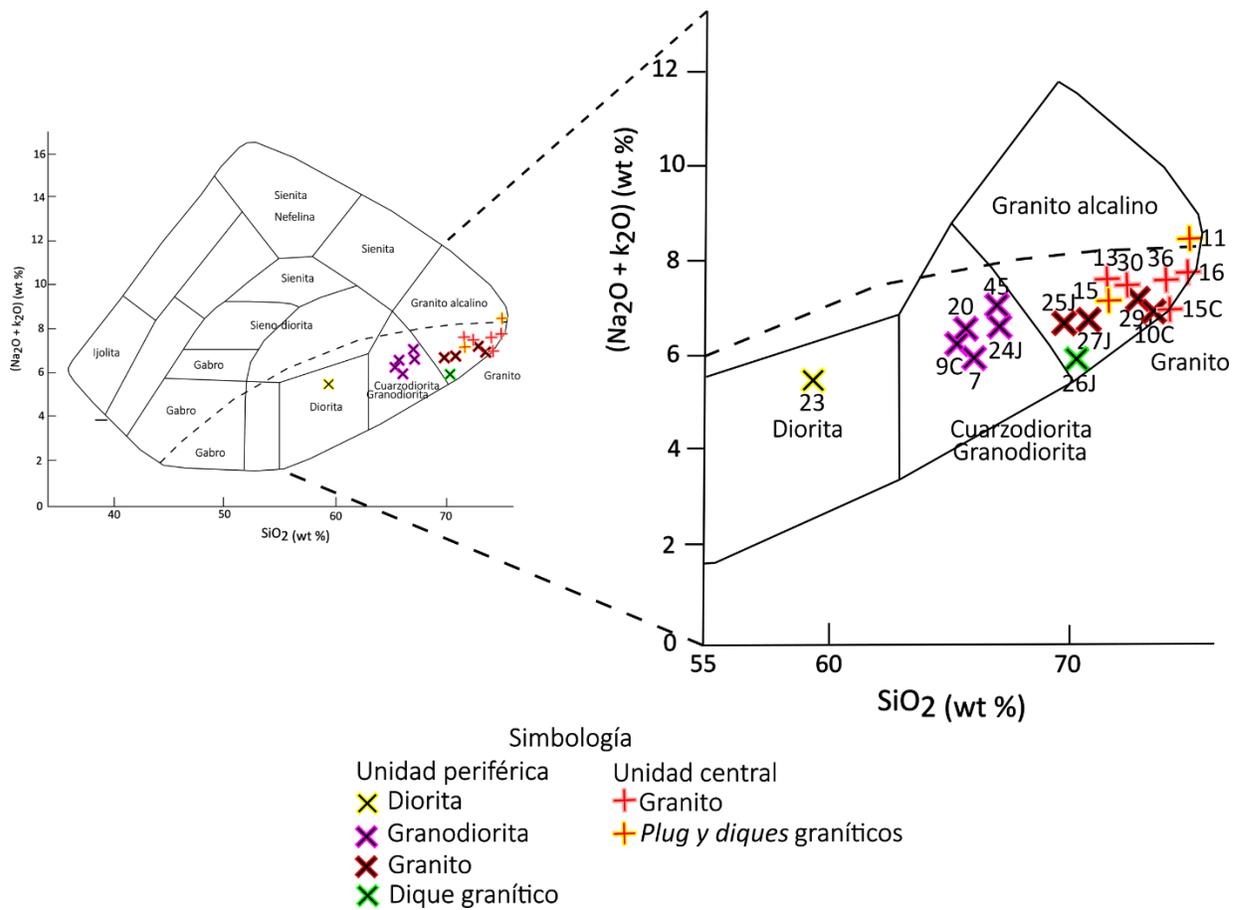


Figura 17. Diagrama de clasificación total álcalis vs SiO₂ (Le Bas et al., 1986). La línea punteada es la división entre rocas alcalinas (campo superior) y subalcalinas (campo inferior) de Irvine y Baragar (1971; en Rollinson, 1993). Los números corresponden a las claves utilizadas para la petrografía y a la utilizada en la Figura 7. La muestra 23 corresponde a un dique diórítico que intrusión a granodioritas de la periferia (Figura 7). La muestra 11 que grafica en el campo de granitos alcalinos es de un domo granítico que intrusión a granitos de la zona central (Figura 7).

Tabla 5. Ubicación, clasificación, composición química y norma CIPW de muestras del batolito Piedra Blanca.

Muestra	24J	25J	26J	27J	29J	9C	10C	7	16	20	23	45	15C	11	13	15	30	36	
C. Petro	Gd	Gd	Gd	Gt	Gt	Gd	Gt	Gd	Gt	Gd	Gd	Gd	Gt	Gt	Gd	Gd	Gt	Gt	
C. Geo	Gd	Gt	Gt	Gt	Gt	Gd	Gt	Gd	Gt	Gd	Di	Gd	Gt	Gt	Gt	Gt	Gt	Gt	
Norte	266246	265062	265161	265511	266546	283513	285202	288899	289530	293842	282961	295783	272970	284016	286549	288808	283870	282303	
Este	3127882	3131764	3132018	3133607	3133605	3120419	3123285	3125631	3127798	3131545	3119602	3132275	3127320	3133146	3137415	3131099	3129098	3132698	
(a) Elementos mayores (wt %)																			
SiO ₂	66.37	68.48	69.30	70.18	71.87	64.45	72.38	66.27	74.96	65.25	58.17	66.67	73.86	73.52	72.13	72.78	70.57	72.16	
Al ₂ O ₃	17.29	15.82	15.96	15.43	14.57	15.84	14.26	16.42	13.33	16.50	16.16	16.48	14.21	13.56	15.17	15.52	14.86	14.07	
FeO ¹	3.55	2.89	2.67	2.60	1.79	4.55	1.75	4.41	1.54	3.95	6.90	3.35	1.62	0.89	2.08	2.10	1.83	1.35	
MnO	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.06	0.04	0.09	0.05	0.08	0.07	0.06	0.04	0.01	0.05	0.04	0.03	0.01	
MgO	1.00	0.95	0.65	0.76	0.51	1.99	0.62	2.12	0.51	1.83	4.35	1.57	0.47	0.23	0.76	0.86	0.02	0.44	
CaO	3.52	3.10	3.41	2.95	2.19	4.73	2.28	4.80	1.68	4.53	6.43	3.94	2.00	1.42	2.38	2.86	2.51	1.92	
Na ₂ O	4.72	4.18	4.47	4.39	3.94	3.85	4.01	4.22	3.63	4.49	3.55	4.49	4.02	3.84	4.39	4.54	4.54	4.12	
K ₂ O	1.81	2.30	1.41	2.27	3.17	2.07	2.80	1.80	3.88	2.11	1.86	2.44	2.96	4.51	3.33	2.77	2.68	3.23	
TiO ₂	0.49	0.40	0.38	0.35	0.21	0.63	0.22	0.58	0.15	0.61	0.91	0.52	0.19	0.07	0.29	0.30	0.25	0.01	
P ₂ O ₅	0.21	0.16	0.10	0.11	0.07	0.20	0.06	0.16	0.03	0.18	0.18	0.16	0.06	0.00	0.08	0.10	0.08	0.03	
LOI	1.14	0.59	1.23	0.85	0.38	0.35	0.57	0.55	0.63	0.56	0.79	0.62	0.45	0.41	0.52	0.54	0.57	0.76	
Total	100.13	98.92	99.61	99.94	98.73	98.72	98.99	101.42	100.39	100.09	99.37	100.30	99.87	98.46	101.18	102.41	97.94	98.10	
(b) Norma CIPW (wt %)																			
Qz	21.99	26.30	28.32	27.08	29.94	20.40	31.00	22.32	34.72	19.71	7.72	19.17	32.25	30.67	27.84	28.64	27.71	29.98	
Or	10.82	13.90	8.52	13.61	19.18	12.50	16.90	10.64	22.93	12.47	10.99	14.42	17.73	26.65	19.68	16.37	15.84	19.09	
Ab	42.88	38.39	14.03	39.99	36.23	35.40	36.90	35.71	30.72	37.99	30.04	37.99	36.60	32.49	37.15	38.42	38.42	34.86	
An	16.28	14.66	16.63	14.12	10.66	20.30	11.20	20.54	8.14	18.64	22.67	16.15	9.67	6.44	11.28	13.54	10.82	9.46	
Crn	1.84	1.34	1.25	0.72	0.94		0.70		0.18			0.53	1.00		0.21	0.09	0.53	0.33	
Di						1.90		0.43		0.66	2.73			0.31					
Hyp	2.94	2.68	1.83	2.13	1.44	5.80	1.80	5.08	1.27	4.25	21.98	9.91	1.32	0.43	1.89	2.14	3.33	3.54	
Mag	2.10	1.38	0.95	0.93		2.30													
Ilm	0.69	0.57	0.54	0.49	0.16	0.90	0.10	0.19	0.11	0.17	0.34	0.30	0.06	0.02	0.11	0.09	0.15	0.06	
Hem		0.43	0.71	0.69	1.22	0.00	1.20	4.41	1.54	3.95			1.15	4.41	2.08	2.10			
Ap	0.44	0.34	0.21	0.23	0.15	0.40	0.10	0.37	0.07	0.42	2.11	1.20	0.13		0.19	0.23	0.58	0.02	
Ttn								1.17		1.28				0.14					
Rt					0.07		0.10		0.12				0.10		0.30	0.33			
Total	99.98	99.99	72.99	99.99	99.99	99.90	100.00	100.86	99.80	99.54	98.58	99.67	100.01	101.56	100.73	101.95	97.38	97.34	
Mg#	43.70	49.20	42.70	47.40	52.00	53.10	57.90	65.60	56.70	64.70	52.90	45.50	54.00	17.10	59.10	61.90	1.90	36.70	
ID	8.73	9.79	9.14	10.25	11.96	68.40	84.80	7.11	13.39	7.58	3.39	8.65	86.60	14.05	11.84	11.08	11.42	12.29	
%An	27.52	27.64	28.84	26.10	22.73	36.50	23.30	36.52	20.95	32.91	43.00	29.83	20.90	16.52	23.30	26.05	21.97	21.34	

muestran los valores más bajos (14.26% en una muestra del núcleo, hasta 13.33% en un dique). Esta tendencia decreciente podría explicarse por la variación en la composición de la plagioclasa. Con base en el análisis petrográfico, se identificó que la plagioclasa dominante en las granodioritas es andesina y para los granitos es oligoclasa, cuyo contenido de Al_2O_3 varía de 26.44% a 22.66%, respectivamente. Se infiere que el comportamiento del CaO es similar a la de la alúmina. La variación en el contenido de este óxido en las plagioclasas es de 7.84 para las andesinas y 3.26 para la oligoclasa. En el diagrama de MgO se observa un punto de inflexión, en aproximadamente 70% SiO_2 , entre las granodioritas y los granitos. Con base en el contenido de óxidos mayores en diferentes minerales (Tabla V), se infiere que la inflexión en este diagrama puede estar asociada al contenido de hornblenda de las muestras, la cual es abundante en las granodioritas y en los granitos es accesorio. En el diagrama de K_2O , se observa una tendencia ascendente conforme el aumenta el contenido de SiO_2 . Esto se puede explicar por el contenido de feldespato alcalino que es menor en las granodioritas que en los granitos. En general, los diagramas Harker sugieren un proceso de diferenciación magmática, en el que las rocas de las unidades periférica y del núcleo son resultado de la cristalización fraccionada de un sistema magmático común.

Tabla 6. Composición química de algunos minerales formadores de roca, tomado de Deer et al., (1992).

Mineral Óxido	Albita	Oligoclasa	Andesina	Ortoclasa	Hornblenda	Biotita	Muscovita
SiO_2	67.84	64.1	58.1	64.66	47.95	33.63	45.45
TiO_2					0.88	4.94	0.48
Al_2O_3	19.65	22.66	26.44	19.72	6.46	17.17	35.99
Fe_2O_3	0.05	0.31	0.19	0.08	14.94	25.55	1.21
MnO					0.63	0.46	0
MgO	0.04	0.25	0.13	tr	13.33	5.88	0.69
CaO		3.26	7.84	0.34	12.08	0.19	0
Na_2O	11.07	9.89	6.48	3.42	1.06	0.02	0.65
K_2O	0.29	0.05	1.1	11.72	0.53	8.19	10.79

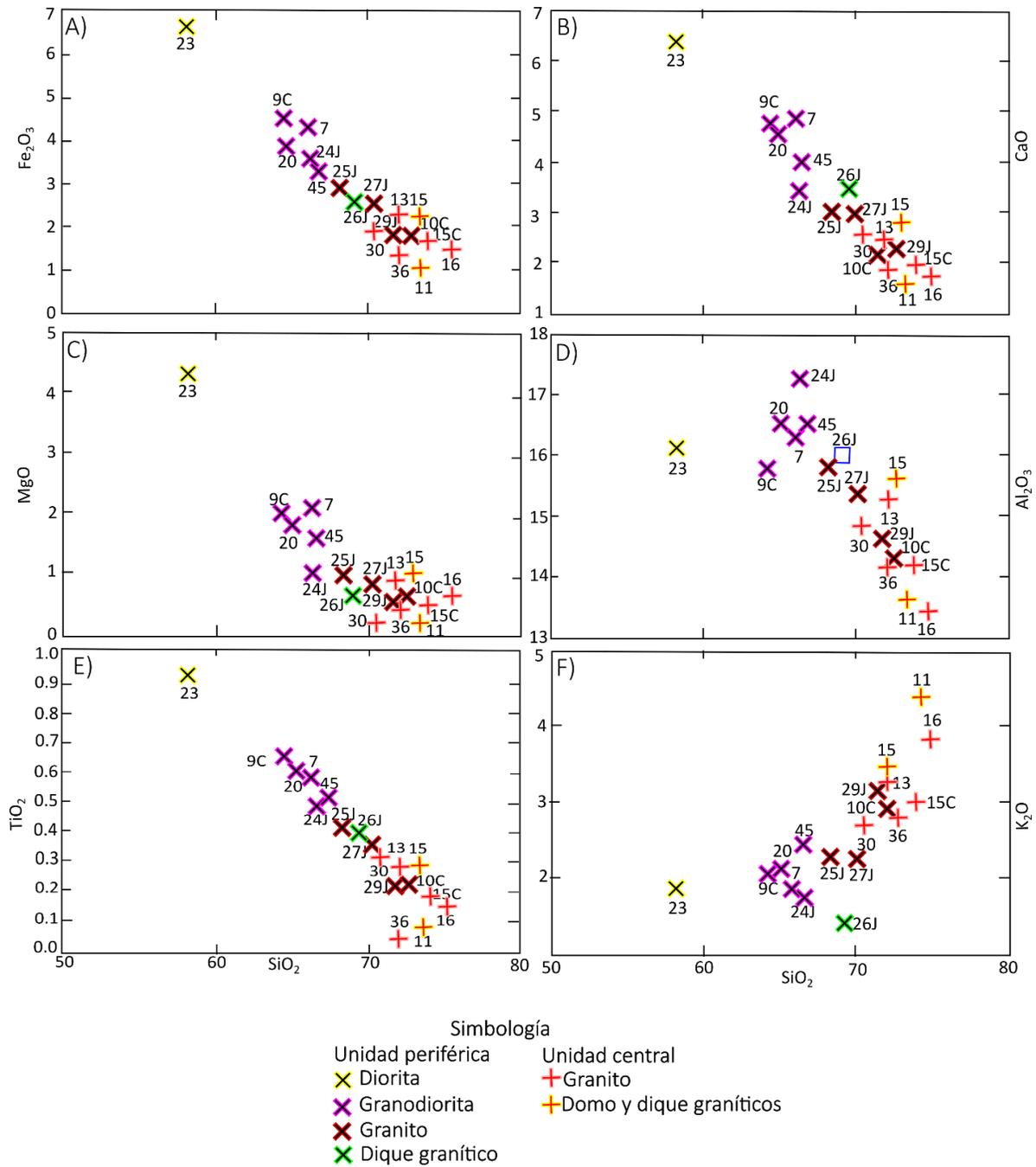


Figura 19. Diagramas Harker para algunos elementos mayores: en A) Fe_2O_3 ; C) MgO y E) TiO_2 se observa una tendencia lineal decreciente. Puesto que estos cationes son componentes principales en la biotita, hornblenda y piroxeno, la tendencia está influenciada por el contenido de estos minerales máficos, siendo mayor en la diorita y granodioritas y menor en los granitos. La misma tendencia es mostrada en los diagramas B) CaO y D) Al_2O_3 y donde dichos óxidos están parcialmente controlados por la abundancia y tipo de plagioclasas y parcialmente hornblenda. La tendencia lineal creciente en F) K_2O se debe por el aumento de feldespato potásico y micas.

4.2.2 Geoquímica de elementos traza

Cerca de 90 elementos químicos tienen una concentración de trazas (<.01% wt) en las rocas ígneas (Best, 2003). Su abundancia está determinada por su coeficiente de partición y el fraccionamiento de las tierras raras (REE, Rare Earth Elements) es usado en geoquímica para estudiar la génesis de los magmas y para descifrar procesos petrológicos (Rollinson, 1993). En este trabajo, se utilizan solamente los elementos de las tierras raras, los cuales son tomados de otros trabajos de CICESE. La mayoría de las muestras son de la periferia, salvo la muestra 15C que es un granito del núcleo (La Polea) y se presentan en la Tabla VI.

Las tierras raras fueron normalizadas a valores de condrita propuestos por Sun y McDonough (1989; en Rollinson, 1993). Cada patrón de REE es controlado por la química de la fuente y el equilibrio cristal-fundido que toma lugar durante la evolución del magma. En la Figura 20 se observa el mismo patrón para las granodioritas y granitos, con enriquecimiento en tierras raras ligeras (La – Sm) y empobrecimiento, casi 100 veces menor, en tierras raras pesadas (Gd–Lu). El patrón más fraccionado y con aumento de Eu lo presenta la muestra 26J de un dique granítico cerca del rancho Las Tinajas (LTI en la Figura 7). Los patrones similares sugieren que el conjunto tiene una fuente común.

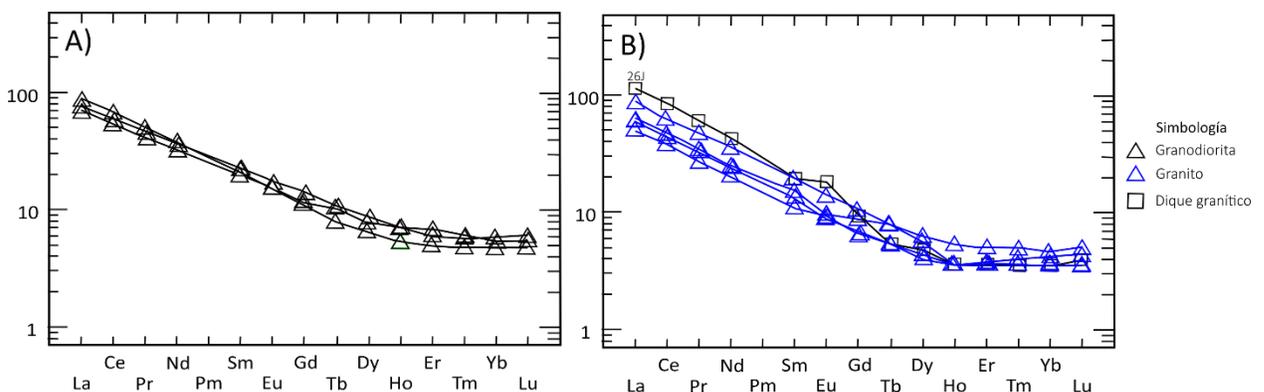


Figura 20. Abundancias de elementos de tierras raras normalizados a condritas (Sun y McDonough, 1989) según las litologías dominantes del batolito Piedra Blanca: A) granodioritas y B) granitos. Se observa que para ambas litologías los patrones muestran enriquecimiento de tierras raras ligeras en comparación de las pesadas.

Tabla 7. Tierras raras de las muestras analizadas del batolito Piedra Blanca.

Muestra Elemento	24J	25J	26J	27J	29J	9C	10C	15C
La	17.5	21	27.5	22.2	11.7	18.2	15.9	14
Ce	33.5	42.2	52.8	38.8	23.3	37	30.8	27.2
Pr	4.07	4.75	5.75	4.57	2.55	4.43	3.45	3.04
Nd	16	17.4	20.3	16.8	9.6	17.2	12.1	10.9
Sm	3.1	3.2	3	3	1.7	3.6	2.4	2
Eu	0.93	0.85	1.08	0.82	0.54	1.01	0.57	0.5
Gd	2.4	2.2	1.9	2.2	1.3	2.9	1.8	1.4
Tb	0.4	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.2
Dy	2	1.6	1.2	1.4	1.1	2.2	1.6	1
Ho	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2
Er	1	0.8	0.6	0.6	0.6	1.1	0.8	0.6
Tm	0.15	0.12	0.09	0.1	0.09	0.15	0.13	0.09
Yb	1	0.8	0.6	0.7	0.6	0.9	0.8	0.6
Lu	0.16	0.12	0.1	0.11	0.09	0.14	0.13	0.09

4.3 Análisis de los óxidos de Fe-Ti

En este apartado se describen los óxidos de Fe-Ti analizados con el microscopio electrónico de barrido (MEB). Se identificaron los tipos de óxidos de acuerdo a su composición química y textura, además, algunas muestras fueron analizadas por difracción de rayos X para identificar su composición.

Los óxidos de Fe-Ti comienzan a cristalizar a temperaturas del orden de 1300°C. Estos minerales tienden a reequilibrarse conforme varía la T y P, lo cual lleva a una serie compleja de reacciones de reequilibrio (Frost y Lindsley, 1991) en las series de soluciones sólidas de la titanomagnetita y de la titanohematita. Las composiciones de estas dos series están expresadas en el diagrama $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ (Figura 21). De izquierda a derecha se indica el aumento en Fe^{3+} con respecto a Fe^{2+} , mientras que de la base a la cima se incrementa el Ti^{4+} con respecto al Fe total (Butler, 2004). Las soluciones sólidas entre los miembros finales de cada serie, son posibles a la temperatura de cristalización.

4.3.1 Óxidos de Fe-Ti de las granodioritas de la unidad periférica

Jaimes-Lugo (2016), Contreras-López (2016) y Gómez-Álvarez (2017) hicieron análisis de óxidos de Fe-Ti de los plutones Calmallí y el extremo este del plutón Piedra Blanca, que en su momento llamaron plutón La Polea por el rancho del mismo nombre. Los autores concuerdan en que el óxido dominante es la ilmenita, la cual es de forma subhedral a anhedral y fluctúan en tamaño entre 20 a 150 μm . Se encuentran como inclusiones en biotita, plagioclasa y hornblenda, así como de manera intracrystalina. De manera general, los productos de exsolución u oxidación, en ambos plutones, son inclusiones de titanohematita y lentes de rutilo anhedral rico en Fe (Figuras 22 A y B), así como lamelas e inclusiones de titanohematita. Particularmente, en el plutón del rancho Las Tinajas (Figura 7), la ilmenita está en cristales homogéneos, ocasionalmente con inclusiones de apatito.

Se analizó la muestra 23, ubicada al sur del rancho Piedra Blanca (PB; en Figura 7), que es de un dique de cuarzdiorita. El contenido de óxidos es menor al 1% y su respuesta magnética es baja. Se analizaron 9 cristales, los cuales varían de subhedral a anhedral y su tamaño entre 80 y 200 μm . Normalmente son intercrystalinos entre biotita (Figura 22 C), plagioclasa, cuarzo y apatito. Del análisis en el MEB se obtiene que en su mayoría son cristales de ilmenita y escasos de magnetita. En ambos óxidos no hay evidencias de procesos de exsolución u oxidación.

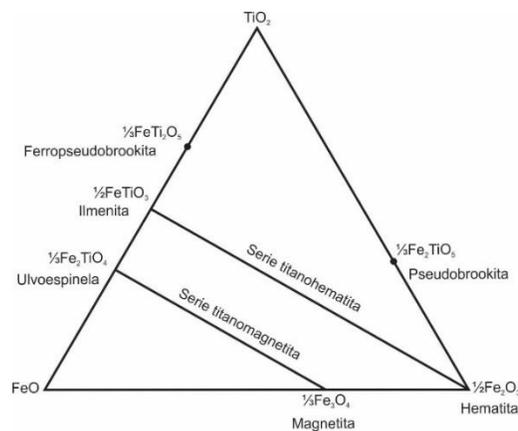


Figura 21. Diagrama $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ indicando las series de soluciones sólidas de la titanomagnetita y la titanohematita. De izquierda a derecha se indica el aumento en Fe^{3+} con respecto a Fe^{2+} , mientras que de la base a la cima se incrementa el Ti^{4+} con respecto al Fe total (tomada de Butler, 2004).

De las muestras 7 y 20 de granodiorita de la zona periférica, al centro y noreste de la zona de estudio (Figura 7), respectivamente, los óxidos están compuestos por ilmenita (~37% Fe, ~30 Ti, ~4 Mn y ~30% O) y magnetita (~70% Fe y 30% O), en ese orden de abundancias. Las ilmenitas tienen texturas compuestas, según la descripción de Haggerty (1991, en Lyndsley, 1991) las cuales incluyen titanohematita y rutilo (Figuras 22 E y F). El tamaño de los cristales varía desde 20 hasta 300 μm , con formas subhedrales a anhedrales que están como inclusiones en biotita, en contacto con titanita, hornblenda y plagioclasa. Particularmente, en la granodiorita de la muestra 16, al centro del área de estudio (Figura 7), se observó magnetita con inclusiones de un cristal de sulfuro de cobre (Figura 22 F).

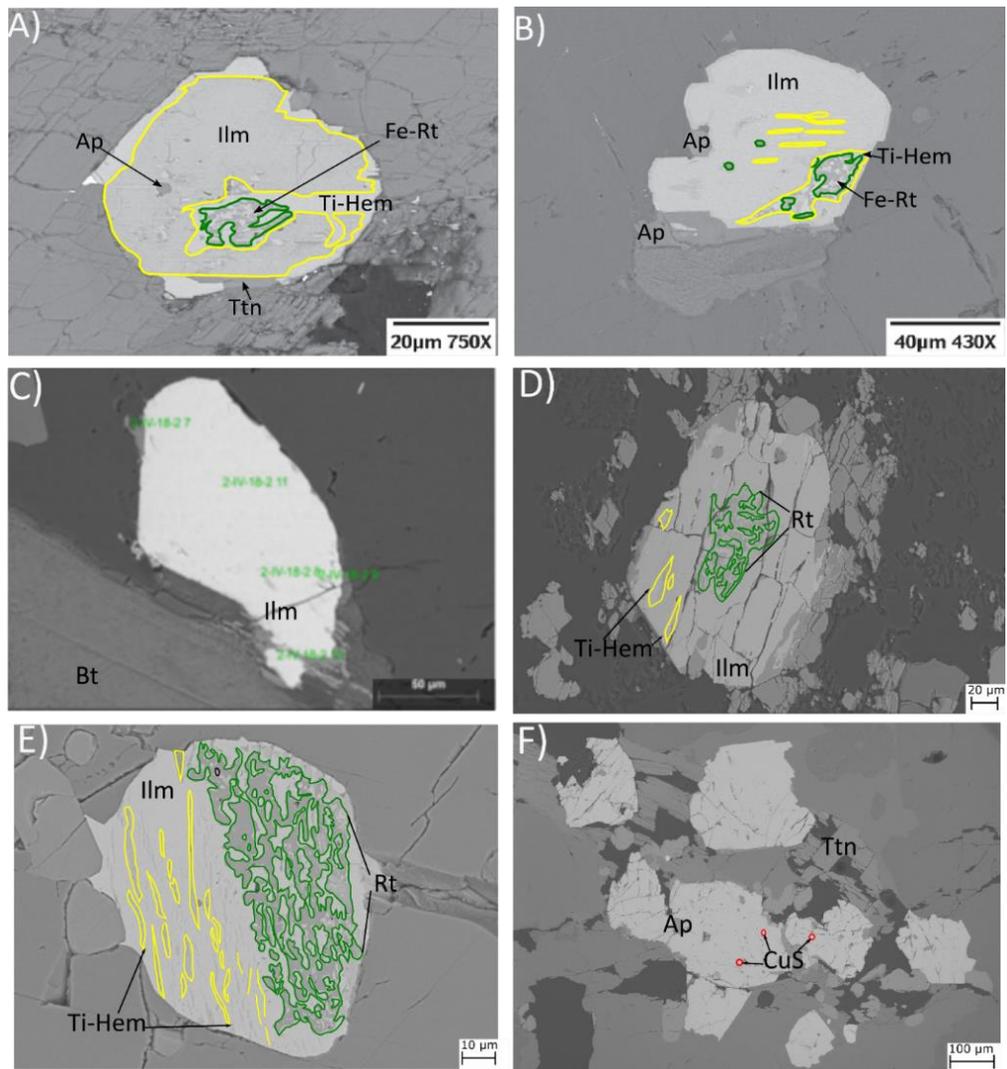


Figura 22. Imágenes de electrones retrodispersados de óxidos de Fe-Ti en granodioritas de biotita y hornblenda de la periferia del bPB: A y B) cristales anhedrales de ilmenita con inclusiones de titanohematita y rutilo rico en Fe (tomadas de Contreras-López (2016); C) cristales anhedrales de ilmenita de un dique de cuarzomonzodiorita al sur del bPB (muestra 23 en Figura 7); D) y E) cristales anhedrales de ilmenita con exsoluciones en lentes de titanohematita y rutilo de granodioritas al sur y extremo este, muestras 7 y 20 (Figura 7) respectivamente; F) cristales anhedrales en contacto con titanita y en círculo rojo están algunas inclusiones de sulfuro de cobre, muestra 20 al extremo este de la zona de estudio (Figura 7). Abreviaturas: Apatito, CuS= Sulfuro de cobre, Hem= hematita, Ilm= ilmenita, Rt= rutilo.

4.3.2 Óxidos de Fe-Ti de los granitos de la unidad central

De los granitos de la unidad central se analizaron cuatro muestras. En ellas el contenido de óxidos es menor al 1% y su susceptibilidad magnética es baja. El tamaño de los cristales fluctúa entre 50 y 200 μm , son anhedrales (Figura 23 A) a subhedrales y están en contacto con cuarzo (Figuras 23 B) y biotita (Figura 23 C). Contrastan con los de las granodioritas porque químicamente la mayoría de los óxidos están compuestos por ~70% Fe y 30% O y su textura es homogénea. Sólo se observó una ilmenita con exsoluciones de titanohematita (Figuras 23 D). Estas fases están relacionadas a condiciones de volatilización favorecidas por fluidos supercríticos y está asociado a un incremento en la fugacidad de oxígeno (Frost, 1991). En un granito de aspecto dómico de la unidad central (muestra 11 en Figura 7) sólo se encontraron cinco cristales de ilmenita, los cuales se caracterizan por tener su superficie limpia (Figura 23 F).

4.3.3 Difracción de Rayos X

Por difracción de rayos X (DRX) se analizaron tres granitos y una granodiorita. Los difractogramas con la identificación de las fases minerales están en la Figura 24 en donde se observan picos bien definidos, que indica que son fases cristalinas bien desarrolladas. Los picos característicos de la hematita y magnetita, en general, no se traslapan, lo que permite diferenciar bien su presencia. Frecuentemente los picos de hematita e ilmenita se traslapan, posiblemente porque el paso de una ilmenita a hematita implica únicamente la oxidación de Fe en la estructura original de la ilmenita.

En la Figura 24 A se observa la muestra 11 (Figura 7), cuyos picos característicos son de hematita, cuarzo y muscovita. De la muestra 13 (Figura 24 B), de otro granito de la unidad central (Figura 7), se observan los picos característicos de ilmenita, hematita y magnetita. En la muestra 16 (Figura 24 C), de un dique granítico que intrusión a granodiorita de la unidad periférica (Figura 7), se detectó cuarzo, feldespato, plagioclasa, titanita y nontronita la cual es una arcilla rica en Fe que posiblemente se forma por alteración de biotita. Los óxidos son hematita y magnetita. De una granodiorita de la unidad periférica (Figura 24 D), se analizó la muestra 20 ubicada al noreste de la zona de estudio (Figura 7). En el difractograma resaltan los picos de la plagioclasa y hornblenda y el óxido corresponde a magnetita.

En resumen, y en conjunto con los resultados de los análisis del MEB, se observa que, en las granodioritas periféricas de los plutones del oeste y sur del área de estudio, muestras 27J, 10C y 23 (Figura 7), el óxido

dominante es ilmenita mientras que en el plutón ubicado al este (muestras 18 a 20 en Figura 7), los óxidos del mismo tipo de roca son magnetita y hematita. En los granitos, lo que más resalta es que el óxido ominante es hematita.

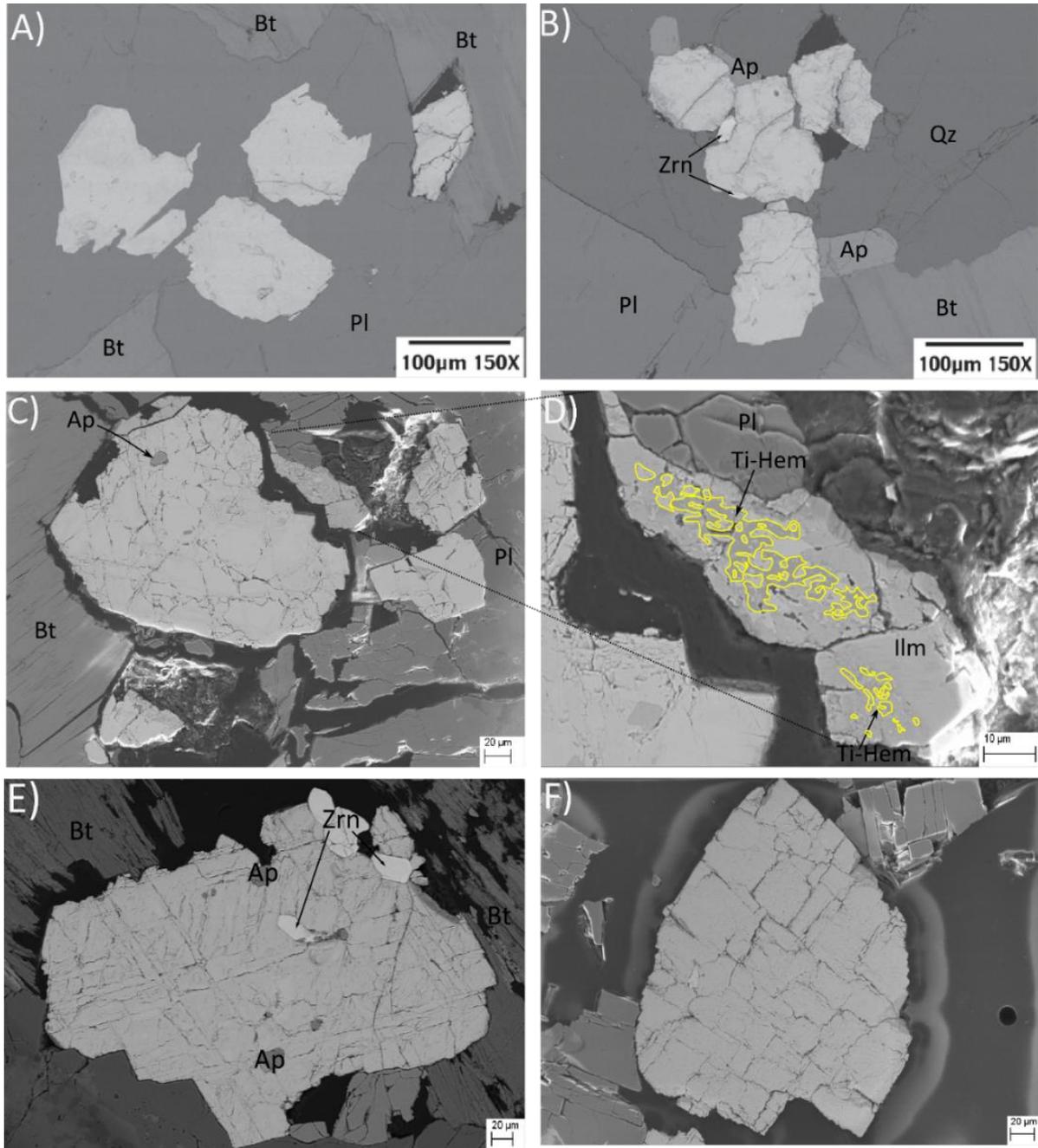


Figura 23. Imágenes de electrones retrodispersados de óxidos de Fe-Ti en granitos de la zona central del bPB: A) y B) cristales anhedral de magnetita homogénea en contacto con cristales de apatito y zircón (muestra 15 C en figura 7, tomadas de Contreras-López, 2016); C) cristales anhedral y subhedral de magnetita con inclusiones de apatito, en el acercamiento en D) se observa un cristal de ilmenita con inclusiones de titanohematita, muestra 29 al centro-oeste del área de estudio (Figura 7); F) cristal anhedral de magnetita con fracturas en un dique de textura aplítica al centro del área de estudio (muestra 11 en Figura 7). Abreviaturas: Apatito, Bt= biotita, Hem= hematita, Ilm= ilmenita, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo.

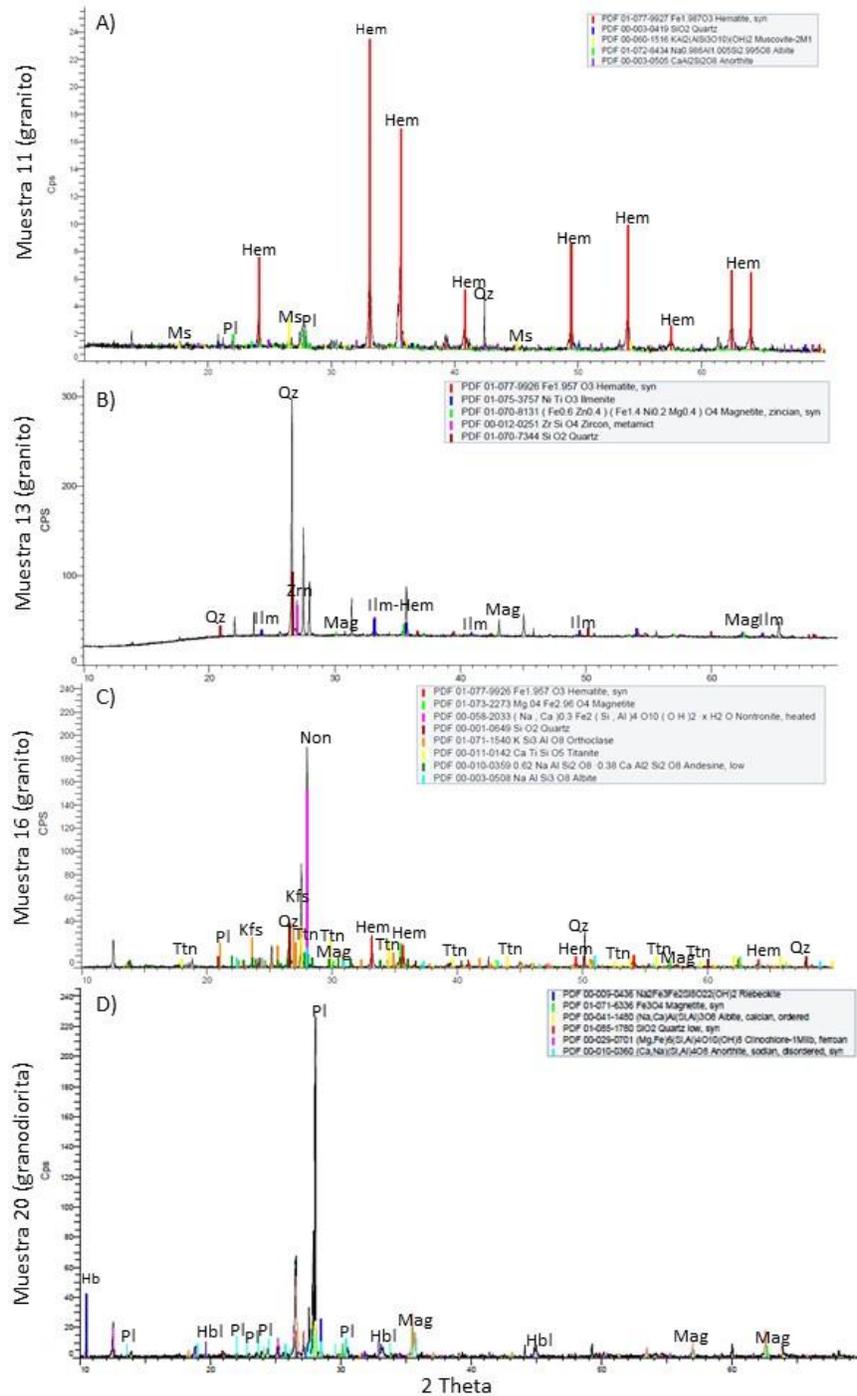


Figura 24. Difractogramas de molindas de diámetro menor a 555 μm de muestras de granito y una granodiorita de la zona central del plutón Piedra Blanca (Figura 22). Los picos están muy bien definidos, por lo tanto, se trata de fases cristalinas bien desarrolladas. A) muestra 11 es de un domo granítico que intrusión a granitos en la porción norte del área de estudio (Figura 7). Las señales de la muscovita y la plagioclasa son notablemente más débiles que las de la hematita y el cuarzo; B) muestra 13 de un granito de biotita al extremo nortedel área de estudio (Figura 7); donde se observa una señal muy fuerte de cuarzo; C) muestra 16 de un dique granítico que corta a granodioritas en la parte central del área de estudio (Figura 7); D) muestra 20 de una granodiorita de la periferia, al este del área de estudio (Figura 7) en donde las señales más prominentes son de la plagioclasa, comparados con los de la hornblenda y la magnetita. Abreviaturas: Hem= hematita, Hbl= hornblenda, Ilm= ilmenita, Kfs= feldespato potásico, Mag= magnetita, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo, Ttn= titanita.

4.4 Análisis de la susceptibilidad magnética de las unidades del bPB

En esta sección se presenta la susceptibilidad magnética (SM) medida en el campo y su relación con las diferentes litologías identificadas y la abundancia de óxidos de Fe-Ti. Los resultados se presentan en las gráficas de la Figura 25 y un resumen está en la Tabla VII.

En la Figura 25 A, se observa que los valores mayores de SM corresponden a las granodioritas, con un valor promedio de 8.30×10^{-3} SI (entre 22.95 y 0.15). Los enclaves y diques cuarzomonzodioritos promedian 0.61×10^{-3} SI, los intrusivos graníticos 4.23×10^{-3} SI y en diques graníticos el valor promedio es de 4.08×10^{-3} SI. Dichos valores son coherentes con el contenido de minerales opacos (Figura 25 B). En las granodioritas, que son las de mayor SM, el contenido promedio es de 1 %, en las cuarzomonzodioritas de 0.3 %, mientras que en los granitos es 0.70 % y en los diques graníticos es de 0.80 %, donde la SM es baja o casi nula.

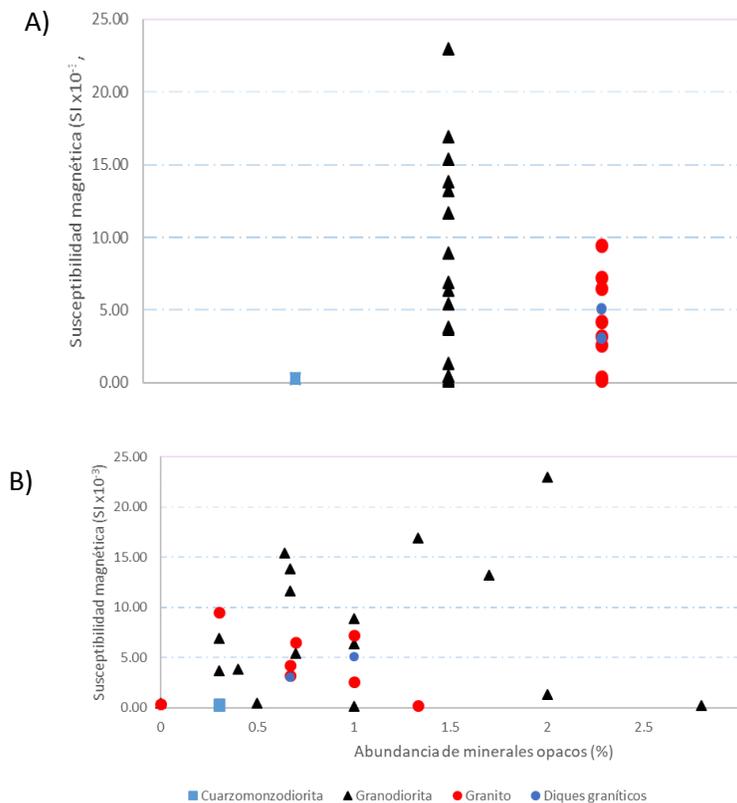


Figura 25. A) susceptibilidad magnética vs litología. Se observa que las granodioritas tienen las susceptibilidades magnéticas más altas, mientras que los granitos y cuarzomonzodioritas tienen susceptibilidades magnéticas más baja; B) susceptibilidad magnética vs contenido de peso de óxidos en porcentaje. Se observa que las granodioritas contienen el mayor contenido de minerales opacos y de manera coherente también las susceptibilidades magnéticas más altas. En cambio, en los granitos y cuarzomonzodioritas la susceptibilidad magnética es baja, al igual que su contenido de minerales opacos.

Tabla 8. Valores de susceptibilidad magnética y porcentaje de óxidos en porcentaje obtenido del conteo modal. Abreviaturas: Bt= biotita, Grd= granodiorita, Gt= granito, Hbl= hornblenda, Qzodio= cuarzodiorita.

Muestra		Clasificación	Ubicación		Abundancia de óxidos (%)	Susceptibilidad (SI x 10 ⁻³)
Campo	Mapas		Este	Norte		
1-IX-17	1	Grd Bt-Hbl	284901	3125685	1	6.38
3-IX-17	3	Grd Bt-Hbl	286910	3123837	2.8	0.25
4-IX-17	4	Grd Bt-Hbl	291091	3122703	0.4	3.85
7-IX-17	7	Grd de Bt	288899	3125631	0.3	0.35
8-IX-17	8	Grd de Bt	288068	3126340	0.3	6.91
9-IX-17	9	Grd de Bt	288264	3129681	2	1.33
10-IX-17	10	Gt de Bt	285608	3131949	0.67	3.08
12-IX-17	12	Gt de Bt	282537	3132299	1.33	0.22
13-IX-17	13	Gt de Bt	286549	3137415	0.67	3.24
14-IX-17	14	Gt de Bt	287434	3136933	1	7.22
15-IX-17	15	Grd de Bt	288808	3131099	1	8.91
16-IX-17	16	Gt de Bt	289530	3127798	0.67	4.21
17-IX-17	17	Grd de Bt	292124	3131244	0.67	11.68
18-IX-17	18	Grd de Bt	292644	3131387	2	22.95
20-IX-17	20	Grd de Bt	293842	3131545	0.67	13.85
2-IV-18	23	Qzodio de Hbl-Bt	282961	3119602	0.3	0.27
4-IV-18	25	Grd de Bt	283374	3120389	0.5	0.49
6-IV-18	27	Grd de Bt	284251	3121141	1	0.15
7-IV-18	28	Grd de Bt	283545	3129350	0	0.45
8-IV-18	29	Gt de Bt	283545	3129350	1	2.58
9-IV-18	30	Grd de Bt	283870	3129098	0.7	5.40
11-IV-18	32	Gt de Bt	285559	3129131		3.87
12-IV-18	33	Gt de Bt	288268	3129651	0.7	6.50
13-IV-18	34	Gt de Bt	281630	3131247	0	0.37
14-IV-18	35	Gt de Bt	282220	3132543	1	5.08
15-IV-18	36	Grd de Bt	282303	3132698	0.3	3.71
16-IV-18	37	Grd de Bt	289589	3130562	1.33	16.92
19-IV-18	40	Qmonzodio de Bt	292015	3131226	1.7	13.19
20-IV-18	41	Grd de Bt	294680	3132091	0.64	15.39
24-IV-18	45	Gt de Bt	295783	3132275	0.3	9.48

5. Discusión

El plutón Piedra Blanca tiene dimensiones batolíticas y una composición que varía desde granodiorita hasta granito. Es el plutón más meridional del Cinturón Batolítico Peninsular (CPB) y de acuerdo con el análisis petrográfico y el diagrama QAP propuesto por Frost y Frost (2008), el conjunto litológico describe una tendencia calcoalcalina (Figura 8), similar a la de la serie del batolito Toulumne, Sierra Nevada (Figura 8 y 18 B). Esta tendencia es importante distinguirla pues es claramente distinta a la cálcica del batolito de las Sierras Peninsulares, pues es más rica en cuarzo y feldespatos alcalinos y las rocas máficas son cuarzodioritas. En el batolito Piedra Blanca, los minerales máficos predominantes son biotita y hornblenda y están principalmente concentrados en las granodioritas que ocupan las porciones periféricas. En su porción central, conforme aumenta el contenido de cuarzo y feldespatos, son dominantes los granitos y el contenido de máficos disminuye progresivamente, llegando a niveles de traza. Esta variación composicional y por la tonalidad clara de las rocas, se percibe con facilidad en imágenes satelitales que, en conjunto con el trabajo de campo y las susceptibilidades magnéticas, permiten dividir al batolito Piedra Blanca (bPB) en dos unidades principales (Figura 7):

Una unidad periférica compuesta de granodioritas de biotita y hornblenda, cuya porción occidental está en contacto con el plutón zonado cálcico Calmallí (Contreras-López et al., 2018) y está orientada NO-SE y cambia a E-O hacia el sur (Figura 4). Esta distribución con tendencia curvilínea también está registrada en la dirección de sus lineamientos rectilíneos principales, variando de NO al norte a E-O en el sur. Los afloramientos son discontinuos en tres plutones discretos y están parcialmente cubiertos por conglomerados (Figura 11 B), tobas ignimbríticas y derrames de lava basáltica miocénica (Gastil et al., 1975). Se identificaron dos zonas de mezcla de magma con evidencias de movimiento viscoso (Figura 12 B) en donde la masa félsica es más joven.

La unidad central está conformada por granitos y topográficamente es la porción más alta del batolito principalmente en la zona del este del rancho La Polea (LP, en la Figura 7). La porción occidental del núcleo consiste en granitos de grano medio, fábrica anisotrópica y es de edad U-Pb en zircones de 91.9 ± 6 Ma (Delgado Argote, comunicación personal, 2018). Los afloramientos orientales de la unidad central son granitos de grano medio, de fábrica anisotrópica y con baja susceptibilidad magnética. En la zona de las muestras 28 a 30 (Figura 7), son frecuentes los diques de granito con textura gráfica (Figura 14 A) y diques con minerales opacos de grano grueso que presentan biotita con arreglo en bandas. En el centro del batolito, donde se encuentra el sitio de la muestra 11 (Figura 7), los diques intrusionan granitos de aspecto

dómico y fábrica isotrópica. En la misma zona, diques de granito con granate junto con los domos constituyen los magmas más diferenciados y tardíos de la secuencia magmática.

El análisis geométrico de las fracturas verticales muestra un sistema compuesto por dos conjuntos casi ortogonales orientados NE-SO y NO-SE. El sistema orientado NE-SO es paralelo a las foliaciones y se interpreta que pueden formarse por planos de cizalla paralelas al flujo de magma, así como a expansión durante el emplazamiento en pulsos (Price y Crosgrrove, 1991). Las foliaciones magmáticas de la periferia granodiorítica son paralelas a los bordes del intrusivo, de acuerdo con Paterson et al. (1998), quienes señalan que este tipo de foliación, llamada de piel de cebolla (*onion-skin*), es común en plutones subcirculares y zonados, emplazados en la porción somera de la corteza y que reflejan el flujo interno tardío en una cámara magmática o el alineamiento de minerales durante el flujo a través de poros en un fundido en una zona de pasta (*mush zone*; 25-55% cristales). En los granitos de la zona central, las foliaciones magmáticas son subparalelas y están orientadas en $\sim 40^\circ$ - 220° . Según Paterson et al. (1998), este tipo de fábrica puede representar los últimos esfuerzos causados por el flujo de magma debido a procesos internos o por deformación regional durante la cristalización de la cámara magmática. Según los mismos autores, estos comportamientos duales en las foliaciones de los intrusivos definen un sistema geométrico complejo y son comunes en plutones elongados.

Del colgante de roca encajonante observado en la zona de muestras 42 a 44 (Figuras 7 y 9), se identificó una secuencia formada por un estrato de metasamita (muestra 44 en el mapa de la Figura 7 y fotografía en la Figura 9 A), una capa de depósitos volcanoclásticos (Muestra 43 de esquisto de Bt-Hbl; Figura 9 B) y una lava o *sill* de cuarzdiorita (muestra 42; Figura 9 C) entre las unidades volcánicas. Rocas encajonantes similares, salvo el *sill* de cuarzdiorita, han sido descritas por Peña-Alonso et al. (2015) en la región del plutón Nuevo Rosarito y en los plutones Calmallí (Caballero-Ramírez 2014; Contreras-López 2016) y Santa Gertrudis (Figura 26) Contreras-López et al. (2018). En esa área se describen rocas metamorfizadas a facies de esquistos verdes y parcialmente a anfibolitas con deformación dúctil en algunas zonas y foliaciones S_0 casi verticales, que también se observan en el colgante del este del área de estudio. La deformación se ha asociado con un evento de transpresión diestra ocurrida entre 128 y 132 Ma (Peña-Alonso et al., 2015; Torres-Carrillo et al., 2015). Estas secuencias son de edad Jurásica (Peña-Alonso et al., 2015) y el protolito consiste en lavas basáltico-andesíticas intercaladas en rocas volcanoclásticas (Caballero-Ramírez, 2014; Torres-Carrillo et al., 2015). Al SO de la zona de estudio, en la sierra El Arco (Figuras 2 y 3) se han fechado granodioritas en ca. 165 Ma (U-Pb en zircón; Valencia et al., 2006). Del distrito minero El Arco, Weber y López-Martínez (2005) reportan estudios isotópicos en sulfuros, feldespatos, cuarzo y muestra total, e indican que el granitoide y las metaandesitas encajonantes evolucionaron de una fuente similar. Señalan

que la fuente del magma, con base en isótopos de Sr y Nd, es de un reservorio del manto empobrecido y que no hubo incorporación de corteza continental antigua durante su evolución.

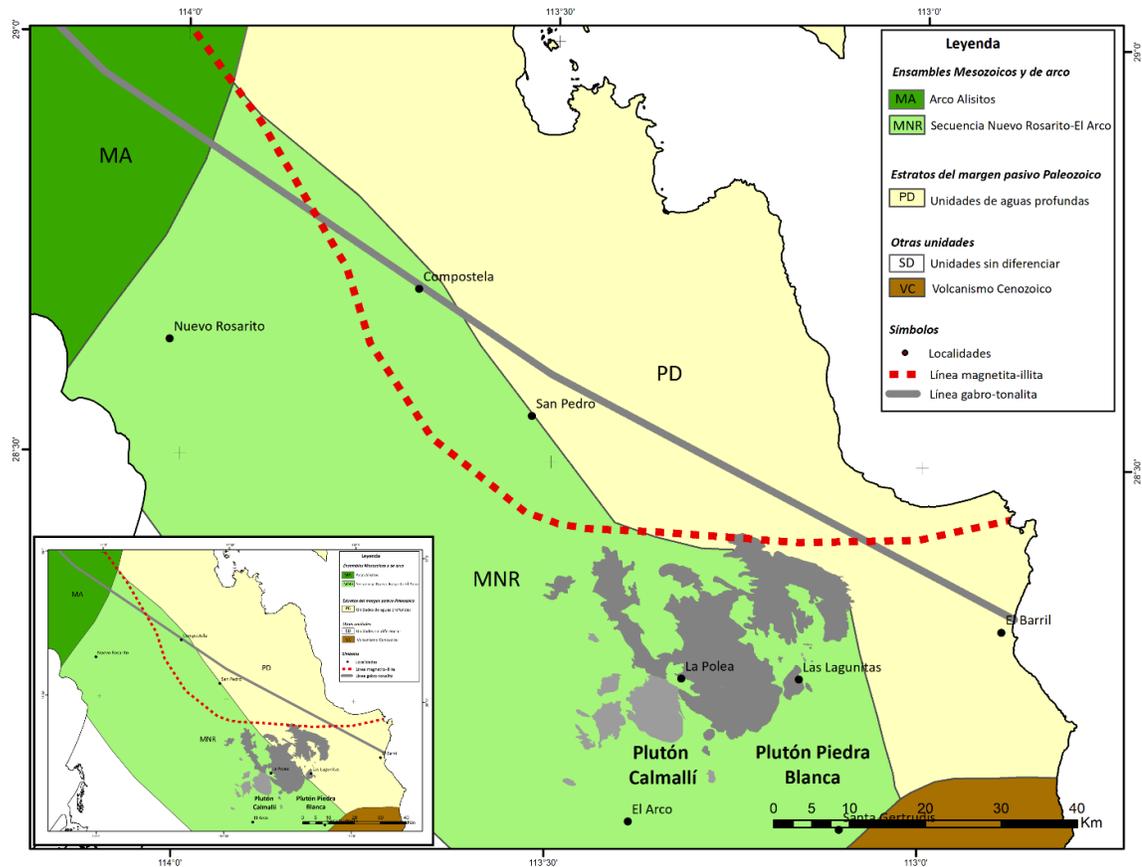


Figura 26. Mapa litológico simplificado de la porción meridional del CBP. Se muestran los cinturones de rocas encajonantes prebatolíticas: arco volcánico Cretácico Alisitos (según Schmidt et al., 2002; Gastil, 1993; Torres-Carrillo et al., 2016), secuencia volcánica-volcanoclástica Jurásica Nuevo Rosarito-El Arco (según Torres-Carrillo et al., 2016), la cual se extiende ahora hasta el occidente del batolito Piedra Blanca y al sur de Santa Gertrudis y las unidades de aguas profundas asociadas al borde paleozoico de Norteamérica (Gastil et al., 1975). Línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990). Línea gabro-tonalita de Gastil (1975). En gris oscuro está el plutón Piedra Blanca, notar su extensión de aproximadamente 35 km y forma elíptica. En gris claro se señala al plutón Calmallí. En un recuadro podría estar la Figura 3.

A partir de la clasificación geoquímica, la serie magmática del bPB está constituida por granodiorita granito y diorita, en ese orden de abundancia. De acuerdo con Frost y Frost (2008), la serie es magnésiana de tipo cordillerano según el índice Fe^* (Figura 8). El dique de diorita y parte de las granodioritas de la unidad periférica son metaluminosas. En cambio, casi todos los granitos de la unidad central son peraluminosos

con corindón normativo. Según Chappell y White (1974; en Frost et al., 2001), los granitoides metaluminosos tipo I pueden incluso llegar a ser débilmente peraluminosos en un amplio rango de composiciones de sílice que fluctúa entre 56% y 77%, e infieren que pueden formarse a partir de una fuente metaígneá. Los granitoides peraluminosos tipo S, son relativamente potásicos, están restringidos a composiciones altas de sílice que varían entre 64% y 77% y se infiere que se forman a partir de la fusión de rocas metasedimentarias (Chappell y White 1974; en Frost et al., 2001). Sin embargo, según Miller (1985; en Frost et al., 2001) composiciones graníticas similares pueden formarse por la fusión de una variedad de fuentes. De acuerdo con Gill (2010) la secuencia magmática que describe el bPB representa la evolución completa de la familia de los granitoides cuyo proceso de diferenciación es debido a la mezcla de los mismos y/o a la contaminación o fusión de la corteza. El diagrama MALI vs SiO₂ de la Figura 18 B indica que el conjunto rico en SiO₂ se diferencia principalmente por el enriquecimiento en feldespato potásico y el incremento de la proporción de albita.

Los diagramas Harker (Figura 19) describen un patrón de cristalización fraccionada como el proceso de diferenciación magmática (Clemens *et al.*, 2009). El patrón de tierras raras, normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989), muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras y empobrecimiento en las pesadas (Figura 20). Gromet y Silver (1987) han asociado dicho patrón con magmas formados bajo condiciones de alta presión en el campo de la estabilidad del granate y según Walawander et al. (1990) pueden ser atribuidos a plutones emplazados en corteza con afinidad continental, descritos por el mismo autor como tipo La Posta.

En la Figura 27 se representa un sistema magmático simplificado para un ambiente de arco de islas y un arco maduro. En el lado izquierdo (Figura 27 A) los magmas similares a los del plutón Calmalli, menos diferenciados y de composiciones básicas a intermedias, se emplazan en una corteza relativamente delgada en donde la cristalización de olivino y plagioclasa rica en calcio formaría fases cumulíticas en la base del reservorio. En el lado derecho (Figura 27 B), se muestra un arco engrosado por acreción tectónica y magmática. En este sistema, el límite de la corteza inferior y el manto es más profundo con respecto a un arco juvenil que, de acuerdo con Annen et al. (2005) este fenómeno es una aproximación al equilibrio isostático. Los mismos autores señalan que en la base de la corteza se almacenan los magmas primitivos, de este modo, en un arco maduro, las fases cumulíticas quedan en niveles corticales más profundos. Posteriormente, como lo sugiere Wilson (1989) el proceso de diferenciación y mezcla, conforme ascienden y se emplaza el magma en zonas más someras, alcanza composiciones graníticas.

Las granodioritas concentran la mayor cantidad de óxidos de Fe-Ti (entre 0.3% y 2.8%). De manera coherente, la susceptibilidad magnética en este tipo de roca es mayor, con un promedio de 6.58×10^{-3} SI. Del análisis de óxidos de Fe-Ti con el MEB, se interpreta que el óxido dominante es ilmenita, la cual se caracteriza por presentar texturas de exsolución/oxidación, en la que se incluyen lentes de titanohematita y en ocasiones rutilo. En los granitos, la concentración de minerales opacos alcanza hasta 1.33% y la susceptibilidad magnética promedio es de 3.41×10^{-3} SI. El óxido dominante es la hematita y se diferencian de los óxidos de las granodioritas por ser cristales homogéneos, de menor tamaño y tener escasos cristales con texturas de reequilibrio. En la diorita, la abundancia de óxidos es menor al 1%, tienen susceptibilidad magnética de 0.27×10^{-3} SI y es posiblemente atribuido a que el óxido dominante es ilmenita.

La edad U-Pb del núcleo granítico (ca. 92 Ma) y el patrón muy fraccionado de tierras raras, permiten asociar el bPB con actividad magmática tipo La Posta. Dicha actividad ha sido descrita por Kimbrough et al. (2001; 2014) como un periodo en el que se produjeron grandes volúmenes de magma. De acuerdo con las evidencias obtenidas en este trabajo, en la porción meridional del CBP, este tipo de magmatismo está emplazado en una corteza engrosada, debido la colisión del arco de islas con el borde paleozoico del continente, lo que resultó en la formación de un cinturón de pliegues y fallas dentro del terreno de arco (Wetmore et al., 2014) y se sugiere que se trata de un ambiente transicional entre un arco de islas a un arco continental.

En concordancia con lo propuesto por Paterson et al. (1998) en que las foliaciones tipo *onion-skin* son producidas en plutones emplazados en la corteza somera, se sugiere que el método de emplazamiento puede ser similar al propuesto por Menand (2011). Dicho autor propone que los plutones son construidos por el emplazamiento de *sills* que se forman en zonas de la corteza donde existe un contraste en las propiedades mecánicas o reológicas de las rocas, comúnmente la densidad. La entrada progresiva de nuevo material magmático y formación de un nuevo *sill*, es acomodado desplazando la corteza hacia abajo (Annen et al., 2005).

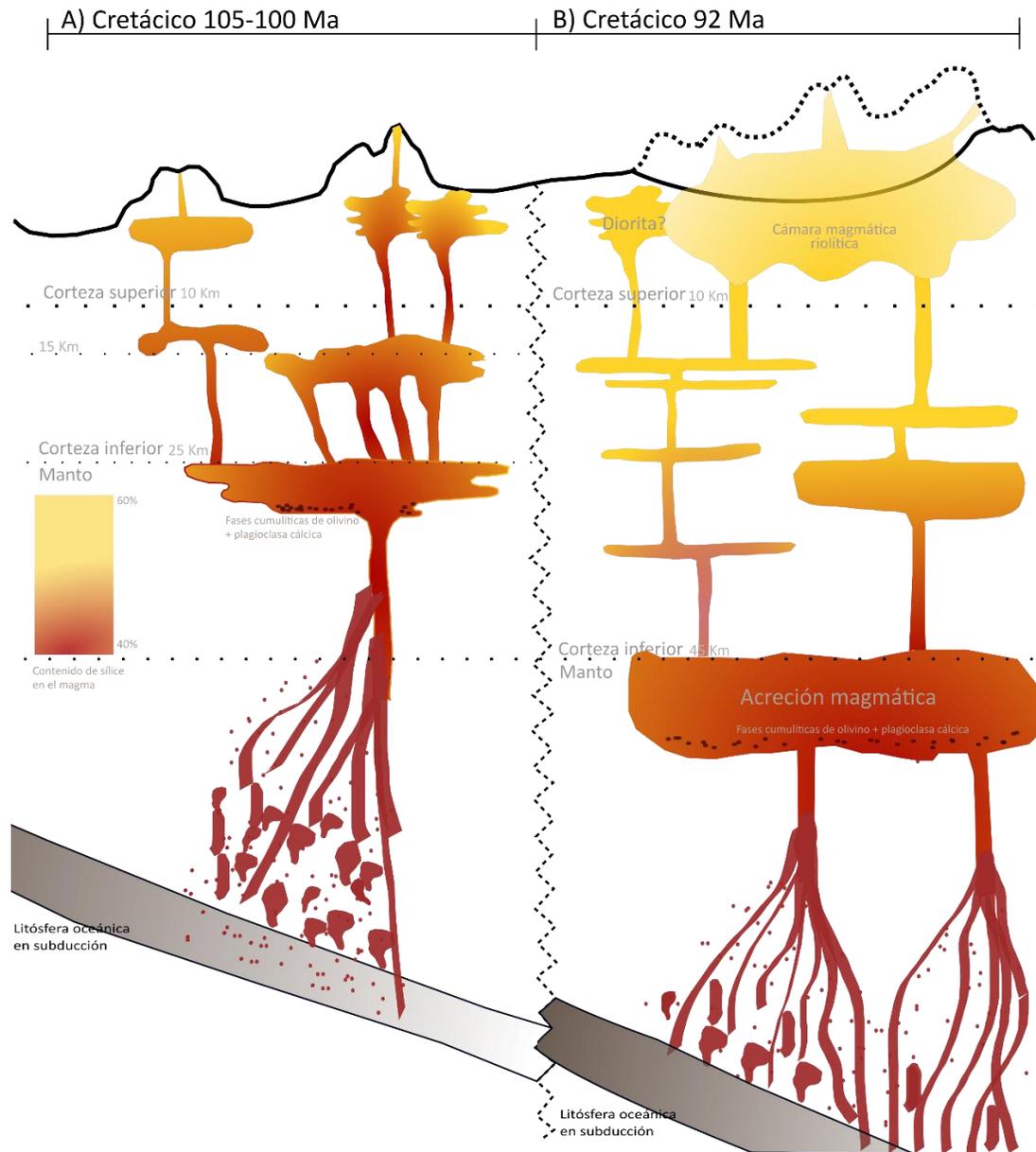


Figura 27. Esquema simplificado del magmatismo en un arco de islas. A) arco de islas con corteza inmadura; B) arco de islas con corteza madura; engrosada por acreción magmática y tectónica debido a la yuxtaposición del arco de islas Jurásico-Cretácico y el borde continental. En donde se desarrolla actividad magmática de composición ácida; presumiblemente asociada con estructuras de tipo caldera. Las profundidades de las cámaras magmáticas son aproximadas. Se indican tres zonas calientes similares a las propuestas por Annen et al. (2005).

6. Conclusiones

1. El batolito Piedra Blanca es un cuerpo plutónico que incluye al plutón La Polea (Contreras-López, 2016), al que también se suma una porción del plutón Las Lagunitas mencionado por Kimbrough et al. (2001) de ca. 92 Ma. El bPB está definido como un intrusivo de apariencia elíptica que, de acuerdo con sus características petrográficas, susceptibilidad magnética, tipo de óxido de Fe-Ti y rasgos estructurales, puede dividirse en una zona periférica de composición principalmente granodiorítica con biotita y hornblenda como minerales máficos y una zona central de composición predominantemente granítica con biotita.
2. A partir de unos colgantes en el extremo oriental del batolito, se considera que las rocas encajonantes prebatolíticas son similares a las rocas volcanosedimentarias y volcánicas jurásicas presumiblemente de arco del distrito minero El Arco y oeste del plutón Calmallí.
3. A partir de la clasificación geoquímica, la serie magmática del bPB está constituida por granodiorita, granito y diorita, en ese orden de abundancia. Según el sistema de clasificación de granitoides de Frost et al. (2001) y Frost y Frost (2008), la serie es magnésiana de tipo cordillerano según el índice Fe*, cálcica-calcoalcalina con respecto a MALI y predominantemente peraluminosa con corindón normativo. Los diagramas Harker sugieren un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada de un sistema magmático común. El patrón de tierras raras normalizado a condritas muestra un enriquecimiento de tierras raras ligeras y empobrecimiento en las tierras raras pesadas.
4. Las granodioritas concentran la mayor cantidad de óxidos de Fe-Ti y la susceptibilidad magnética promedio es de 6.58×10^{-3} SI. El óxido dominante es la ilmenita, que se caracteriza por presentar texturas de exsolución/oxidación, en la que se incluyen lentes de titanohematita y en ocasiones rutilo. En los granitos, la concentración de minerales opacos alcanza hasta 1.33% y la susceptibilidad magnética promedio es de 3.41×10^{-3} SI. El óxido dominante es hematita y se diferencian de los óxidos de las granodioritas por ser cristales homogéneos, de menor tamaño y tener escasos cristales con texturas de reequilibrio. En la diorita, la abundancia de óxidos es menor al 1%, tienen susceptibilidad magnética de 0.27×10^{-3} SI y el óxido dominante es la ilmenita.
5. El análisis estructural de las fracturas verticales muestra un sistema compuesto por dos conjuntos casi ortogonales orientados NE-SW y NW-SE. El sistema orientado NE-SW es paralelo a las foliaciones y se interpreta que pueden formarse por planos de cizalla paralelas al flujo de magma,

así como a la expansión durante el emplazamiento en pulsos. Las foliaciones magmáticas del bPB, de acuerdo con Paterson et al. (1998), definen un sistema geométrico complejo en el que las foliaciones de las granodioritas de la periferia son paralelas a los bordes del intrusivo, mientras que en los granitos del centro son subparalelas y están orientadas en $\sim 40^\circ$. Las foliaciones en las granodioritas son del tipo *onion-skin* (Paterson et al., 1998) y reflejan el flujo interno tardío en una cámara magmática o el alineamiento de minerales durante el flujo a través de poros en un fundido en una zona de pasta. En los granitos de la zona central, el arreglo subparalelo puede representar los últimos esfuerzos causados por el flujo de magma debido a procesos internos o por deformación regional durante la cristalización de la cámara magmática.

6. Las foliaciones tipo *onion-skin*, según Paterson et al. (1998), son comunes en plutones emplazados en la porción somera de la corteza. Por ello se sugiere que el método de emplazamiento puede ser similar al propuesto por Menand (2011) en *sills*.
7. Se infiere que el bPB está emplazada en una corteza transicional, engrosada por acreción magmática a la yuxtaposición del arco de islas con el borde paleozoico a finales del Cretácico.

Literatura citada

- Alsleben, H., Wetmore, P. H., and Paterson, S. R., 2014. Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calamajue, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Memoirs*, 211, 691-711.
- Annen, C., Blundy, J. D., and Sparks, R. S. J., 2005. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.
- Avilez-Serrano, P., 2012. Petrología y ambientes de emplazamiento de los plutones de la zona centro-meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación y Estudios Superiores de Ensenada. 175 pp.
- Best, M. G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*, (2nd ed.). Blackwell Science Ltd, 719.
- Brown, M., 2013. Granite: From genesis to emplacement. *GSA Bulletin*, 125(7-8), 1079-1113.
- Burchardt, S., 2009. Mechanisms of magma emplacement in the upper crust. Tesis de doctorado en Ciencias. Niedersächsische Staats-und Universitätsbibliothek Göttingen. 125 pp.
- Butler, R.F., 2004. *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell, Boston, 319.
- Bons, P.D., Arnold, J., Elburg, M.A., Kalda, j., Soesso, A. and van Milligen, B.P., 2004. Melt extraction and accumulation from partially molten rocks. *Lithos* (78): 25-42.
- Caballero-Ramírez, V. H., 2014. Relaciones petrológicas y estructurales de las secuencias volcánico-plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-Las Palomas, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 88 pp.
- Campbell, M. and Crocker, J., 1993. Geology west of Canal de Ballenas, Baja California, Mexico. In: *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, in, Gastil, R.G., and Miller, R.H., eds., Special Paper Geological Society of America 279, 61-76.
- Carr, M., 2012. *Manual IgPet for Windows*. Terra Softa Inc, 53.
- Coleman, D. S., Gray, W., and Glazner, A. F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32(5), 433-436.
- Contreras-López, M., 2016. Petrología, geoquímica y relaciones estructurales del plutón Calmallí, al sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 139 pp.
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Valencia, V., 2018. Petrology and geochronology of the Calmallí pluton: Insights to the suture zone between island arc and continental crust in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 568-588.
- Clemens, J. D., and Mawer, C. K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204(3-4), 339-360.

- Clemens, J., Helps, P., and Stevens, G. 2009. Chemical structure in granitic magmas—a signal from the source? *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1-2): 159-172.
- Cruden, A. R., 1998. On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society-London*, 155(5), 853-862.
- Cruden, A. R., y Weinberg, R. F., 2018. Mechanisms of Magma Transport and Storage in the Lower and Middle Crust—Magma Segregation, Ascent and Emplacement. In *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*, 13-53.
- Deer W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals, London: Longman, 2nd ed, 696.
- Delgado-Argote, L. A., López-Martínez, M., Pérez-Flores, M. A., and Fernández-Tomé, R., 1995. Emplacement of the nucleus of the San Telmo Pluton, Baja California, from geochronologic, fracture, and magnetic data. *Special Papers-Geological Society of America*, 191-204.
- Frost, B. R., Lindsley, D. H., 1991, Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Mineralogical Society of America*. 25 433-268.
- Frost, B. R., Calvin G. B., 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.
- Frost B. R., and Frost, C. D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of petrology*. 49, 11, 1955-1969.
- Gastil, R.G., 1993. Pre-batholithic history of Peninsular California, in Gastil, R.G., and Miller, R.H., eds., *The prebatholithic stratigraphy of Peninsular California*, Volume 279: Geological Society of America Special Paper, 145–156.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., and Allison, G.C., 1975. *Reconnaissance Geology of the State of Baja California*. Geological Society America Memoir, 170.
- Gastil, R.G., Diamond, J., Knaack, Ch., Wallawander, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B. and Erskine, B., 1990. The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California, in, Anderson, J.L., ed., *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*. Geological Society of America Memoir 174, 19-32.
- Gastil, R.G., Kimbrough, D.L., Kimbrough, J.M., Grove, M., and Shimiku, M., 2014. The Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, Mexico, in Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Barholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir 211, 739-758.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide* (pp.428). Wiley-Blackwell.
- Gómez-Álvarez, D. K., 2017. Análisis geológico y paleomagnético de los plutones Calmallí y La Polea, Baja California central, emplazados en la probable zona de yuxtaposición entre el arco de islas del Jurásico y el margen continental del occidente de México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 104 pp.

- Gromet, L.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, 77-125.
- Haggerty, S.E., 1991, Oxide textures; a mini-atlas. En: Donald H. Lindsley, editor, *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, V. 25 (1), 129-219.
- Jaimes-Lugo, M. E., 2016. Análisis petrológico de rocas plutónicas y sus encajonantes en la frontera magnetita-ilmenita del extremo sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 107 pp.
- Johnson, S.E., Tate, M.C., and Fanning, C.M., 1999. New geologic mapping and SHRIMP U-PB zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?. *Geology*, 27, 743-746.
- Johnson, S. E., Schmidt, K. L., and Tate, M. C., 2002. Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and the USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*, 61(3-4), 187-208.
- Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Foster, G. L., Paterson, B. A., Woodhead, J. D., Hergt, J. M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315(5814). 980-983.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mohoney, 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, 491-494.
- Kimbrough, D.L., Grove, M., and Morton, D.M., 2014. Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B30914.1
- Kimbrough, D. L., Grove, M., and Morton, D. M., 2015. Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Bulletin*, 127(1-2), 19-37.
- Langenheim, V.E., and Jachens, R.C., 2003. Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting. *Geophysical Research Letters*, v. 30, doi: 10.1029/2003GL017159.
- Langenheim, V. E., Jachens, R. C., Aiken, C., Morton, D. M., and Miller, F. K., 2014. Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholith—Implications for tectonic evolution and neotectonics. *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211*, 1-20.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27:745-750.
- Le Maitre, R. W. (editor), 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*, (2nd ed). Cambridge University Press. 236.

- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H. and Guilford, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. United States of America, Longman. 148.
- Marsh, B. D., 2000. Magma Chambers. In: Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, 191–206.
- Menand, T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics*, 500(1-4), 11-19.
- Neuendorf, K. K., Mehl Jr, J. P., and Jackson, J. A. 2005. Glossary of Geology: American Geological Institute. Alexandria, Virginia.
- O'leary, D. W., Friedman, J. D., and Pohn, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-1469.
- Ortega-Rivera, A., 2003. Geochronological constrains on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper 374, 297-335.
- Paterson, S. R., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., and Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1-2), 53-82.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., and Vigneresse, J. L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408(6813), 669.
- 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, 1-23.
- Peña Alonso T. A., 2012. Comparación petrogenética, geocronológica y estructural entre los plutones localizados entre las latitudes 28.30°N y 28.40°N del batolito de las sierras peninsulares de la porción central de Baja California, México. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 318 pp.
- 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.
- Price, N.J., and Cosgrove, J.W., 1991, *Analysis of geological structures*: Cambridge University Press, Cambridge, UK, 502 pp.
- Reed, S.J.B., 2005, *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*, Cambridge University Press, 189 pp.
- Rendón-Márquez, G., 1991. Técnicas de preparación de rocas y minerales. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Reporte interno. 32.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation*, Longman Scientific and Technical, 352.

- Schmidt, K. L., and Paterson, S. R., 2002. A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress?. *Tectonics*, 21.
- 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 batholiths. *Geological Society of America Special paper*, 365.
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R., Blythe, A. E., and Kopf, C., 2009. Mountain building across a lithospheric boundary during arc construction: The Cretaceous Peninsular Ranges batholith in the Sierra San Pedro Martir of Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 477(3), 292-310.
- Shaw, H. R. (1980). The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. En: R.B. Hargraves (editor) *Physics of magmatic processes*, 64, 201-264.
- 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.
- Spera, F. J., 2000. Physical properties of magma. *Encyclopedia of volcanoes*. 171-190.
- Symons, D.T.A., Walawender, M.J., Smith, T.E., Molnar, S.E., Harris, M.J., and Blackburn, W.H., 2003, Palaeomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper 374*, 135–155.
- Tariq, I.H. and Jarg, R.P., 2008. Analysis of lineaments and their relationship to Neogene fracturing, SE Viti Levu, Fiji, *GSA Bulletin*, v.120: 1544-1555.
- 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., Delgado-Argote, L.A., Avilez-Serrano, P., and Weber, B., 2012. Geologic analysis of the San Jerónimo pluton in the southern part of the peninsular ranges batholith, Baja California, Mexico: *Geological Society of America Cordilleran Section - 108th Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 44, 63.
- Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Böhnell, H., Molina-Garza, R.S., and Weber, B., 2016. Paleomagnetic assessment of plutons from the southern Peninsular Ranges batholith and the Jurassic Vizcaino igneous suites, Baja California, México. *International Geology Review*, 58(4), 489-509.
- Torres-Carrillo X. G., 2016. Relaciones tectónicas y magmáticas entre los arcos mesozoicos de la parte central de la península de Baja California, México. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 222 pp.
- 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(1-2), 39-51.

- Vigneresse and Clemens, 2000, Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy, In: VENDEVILLE, B., MART, Y. & VIGNERESSE, J.-L. (eds) Salt, Shale and Igneous Diapirs in and around Europe. Geological Society, London, Special Publications, 174, 1-19.
- Vigneresse, J. L., 2004. A new paradigm for granite generation. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 95(1-2), 11-22.
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, J.P., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, R.S., Wardlaw, M.S., Gunn, S.H., Smith, B.M., 1990, Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, in Anderson, J.L. (ed.), The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism: Geological Society of America Memoir 174, 1–18,
- Weber, B., and Martínez, M. L., 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.
- Wetmore, P.H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K.L., Schultz, P.W., and Paterson, S.R., 2003. Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Ranges of southern and Baja California, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martín-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374, 93–116.
- Wetmore, P. H., Hughes, S. S., Stremtan, C., Ducea, M. N., and Alsleben, H., 2014. Tectonic implications of postcontractional magmatism of the Alisitos arc segment of the Peninsular Ranges, Baja California, Mexico. Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological of America Memoirs, 211, 669-690.
- Whitney D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1). 185-187.

Anexo

Anexo I. Resultados del análisis petrográfico de 55 muestras de rocas intrusivas del batolito Piedra Blanca. Composición modal basada en el conteo de aproximadamente 300 puntos por lámina. Para la clasificación se utilizó el diagrama QAP (Le Maitre, 2002). La metodología del análisis es la propuesta por Mackenzie et al. (1989). Abreviaturas según Whitney y Evans 2010: Allo= alotromórfica, And= andesina, Ap= apatito, Chl= clorita, Ep= epidota, F= feldespato potásico, Gr= granito, Grd= granodiorita, Grt= granate, Hbl= hornblenda, Hip= hipidiomórfica, Ineq= inequigranular, Lab= labradorita, Mir= mirmequita, Ms= muscovita, Oli= oligoclasa, Op= opacos, P= plagioclasa, Per= perfitica, Px= piroxeno, Se= seriada, Ser= sericita, Tpl= tipo de plagioclasa, Ttn= titanita, Qzdio= cuarzodiorita, Qmonzodio= cuarzomonzodiorita, Q= cuarzo, Zrn= zircón. Las claves de muestra que van acompañadas con una letra indican la fuente de los datos: J= Jaimes-Lugo (2014), C= Contreras-López (2016) y G= Gómez-Álvarez (2017).

Clave		Clasificación	Ubicación		Fases minerales										Tamaño de grano	Texturas	Alteración	Accesorios
Campo	Mapas		Este	Norte	Bt	Grt	Hbl	Kfs	Ms	Op	Pl	Px	Qz	TPI				
1-IX-17	1	Grd de Bt-Hbl	284901	3125685	11		9	13		1	50	17	And-Oli	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Op + Zrn + Ap	
2-IX-17	2	Grd de Bt-Hbl	284901	3125685	15		15	13		3	31	14	And-Oli	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Op + Zrn + Ap	
3-IX-17	3	Grd de Bt-Hbl	286910	3123837	13		10	17			38	22	And	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Op + Ap + Zrn	
4-IX-17	4	Grd de Bt	291091	3122703	10			10			50	30	And	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Ap + Zrn	
5-IX-17	5	Gt de Bt	291091	3122703	1			31			35	32	And-Oli	Fino	Allo. Ineq.	Ser + Ms en Pl	Ms + Ap + Zrn	
7-IX-17	7	Grd de Bt	288899	3125631	14		6	20			39	21	And-Lab	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Ap + Zrn	
8-IX-17	8	Grd de Bt	288068	3126340	5			26			38	31	And-Lab	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ttn + Ap + Zrn	
9-IX-17	9	Grd de Bt	288264	3129681	4		1	17			2	55	20	And	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Ttn + Ap + Zrn
10-IX-17	10	Gt de Bt	285608	3131949	1			34			1	35	29	And-Oli	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ms
11-IX-17	11	Gt de Bt	284016	3133146	2			28			1	23	29	And-Oli	Fino	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ms + Ap + Zrn
12-IX-17	12	Gt de Bt	282537	3132299	3			24			1	37	34	And-Oli	Medio	Hip. Ineq.	Ser en Pl	Ap
13-IX-17	13	Gt de Bt	286549	3137415	8			15			1	56	20	And	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ttn + Zrn + Ap
14-IX-17	14	Gt de Bt	287434	3136933	7			19			1	52	21	And	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl	Ttn + Ap
15-IX-17	15	Grd de Bt	288808	3131099	9		1	14			1	50	21	And	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser + Ms en Pl	Ms + Ap + Zrn
16-IX-17	16	Gt de Bt	289530	3127798	7			29			1	32	32	And	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ttn + Ms + Ap + Zrn
17-IX-17	17	Grd de Bt	292124	3131244	7		2	21			1	46	22	And	Medio	Hip. Ineq.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ttn + Ms + Ap
18-IX-17	18	Grd de Bt	292644	3131387	8			20			2	48	23	And-Lab	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser en Pl	Ttn + Ap
19-IX-17	19	Ton de Bt	292644	3131387	13			3			4	55	24	And-Lab	Fino	Ser en Pl	Ser en Pl	Ttn + Ap
20-IX-17	20	Grd de Bt	293842	3131545	10		7	15			1	50	18	And-Lab	Medio	Hip. Ineq. Mir.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ttn + Ms + Ap + Zrn
21-IX-17	21	Qmonzodio de Bt	293842	3131545	16		15	8			49	13	And-Lab	Medio	Hip. Ineq.	Ser + Ms en Pl, Ep en Bt	Ms	
1-IV-18	22	Grd de Bt	282961	3119602	12			22			39	26	And	Fino	Allo. Ineq. Mir.	Chl en Bt	Op + Ap + Ms	
2-IV-18	23	Qdiorita de Hbl-Bt	282961	3119602	7		10	6			29	5	9	And-Lab	Grueso	Hip. Ser. Poi.	Chl en Bt	Op
4-IV-18	25	Grd de Bt	283374	3120389	7		4	6			37	11	And	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op + Ap + Ttn + Zrn	
5-IV-18	26	Qmonzodio de Hbl-Bt	284234	3120774	6		5	10			34	2	10	And-Lab	Grueso	Hip. Ser. Poi.	Chl en Bt	Op
6-IV-18	27	Grd de Bt	284251	3121141	4			22			1	46	30	And	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl	Op + Ms
7-IV-18	28	Grd de Bt	283545	3129350	2			24			42	32	And-Oli	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Ms	
8-IV-18	29	Gt de Bt	283545	3129350	9			29			1	35	27	Oli	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Zrn + Ms
9-IV-18	30	Grd de Bt	283870	3129098	4			16			1	59	21	And-Oli	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Zrn + Ms
10-IV-18	31	Gt de Bt	285274	3129057	9			27			17	37	27	Oli	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ms + Op + Zrn
11-IV-18	32	Gt de Bt	285559	3129131	8			30			33	29	Oli	Medio	Hip. Ineq. Mir. Per.	Chl en Bt	Ttn + Op	
12-IV-18	33	Gt de Bt	288268	3129651	5			30			1	36	27	And-Oli	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ttn + Op
13-IV-18	34	Gt de Bt	281630	3131247	7			30			34	28	Oli	Medio - grueso	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap + Zrn + Ms	
14-IV-18	35	Gt de Bt	282220	3132543	1	3		30	8		35	23	Oli-Alb	Fino	Allo. Ine.	Ser en Pl	Grt + Ms + Op	
15-IV-18	36	Grd de Bt	282303	3132698	6			25			47	22	And	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ms + Op + Zrn	
16-IV-18	37	Grd de Bt	289589	3130562	11		3	13			1	51	20	And	Medio	Hip. Ine. Mir. Per.	Chl en Bt	Ms + Op + Zrn
19-IV-18	40	Qmonzodio de Bt	292015	3131226	8		2	12			2	59	17	And-Lab	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ttn + Ms + Op + Ap
20-IV-18	41	Grd de Bt	294680	3132091	11		2	22			1	38	26	And	Medio	Hip. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op + Zrn + Ap
24-IV-18	45	Gt de Bt	295783	3132275	7		5	19			44	25	And-Oli	Medio	Allo. Ine. Mir.	Ser en Pl, Chl + Ep en Bt	Op + Ttn + Ap + Zrn	
25-IV-18	46	Grd de Hbl-Bt	295698	3131784	11		11	20			36	22	And	Medio	Allo. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op + Zrn + Ap	
27-IV-18	48	Grd de Bt-Hbl	295836	3131970	13		9	16			38	23	And	Medio	Allo. Ine. Mir. Per.	Chl en Bt	Op + Zrn + Ap	
28-IV-18	49	Gt de Bt	295836	3131970	9		6	23			33	29	Oli-Alb	Fino	Allo. Ine. Mir. Per.	Ser en Pl, Chl en Bt	Op	
29-IV-18	50	Gt de Bt	295836	3131970	1			31			32	36	Oli-Alb	Fino	Allo. Ine. Mir. Per.	Chl en Bt	Ttn + Op	
24-II-14 ^B	24J	Grd de Bt	266246	3127882	12			19			48	21	And			Ar en Pl y Bt	Ap + Zrn	
25-II-14 ^B	25J	Grd de Bt	265062	3131764	11		7	22			41	21	Oli-and			Ar + Ms Pl, Clo en Bt	Ap + Zrn	
26-II-14 ^B	26J	Grd de Bt	265161	3132018	5			20			55	20	And			Ser + Ms Pl, Clo en Bt, Hem en Bt y Op	Zrn	
27-II-14 ^B	27J	Gt de Bt	265511	3133607	8			22			40	31	Oli - and		Mir. Per.	Ser + Ms Pl, Clo en Bt	Ap + Zrn	
29-II-14 ^B	29J	Gt de Bt	266546	3133605	5			28			1	35	31	Oli-and		Mir. Per.	Ser + Ms Pl, Clo en Bt	Ap + Zrn
9-XI-15 ^C	9C	Grd Bt-Hbl	283513	3120419	11		4	12			56	17	Oli	Medio	Allo.	Ser en Pl, Ep + Chl en Hbl y Bt	Ap + Op	
10-XI-15 ^C	10C	Gt de Bt	285202	3123285	6			21			42	31	Oli	Grueso	Allo.	Ser en Pl, Chl + Ep en Bt	Hbl + Ms + Op	
12-III-15 ^C	12C	Grd de Bt	266190	3128944	8			24			1	44	23	And-Oli	Fino	Allo. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt	Ap
13-III-15 ^C	13C	Grd de Bt-Hbl	266225	3130032	10		6	18			48	19	And-Oli	Medio	Allo. Mir.	Ser en Pl, Chl en Bt, Ep en Hbl	Ap + Zrn + Ttn	
I-VI-16 ^D	1G	Grd de Bt	272108	3124981	15		2	14			54	15				Ep en Pl	Zrn	
P4-IV-16 ^D	4G	Grd de Bt	266150	3130641	10		1	9			57	23				Ser + Ep en Pl	Ms + Zrn	
P5-IV-16 ^D	5G	Grd de Bt	266252	3128968	12		2	15			56	15			Hip. Ineq.	Ser + Ep en Pl	Ms + Zrn	
P6-IV-16 ^D	6G	Grd de Bt	265522	3133788	12		4	12			47	26			ineq.	Ser en Pl, Chl en Hbl	Ms	