Magmatismo Jurásico-Cretácico en el sector septentrional del arco Alisitos (Santiago Peak), Valle Ojos Negros, Baja California México

Blanca Sughey Apolinar Morales*, Luis Alberto Delgado Argote**

Departamento de Geología, División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas, 22860, Ensenada, Baja California, México. 22860

***sugheyapolinar02@gmail.com, **ldelgado@cicese.edu.mx**

Resumen

Proponemos una interpretación sobre la evolución magmática y tectónica del Valle Ojos Negros en la porción septentrional del Cinturón Batolítico Peninsular, mediante el análisis de relaciones de campo y de la petrología de unidades litodémicas que comprenden desde el Triásico-Jurásico hasta el Cretácico Temprano. Las rocas encajonantes de los intrusivos corresponden a rocas sedimentarias metamorfizadas en facies de anfibolita inferior correlacionable con el Complejo Bedford Canyon (CpBC) del Triásico-Jurásico. A este complejo sobreyacen en discordancia lavas andesíticas y *sills* basálticos metamorfizados en facies de esquistos verdes asociados con la Formación Santiago Peak (FmSP). Se analizaron cinco plutones que circundan el valle y los diques del enjambre de diques San Marcos. Los cuerpos plutónicos representan una serie de pulsos magmáticos cálcicos y calcoalcalinos cuyas composiciones varían desde diorita hasta granito. Los plutones del occidente del valle, encajonados por la FmSP, son más máficos que los del oriente, más diferenciados, encajonados por el CpBC. Las características geoquímicas de los plutones y del enjambre de diques San Marcos indican que forman parte de un mismo sistema magmático, cuya evolución estuvo dominada por procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical, en un ambiente de subducción.

Palabras Claves: Cinturón Batolítico Peninsular, arco magmático Alisitos, Valle Ojos Negros, geoquímica.

Abstract

This study presents an interpretation of the magmatic and tectonic evolution of the Ojos Negros Valley, located in the northern sector of the Peninsular Ranges Batholith, based on field relationships and the petrological characterization of lithodemic units from the Triassic-Jurassic to the Early Cretaceous. The host rock for the plutonic bodies consists of sedimentary rocks metamorphosed under lower amphibolite-facies conditions that were correlated with the Triassic-Jurassic Bedford Canyon Complex (CpBC). These rocks are unconformably overlain by andesitic metavolcanic rocks and metamorphosed basaltic sills under greenschist facies and associated with the Santiago Peak Formation (FmSP). Five plutons surrounding the valley and dikes associated with the San Marcos Dike Swarm have been analyzed. The plutonic bodies represent a series of calcic to calc-alkaline magmatic pulses, with compositions ranging from diorite to granite. Western side plutons of the valley-hosted by the FmSP, are more mafic than those on the eastern side, which are more evolved and hosted by the CpBC. The geochemical characteristics of the analyzed plutons and the San Marcos Dike Swarm indicate that they belong to a single magmatic system whose evolution was dominated by fractional crystallization and crustal assimilation processes within a subduction-related tectonic setting.

Key words: Peninsular Ranges Batholith, Alisitos magmatic arc, Valle Ojos Negros, geochemistry.

Introducción

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) aflora desde 34° N, en el sur de California, E.U.A., hasta la parte central de la península de Baja California, México (28° N) y forma parte de una cadena de batolitos, en su mayoría cretácicos, que se extienden a lo largo de cerca de 800 km (Figura 1). Su historia geológica está definida por el magmatismo asociado a la convergencia entre las placas Norteamericana y Farallón (Herzig y Kimbrough 2014; Wetmore *et al*., 2014).

Con base en la naturaleza litosférica a lo ancho del CBP, Gastil (1993) dividió el cinturón en dos zonas: una occidental cuya firma composicional es característica de un arco de islas, mientras que la oriental se asocia con una corteza madura y continental. A su vez, la porción occidental del CBP también ha sido dividida latitudinalmente según las relaciones isotópicas de Nd y Sr, en tres regiones: Arco Santiago Peak en el norte (MSP), Arco Alisitos entre la Falla Agua Blanca y la localidad de Nuevo Rosarito (MA) y, en el extremo sur del PRB, el Segmento Nuevo Rosarito-El Arco (MNR) (Figura 1; Contreras- López *et al*., 2021). En el norte de la península y el sur de California, E.U.A., durante el Cretácico Temprano, el occidente del CBP evolucionó a partir de dos bloques de arco distintos, separados desde mediados del Cretácico por la falla ancestral Agua Blanca (Wetmore *et a*l., 2003). La porción del norte de esa falla corresponde a un arco magmático de margen continental conocido como Santiago Peak (Herzig y Kimbrough, 2014) y el arco de islas del sur define el arco Alisitos (Wetmore et al., 2002).

La porción del Cinturón Batolítico Peninsular en donde se encuentra el Valle Ojos Negros, se localiza al norte de la falla Agua Blanca (Figura 1) y, en concordancia con el Complejo Ramona (Todd et al., 2014; Figura 1), las rocas encajonantes son metasedimentarias del Complejo Bedford Canyon del Triásico-Jurásico Medio y metavolcánicas de la Formación Santiago Peak del Cretácico Inferior.

En los márgenes del Valle Ojos Negros afloran ampliamente el enjambre de diques San Marcos (Farquharson, 2004; Almanza García, 2023). Este conjunto, fechado en el norte del Valle Ojos Negros por Almanza García (2023) en ca. 124 Ma (U-Pb en circón) es distinguible claramente en imágenes satelitales entre la latitud de la localidad de El Testerazo (32.29° N) hacia el norte y el distrito minero El Álamo (31.5° N), en el sur, donde fue fechado en ca. 126 Ma (U-Pb en circón) por Lazcano *et al*. (2022). En conjunto, ambos sectores del enjambre de diques afloran a lo largo de un cinturón orientado NW-SE de cerca de 90 km, el cual es comparable con los enjambres del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del sureste de Sierra Nevada (Hopson *et al*., 2008).

En este trabajo, presentamos nuevos datos petrológicos de la región de Valle Ojos Negros para definir el contexto geológico y el ambiente de emplazamiento de los plutones y diques que circundan el valle, y presentamos una interpretación de las rocas meta-ígneas de la parte central del valle, en donde la presencia de talco ha atraído la atención desde mediados del siglo pasado.

Marco geológico regional

El Cinturón Batolítico Peninsular

En gran parte del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) es clara la separación propuesta por Gastil et al. (1990) en una subprovincia magnética, con rocas intrusivas portadoras de magnetita en el oeste y otra oriental, con granate y muscovita, sin magnetita. La separación entre dichas regiones define la frontera magnetita-ilmenita (Figura 1) la cual, en el norte de Baja California, tiene traslapes importantes en las zonas de los plutones Pinal (pPi), Laguna Juárez (LJu), valle San Rafael (vSRa), rancho Tres Hermanos (rTH) y sierra San Pedro Mártir (sSPM). Otras zonas de traslape de grandes dimensiones ubicadas hacia el sur se ubican en el plutón San Julián (pSJu; Ávila Ortiz *et al*., 2026), San Jerónimo (pSJe; Torres

Carrillo *et al*., 2023) y El Arco (EA; Contreras-López *et al*., 2021). Es importante hacer notar que la frontera magnetita-ilmenita guarda una buena correspondencia espacial con una franja de valores de $\delta^{18}O$ entre 8.0 y 9.5 (Gastil *et al*., 1990); hacia el occidente los valores son menores de 8, mientras que hacia el oriente son superiores, lo que sugiere, sobre todo, la correspondencia de los intrusivos orientales con las rocas de afinidad granítica, mientras que las occidentales lo son con composiciones intermedias y básicas típicas de arcos oceánicos (Rollinson y Pease, 2021).

En el modelo de evolución del Cinturón Batolítico Peninsular propuesto por Schmidt *et al*. (2002) se propone que el dominio occidental se desarrolló como un arco insular durante el Jurásico- Cretácico Temprano, el cual colisionó con el margen occidental de Norteamérica a finales del Cretácico Temprano, favoreciendo el engrosamiento estructural de la corteza del arco.

Los plutones de la zona occidental del batolito, se caracterizan por tener diámetros menores a 10 km, tener composiciones predominantemente intermedias a básicas de tipo I, y edades entre 130 y 98 Ma (Hildebrand y Whalen, 2014). Los fechamientos isotópicos muestran una tendencia a ser más jóvenes hacia el oriente (Ortega-Rivera, 2003) y, según las prospecciones aeromagnéticas y las mediciones de susceptibilidad magnética en afloramientos (Gastil *et al*., 1990), los plutones occidentales contienen magnetita y son geoquímicamente primitivos.

En contraste, los plutones de la zona oriental son de mayor extensión (hasta ~40 km de diámetro), mayoritariamente félsicos de tipo S y frecuentemente más jóvenes que 100 Ma (Hildebrand y Whalen, 2014). Estos intrusivos son geoquímicamente más evolucionados (Schmidt *et al*., 2014) y se asocian con la serie de ilmenita (Gastil *et al*., 1990) en un ambiente de corteza engrosada y madura. Con base en la similitud litológica y geoquímica de los plutones tipo S de la región oriental, Walawender *et al*. (1990) nombraron plutones tipo La Posta, a aquellos intrusivos emplazados principalmente entre ca. 98 y ca. 92 Ma.

Las litologías prebatolíticas están constituidas por una serie de ensamblajes metasedimentarios y metavolcánicos. De norte a sur, las rocas volcánicas del segmento de arco Santiago Peak, ambiente de margen continental, se emplazaron sobre rocas sedimentarias clásticas del Complejo Bedford Canyon del Triásico Tardío-Jurásico Medio (Morton *et al*., 2014).

Hacia el sur de la Falla Agua Blanca el arco Alisitos se formó sobre una litósfera oceánica ubicada al oeste del margen continental norteamericano (Alsleben *et al*., 2014). Hacia el norte de la Falla Agua Blanca, los plutones tienen edades de cristalización U-Pb en circón entre ca. 126 y 98 Ma (Contreras-López *et al*., 2021), concordantes con las edades de las rocas volcánicas de la FmSP de 128 a 110 Ma (Walawender *et al*., 1990; Ortega-Rivera, 2003; Herzig y Kimbrough, 2014; Todd *et al*., 2014). Hacia el sur de la misma falla, hasta cerca de la localidad de Nuevo Rosarito, las rocas encajonantes del occidente del CBP corresponden a la Formación Alisitos, según la descripción de Allison (1974). La actividad magmática está documentada por edades de cristalización U-Pb en circón de rocas volcánicas, volcaniclásticas y plutónicas, que abarcan un intervalo continuo entre ca. 133 y 90 Ma (Contreras-López *et al*., 2021), mientras que, en el segmento Nuevo Rosarito-El Arco (MNR en Figura 1) la actividad magmática es continua desde el Jurásico hasta el Cretácico Temprano, entre ca.166 a 133 Ma (Contreras-López *et al*., 2021; Ávila-Ortiz *et al*., 2026).

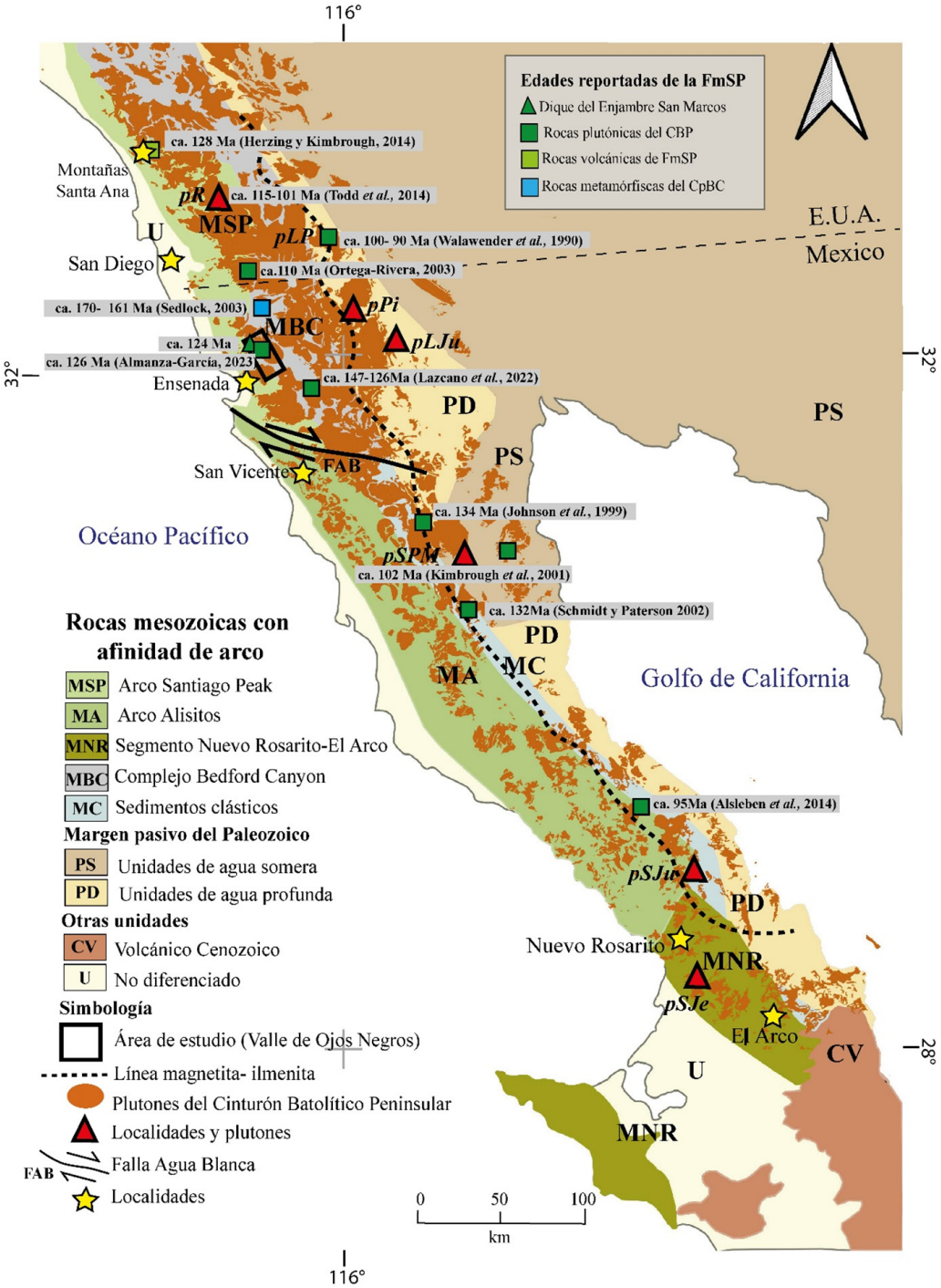

Figura 1. Mapa de la región del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP). Las provincias tectonoestratigráficas prebatolíticas están definidas por sus afinidades litológicas y geocronológicas (Modificado de Contreras-López et al., 2021). La línea magnetita-ilmenita es de Gastil *et al*. (1990). En la porción norte del CBP, en el SW de E.U.A. se indica el complejo plutónico Ramona (PR; Todd *et al*., 2014), el cual es comparable con los plutones del Valle Ojos Negros, en el rectángulo negro. Las edades U-Pb en circón se obtuvieron de rocas metamórficas prebatolíticas (Complejo Bedford Canyon y Formación Santiago Peak), rocas plutónicas y diques del Enjambre San Marcos. Nombres de plutones de norte a sur: pR= Ramona, pLP= La Posta, pPi= Pinal, pLJu= Laguna Juárez, pSPM= San Pedro Mártir, pSJu= San Julián, pSJe= San Jerónimo.

Litología del Valle Ojos Negros

El Valle Ojos Negros se encuentra a 30 km de la línea de costa de Ensenada, Baja California, al norte de la falla Agua Blanca y forma parte del segmento norte del Cinturón Batolítico Peninsular (Figura 1). Las rocas encajonantes más antiguas afloran al oriente del valle y corresponden a sucesiones de metapelitas y metasamitas metamorfizadas en facies de anfibolita inferior, las cuales se asocian con el Complejo Bedford Canyon (CpBC) de ca. 210-170 Ma (Wetmore *et al*., 2003). Esta secuencia está sobreyacida en discordancia por rocas volcánicas de la Formación Santiago Peak (FmSP) de ca. 128 Ma (Herzig y Kimbrough, 2014) que afloran en las partes occidental y central del valle. Los afloramientos más extensos y continuos se encuentran en el Cerro Portezuelo, el cual se caracteriza por su morfología alargada con orientación E-W, que contrasta con la tendencia estructural regional (Figura 2).

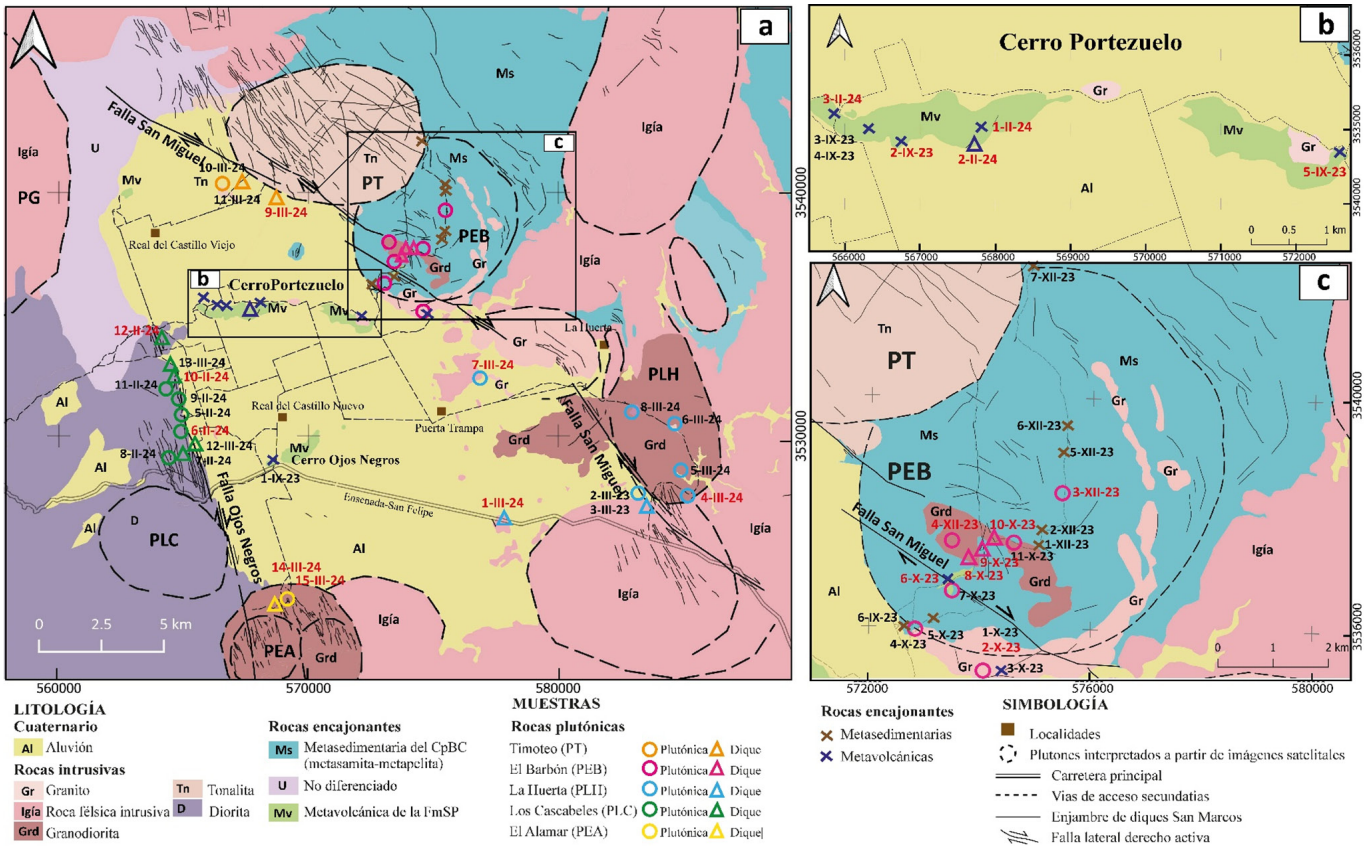

Figura 2. Mapa geológico de la región del Valle Ojos Negros y distribución de muestras analizadas petrográficamente en negro y geoquímicamente en color rojo. a) Distribución de los plutones Timoteo, El Barbón, La Huerta, Los Cascabeles y El Alamar interpretados a partir de imágenes satelitales. b) Rocas volcánicas de la Fm. Santiago Peak en el cerro Portezuelo. c) Rocas encajonantes metasedimentarias asociadas con el Complejo Bedford Canyon en la zona del plutón El Barbón. Base cartográfica tomada de las cartas: H11B12, H11B13, I11D83 y I11D84) del INEGI (1976a; 1976b; 1977a; 1977b) y del mapa de reconocimiento geológico de Gastil *et al*. (1975). Abreviaturas: PEA: Plutón El Alamar, PEB: Plutón El Barbón, PG: Plutón Guadalupe, PLC: Plutón Los Cascabeles, PLH: Plutón La Huerta, PT: Plutón Timoteo. Sistema de coordenadas geográficas: WGS 84/ UTM zona 11.

Con respecto a las rocas batolíticas, con base en el análisis de imágenes satelitales se interpretaron cuerpos plutónicos en los márgenes del valle a partir de lineamientos curvilíneos (Figura 2). Se analizaron cuatro estructuras asociadas con plutones discretos y un conjunto de aspecto anidado constituido por intrusivos cuya composición varía desde diorita hasta granito. El ensamble intrusivo formado por los plutones Timoteo (PT) y El Barbón (PEB) en el noroeste del área de estudio y el ensamble plutónico La Huerta (PLH), en el sureste, son los más félsicos, y contienen biotita, muscovita y granate. En contraste, el plutón Los Cascabeles (PLC) en el occidente, es el más máfico, de composición dominantemente diorítica (Figura 2). Adicionalmente, en muchos sectores del Valle Ojos Negros, principalmente en la margen oriental, se observan diques orientados NW-SE del enjambre de diques San Marcos de aspecto principalmente félsico.

En la Figura 3 se muestra la columna estratigráfica compuesta, representativa de la zona entre Ojos Negros y el oriente de la ciudad de Ensenada, (Ledesma Aguilar, 2018) donde se muestran las variaciones litológicas de la FmSP. La base de la FmSP aflora en el Cerro Portezuelo en el Valle Ojos Negros (Figura 2). En el oriente del valle, los diques y sills andesíticos que afloran en las laderas de la sierra pueden asociarse, por su composición y grado metamórfico, con los del cerro Portezuelo. Tales diques, en esa porción de la sierra, intruyen a las rocas metasedimentarias del CpBC, principalmente en la zona del plutón El Barbón (Figuras 2 y 4).

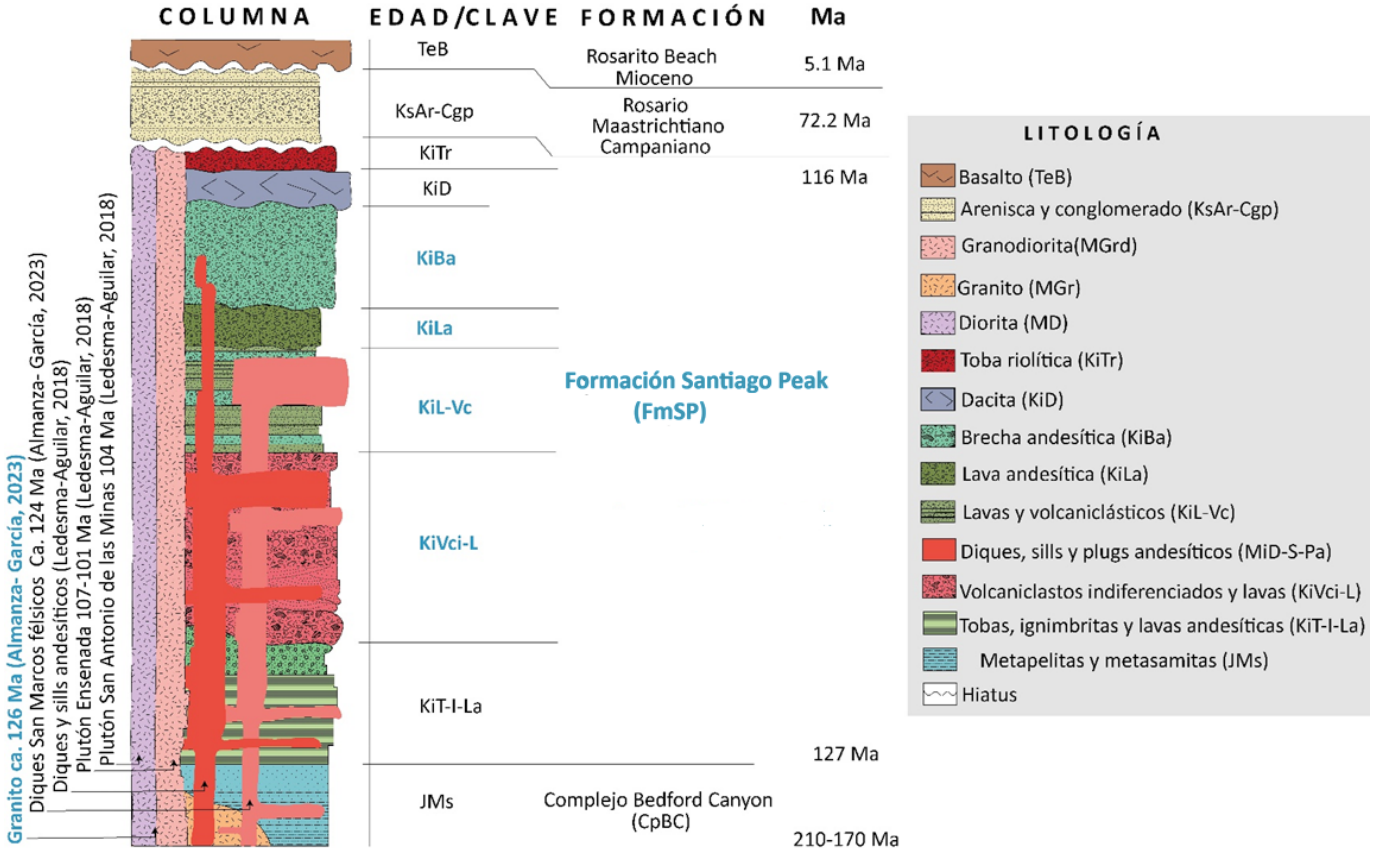

Figura 3. Columna estratigráfica compuesta de la litología que aflora entre Ensenada y Valle Ojos Negros (modificada de Ledesma Aguilar, 2018). En color azul se muestran las unidades que afloran en el área de Ojos Negros y en negro las expuestas en Ensenada.

Muestreo y técnicas analíticas

Se efectuó un muestreo representativo con fines petrográficos de rocas encajonantes metasedimentarias y metavolcánicas, así como de rocas plutónicas y diques de la región de Ojos Negros. Se recolectaron 46 muestras para su análisis petrográfico y 21 de rocas ígneas para análisis geoquímicos de elementos mayores y traza de rocas encajonantes metavolcánicas, rocas plutónicas y diques. Todas fueron procesadas en los laboratorios del Departamento de Geología (DG) del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). Para los análisis geoquímicos, las muestras se trituraron con una prensa hidráulica, posteriormente se pulverizaron alícuotas representativas en un molino vibratorio. Los análisis químicos se realizaron comercialmente en los laboratorios de Actlabs en Ontario, Canadá según el código analítico "4LithoResearch". Los elementos mayores se analizaron mediante Espectrometría de Emisión Óptica con plasma acoplado por inducción (ICP-OES) y los elementos traza, incluyendo el grupo de tierras raras (REE), en un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS). Las características petrográficas se presentan en la Tabla 1 y los resultados del análisis geoquímico en la Tabla 2.

Geología del área de estudio

En esta sección se describen las unidades litológicas analizadas y sus características petrográficas y geoquímicas. En términos generales, las rocas más antiguas del oriente del Valle Ojos Negros están definidas por el Complejo Bedford Canyon (CpBC), mientras que las rocas encajonantes del occidente están representadas por las sucesiones volcánicas y sedimentarias de arco de la Formación Santiago Peak (FmSP).

Rocas encajonantes en el Valle Ojos Negros

Complejo Bedford Canyon (CpBc)

Las rocas más antiguas de la región afloran al noreste del Valle Ojos Negros. Consisten en rocas metasedimentarias cuya litología y posición estratigráfica permite asociarla con el CpBC del Triásico-Jurásico (210-170 Ma; Wetmore *et al*., 2003), cuya localidad tipo se encuentra en el sur de California. En su localidad tipo, este complejo está dominado por alternancias de areniscas líticas y areniscas ricas en feldespato (litarenias a arcosas), así como por secuencias tipo flysch de proveniencia cratónica (Gastil, 1993). Esta unidad aflora ampliamente en el E y el SE del plutón Timoteo (PT; Figura 2) y se interpreta que constituye el techo del plutón El Barbón (PEB, Figura 2). Los rasgos morfológicos semicirculares impresos y diques curvilíneos en el CpBC se atribuyen a fracturas formadas durante el emplazamiento del plutón que aflora en el extremo sur de la estructura circular. Tanto el CpBC como el PEB están cortados por el enjambre de diques San Marcos (Enjambre SM) y sills que, por su composición pueden relacionarse con el volcanismo máfico de diques, sills y plugs andesíticos de la Formación Santiago Peak (Figura 3).

La porción cartografiada del CpBC (Figura 4a) está formada por metasamitas (Figura 4b) y metapelitas (Figura 4c), cuya foliación está definida por los cristales de biotita y muscovita. En algunas muestras se identifican indicadores cinemáticos, como el clivaje de crenulación (Figura 4b). En sección delgada, la asociación mineral Qz+Bt+Ms+Grt+St presenta una textura porfidoblástica, en la que los blastos de estaurolita y granate están rodeados por biotita y muscovita en una matriz de grano medio a fino (Figura 4d). De acuerdo con las observaciones en los afloramientos y con los análisis petrográficos, se atribuye a la porción analizada una variación del grado metamórfico desde esquistos verdes inferior (zona de biotita >300 °C) hasta facies de anfibolita inferior (zona de estaurolita, entre 550 y 600 °C; Tabla 1).

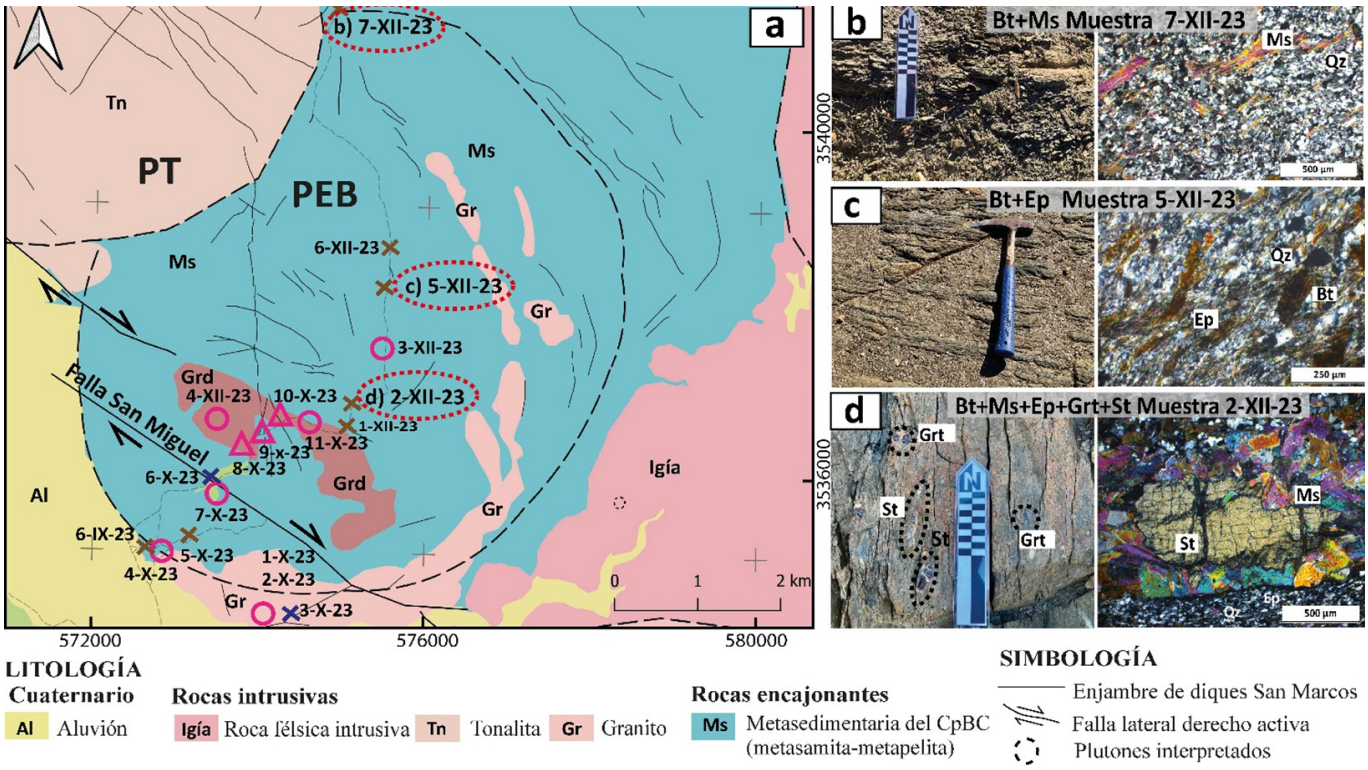

Figura 4. a) Mapa geológico de la zona del plutón El Barbón. Las muestras de las rocas encajonantes metasedimentarias del Complejo Bedford Canyon (Ms) analizadas petrográficamente están en cruces. b) En la izquierda, afloramiento de metasamitas de grano medio y a la derecha la lámina delgada correspondiente que muestra textura lepidoblástica, con clivaje de crenulación marcado por cristales de muscovita. c) En la izquierda, afloramiento de metapelita con foliación definida por biotita y muscovita; en lámina delgada se reconocen planos de cizalla con biotita intercalada y epidota alojada en planos de deformación. d) En la izquierda afloramiento de metapelita-samita de grano fino con granate y estaurolita resaltada en líneas discontinuas. Abreviaturas: Bt: Biotita, Ep: Epidota, Grt: Granate, Ms: Muscovita, Qz: Cuarzo y St: Estaurolita.

Tabla 1. Características petrográficas de las rocas prebatolíticas y plutónicas del Valle Ojos Negros

Unidad	Muestra	Coordenadas en UTM	Textura	Paragénesis	Facies metamórficas	Protolito	Nombre de la roca
CpBC	6-IX-23	572712, 3535887	Granoblástica, tamaño de grano medio, foliación definida por Bt+Ms	Qz+Bt+Ms+Pl+Kfs	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Arcosa	Metasamita de Bt+Ms
CpBC	5-X-23	573117, 3536096	Granoblástica, foliación débil definida por Bt	Qz+Bt	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Cuarzoarenita-subarcosa	Metasamita de Bt
CpBC	1-XII-23	575036, 3537411	Granoblástica, foliación definida por Bt	Qz+Bt+Ep	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Grauvaca cuarzosa	Metasamita de Bt
CpBC	2-XII-23	575084, 3537545	Porfidoblástica, foliación definida por Bt	Qz+Bt+Ep+Ms+Grt+St	Facies de anfibolita inferior (zona de estaurolita) >550 °C	Grauvaca	Metapelita-samita de Bt+Ms+Grt+St
CpBC	5-XII-23	575536, 3539148	Foliación definida por Bt	Qtz+Bt+Ep+Grt	Esquistos verdes superior (zona de granate) >450 °C	Grauvaca	Metapelita-samita Bt+Ep
CpBC	6-XII-23	575533, 3539305	Granoblástica, foliación definida por Bt	Qz+Bt+Ep	Esquistos verdes superior (zona de granate) >450 °C	Arenisca de grano fino	Metasamita de Bt
CpBC	7-XII-23	574847, 3542210	Foliación definida por Ms	Qz+Ms+Bt	Esquistos verdes, bajo grado (zona de biotita) >300 °C	Arenisca de grano fino	Metasamita de Bt+Ms
Fm SP	1-IX-23	568669, 3528827	Protomilonítica, foliación definida por Qz, Pl y Ep	Qz+Pl+Ep+Cpx+Hbl	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Andesina	Metandesita
Fm SP	2-IX-23	566656, 3534768	Acicular	Clc+Tr+Czo	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Basalto picrítico	Metalava
Fm SP	5-IX-23	572641, 3534632	Amorfa	Cpx+Mag	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Basalto picrítico	Metabasita
Fm SP	1-II-24	567658, 3534785	Acicular	Anf+Cpx+Pl	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Basalto	Metalava
Fm SP	3-II-24	565847, 3535166	Amorfa	Chl+Tlc+Ep	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Basalto picrítico	Metabasita
Fm SP	6-X-23	573485, 3536833	Pseudoestratificada definida por granos gruesos y finos de Cpx, Opx, Hbl y Pl anhedral intersticial	Cpx> Opx ≥ Hbl	Esquistos verdes inferior (zona de biotita) >300°C	Basalto	Sill andesítico- basáltico

Tabla 1. Continuación

Plutón	Muestra	Coordenadas en UTM	Clasificación petrográfica	Composición modal									Observaciones
				Qz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Ms	Cpx	Op	Total	
El Barbón	1-X-23	574626, 3534747	Granito de dos micas	26.1	26.3	15.4	0	18.3	13.9	0	0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano medio. Los feldespatos son pertíticos. Es común la argilitización selectiva en los Kfs. Pl: Oli-And; Acc: Grt, Zrn QAP: 38, 39, 23
El Barbón	2-X-23	574626, 3534747	Granito de dos micas	40.6	32.0	16.8	0	5.8	4.8	0	0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano medio, texturas pertíticas en Kfs. Pl: Oli-And; Acc: Zrn, QAP:45, 36, 19
El Barbón	4-X-23	572899, 3535921	Granito de dos micas	43.1	19.0	28.3	0	7.7	1.9	0	0	100	Holocristalina, hipiodiomórfica de grano medio, textura mirmequítica en Kfs, biotita y muscovita y plagioclasas subhedrales con abundantes maclas polisintéticas, Pl: Oli-And, QAP: 47, 22, 31
El Barbón	7-X-23	573485, 3536833	Granodiorita de dos micas	29.3	16.0	49.8	0	3.7	1.2	0	0	100	Holocristalina, hipiodiomórfica de grano medio, textura mirmequítica en Kfs, plagioclasas subhedrales con maclas polisintéticas y zonación, argilitización selectiva en Kfs. Pl: Oli-And; Acc: Zrn, QAP:31, 17, 52
El Barbón	11-X-23	564905, 3537378	Granodiorita de dos micas	32.8	14.6	33.2	0	15.5	3.9	0	0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano medio, argilitización selectiva en Kfs. Pl: Oli-And, QAP: 41, 18, 41
El Barbón	3-XII-23	575460, 3538024	Granito de dos micas	23.7	16.7	24.9	0	13.2	21.5	0	0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano medio con plagioclasas subhedrales con maclas polisintéticas. Pl: Oli-And, Acc: Grt, Zrn, QAP:36, 26, 38
El Barbón	4-XII-23	575473, 3538024	Granito de dos micas	18.8	22.2	28.4	0	20.4	10.2	0	0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano medio, argilitización selectiva en Kfs. Pl: Oli-And, QAP: 27,32, 41
El Barbón	8-X-23	573984, 3537347	Dique basáltico de And-Lab	-	-	-	0	-	-	0	0	-	Porfídica, fenocristales de Pl de And-Lab en una matriz rica en clinopiroxeno cloritizado con inclusiones de minerales opacos.
El Barbón	9-X-23	573984, 3537347	Dique andesí-tico	-	-	-	0	-	-	0	0	-	Porfídica con fenocristales de And rota-dos en una matriz recristalizada.
El Barbón	10-X-23	574258, 3537496	Dique grano-diorita de dos micas	24.9	5.9	43.7	0	19.9	5.6	0	0	100	Holocristalina hipidiomórfica de grano medio, argilitización selectiva en Kfs Pl: Oli-And, Acc: Zrn, QAP: 33, 8, 59

Tabla 1. Continuación

Plutón	Muestra	Coordenadas en UTM	Clasificación petrográfica	Composición modal									Observaciones
				Qz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Ms	Cpx	Op	Total	
Timoteo	10-III-24	566617, 3539994	Tonalita de dos micas	26.3	-	47.3	0	18.2	8.2	0	0	100	Holocristalina de grano medio a fino, cristales de plagioclasa subhedrales con maclas polisintéticas y cuarzo intersticial Pl: Oli-And QAP: 36, 0, 64
Timoteo	9-III-24	569459, 3539776	Dique dacítico	-	-	-	0	-	-	0	0	-	Abundante Pl en una matriz rica en clinozoisita y tremolita y opacos. Pl: Oli
Timoteo	11-III-24	567080, 3539650	Dique dacítico	-	-	-	0	-	-	0	0	-	Porfídica, la Pl desarrolla texturas esqueletales y de plumas en una matriz de grano fino con escasa epidota. Pl: Oli
La Huerta	2-III-24	583996, 3527969	Granodiorita de biotita	29.5	6.3	47.5	0	13.7	0	0	3.0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano grueso a medio, las plagioclasas presentan maclas polisintéticas. Minerales opacos con hábitos euhedrales a subhedrales. Pl: And, QAP:35, 8, 57
La Huerta	4-III-24	585324, 3527683	Granodiorita de biotita	18.7	10.9	53.8	0	16.6	0	0	<1.0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano grueso, plagioclasas con hábitos subhedrales y microclina. Pl: Oli-And, QAP:22, 13, 65
La Huerta	5-III-24	585369, 3529060	Granodiorita de hornblenda	19.3	5.4	47.6	14.5	11.9	0	0	1.3	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano grueso, pertitas frecuentes, plagioclasas con maclas polisintéticas y zonación, hornblendas subhedrales y minerales opacos dispersos. Pl: Oli-And, QAP: 27, 7, 66
La Huerta	6-III-24	584820, 3530153	Tonalita de hornblenda y biotita	30.2	4.0	36.8	17.6	11.4	0	0	0	100	Holocristalina hipidiomórfica de grano medio a fino, texturas mirmequíticas y pertíticas, cuarzo intersticial. Pl: Oli-And, QAP:43, 6, 51
La Huerta	7-III-24	578021, 3531624	Granito de dos micas	40.1	31.2	15.2	0	9.1	4.4	0	0	100	Holocristalina hipidiomórfica de grano medio, Kfs con texturas gráficas. Pl: Oli-And, QAP:46, 36, 18
La Huerta	8-III-24	583037, 3531234	Cuarzodiorita de hornblenda	12.1	0	61.8	16.7	7.3	0	0	2.1	100	Holocristalina hipidiomórfica de grano grueso, Pl con hábitos subhedrales y maclas polisintéticas, minerales opacos anhedrales. Pl: Oli-And, QAP: 16, 0, 84
La Huerta	1-III-24	577393, 3526498	Dique de granodiorita de biotita	-	-	-	-	-	-	0	-	-	Porfídica con fenocristales de Pl y Qz, algunos fenocristales muestran textura mirmequítica, cristales de biotita son subhedrales y alargados en matriz de grano fino de Pl y Bt

Tabla 1. Continuación

Plutón	Muestra	Coordenadas en UTM	Clasificación petrográfica	Composición modal									Observaciones
				Qz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Ms	Cpx	Op	Total	
La Huerta	3-III-24	583996, 3527969	Dique de granodiorita de biotita	29.8	9.8	43.8	0	15.4	0	0	1.2	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano medio a grande. Inclusiones de minerales opacos en plagioclasa. Pl: Oli-And, QAP: 36, 12, 52
Los Cascabeles	5-II-24	564830, 3530462	Granito de biotita	35.2	40.4	16.9	0	7.5	0	0	0	100	Holocristalina subhedral a anhedral de grano medio, con texturas pertíticas en feldespatos potásicos, las plagioclasas tienen hábitos subhedrales y frecuentemente muestran maclas polisintéticas. Pl: Oli-And, QAP: 38, 44, 18
Los Cascabeles	6-II-24	564744, 3530335	Diorita de hornblenda	0	0	54.4	32.6	0	0	3.0	10	100	Holocristalina, anhedral, de grano medio, hornblendas tremolitizadas con hábito fibroso, algunos clinopiroxenos epidotizados y abundantes minerales opacos. Pl: And, QAP: 0,0,100
Los Cascabeles	8-II-24	564478, 3529109	Diorita de hornblenda	0	0	53.9	43.3	0	0	2.2	0.6	100	Holocristalina, los cristales tienen hábitos euhedrales a subhedrales de grano medio, presenta hornblenda verde con hábito euhedral. Pl: And, QAP: 0,0,100
Los Cascabeles	9-II-24	564834, 3531216	Cuarzodiorita de hornblenda	10	0	57	28.3	0	0	3.7	1	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano medio, cuarzo intersticial y opacos en hornblendas. Pl: And, QAP: 15,0,85
Los Cascabeles	11-II-24	564834, 3531216	Diorita de hornblenda	0	0	50.5	49.1	0	0	0	0.4	100	Holocristalina, anhedral de grano medio, las plagioclasas muestran maclas polisintéticas y zonamiento. Pl: And-Lab, QAP: 0,0,100
Los Cascabeles	7-II-24	564478, 3529109	Dique de diorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Holocristalina, anhedral de grano medio a fino, plagioclasas con maclas polisintéticas y zonación, es común que Hbl y Cpx estén tremolitizadas, los minerales opacos son secundarios y anhedrales. Pl: And-Lab
Los Cascabeles	10-II-24	564834, 3531216	Dique de tonalita de biotita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Hipocristalina, porfídica la sección muestra plagioclasas que se extiende a la matriz de aspecto vítreo recristalizado, es abundante la biotita parcialmente alterada. Pl: Oli-And

Tabla 1. Continuación

Plutón	Muestra	Coordenadas en UTM	Clasificación petrográfica	Composición modal									Observaciones
				Qz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Ms	Cpx	Op	Total	
Los Cascabeles	12-II-24	563898, 3533245	Dique de diorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Porfídica, muestra saussuritización intensa (clinozoisita epidota) de plagioclasa en matriz y en fenocristales, es común observar epidota en vetillas y clorita en bordes de plagioclasas, se exhiben trazas de biotitas y Hbl epidotizada. Pl: And
Los Cascabeles	12-III-24	564712, 3530205	Dique de diorita de hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Textura hipidiomórfica con fenocristales subhedrales. Plagioclasas con maclas polisintéticas, los anfíboles están parcialmente tremolitizados, y son comunes los minerales opacos. Pl: And
Los Cascabeles	13-III-24	564830, 3531258	Dique de andesita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Porfídica, con fenocristales y matriz compuestos por Pl y hornblenda. Los fenocristales de And presentan maclas polisintéticas. Son comunes la epidota, clinozoisita y cuarzos secundarios. Pl: And
El Alamar	15-III-24	569047, 3523382	Granodiorita de biotita	29.4	16.2	49.8	0	4.6	0	0	0	100	Holocristalina, hipidiomórfica de grano grueso. Kfs= microclina, las plagioclasas tienen hábito subhedral. Pl: Oli-And, QAP:31,17,52
El Alamar	14-III-24	568856, 3523160	Dique de cuarzodiorita de hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Holocristalina, con hornblendas tremolitizadas fibrosas, clinozoisita y epidota. Contiene óxidos de Fe en hábitos euhedrales y subhedrales.

Tabla 2. Geoquímica de roca total y CIPW de las rocas metaígneas, plutónicas y diques del Valle Ojos Negros

Muestra	2-IX-23	1-II-24	5-IX-23	3-II-24	6-X-23	8-X-23	2-II-24	2-X-23	10-X-23	3-XII-23	4-XII-23
Longitud	566656	567658	572641	565847	573485	573984	567658	574626	574258	575460	575473
Latitud	3534768	3534785	3534632	3535166	3536833	3537347	3534785	3534747	3537496	3538024	3538024
Localidad	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros
Relación en campo	Encajonante metaígnea	Encajonante metaígnea	Encajonante metaígnea	Encajonante metaígnea	Sill	Dique	Dique en roca encajonante	Plutónica	Dique del Enjambre San Marcos	Plutónica	Plutónica
Plutón o cuerpo asociado	Santiago Peak	Santiago Peak	Santiago Peak	Santiago Peak	Plutón El Barbón	Plutón El Barbón	Santiago Peak	Plutón El Barbón	Plutón El Barbón	Plutón El Barbón	Plutón El Barbón
Tipo de roca	Metalava	Metalava	Metabasita	Metabasita	Gabro	Basalto de And-Lab	Granito	Granito de dos micas	Granodio-rita de dos micas	Granito de dos micas	Granito de dos micas
Óxidos mayores (%)											
SiO2	49.45	53.21	27.60	29.71	49.76	49.82	73.65	73.00	67.39	74.52	70.06
Al2O3	9.76	14.64	19.84	21.01	12.64	15.76	14.28	13.65	16.13	15.34	16.18
FeOT	9.28	10.61	9.56	8.20	9.76	11.35	1.26	1.60	4.37	1.68	3.47
MnO	0.15	0.15	0.08	0.11	0.20	0.18	0.05	0.08	0.10	0.06	0.08
MgO	14.69	7.52	29.86	28.86	9.75	6.07	0.09	0.13	1.15	0.28	0.79
CaO	12.52	7.86	0.96	0.32	16.59	9.83	0.73	0.97	4.20	1.96	3.78
Na2O	0.42	4.21	< 0.01	0.01	0.39	3.41	3.95	3.03	3.04	3.63	3.57
K2O	0.03	0.11	< 0.01	< 0.01	0.11	0.16	3.54	4.05	1.60	1.79	1.45
TiO2	0.29	0.61	0.51	0.49	0.41	1.88	0.01	0.04	0.35	0.07	0.30
P2O5	0.03	0.12	0.32	< 0.01	0.24	0.23	0.15	0.44	0.18	0.12	0.11
LOI	1.94	1.15	12.14	12.19	1.04	0.83	0.86	1.25	1.18	1.00	0.63
Total	98.57	100.20	100.90	100.90	100.90	99.54	98.57	98.25	99.70	100.50	100.40
Elementos traza (ppm)											
Sc	37.00	41.00	55.00	45.00	33.00	41.00	1.00	4.00	7.00	3.00	4.00
Be	< 1.00	< 1.00	< 1.00	< 1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	2.00	2.00
V	192.00	312.00	201.00	232.00	197.00	315.00	< 5.00	5.00	49.00	17.00	32.00
Cr	1790.00	310.00	2380.00	690.00	750.00	280.00	730.00	710.00	760.00	460.00	600.00
Co	68.00	37.00	72.00	45.00	40.00	39.00	1.00	1.00	5.00	1.00	4.00
Ni	600.00	70.00	590.00	370.00	140.00	40.00	20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00
Cu	< 10.00	140.00	20.00	< 10.00	< 10.00	40.00	20.00	< 10.00	10.00	< 10.00	< 10.00
Zn	60.00	80.00	190.00	50.00	140.00	90.00	< 30.00	30.00	90.00	40.00	90.00
Ga	9.00	12.00	9.00	12.00	15.00	19.00	14.00	17.00	18.00	19.00	18.00
Ge	1.40	0.90	0.80	1.00	3.10	1.50	2.00	2.40	1.20	1.50	1.30

Tabla 2. Continuación

Elementos traza (ppm)											
As	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00
Rb	< 1.00	1.00	< 1.00	< 1.00	2.00	1.00	91.00	116.00	53.00	49.00	49.00
Sr	81.00	142.00	11.00	< 2.00	435.00	280.00	72.00	86.00	486.00	314.00	500.00
Y	8.00	17.20	7.60	16.40	18.90	38.40	7.80	19.90	8.40	9.30	9.30
Zr	16.00	40.00	8.00	12.00	28.00	155.00	20.00	45.00	106.00	38.00	95.00
Nb	0.70	2.60	< 0.20	< 0.20	4.00	3.30	7.30	6.60	9.00	13.70	10.90
Mo	2.00	2.00	< 2.00	< 2.00	2.00	3.00	16.00	16.00	17.00	12.00	14.00
Ag	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50
In	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.10	0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
Sn	< 1.00	< 1.00	15.00	< 1.00	1.00	1.00	2.00	6.00	1.00	6.00	2.00
Sb	< 0.20	< 0.20	< 0.20	< 0.20	< 0.20	< 0.20	< 0.20	0.80	< 0.20	< 0.20	< 0.20
Cs	< 0.10	0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.10	1.30	7.10	3.00	1.60	2.40
Ba	8.00	41.00	54.00	< 2.00	76.00	116.00	337.00	530.00	648.00	1270.00	680.00
La	1.78	6.53	0.21	0.21	5.35	7.80	3.82	10.40	23.20	12.60	15.30
Ce	3.69	13.60	0.67	1.50	12.30	22.60	7.41	21.60	43.10	23.80	28.50
Pr	0.50	1.90	0.16	0.36	1.88	3.60	0.99	2.57	4.95	2.92	3.49
Nd	2.63	8.86	1.18	2.58	8.78	19.20	3.81	9.39	18.20	11.30	13.70
Sm	0.79	2.43	0.78	1.22	2.30	5.41	1.25	2.77	2.93	2.59	2.57
Eu	0.24	0.68	0.09	0.76	0.75	1.88	0.16	0.26	0.92	0.56	0.89
Gd	0.94	2.71	1.28	1.97	2.61	5.97	1.57	2.95	2.05	2.14	1.88
Tb	0.18	0.42	0.22	0.36	0.45	1.01	0.29	0.52	0.29	0.32	0.30
Dy	1.17	2.70	1.42	2.43	2.81	6.49	1.39	3.08	1.50	1.63	1.49
Ho	0.27	0.59	0.30	0.54	0.56	1.29	0.19	0.59	0.27	0.26	0.27
Er	0.89	1.71	0.87	1.67	1.62	3.82	0.48	1.72	0.80	0.76	0.72
Tm	0.12	0.24	0.11	0.24	0.23	0.55	0.07	0.27	0.11	0.10	0.10
Yb	0.89	1.75	0.71	1.73	1.63	3.72	0.44	1.82	0.81	0.64	0.66
Lu	0.14	0.29	0.10	0.28	0.26	0.58	0.06	0.26	0.13	0.09	0.09
Hf	0.50	1.20	0.30	0.40	0.80	3.70	1.10	1.70	2.90	1.70	2.70
Ta	0.04	0.15	< 0.01	0.05	0.07	0.17	1.46	1.45	0.54	1.11	0.69
W	< 0.50	5.30	1.00	< 0.50	< 0.50	< 0.50	1.80	1.00	< 0.50	< 0.50	< 0.50
Tl	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.52	0.55	0.38	0.34	0.36
Pb	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	17.00	29.00	12.00	27.00	15.00
Bi	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
Th	0.24	1.06	< 0.05	< 0.05	0.81	1.27	1.00	5.16	6.55	3.30	4.84
U	0.09	0.37	0.02	0.02	1.08	0.47	1.09	2.23	1.74	1.88	1.54

Tabla 2. Continuación

Cálculo de la norma CIPW											
Q	6.29	4.36	0.00	0.00	8.10	4.24	35.85	38.85	33.38	42.28	34.78
C	0.00	0.00	18.84	20.41	0.00	0.00	2.98	3.57	2.19	4.15	2.12
Or	0.17	0.65	0.03	0.03	0.65	0.94	20.92	23.93	9.45	10.57	8.56
Ab	3.55	35.62	0.04	0.08	3.30	28.85	33.42	25.63	25.72	30.71	30.20
An	24.65	20.72	2.67	1.55	32.41	27.22	2.64	1.93	19.66	8.94	18.03
Di	28.66	12.43	0.00	0.00	37.11	11.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	23.30	12.96	13.83	24.89	7.08	9.98	0.22	0.32	2.86	0.69	1.96
Ol	0.00	0.00	42.43	32.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.14	0.00	0.00	0.00
Il	0.32	0.33	0.17	0.25	0.43	0.40	0.02	0.08	0.21	0.14	0.17
Hm	9.28	10.61	9.56	8.20	9.76	11.35	1.17	1.49	4.37	1.68	3.47
Tn	0.30	1.06	0.00	0.00	0.45	4.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	0.00	0.00	0.42	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.21
Ap	0.07	0.28	0.75	0.01	0.56	0.54	0.35	1.04	0.42	0.28	0.26
Total	96.64	99.06	88.77	88.74	99.88	98.72	97.73	97.03	98.53	99.47	99.81

Muestra	**9-X-23**	**9-III-24**	**4-III-24**	**7-III-24**	**1-III-24**	**6-II-24**	**10-II-24**	**12-II-24**	**15-III-24**	**14-III-24**
Longitud	573984	569459	585324	578021	577393	564744	564834	563898	569047	568856
Latitud	3537347	3539776	3527683	3531624	3526498	3530335	3531216	3533245	3523382	3523160
Localidad	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros	Ojos Negros
Relación en campo	Dique del enjambre San Marcos	Dique del enjambre San Marcos	Roca plutónica	Roca plutónica	Dique del enjambre San Marcos	Roca plutónica	Dique del enjambre San Marcos	Dique del enjambre San Marcos	Roca plutónica	Dique del enjambre San Marcos
Plutón o cuerpo asociado	plutón El Barbón	plutón Timoteo	plutón La Huerta	plutón La Huerta	plutón La Huerta	plutón Los Cascabeles	plutón Los Cascabeles	plutón Los Cascabeles	plutón El Alamar	plutón El Alamar
Tipo de roca	Riolita	Dacita	Granodiorita de biotita	Granito de dos micas	Granodiorita de biotita	Diorita de Hornblenda	Tonalita de Biotita	Diorita de Hornblenda	Granodiorita de Biotita	Cuarzodiorita de Hornblenda
Óxidos mayores (%)										
SiO2	75.99	75.73	66.23	72.85	76.16	51.08	71.77	68.37	69.15	48.90
Al2O3	12.41	12.40	16.16	14.38	13.45	14.79	13.58	14.42	16.60	17.14
FeOT	1.30	1.79	4.48	2.35	1.68	14.23	3.37	4.84	3.56	10.55
MnO	0.01	0.03	0.08	0.03	0.04	0.23	0.05	0.10	0.06	0.16
MgO	0.05	0.09	1.52	0.36	0.07	4.08	0.33	0.65	1.09	6.59
CaO	0.45	0.88	4.63	1.39	1.17	8.09	1.82	2.77	4.21	11.52
Na2O	3.73	3.63	3.53	3.13	3.43	3.22	3.76	3.64	3.37	1.86

Tabla 2. Continuación

SiO2	75.99	75.73	66.23	72.85	76.16	51.08	71.77	68.37	69.15	48.90
Al2O3	12.41	12.40	16.16	14.38	13.45	14.79	13.58	14.42	16.60	17.14
FeOT	1.30	1.79	4.48	2.35	1.68	14.23	3.37	4.84	3.56	10.55
MnO	0.01	0.03	0.08	0.03	0.04	0.23	0.05	0.10	0.06	0.16
MgO	0.05	0.09	1.52	0.36	0.07	4.08	0.33	0.65	1.09	6.59
CaO	0.45	0.88	4.63	1.39	1.17	8.09	1.82	2.77	4.21	11.52
Na2O	3.73	3.63	3.53	3.13	3.43	3.22	3.76	3.64	3.37	1.86
K2O	4.10	3.40	1.41	4.45	3.51	0.46	3.39	2.44	1.25	0.42
TiO2	0.05	0.10	0.40	0.21	0.04	2.65	0.28	0.37	0.32	1.16
P2O5	< 0.01	0.02	0.12	0.20	0.04	0.37	0.04	0.07	0.13	0.15
LOI	0.54	0.47	0.59	0.71	0.55	1.30	0.64	1.34	1.01	2.34
Total	98.65	98.54	99.15	100.10	100.10	100.50	99.03	99.01	100.80	100.80
Elementos traza (ppm)										
Sc	3.00	2.00	10.00	4.00	2.00	44.00	8.00	13.00	6.00	42.00
Be	2.00	1.00	1.00	1.00	2.00	< 1.00	2.00	2.00	1.00	< 1.00
V	< 5.00	< 5.00	70.00	11.00	< 5.00	378.00	23.00	25.00	52.00	314.00
Cr	410.00	390.00	460.00	690.00	300.00	200.00	460.00	320.00	600.00	300.00
Co	1.00	1.00	8.00	3.00	< 1.00	23.00	3.00	4.00	4.00	35.00
Ni	< 20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00	< 20.00	30.00
Cu	< 10.00	< 10.00	< 10.00	< 10.00	< 10.00	10.00	< 10.00	< 10.00	< 10.00	40.00
Zn	< 30.00	< 30.00	60.00	50.00	< 30.00	120.00	50.00	70.00	50.00	70.00
Ga	14.00	15.00	17.00	17.00	15.00	21.00	16.00	19.00	18.00	16.00
Ge	1.60	1.50	1.20	1.80	1.60	1.70	1.30	1.70	1.40	1.40
As	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00	< 5.00
Rb	106.00	107.00	41.00	158.00	98.00	12.00	110.00	71.00	43.00	11.00
Sr	31.00	75.00	348.00	143.00	127.00	309.00	142.00	176.00	512.00	289.00
Y	17.10	22.30	14.70	14.70	19.00	32.70	26.30	43.20	8.20	20.90
Zr	75.00	113.00	114.00	100.00	74.00	112.00	169.00	259.00	123.00	68.00
Nb	4.00	4.10	6.10	9.50	4.20	5.00	4.80	5.90	7.80	2.60
Mo	9.00	10.00	10.00	15.00	6.00	6.00	11.00	7.00	14.00	3.00
Ag	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.50
In	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.10	< 0.10	0.10	< 0.10	0.10
Sn	2.00	2.00	1.00	7.00	3.00	1.00	2.00	2.00	1.00	< 1.00
Sb	0.40	0.20	< 0.20	< 0.20	< 0.20	< 0.20	0.30	0.30	< 0.20	< 0.20
Cs	1.00	2.60	1.00	6.60	3.30	0.40	1.00	1.00	1.70	0.80

Tabla 2. Continuación

Ba	1310.00	1064.00	562.00	935.00	837.00	161.00	905.00	620.00	584.00	129.00
La	19.10	24.20	35.70	19.50	21.90	10.40	20.20	21.20	15.30	6.37
Ce	38.50	45.50	61.10	39.30	43.50	25.10	39.70	47.40	27.50	15.40
Pr	4.15	4.89	6.22	4.87	4.97	3.69	4.58	6.02	3.56	2.30
Nd	14.40	16.50	21.90	19.40	17.30	17.70	17.30	24.80	13.40	10.90
Sm	3.19	3.44	3.46	4.28	3.59	4.97	3.82	6.13	2.44	3.04
Eu	0.21	0.46	0.97	0.63	0.38	1.96	0.81	1.35	0.81	1.07
Gd	2.92	3.28	2.74	3.54	3.17	5.50	3.92	6.68	1.82	3.26
Tb	0.48	0.56	0.42	0.50	0.51	0.92	0.66	1.14	0.26	0.57
Dy	2.99	3.51	2.40	2.70	3.20	5.60	4.35	7.32	1.44	3.41
Ho	0.60	0.71	0.46	0.50	0.64	1.17	0.88	1.52	0.27	0.71
Er	1.87	2.23	1.39	1.33	1.86	3.29	2.68	4.53	0.76	2.13
Tm	0.30	0.35	0.19	0.19	0.29	0.48	0.41	0.67	0.11	0.30
Yb	2.18	2.48	1.34	1.33	1.97	3.04	2.90	4.57	0.83	2.08
Lu	0.35	0.40	0.21	0.20	0.30	0.46	0.45	0.72	0.13	0.31
Hf	2.40	2.80	3.10	2.90	2.20	2.80	3.90	5.90	2.60	1.70
Ta	0.57	0.51	0.28	1.07	0.59	0.22	0.48	0.46	0.49	0.10
W	0.50	0.80	< 0.50	< 0.50	< 0.50	< 0.5	0.80	0.60	0.70	< 0.5
Tl	0.58	0.66	0.28	0.96	0.54	0.11	0.63	0.44	0.27	0.09
Pb	11.00	11.00	8.00	20.00	16.00	< 5.00	8.00	6.00	8.00	< 5.00
Bi	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
Th	12.20	11.30	9.39	7.69	9.14	1.80	10.20	6.18	4.12	1.00
U	3.54	2.88	0.65	3.06	3.30	0.58	3.11	1.99	1.01	0.28

Tabla 2. Continuación

Cálculo de la norma CIPW										
Q	37.58	39.64	28.45	34.67	40.28	11.06	32.65	31.15	34.49	6.49
C	1.03	1.19	0.69	2.36	1.97	0.00	0.51	0.92	2.36	0.00
Or	24.23	20.09	8.33	26.29	20.74	2.71	20.03	14.42	7.38	2.48
Ab	31.56	30.71	29.87	26.48	29.02	27.24	31.81	30.80	28.51	15.73
An	2.20	4.23	22.18	5.58	5.54	24.54	8.76	13.28	20.03	37.17
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.75	0.00	0.00	0.00	12.12
Hy	0.12	0.22	3.78	0.89	0.17	8.42	0.82	1.61	2.71	10.79
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	0.03	0.06	0.18	0.08	0.08	0.49	0.12	0.23	0.14	0.35
Hm	1.30	1.79	4.48	2.35	1.67	14.23	3.37	4.84	3.56	10.55
Tn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.88	0.00	0.00	0.00	2.40
Ru	0.03	0.06	0.31	0.17	0.00	0.00	0.21	0.25	0.24	0.00
Ap	0.01	0.04	0.28	0.47	0.09	0.87	0.09	0.16	0.30	0.35
Total	98.11	98.08	98.59	99.38	99.60	99.24	98.41	97.69	99.76	98.48

Formación Santiago Peak (FmSP)

Las rocas metaígneas (Mv) correlacionables con la FmSP se exponen principalmente en el Cerro Portezuelo y en afloramientos aislados en la porción central del Valle Ojos Negros (Figura 5). Los afloramientos más extensos se encuentran en el Cerro Portezuelo y se consideran parte de la misma unidad ígnea que los sills que intruyen al CpBC en el oriente del valle. Uno de estos sills de composición basáltico-andesítica que intruye a meta-areniscas muestra una textura pseudoestratificada definida por arreglos de grano grueso y fino de clinopiroxeno > ortopiroxeno ≥ hornblenda, con plagioclasa anhedral intersticial (labradorita) en proporción menor a 1%. Cerca de la comunidad Real del Castillo Viejo los afloramientos son aislados, mientras que, al sur de la comunidad de Real del Castillo Nuevo, esta unidad se encuentra en cerros más amplios y continuos (Figura 2a). En ambas zonas las metandesitas están brechadas, muestran fábricas protomiloníticas y una foliación bien desarrollada en una mineralogía de cuarzo, plagioclasa y epidota con porfiroclastos de uralita y hornblenda (Tabla 1).

Los afloramientos más extensos y continuos de rocas metavolcánicas del Cerro Portezuelo (Figura 5), muestran un grado metamórfico dominante en las facies de esquistos verdes. La unidad lávica en la parte central del cerro (Figura 5b) está intensamente cizallada y tiene un aspecto lávico brechado, pero conserva sectores con textura intergranular porfídica, con cristales euhedrales y subhedrales de hornblenda y clinopiroxenos y plagioclasa anhedral intersticial en mosaicos. El clinopiroxeno está uralitizado y el contenido de magnetita es mayor al 1%, lo que se refleja en su susceptibilidad magnética alta.

En el sector oeste del cerro se localiza un banco de material de una zona que contiene talco (Servicio Geológico Mexicano, 2003; Figura 5a). La roca está milonitizada y corresponde a un esquisto de clorita (clinocloro), talco y epidota. Los cristales de clorita están orientados paralelos a la foliación y al emplazamiento por cabalgamiento hacia el NW de esta parte del cerro. En su conjunto, el cerro Portezuelo desarrolla estructuras por acortamiento orientado hacia NNE (Apolinar Morales, 2025). Se interpreta que el protolito posiblemente se asocie a un sill de clinopiroxenita pues la susceptibilidad magnética es muy baja, en comparación con los valores promedio de peridotitas serpentinizadas, donde el contenido de magnetita formado por la serpentinización del olivino es alto. La interpretación anterior se soporta en la presencia de clinopiroxenitas cloritizadas, prácticamente sin deformación, en el extremo oriental del Cerro Portezuelo. Las muestras de esta zona oriental contienen cristales y seudomorfos de clinopiroxeno (Figura 5c).

Plutones y diques del Valle Ojos Negros

El Valle Ojos Negros está bordeado en el ENE por rocas metamórficas del CpBC, en el WNW por la FmSP y en la parte sur, por plutones félsicos al este y sur y máficos al oeste (Figura 2a). En el norte del valle el plutón Timoteo se distingue claramente en imágenes satelitales. Aunque no se tuvo acceso directo a su interior, en su borde suroeste se muestrearon rocas plutónicas y diques félsicos orientados NW-SE, que atraviesan tanto al plutón Timoteo como al adyacente plutón El Barbón. Por esta razón, se infiere que pertenecen al mismo sistema magmático (s.l.) y por ello se describen como un ensamble plutónico.

Hacia el ESE se reconoció un conjunto de plutones con aspecto anidado, denominados plutón La Huerta, el cual también está intruido por el enjambre de diques San Marcos. En la parte occidental del valle se encuentra la franja de plutones que de norte a sur comprende: Guadalupe, Los Cascabeles y El Alamar. El plutón Guadalupe, de dimensiones batolíticas, tiene rocas máficas (dioritas) muy magnéticas en su parte central, seguido de los plutones Los Cascabeles y El Alamar hacia el sur (Figura 2a). De acuerdo con la longitud y orientación dominante hacia el NW, los diques que se describen en esta sección se considera que están asociados con el sistema del enjambre de diques San Marcos.

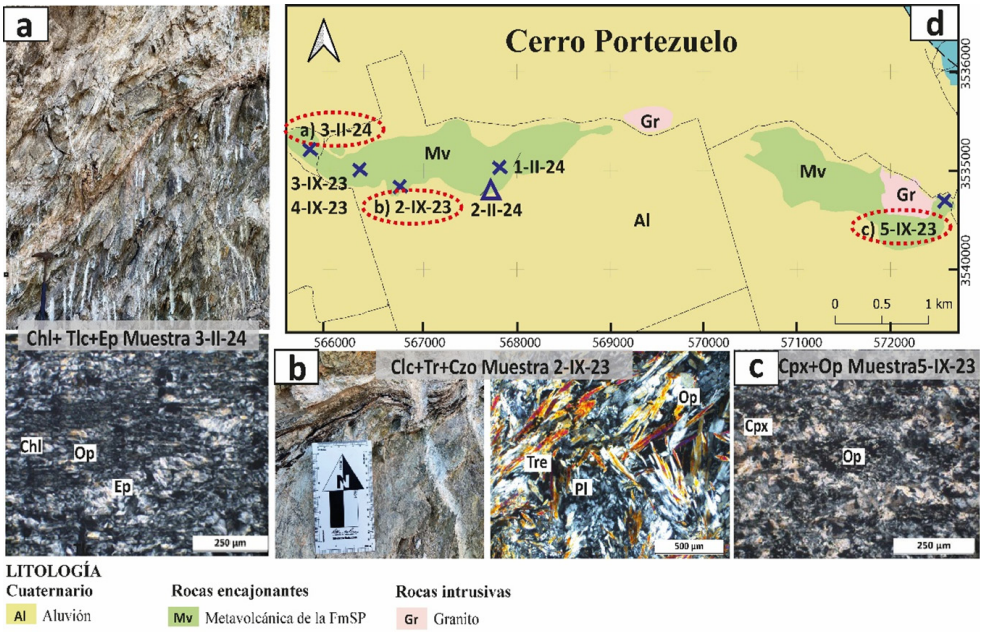

Figura 5. a) Afloramiento de una cata de talco en el extremo occidental del cerro Portezuelo y abajo la lámina delgada correspondiente que muestra cristales de clorita paralelos a la foliación, b) Afloramiento de metalava en la parte central del cerro y lámina delgada que muestra relictos de plagioclasa y hornblenda en una matriz vítrea recristalizada, c) Fotomicrografía de clinopiroxenita cloritizada del sector oriental del cerro y d) Mapa litológico del cerro y d) Mapa litológico del Cerro Portezuelo. Abreviaturas: Chl: Clorita, Cpx: Clinopiroxeno, Czo: Clinozoisita, Op: Opacos, Pl: Plagioclasa y Tre: Tremolita.

Plutones orientales

Plutones Timoteo y El Barbón

El plutón Timoteo intruye aparentemente al plutón El Barbón y el conjunto define un ensamble intrusivo. Se muestreó únicamente el margen suroeste del plutón Timoteo (Figura 2a), cuya composición es tonalítica, caracterizada mineralógicamente (Figura 6) por plagioclasas (oligoclasa- andesina), biotita y muscovita, y abundante cuarzo intersticial (Tabla 1).

El plutón El Barbón, al sureste del plutón Timoteo, aflora de forma discontinua, en un arreglo de aspecto curvilíneo y paralelo a las fracturas de las rocas metasedimentarias del CpBC (Ms en la Figura 2c). Su composición varía de granodiorita a granito y está intruido por diques, principalmente máficos, del enjambre de diques San Marcos. Los afloramientos graníticos del sur del plutón (Figura 4) forman cuerpos con una foliación definida por bandas de biotita. Es común observar evidencias de mezcla de magmas (*mingling*; Figura 7a), así como enclaves máficos elongados a lo largo de la foliación (Figura 7b). Petrográficamente, las muestras grafican en el diagrama QAP (Figura 6) en los campos de granito y granodiorita, entre las series cálcica y calcoalcalina (Frost y Frost, 2008). En todas se observa una textura holocristalina de grano medio, compuesta por biotita y muscovita y ocasionalmente por granate (Figura 7c). Las plagioclasas (oligoclasa-andesina) son subhedrales, zonadas y presentan maclas polisintéticas. Son comunes las texturas pertíticas y mirmequíticas (Figura 7d; Tabla 1).

Plutón La Huerta

El plutón La Huerta consiste en un conjunto de cuerpos intrusivos elípticos, de aspecto anidado y elongado hacia el norte (Figura 2a). Su geometría es compleja y dificulta determinar el orden de emplazamiento de los plutones, cuyas dimensiones son menores a 40 km^2. Las

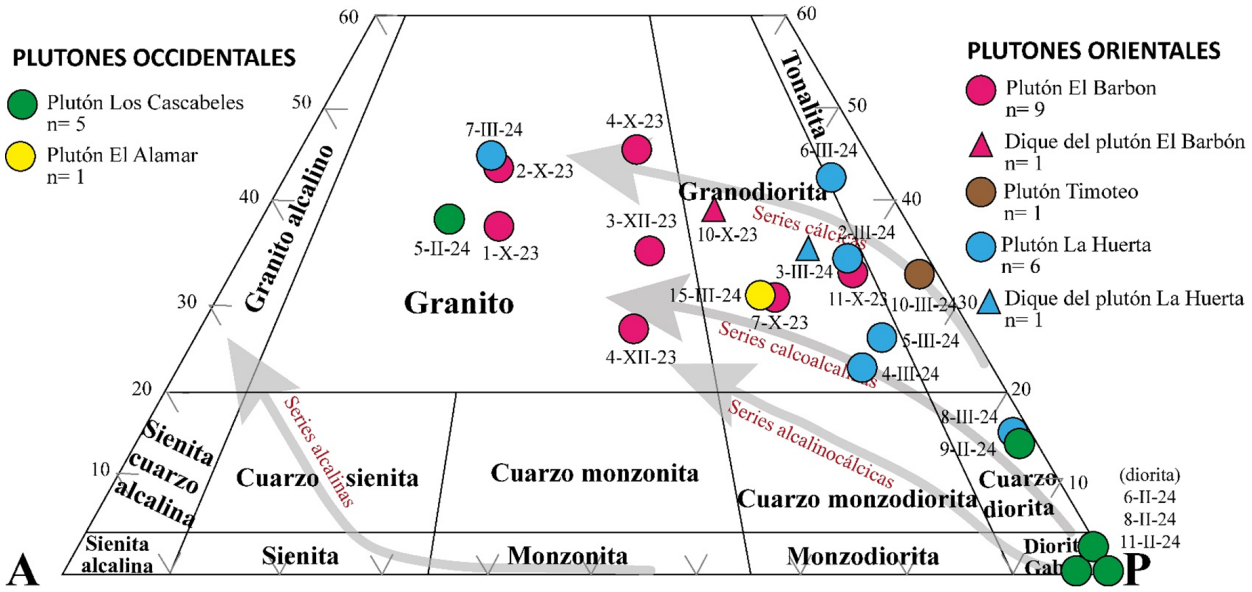

Figura 6. Diagrama de clasificación modal QAP (Le Maitre et al., 2002) de las rocas intrusivas del Valle Ojos Negros y series composicionales para rocas plutónicas según Frost y Frost (2008).

secciones muestreadas corresponden a rocas mayoritariamente de grano grueso con foliación bien desarrollada. En el interior del conjunto predominan cuarzodioritas de hornblenda-biotita, mientras que hacia el sur la composición varía a tonalita- granodiorita y, hacia el occidente, a granito. Según el diagrama QAP de la Figura 6, el conjunto es calcoalcalino y predominantemente cálcico (Frost y Frost, 2008), como el ensamble formado por los plutones El Barbón y Timoteo. En las cuarzodioritas son comunes los enclaves máficos elongados en la dirección de la foliación (Figura 8a). Petrográficamente presentan texturas holocristalinas de grano grueso con plagioclasas (oligoclasa- andesina) con maclas polisintéticas (Figura 8b). Las granodioritas son las rocas más abundantes (Figura 6), tienen textura holocristalina de grano medio (Figura 8c) y, en algunos afloramientos, se observan segregaciones de magma félsico orientadas perpendicularmente al flujo, asociados posiblemente al emplazamiento a lo largo de las fracturas de contracción durante enfriamiento de la masa granodiorítica. En secciones delgadas, son comunes los óxidos de Fe-Ti distribuidos en la matriz. Las rocas de composición tonalítica se caracterizan por presentar grano medio y foliación definida por minerales máficos. Al microscopio desarrolla texturas mirmequíticas y pertíticas en los feldespatos potásicos. Finalmente, en la parte interior y posiblemente más joven del intrusivo, aflora un granito de biotita y muscovita (Figura 8d). En lámina delgada se observan texturas mirmequíticas en una matriz de grano fino dominada por plagioclasa y biotita (Tabla 1).

Plutones occidentales

Plutón Los Cascabeles

En el sector occidental del Valle Ojos Negros, el plutón Los Cascabeles se identificó inicialmente por sus valores altos de susceptibilidad magnética (> 500 nT; Apolinar Morales, 2025). Este plutón de aproximadamente 6 km de diámetro, el cual intruye en metandesitas (Mv) de la FmSP, se muestreó en su parte norte, al oeste del poblado Real del Castillo Nuevo (Figura 2a). Al igual que los plutones del oriente, está intruido por el enjambre de diques San Marcos, claramente visibles en imágenes satelitales. De acuerdo

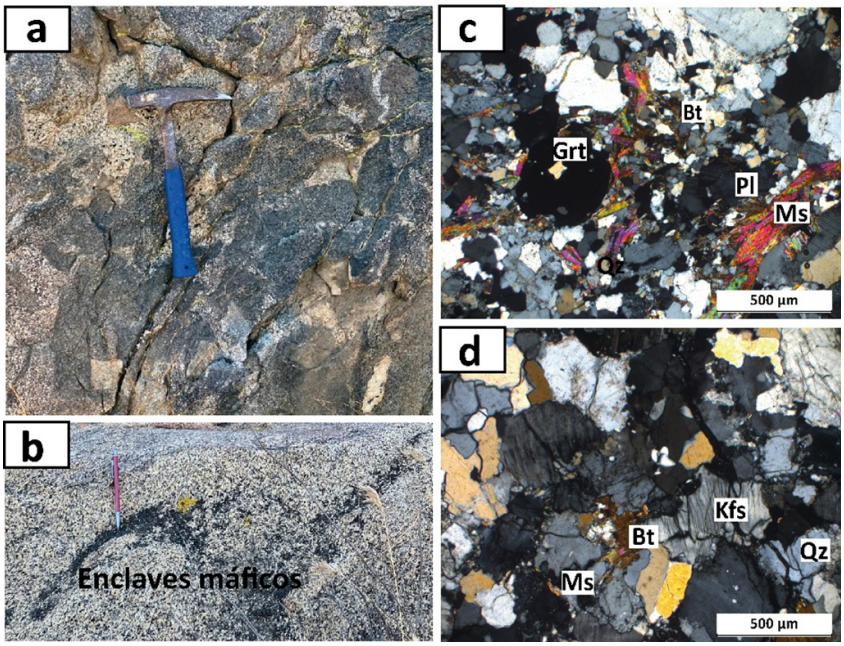

Figura 7. a) *Mingling* de diorita en tonalita b) Enclaves máficos plegados dentro de un cuerpo granítico. c) Microfotografía de un granito con textura hipidiomórfica de dos micas con granate (Grt). d) Fotomicrografía de un granito de dos micas con texturas de exsolución en feldespatos potásicos. Abreviaturas: Bt: Biotita, Grt: Granate, Kfs: Feldespato potásico, Ms: Muscovita, Pl: Plagioclasa y Qz: Cuarzo.plutónicas según Frost y Frost (2008).

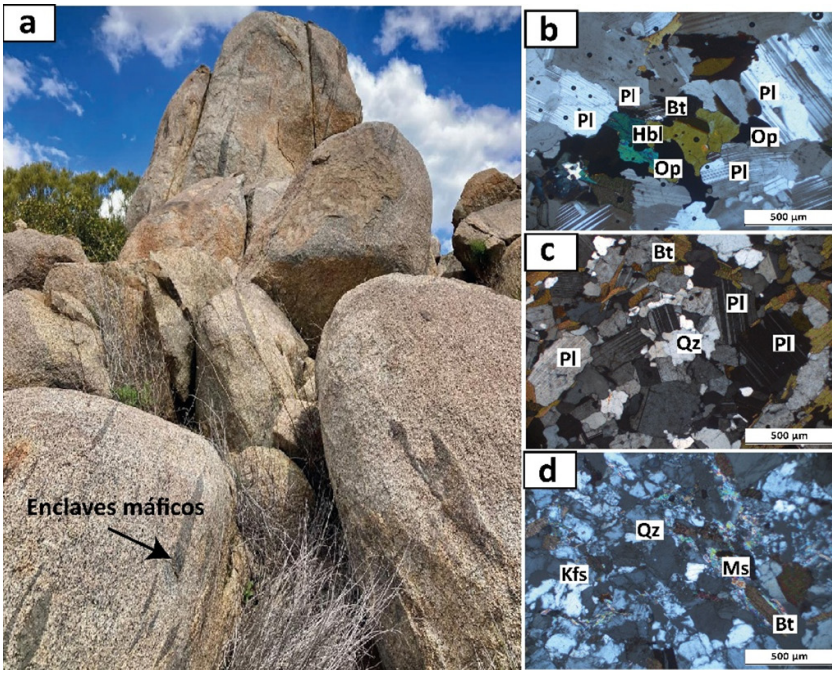

Figura 8. a) Afloramiento de cuarzodiorita del plutón La Huerta con enclaves máficos elongados paralelos a la foliación. b) Fotomicrografía de cuarzodiorita de hornblenda y biotita con plagioclasa (oligoclasa-andesina), c) Fotomicrografía de granodiorita de biotita de grano medio, d) Fotomicrografía de granito de dos micas de grano fino a medio fuertemente fracturada. Abreviaturas: Bt: Biotita, Hbl: Hornblenda, Kfs: Feldespato potásico, Ms: Muscovita, Op: Opacos, Pl: Plagioclasa y Qz: Cuarzo.

con el diagrama QAP de la Figura 6, (Le Maitre *et al*., 2002) su composición es principalmente diorítica y aparentemente pertenece a la serie calcoalcalina. Las rocas dioríticas presentan texturas de grano medio a grueso y, en sección delgada, los cristales son subhedrales y anhedrales. Contiene hornblenda y clinopiroxeno parcialmente tremolitizados, con hábito fibroso, mientras que los óxidos de Fe- Ti son abundantes en la matriz (Figura 9a). Cerca de Real del Castillo Nuevo, al oeste, se observan afloramientos de cuarzodiorita compuestos por plagioclasa (andesina), hornblenda, clinopiroxeno y cuarzo intersticial (Figura 9b; Tabla 1). Adyacente a estas, aflora un dique granítico de grano medio, con cristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) con maclas polisintéticas, feldespato potásico con textura pertítica y biotita.

Plutón El Alamar

El plutón El Alamar en el sureste del Valle Ojos Negros, tiene un diámetro aproximado de 5 km, de acuerdo con imágenes satelitales de Google Earth. En estas se distinguen al menos dos estructuras circulares posiblemente relacionadas con pulsos magmáticos. Aunque no se observan rocas encajonantes cercanas, es probable que éstas sean del CpBC que afloran hacia el sur y este del plutón. Un sitio de muestreo en la periferia del intrusivo reveló una composición granodiorítica, determinada mediante el diagrama QAP (Figura 6). Petrográficamente la muestra presenta cristales subhedrales y una mineralogía dominada por plagioclasa (oligoclasa- andesina; Tabla 1) y, a diferencia del plutón Los Cascabeles, no contiene óxidos de Fe.

Enjambre de diques San Marcos

En distintos sectores del Valle Ojos Negros, particularmente en su margen oriental, afloran estructuras del enjambre de diques San Marcos (Figura 2). En el sector oriental del valle, el plutón Timoteo presenta la mayor concentración de diques de los cuales, en dos sitios de muestreo, estos son de composición dacítica, de acuerdo con su contenido de plagioclasa (oligoclasa). En sección delgada, una de las muestras exhibe una textura afanítica, cuya matriz está compuesta por clinozoisita, tremolita y óxidos de Fe- Ti. Un dique adyacente presenta una textura porfídica, con fenocristales de biotita y plagioclasa, en la que resaltan texturas esqueletales y plumas en plagioclasas, indicativas de su rápido enfriamiento (Tabla 1). En contraste, los diques asociados al sistema magmático del plutón El Barbón son de granodiorita de dos micas (Figura 6).

En el plutón La Huerta, los diques se concentran en su margen occidental. Al sur, las rocas granodioríticas están intruidas por diques, algunos de ellos posiblemente son protusivos. Se analizó una muestra de grano medio y textura holocristalina formada únicamente por plagioclasa con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Otro conjunto de diques dispuesto de forma concéntrica, intruye en el cuerpo granítico. La composición de este grupo de diques con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa (andesina), biotita y cuarzo corresponde a granodiorita de biotita (Tabla 1).

En la zona del plutón Los Cascabeles los diques dioríticos son los dominantes. Al sur del plutón se observan dos diques de composición e inclinación contrastantes (Figura 9c). El dique máfico es diorítico, formado por plagioclasa (labradorita-andesina) anhedral saussuritizada y óxidos de Fe- Ti secundarios (Tabla 1). Hacia el norte del plutón, un dique andesítico porfídico muestra fenocristales de plagioclasa (andesina) orientados paralelamente a las paredes según la foliación dominante, así como hornblenda, epidota y cuarzo. Son comunes los diques tonalíticos con fenocristales de biotita en una matriz de plagioclasa.

Finalmente, en el plutón El Alamar se recolectó un dique cuarzodiorítico con variación textural desde afanítica en los bordes hasta fanerítica en el centro, lo que refleja el gradiente de temperatura durante su emplazamiento.

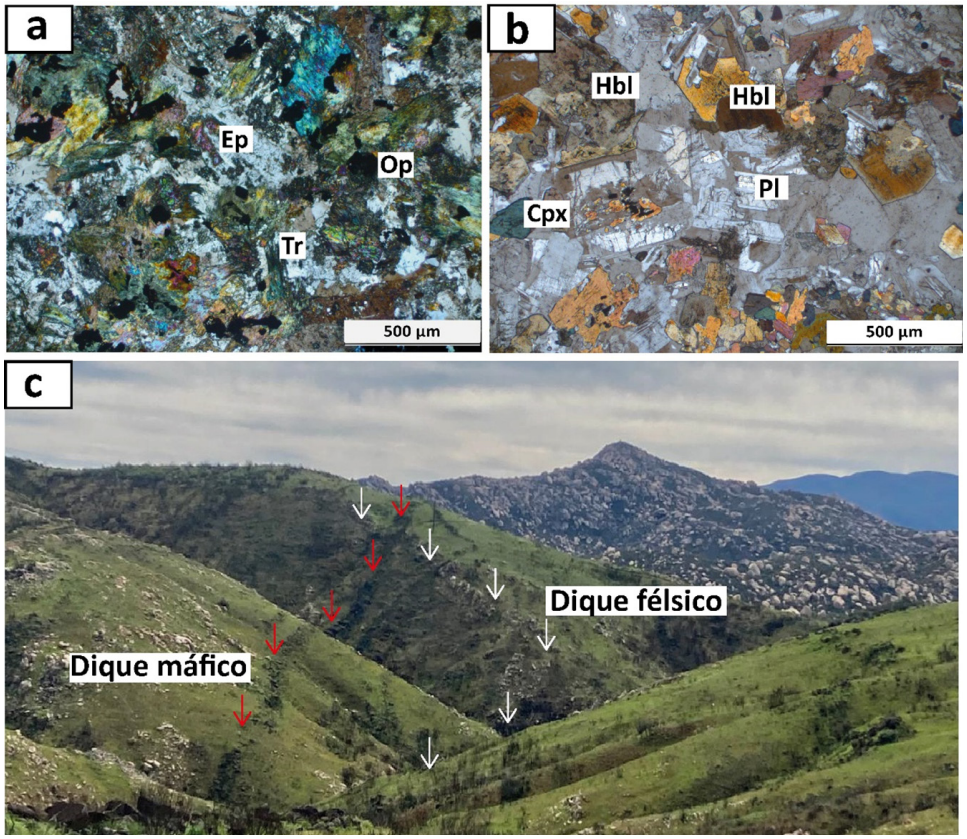

Figura 9. a) Fotomicrografía de diorita de hornblenda tremolitizada con hábitos fibrosos, b) Fotomicrografía de cuarzodiorita de hornblenda, c) Diques asociados al enjambre de diques San Marcos (señados con flechas rojas) expuestos en el sector del plutón Los Cascabeles. Los diques félsicos marcados con flechas blancas son más jóvenes y cortan a los de San Marcos. Abreviaturas: Cpx: Clinopiroxeno, Ep: Epidota, Hbl: Hornblenda, Op: Opacos, Pl: Plagioclasa y Tr: Tremolita.

Geoquímica

Se seleccionaron 21 muestras para su análisis geoquímico (Figura 2), de las cuales, cinco son de rocas encajonantes, cuatro de rocas metaígneas de la FmSP del Cerro Portezuelo y una es de un sill emplazado en CpBC, en la zona del plutón El Barbón. Las 11 muestras restantes corresponden a rocas plutónicas y diques del Cinturón Batolítico Peninsular.

Rocas metaígneas

Se analizaron seis muestras de rocas metaígneas de la FmSP, de las cuales cuatro se encuentran en el cerro Portezuelo y la última, en la zona del plutón El Barbón, es del *sill* con fábrica pseudoestratificada que intruye al CpBC.

Para su clasificación, se utilizó el diagrama Zi/TiO_2 vs. SiO_2 de Winchester y Floyd (1977; Figura 10a). La mayoría de las muestras se agrupan en los campos de andesita y basalto subalcalino respectivamente, con excepción de las muestras 5-IX-23 y 3-II-24, que por su baja concentración de SiO_2 (<30%), no se incluyen en el diagrama. Sin embargo, su alto contenido en magnesio (≈30%) sugiere que su protolito está asociado con basalto de olivino (picritas), aquí descrito como metabasita. Es importante observar que el contenido de SiO_2, Al_2O_3, FeOT, MgO y H_2O+ en estas metabasitas (5-IX-23 y 3-II-24) es notablemente similar al del clinocloro de Mg-Al (Deer *et al*., 2013).

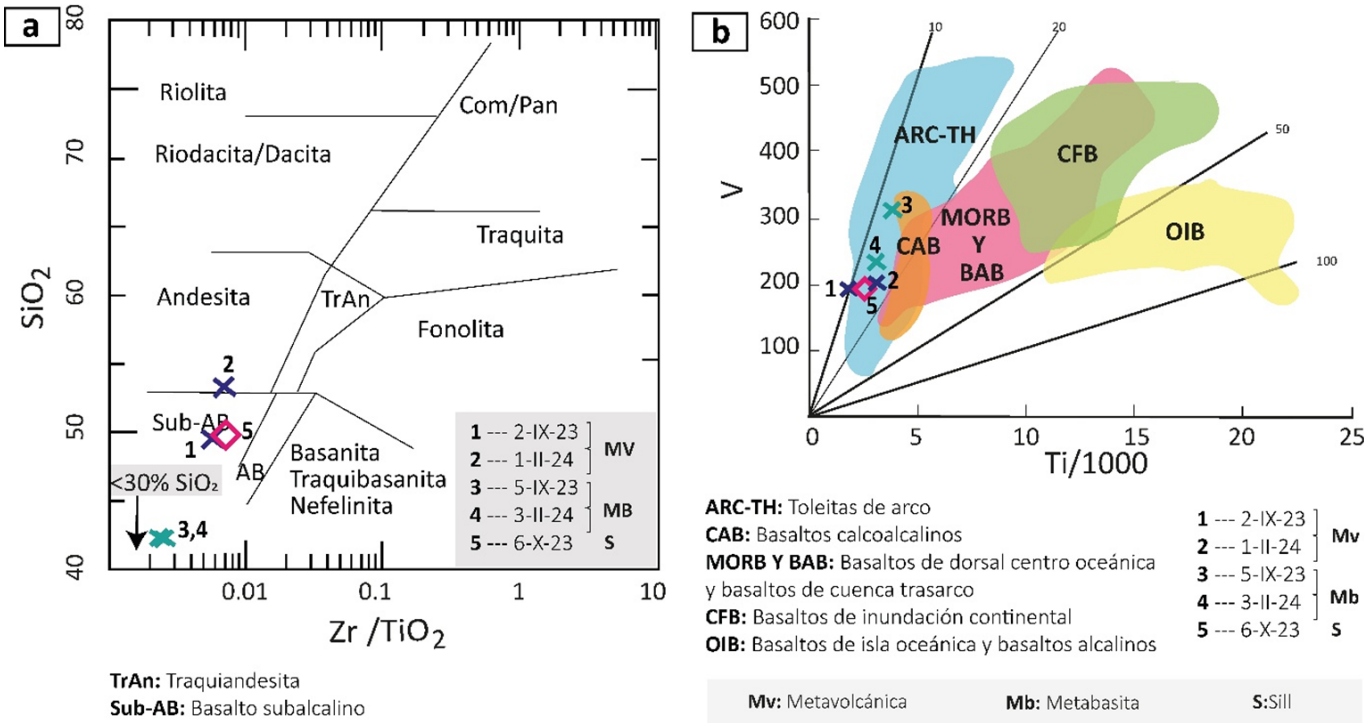

Figura 10. Clasificación geoquímica de las rocas metaígneas del Valle Ojos Negros. a) Diagrama SiO_2 vs. Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd,1977). b) Clasificación tectonomagmática de rocas basálticas Ti/1000 vs. V (Shervais, 1982).

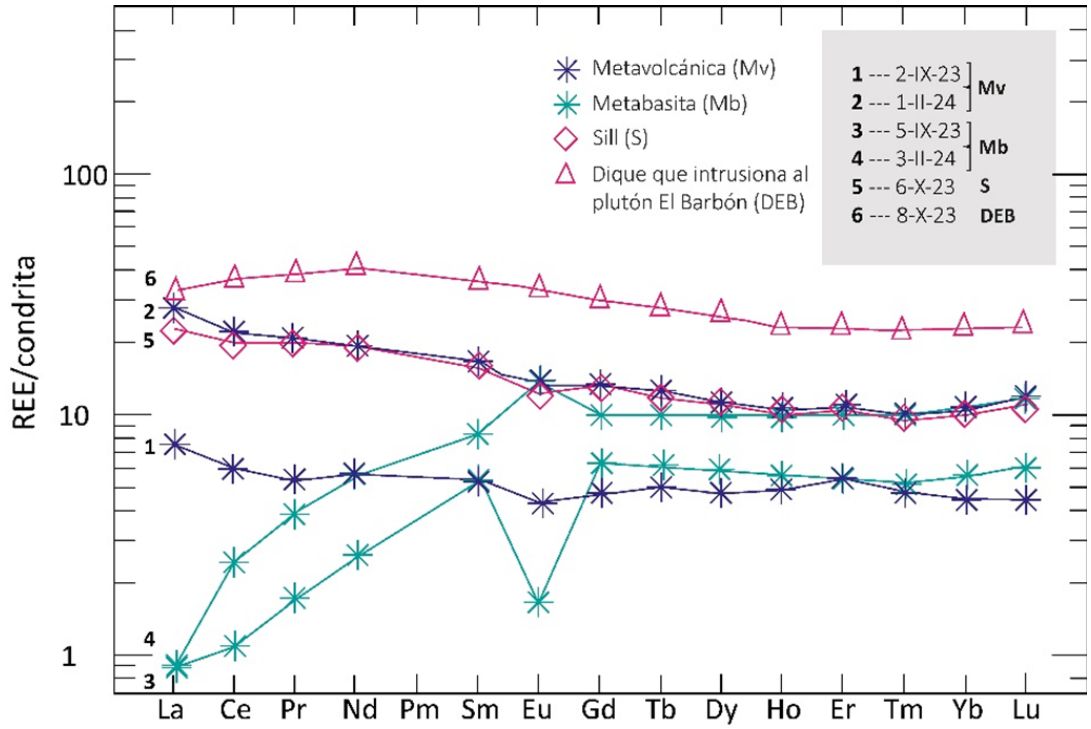

Figura 11. Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas metaígneas del Valle Ojos Negros pertenecientes a la Formación Santiago Peak.

Debido a que el Ti y el V son inmóviles tanto en condiciones de hidrotermalismo como de metamorfismo de grado intermedio a alto (Rollinson, 1993), se empleó el diagrama de discriminación tectónica de Shervais (1982; Figura 10b) para clasificar las rocas metaígneas. En la gráfica, todas las muestras se agrupan en el campo de toleitas de arco.

En cuanto al patrón de tierras raras, las metalavas del sector central del Cerro Portezuelo (2-IX-23 y 1-II-24), el *sill* que intruye a las rocas metasedimentarias en la zona del plutón El Barbón (6-X-23), así como el dique máfico que intruye al mismo plutón (8-X-23), muestran un patrón plano y paralelo entre sí, indicando una variación progresiva de rocas posiblemente cogenéticas (Cox *et al.*, 1979). Las metabasitas presentan patrones notablemente pobres en tierras raras ligeras, semejantes a los coeficientes de partición de la hornblenda en líquidos basálticos (Figura 11). Estas últimas se diferencian entre sí por las anomalías de Eu que, en el caso de la 5-IX-23 (Eu= 0.092; An=2.67, Ab=0.04, An/Ab= 66.75) es negativa y en la 3-II-24 (Eu= 0.762; An=1.55, Ab= 0.085, An/Ab=19.37) es positiva por efecto de la cristalización de la plagioclasa.

Rocas plutónicas y diques

Elementos mayores

Para determinar cuantitativamente el grado de meteorización de las rocas intrusivas, se empleó el diagrama de índice de intemperismo químico MFW de Otha y Arai (2007; Figura 12a). Estos autores indican que los vértices M y F representan una fuente máfica y félsica, respectivamente, mientras que el vértice W identifica el grado de meteorización independientemente de la composición química del protolito. Se analizaron muestras de siete rocas plutónicas y nueve de diques presumiblemente asociados al enjambre de diques San Marcos. Todas grafican dentro de la tendencia de las rocas ígneas, lo que sugiere que están frescas o poco intemperizadas y, por lo tanto, son óptimas para su análisis químico. Las muestras de los plutones orientales (El Barbón y La Huerta) se concentran dominantemente hacia el vértice félsico, mientras que, en el sector occidental, la muestra del plutón Los Cascabeles y dos diques que intruyen en los plutones El Barbón y El Alamar se encuentra cerca del vértice máfico.

En el diagrama TAS de Middlemost (1994; Figura 12b), tanto las rocas plutónicas, como los diques, se ubican en el campo subalcalino y presentan una variación composicional desde gabro hasta granito, mostrando un vacío composicional en el campo de la diorita. Todas las muestras plutónicas del sector oriental (El Barbón y La Huerta) se concentran en los campos de la granodiorita y el granito, mientras que las del plutón Los Cascabeles grafican en el campo del gabro. Las correspondientes al enjambre de diques San Marcos se concentran principalmente en los campos de granodiorita y granito, excepto las dos muestras de diques máficos que intruyen en los plutones El Barbón y El Alamar.

Según la clasificación geoquímica de Frost y Frost (2008), el conjunto de rocas intrusivas es dominantemente férrico y peraluminoso (Figura 12 c y d). El diagrama Fe* vs. SiO_2 muestra que la mayoría de las muestras plutónicas grafican en el campo férrico, excepto las muestras de granodiorita de los plutones El Barbón y El Alamar. En conjunto, las rocas de los plutones El Barbón y La Huerta presentan una tendencia composicional desde valores magnésicos hasta férricos conforme aumenta su contenido de sílice (Figura 12c).

En cuanto al índice de saturación de aluminio, se observa en la Figura 12d que las rocas básicas interpretadas como parte de la FmSP y del plutón occidental de Los Cascabeles, son metaluminosas, mientras que el resto grafican en el campo peraluminoso. Las más orientales son más ricas en aluminio, mientras que las muestras graníticas de dos micas del plutón El Barbón son las que tienen los valores más altos de saturación de aluminio. Igualmente, la mayoría de las muestras del enjambre de diques San Marcos son peraluminosas.

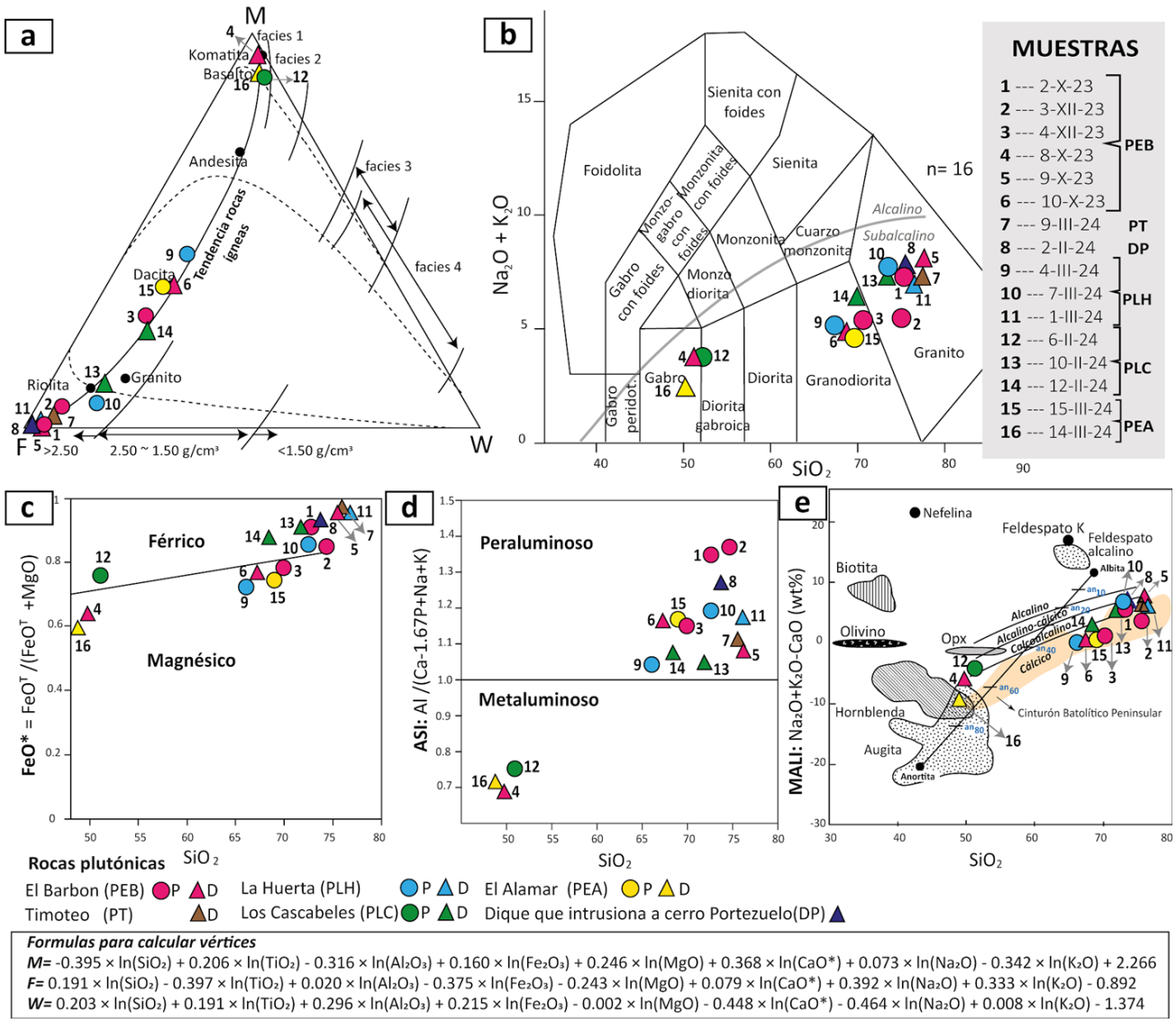

Figura 12. Diagramas de clasificación geoquímica para las rocas plutónicas del Valle Ojos Negros. a) Diagrama de índice de Intemperismo químico MFW de Otha y Arai (2007), donde M, F y W representan las fuentes máficas, félsicas y materiales intemperizados, respectivamente. Las líneas discontinuas en (a) representan tendencias lineales composicionales para los perfiles de meteorización de basalto, diorita y granito, b) Diagrama de álcalis total vs. sílice (TAS; Middlemost, 1994) de las rocas intrusivas, con la subdivisión entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971; tomado de Rollinson y Pease, 2021). c) Diagrama de sílice vs. FeO*= FeOT/(FeOT+MgO), d) Diagrama de sílice vs. índice de saturación de aluminio (ASI) y e) Diagrama de sílice vs. índice modificado de álcalis menos CaO (MALI) donde se muestra que la mayor parte de las muestras se encuentran en el campo cálcico, que caracteriza al Cinturón Batolítico Peninsular. El listado numérico indica la clave de cada muestra. Abreviaturas: PEB: plutón El Barbón, PT: plutón Timoteo, DP: dique en el cerro El Portezuelo, PLH: plutón La Huerta, PLC: plutón Los Cascabeles, pEA: Plutón El Alamar.

En el diagrama de índice modificado de álcalis menos calcio (MALI) vs. sílice (Figura 12e) las muestras en su conjunto definen una tendencia desde el campo cálcico, donde grafican las rocas básicas metaluminosas hasta aproximadamente 71% de SiO_2, donde el conjunto evoluciona hacia el campo calcoalcalino. Hasta ese rango de SiO_2, la serie se encuentra en el campo del Cinturón Batolítico Peninsular descrito por Frost y Frost (2008).

Se observa en el diagrama de clasificación de minerales normativos An-Ab-Or (Barker, 1979; Figura 13a) que prácticamente todas las muestras que grafican en el campo del granito pertenecen a plutones de la zona oriental. Asimismo, es claro el enriquecimiento progresivo en ortoclasa, desde 10 hasta el 45%, mientras que la albita se mantiene en proporciones entre aproximadamente el 45 y 50%, del total de rocas intrusivas del área de estudio. Esta variación en los contenidos de Na_2O y K_2O se muestra más claramente en los diagramas de variación de Na_2O y K_2O (Figura 13b y c), donde se observa que el Na_2O permanece relativamente constante entre 3% y 4%, mientras que el K_2O varía aproximadamente entre 1 y 4.5%.

Elementos traza y tierras raras

Las concentraciones de tierras raras (REE) obtenidas del muestreo de este estudio se presentan en la Tabla 2 y en la Figura 14. Su agrupamiento obedece a las relaciones de campo, de forma que en la Figura 14a se agrupan, en un ensamble los plutones El Barbón y Timoteo, además de un dique que corta las rocas metavolcánicas en el Cerro Portezuelo, el cual es probable que pertenezca al plutón El Barbón. Por separado se presentan los plutones La Huerta, Los Cascabeles y El Alamar.

En el diagrama de la Figura 14a se muestran los patrones de REE para las rocas plutónicas y diques del plutón El Barbón, así como los diques que intruyen al plutón Timoteo y al cerro El Portezuelo. Los patrones son subparalelos mostrando enriquecimiento en las tierras raras ligeras en todos los casos, excepto en el dique granítico que intruye a las rocas básicas del cerro El Portezuelo, el cual muestra también una anomalía negativa de Eu. Con excepción de las muestras de granodiorita (muestras 10-X-23 y 4-XII-23), las rocas más ácidas tienen anomalías negativas de Eu, característica de la cristalización de la plagioclasa. Las muestras sin anomalía de Eu muestran un empobrecimiento en las REE pesadas posiblemente debido a la influencia del granate, particularmente presente en los plutones orientales.

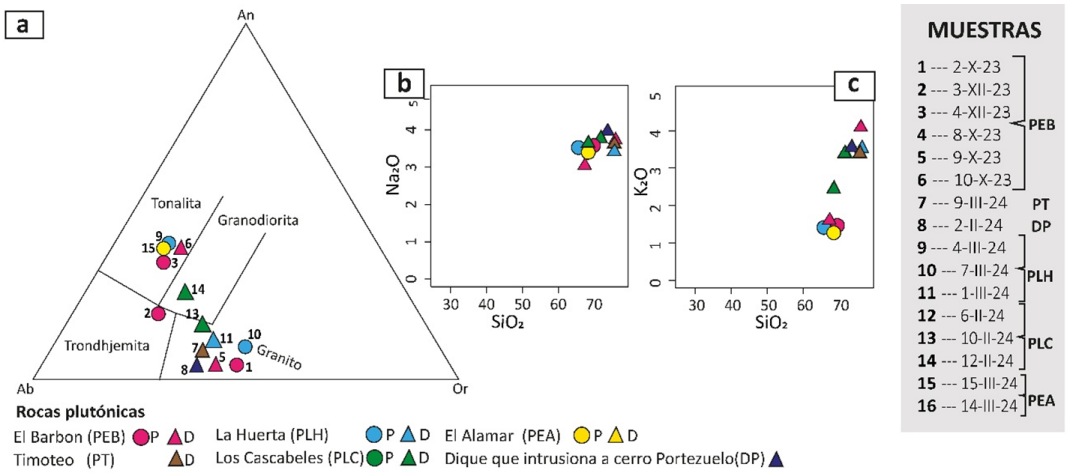

Figura 13. a) Diagrama de clasificación An-Ab-Or normativos de Barker (1979). b) Diagrama Na_2O vs. sílice. c) Diagrama K_2O vs. sílice.

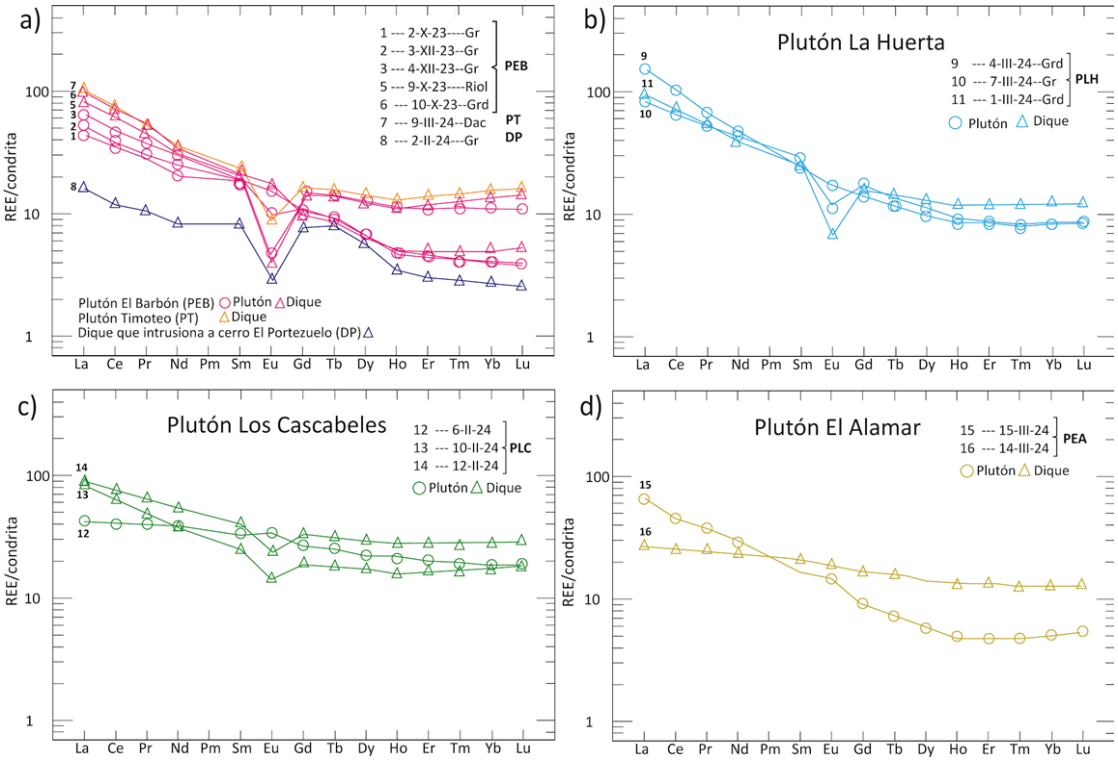

Figura 14. Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas plutónicas y diques del área de estudio, separada por plutón analizado.

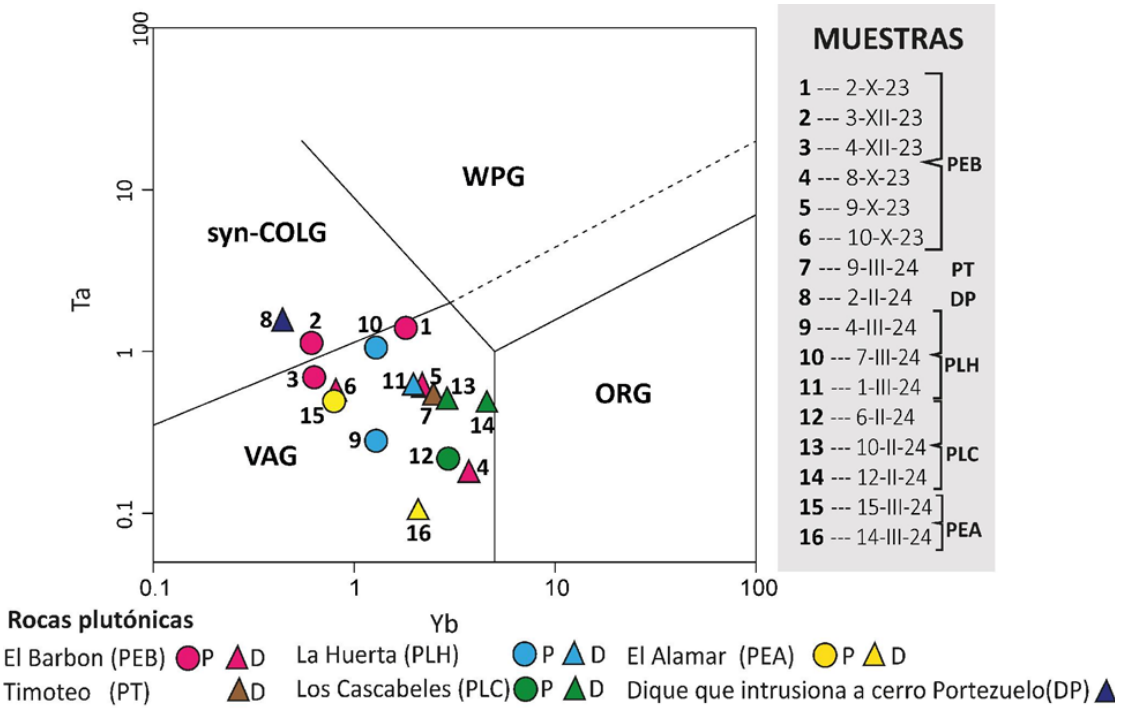

Figura 15. Diagrama de discriminación tectónica para granitos (Pearce *et al.*, 1984). Abreviaturas: VAG: granitos de arco volcánico, syn-COLG: granitos sincolisionales, WPG: granitos intraplaca and ORG: granitos de dorsal oceánica (ORG).

Los patrones del conjunto La Huerta (Figura 14b) son similares al ensamble del El Barbón y Timoteo, mientras que en el plutón Los Cascabeles una muestra de diorita marca una ligera anomalía positiva en Eu (Figura 14c).

El patrón de la muestra del plutón El Alamar es contrastante respecto al dique máfico que lo intruye, en la muestra del plutón se observa un enriquecimiento en las tierras raras ligeras respecto a las pesadas y el dique un patrón casi horizontal (Figura 14d).

Con respecto a la discriminación de ambientes tectónicos de los granitos, se eligió el diagrama Yb-Ta de Pearce *et al*. (1984) pues tiene una efectividad superior al 75% en la identificación de ambientes sin-colisionales y de arco volcánico. La mayoría de las muestras de rocas intrusivas del Valle Ojos Negros se ubican en el campo de granitos de arco volcánico (Figura 15). Las rocas graníticas de dos micas del plutón El Barbón, que son peraluminosas, se localizan próximas al límite entre los campos de granito de arco y los colisionales. En esta frontera, los valores altos de Ta se asocian con la presencia de aluminosilicatos como el granate y las micas (biotita y muscovita). La muestra del dique félsico que intruye a las metabasitas en el cerro Portezuelo grafica en el campo de granitos sin colisionales.

Discusión

Petrogénesis de las rocas encajonantes

En la región del Valle Ojos Negros, en el noroeste de la península de Baja California, se tiene un registro geológico dominado por rocas intrusivas del Cinturón Batolítico Peninsular. Dicho cinturón pertenece a un arco continuo que, atendiendo al mapa de campo magnético de Langenheim *et al*. (2014), se extendería hasta la región de Los Cabos, Baja California Sur. En la porción septentrional del arco se desarrolló la Formación Santiago Peak (FmSP) sobre la corteza continental y, hacia el sur, el arco de islas Alisitos sobre corteza oceánica. Cerca del área de estudio, hacia el norte, depósitos de talud continental del Ordovícico de la margen occidental de Norteamérica están cubiertos por depósitos sedimentarios y volcanosedimentarios correlacionables con el Complejo Bedford Canyon (CpBC) el cual constituye la unidad más antigua en la porción oriental del Valle Ojos Negros. Las metasamitas y metapelitas que la conforman alcanzan el grado de anfibolita inferior (zona de estaurolita) asociadas con metamorfismo regional. Esa secuencia está intruida por diques máficos, entre los cuales, destaca un sill basáltico que se interpreta que está asociado con el volcanismo de la FmSP del Cretácico Inferior (ca. 128 Ma; Herzig y Kimbrogh, 2014).

En el valle, el volcanismo de la FmSP tiene sus afloramientos más extensos en el cerro Portezuelo, donde se desarrollan fábricas miloníticas en su porción occidental y deformación penetrativa en la parte central y oriental. El contenido de SiO_2 de estas rocas volcánicas basálticas a basáltico-andesíticas es menor a 53% y el MgO es del orden del 30%, similar a los basaltos picríticos.

Los patrones paralelos de REE sugieren una relación cogenética entre las rocas asociadas con la FmSP. Se infiere que los sills máficos representan una fracción subvolcánica de volcanes compuestos como los cartografiados en el oeste (Ledesma Aguilar, 2018). Compilaciones recientes (Contreras-López *et al*., 2021) documentan rocas metaígneas jurásicas (ca. 160–170 Ma) en la porción norte del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), a la latitud de Los Ángeles, California, las cuales son interpretadas como una fracción de arco oceánico y contrastan con las unidades más orientales que muestran evidencia de contaminación cortical (Kistler *et al*., 2014). En ambos casos, las rocas jurásicas y cretácicas intruyen en secuencias metasedimentarias del Triásico–Jurásico correlacionables con el Complejo Bedford Canyon (Kistler *et al*., 2014), lo que sugiere una evolución magmática continua desde el Jurásico hasta el Cretácico Temprano.

Petrogénesis de las rocas plutónicas y diques

En su conjunto, los plutones del área de estudio

muestran una variación composicional casi continua desde la diorita hasta el granito, con afinidades entre las series cálcica y calcoalcalina. En el oriente, los plutones Timoteo y El Barbón, de composición granítica a granodiorítica, intruyen a rocas metasedimentarias del CpBC. Ambos intrusivos se caracterizan por la presencia de biotita, muscovita y granate, lo cual se manifiesta en los valores elevados del índice de saturación de aluminio (ASI) y sugiere contribución cortical. El conjunto de plutones La Huerta, muestra una variación mineralógica desde cuarzodiorita hasta granito y, de acuerdo con la historia evolutiva de plutones de la zona occidental del CBP, como los plutones San Telmo, Calmallí, La Primavera (Delgado Argote *et al*., 1995; Contreras López *et al*., 2018; Ávila Ortiz *et al*., 2026), se considera que las rocas graníticas son más jóvenes. El emplazamiento tardío de los stocks graníticos en los batolitos también se ha documentado en los plutones zonados de la zona oriental, como en San Pedro Mártir (Molina Garza *et al*., 2014).

En el occidente del Valle Ojos Negros, el plutón Los Cascabeles intruye a meta-andesitas de la FmSP. Según Frost y Frost (2008) las muestras que siguen la trayectoria de la serie cálcica son características del CBP, mientras que las calcoalcalinas caracterizan a las de Toulumne (Sierra Nevada, California, EUA). En ese sentido, las muestras del plutón Los Cascabeles pueden tener una asociación más cercana al CBP (sensu lato), mientras que las que se encuentran en la zona oriental, que incluyen granitoides de dos micas y granate, serían más afines a las series características de la Sierra Nevada.

En el área de estudio el enjambre de diques San Marcos (Farquharson, 2004), se extiende por lo menos 100 km, paralelo a la tendencia estructural regional. Intruye, tanto a las rocas encajonantes como a los plutones más viejos, con edades U-Pb en zircón de ca. 124 y 120 Ma (Böhnel *et al*., 2002; Farquharson, 2004; Almanza García, 2023). Este tipo de enjambres se han estudiado diversos sectores de Sierra Nevada, en California, EUA (Hopson et al., 2008) y enjambres como el de Independence, en Sierra Nevada, pudieron formarse en el techo de los plutones, en respuesta a esfuerzos de cizallamiento asociados con cambios rápidos en movimientos de bloques tectónicos, lo que explica la similitud en las edades entre los diques y los plutones que los contienen (Carl y Glazner, 2002).

En este contexto, se propone que los plutones del Valle Ojos Negros y los diques asociados provienen de una fuente magmática común. El diagrama TAS, muestra una progresión casi continua desde gabro hasta granito, mientras que el diagrama An-Ab-Or de Barker (1979; Figura 13a) refleja un patrón lineal que abarca desde la tonalita hasta el granito, lo que sugiere que la evolución magmática estuvo controlada principalmente por procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical. A medida que el magma se diferencia, cristaliza más el mineral máfico temprano y la plagioclasa rica en Ca, dejando un residuo enriquecido principalmente en potasio. Este comportamiento se refleja en los diagramas de sílice vs. K_2O y sílice vs. Na_2O, donde el K_2O muestra un enriquecimiento notable (0.16–4.5%), mientras que los contenidos de Na_2O permanecen relativamente constantes, entre 3 y 4 (Figuras 13b y c).

Relaciones geoquímicas regionales

En el contexto regional, y con fines comparativos, se observa en los diagramas de la Figura 16, donde están incluidas muestras de la FmSP en California, E.U.A. (Herzig y Kimbrough, 2014), así como los diques y rocas plutónicas de la zona entre el rancho San Marcos y el Valle Ojos Negros (Farquharson, 2004; Almanza García, 2023), una buena concordancia con las muestras analizadas de la zona de estudio. En el diagrama TAS de la Figura 16a el vacío entre el campo de la diorita y la fracción más pobre en sílice de la granodiorita se cubre ahora con las muestras de rocas plutónicas y el enjambre de diques San Marcos.

Las lavas de la FmSP con composiciones entre el basalto y la andesita son notablemente más pobres en álcalis que el conjunto formado por las rocas plutónicas y los diques de la región San Marcos-Ojos Negros (Figura 16a), lo cual puede deberse a su origen más primitivo durante las etapas iniciales del desarrollo del arco Santiago Peak. Con respecto a las rocas intrusivas de este trabajo, su distribución es similar a la del conjunto del enjambre de diques San Marcos de Farquharson (2004) y Almanza García (2023), de donde se infiere que existe una relación genética entre ambas unidades. Esta correspondencia también se refleja en el diagrama FeO* vs. SiO_2 (Figura 16b) donde las tendencias composicionales se superponen. Con respecto al contenido de Al interpretado a partir de ASI vs. SiO_2 (Figura 16c) es probable que los valores altos de la relación ASI en las rocas graníticas puedan atribuirse a una mayor contaminación cortical, en particular, de los intrusivos orientales. El enriquecimiento en K observado a partir del mayor contenido de ortoclasa en el diagrama An-Ab-Or (Figura 16d) de Barker (1979) sugiere la asimilación de material cortical, que en particular podría corresponder con las rocas metasedimentarias del talud continental. En términos generales, dicho enriquecimiento en K podría corresponder a los valores más altos de Rb con respecto al grupo de lavas de la

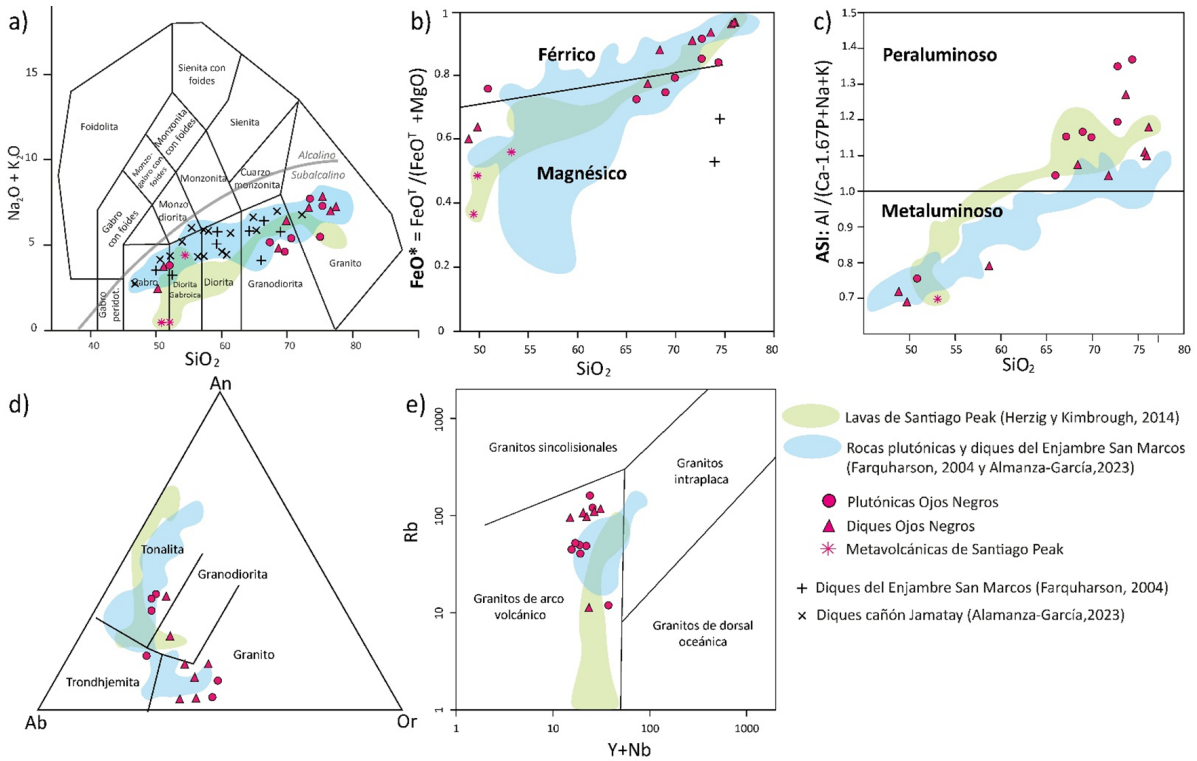

Figura 16. Diagramas de clasificación geoquímica de las rocas ígneas del Valle Ojos Negros, marcadas con símbolos en color rosa (este trabajo). Conjunto de muestras de la Formación Santiago Peak en el campo color verde (Herzig y Kimbrough, 2014) y conjunto de diques del Enjambre San Marcos en el campo azul (Farquharson, 2004 y Almanza García, 2023. a) Diagrama de álcalis totales vs. sílice (TAS; Middlemost, 1994) para rocas plutónicas. b) Diagrama de sílice vs. FeO*(Frost y Frost, 2008). c) Diagrama de sílice vs. índice de saturación de aluminio (ASI; Frost y Frost, 2008). d) Diagrama de clasificación An-Ab-Or (Barker, 1979) para rocas graníticas de acuerdo con su composición normativa CIPW. e) Diagrama de discriminación tectónica para granitos Y+Nb vs Rb (Pearce *et al*., 1984).

Formación Santiago Peak y los plutones y diques reportados por Farquharson (2004) y Almanza García (2023). Las rocas de este estudio muestran un incremento de Rb desde 1 ppm en una roca metavolcánica hasta más de 100 ppm en las rocas intrusivas, frente a valores de Y+Nb en un rango aproximado entre 20 y 40 ppm, en el que se encuentran las lavas de la Formación Santiago Peak y las muestras del ambiente del enjambre de diques San Marcos que se toman como referencia, todas ellas en el campo de los granitos de arco volcánico. (Figura 16e). Es probable que el contenido mayor en Y+Nb, en particular de Nb, se deba a la mayor concentración de titanita en las rocas del conjunto de muestras del enjambre de diques San Marcos de Farquharson (2004) y Almanza García (2023).

De acuerdo con los resultados geoquímicos, los plutones del área de estudio, el enjambre de diques San Marcos y las lavas de la FmSP (Faquharson, 2004; Herzig y Kimbrough, 2014; Almanza García, 2023) pertenecen al mismo sistema magmático, donde las rocas jurásicas de la FmSP representarían el segmento más antiguo del Cinturón Batolítico Peninsular. Su expresión más cercana en el área de estudio correspondería a las rocas metaígneas expuestas en el cerro Portezuelo.

Contexto tectónico para el sector de arco Santiago Peak

La estratigrafía prebatolítica mesozoica al norte de la ancestral falla Agua Blanca está compuesta por material volcaniclástico que incluye depósitos tipo flysch del Complejo Bedford Canyon del Triásico Tardío al Jurásico Medio. Estos depósitos se depositaron en cuencas de antearco y trasarco (Shaw *et al*., 2003), dominados por sedimentos de la margen continental (Premo y Morton 2014) los cuales, según Wetmore *et al*. (2003), incluyen varias secuencias de turbiditas ricas en material volcaniclástico que posiblemente provengan de la actividad magmática que se reporta en el SW de E.U.A. y de zonas de margen continental (Stern *et al*., 1981).

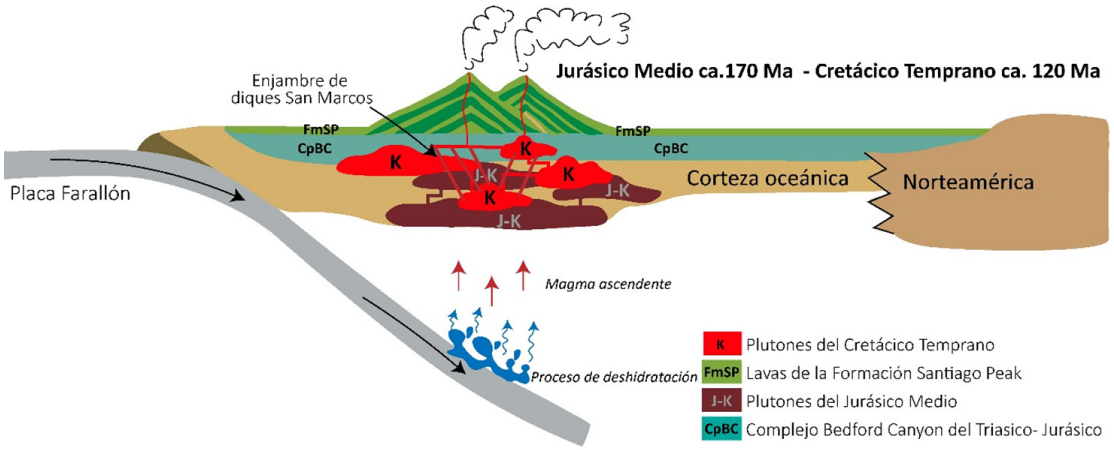

Figura 17. Modelo tectónico esquemático que ilustra la evolución magmática y tectónica del sur de California, E.U.A. y noroeste de Baja California en donde estaría la región del Valle Ojos Negros. Durante el Triásico al Jurásico Medio debieron depositarse las rocas sedimentarias con material derivado del continente del Complejo Bedford Canyon, el cual está sobreyacido por rocas volcánicas del segmento de arco Santiago Peak del Jurásico-Cretácico Temprano cerca del margen continental y que representan el extremo norte del Cinturón Batolítico Peninsular. El magmatismo de arco fue continuo hasta el Cretácico Temprano. Los plutones más jóvenes intrusionan al basamento y a las rocas más antiguas del arco, representadas por las sucesiones volcánicas de la Formación Santiago Peak.

Se ha propuesto que la cuenca, representada en la Figura 17, se deformó y metamorfizó entre el Jurásico Medio y el Cretácico Tardío, según registros en el Esquisto Julián en el sur de California, que alcanzó condiciones de facies de anfibolita (Todd *et al*., 2014). Según se muestra esquemáticamente en la Figura 17, las rocas de la Formación Santiago Peak (FmSP) y sus equivalentes volcánicos, cuyas rocas ígneas más antiguas registran edades cercanas a 168 Ma (Shaw *et al*., 2003), se depositaron sobre el Complejo Bedford Canyon. En el Valle Ojos Negros, las metabasitas, sills máficos y rocas metavolcánicas tienen correspondencia con la FmSP. Las metabasitas del extremo W del Cerro Portezuelo, cuyos protolitos se infiere que son basaltos picríticos, se interpretan como equivalentes subvolcánicos de esa Formación. Durante el Jurásico Medio-Tardío (ca. 168 Ma) se emplazaron granodioritas y tonalitas metaluminosas a peraluminosas en el este de San Diego, California, equivalentes a los reservorios magmáticos, los cuales fueron intruidas por plutones de tipo I del Cretácico Temprano hasta aproximadamente 110 Ma (Herzig y Kimbrough, 2014; Figura 17).

En la región de Ojos Negros las diferencias mineralógicas y geoquímicas entre los plutones orientales (Timoteo, El Barbón y el conjunto La Huerta) y los occidentales (Los Cascabeles y El Alamar) reflejan diferencias en la composición de la corteza y en la profundidad de emplazamiento. Mientras los plutones occidentales conservan una firma máfica, asociada a fuentes mantélicas menos evolucionadas, los plutones orientales muestran una marcada contribución cortical y un carácter peraluminoso, en parte debido a la acreción cortical durante el periodo de deformación por acortamiento, durante el Jurásico Medio y Cretácico Tardío como se registra en el sur de California E.U.A. y distintos sectores a lo largo del Cinturón Batolítico Peninsular (Schmidt *et al*., 2009; Alsleben *et al*., 2014; Contreras-López *et al*., 2021). De acuerdo con las edades obtenidas por el método U-Pb en zircón, reportadas por Almanza García, (2023) y Böhnel *et al*. (2002) en zonas aledañas al Valle Ojos Negros estas intrusiones debieron de ser contemporáneas al enjambre de diques San Marcos, de ca. 124 y 120 Ma para los cuerpos de diques del Enjambre San Marcos y de 126 Ma para rocas plutónicas.

En conjunto, los datos petrográficos y geoquímicos del Valle Ojos Negros respaldan un modelo de crecimiento cortical hacia el este (Figura 17), coherente con la acreción del margen continental durante el Cretácico Temprano. De la misma manera, las variaciones geológicas y geoquímicas de los plutones en el sector occidente y oriente son afines con las observaciones de Gastil et al. (1990), quienes describieron la zona del Valle Ojos Negros como una región compleja de traslape, entre subprovincias de plutones de tipo I de la serie magnetita del oeste y de plutones tipo S de la serie ilmenita en el este.

Conclusiones

Las rocas encajonantes más antiguas son metapelitas y metasamitas en facies de anfibolita inferior expuestas en el sector oriental del Valle Ojos Negros tienen correspondencia con el Complejo Bedford Canyon de edad Triásico-Jurásico. Sobreyacen en discordancia y están intruidas por metalavas y sills de la Formación Santiago Peak, en el centro y oeste del valle, donde presentan localmente composiciones enriquecidas en MgO que sugieren protolitos de basaltos picríticos.

Los plutones Timoteo, El Barbón, La Huerta, Los Cascabeles y El Alamar forman parte del arco Santiago Peak, en el sector norte del Cinturón Batolítico Peninsular. Estos cuerpos representan una serie de pulsos magmáticos de composiciones que varían de diorita a granito, caracterizados por pertenecer a las series cálcica a calcoalcalina. Las diferencias composicionales muestran un contraste marcado entre los plutones orientales, más evolucionados y localmente con rocas graníticas con muscovita y granate por

asimilación de metasedimentos, con respecto a los occidentales, como el plutón Los Cascabeles que es máfico y magnético y de mayor afinidad mantélica. El conjunto de plutones de La Huerta tiene características composicionales diversas, desde gabróicos hasta graníticos, y estructuras propias que no pudieron discriminarse con detalle, por lo que son necesarios una cartografía y un muestreo más detallados para conocer la naturaleza de este conjunto complejo.

El enjambre de diques San Marcos (~124 Ma), exhibe una afinidad geoquímica con los plutones que intruye, cuya evolución estuvo dominada por procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical. En la región del Valle Ojos Negros se yuxtaponen sucesiones sedimentarias de margen continental en una cuenca situada entre un arco primitivo y la margen occidental de Norteamérica durante el Triásico-Jurásico. Esa secuencia está sobreyacida e intruida por magma del segmento de arco Santiago Peak desde por lo menos el Cretácico Temprano, seguido de un periodo de acortamiento cortical por la colisión del arco. El conjunto fue intruido por los plutones del Cinturón Batolítico Peninsular, los cuales no están deformados. Los plutones del oriente se emplazan en la zona de mayor deformación que yuxtapone el basamento paleozoico, mientras que en el occidente se emplazan en rocas del mismo arco a finales del Cretácico Temprano.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias al financiamiento del proyecto 51483 de la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI; antes CONAHCYT), cuyo responsable fue L.A. Delgado Argote, y al proyecto interno 644129 (CICESE). Asimismo, agradecemos al SECIHTI por el apoyo otorgado mediante el Programa de Becas para Estudios de Posgrado para B. Sughey Apolinar Morales. Apreciamos también el apoyo recibido por técnicos, investigadores y compañeros estudiantes de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE: Gabriel Rendón colaboró con la DRX, Víctor Pérez elaboró las láminas delgadas; Porfirio Avilez, Adhara Ávila y Manuel Contreras colaboraron en el trabajo de campo y en diversas discusiones durante su desarrollo. Finalmente, los autores estamos muy agradecidos con Xóchitl Torres y Felipe Escalona, quienes nos permitieron mejorar nuestro trabajo a través de sus arbitrajes detallados.

Referencias

Allison, E. C. (1974). The type Alisitos formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and its bivalve fauna. The Geology of Peninsular California; 49th Annual Meeting, 1974, 20-59.

Almanza García, C. E. (2023). Petrogénesis de los diques emplazados en el Cañón Jamatay, Valle de Guadalupe, Baja California, Ensenada, Baja California. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 148 p. https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3937

Alsleben, H., Wetmore, P. H., Paterson, S. R. (2014). Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calamajue, Baja California, Mexico. En: Morton D. M., Miller F. K. (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(22)

Apolinar Morales, B.S. (2025). Análisis petrológico y estructural de los plutones del Cinturón Batolítico Peninsular que delimitan el Valle de Ojos Negros, Baja California, México. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 157 p. https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/4275

Ávila-Ortiz, N.A.E., Delgado-Argote, L.A., Carrillo, J., Perez-Flores, M.A., Contreras-López, M., Weber, B. (2026). Geology, geochronology, and aeromagnetic analysis of the Early Cretaceous La Primavera pluton, southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. En: Iriondo, A., Böhnel, H., Estrada-Carmona, J., Geissman, J.W., Lawton, T.F., Rodríguez-Trejo, A., and Sierra-Rojas, M.I. (Eds.), Geophysical and Geological Studies of the Proterozoic to Recent Tectonics, Sedimentary Basins, and Sediment Provenance of Mexico and Regions Beyond: A Volume to Honor the Legacy of Roberto S. Molina Garza: Geological Society of America, Special Paper 566. https://doi.org/10.1130/2026.2566(14).

Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. En: Developments in petrology (6), Elsevier, 1-12. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50006-X

Böhnel, H., Delgado-Argote, L. A., Kimbrough, D. L. (2002). Discordant paleomagnetic data for middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: Latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation? Tectonics, 21(5). https://doi.org/10.1029/2001TC001298

Carl, B. S., Glazner, A. F. (2002). Extent and significance of the independence dike swarm eastern California. En: Glazner A. F., Walker J. D., Bartley J. M. (Eds.) Geologic evolution of the Mojave Desert and southwestern Basin and Range. Geological Society of America Memoir 195. https://doi.org/10.1130/0-8137-1195-9.117

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 crusts in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México, Journal of South American Earth Sciences, 88. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.09.002

Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., Gómez-Álvarez, D. K., Tazzo-Rangel, M. D., Schmitt, A. K. (2021). Geochemistry, U–Pb geochronology, and Sr-Nd-Hf isotope systematics of a SW-NE transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Mexico: Cretaceous magmatism developed on a juvenile island-arc crust: Lithos, 400, 106375. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106375

Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). The interpretation of igneous rocks. George Allen y Unwin, London. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2013). An introduction to the rock-forming minerals (3rd ed.): London, Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. https://doi.org/10.1180/DHZ

Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Pérez-Flores, M.A., Fernández-Tomé, R. (1995). Emplacement of the nucleus of the San Telmo pluton, Baja California, from geochronologic, fracture, and magnetic data. En: Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (Eds.), Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas: Geological Society of America Special Paper 301.

Farquaharson, P. T. (2004). Geology of the Rancho San Marcos dike swarm, Baja California, México. M.Sc. Thesis, San Diego State University, San Diego, California. 70 p. https://digitalcollections.sdsu.edu/do/7b16c4cd-9510-4f0f-ab69-0d43e7fe2921

Frost, B. R., Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks: Journal of Petrology, 49 (11). https://doi.org/10.1093/petrology/egn054

Gastil, R. G. (1993). Prebatholithic history of peninsular California. En: Gastil R. G., Miller R. H. (Eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California. Geological Society of America Special Paper 279. https://doi.org/10.1130/SPE279-p145

Gastil, R. G., Diamond, J., Knaack, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., Erskine, B. (1990). The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California. En: Anderson, J. L. (Ed.), The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism. Geological Society of America Memoir 174. https://doi.org/10.1130/MEM174-p19

Herzig, C. T., Kimbrough, D. L. (2014). Santiago Peak volcanics: Early Cretaceous arc volcanism of the western Peninsular Ranges batholith, southern California. En: Morton D. M., Miller F. K. (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211). https://doi.org/10.1130/2014.1211(09)

Hildebrand, R.S., Whalen, J.B. (2014). Arc and slab-failure magmatism in Cordilleran batholiths II–The Cretaceous Peninsular Ranges batholith of southern and Baja California: Geoscience Canada, 41(4). https://doi.org/10.12789/geocanj.2014.41.059

Hopson, R. F., Willhouse, J. W., Howard, K. A. (2008). Dike orientations in the Late Jurassic Independence dike swarm and implications for vertical-axis tectonic rotations in eastern California. En: Wrigth J. E., Shervais J. W. (Eds.) Ophiolites, arcs, and batholiths: A tribute to Cliff Hopson. Geological Society of America Special Paper 438. https://doi.org/10.1130/2008.2438(17)

Kistler, R. W., Wooden, J. L., Premo, W. R., Morton, D. M. (2014). Pb-Sr-Nd-O isotopic characterization of Mesozoic rocks throughout in the northern end of the Peninsular Ranges batholith: Isotopic evidence for the magmatic evolution of oceanic arc-continental margin accretion during the Late Cretaceous of southern California. En: Morton D. M., Miller F. K. (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(07)

Langenheim, V. E., Jachens, R. C., Aiken, C. (2014). Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholith—Implications for tectonic evolution and neotectonics. En: D. M. Morton, F. K. Miller (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(01)

Lazcano, J., Camprubi, A., Gonzalez-Partida, E., Iriondo, A., Miggins, D. P., Ramirez-Salamanca, G. A. (2022). El Alamo district (Baja California, Mexico): A hint of a new Cordilleran orogenic gold belt?. Journal of South American Earth Sciences, 116, 103797.

Ledesma Aguilar, R. (2018). Análisis de las secuencias volcánicas del Cretácico Temprano entre las localidades de Ensenada y San Antonio de Las Minas Baja California, Ensenada, Baja California. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 93 p. https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/2242

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Woolley A. R. (2002). Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Cambridge University Press, New York. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581

Lothringer, C. J. (1993). Allochthonous Ordovician strata of Rancho San Marcos, Baja California Norte, Mexico. En: Gastil R. G., Miller R. H. (Eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California. Geological Society of America 279. https://doi.org/10.1130/SPE279-p11

McDonough, W. F., Sun, S. -s. (1995). The composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3-4), 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system: Earth-Science Reviews, 37(3-4). https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Molina-Garza, R.S., Delgado-Argote, L.A., Böhnel, H., Ramirez, E., Ortega, A., Contreras Flores R. (2014). A paleomagnetic transect of the mid-Cretaceous Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. En: Morton, D.M., Miller, F.K. (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(23)

Morton, D.M., Miller, F.K., Kistler, R.W., Premo, W.R., Lee, C-T.A., Langenheim, V.E., Wooden, J.L., Snee, L.W., Clausen, B.L., Cossette, P. (2014). Framework and petrogénesis of the northern Peninsular Ranges batholith, southern California. En: Morton, D.M., Miller, F.K. (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211. doi:10.1130/2014.1211(03)

Ortega-Rivera, A. (2003). Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico. En: Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M. Girty, G. H., Kimbrough, D. L., Martín-Barajas, A. (Eds.) Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA. Geological Society of America, Special Paper 374. https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.297

Otha, T., Arai, H. (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering: Chemical Geology, 240. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, 25(4). https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Premo, W. R., Morton, D. M. (2014). SHRIMP-RG U-Pb ages of provenance and metamorphism from detrital zircon populations and Pb-Sr-Nd signatures of prebatholithic metasedimentary rocks at Searl Ridge, northern Peninsular Ranges batholith, southern California: Implications for their age, orig. 1211 (14). https://doi:10.1130/2014.1211(14)

Premo, W. R., Morton, D. M., Wooden J. L., Fanning C. M. (2014). U- Pb zircon geochronology of plutonism in the northern Peninsular Ranges batholith, southern California: Implications for the Late Cretaceous tectonic evolution of southern California. En: Morton D. M., Miller F. K. (Eds.) Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(04)

Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Routledge, New York, 352 p.

Rollinson, H., Pease, V. (2021). Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.

Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Alsleben, H., Paterson, S. R., Morton, D.M., Miller, F. K. (2014). Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc. En: Morton D. M., Miller F. K. (Eds.) Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(20)

Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Johnson, S. E., Paterson, S. R. (2002). Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith. En: Barth A. (Ed.) Contributions to crustal evolution of southwestern United States. Geological Society of America Special Paper 365. https://doi.org/10.1130/0-8137-2365-5.49

Schmidt, K. L., Paterson, S. R., Blythe, A. E., Kopf, C. (2009). Mountain building across a lithospheric boundary during arc construction: The Cretaceous Peninsular Ranges batholith in the Sierra San Pedro Martir of Baja California, Mexico. Tectonophysics, 477 (3–4). https://doi:10.1016/j.tecto.2009.04.020

Servicio Geológico Mexicano (2003). Carta geológico-minera de Ensenada H11-2 (1: 250 000): Pachuca, Hidalgo, México. https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/metadatos_geol/2_GL_ensenada.html

Shaw, S. E, Todd, V. R., Grove, M. (2003). Jurassic peraluminous gneissic granites in the axial zone of the Peninsular Ranges, southern California. En: Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M. Girty, G. H., Kimbrough, D. L., Martín-Barajas, A. (Eds.) Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA. Geological Society of America, Special Paper 374. https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.157

Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: Earth and Planetary Science Letters, 59, 101-118. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0

Stern, T. W., Bateman, P. C., Morgan, B. A., Newell, M. F. ,Peck, D. L. (1981). Isotopic U-Pb ages of zircon from the granitoids of the Central Sierra Nevada, California. (U.S. Geological Survey Professional Paper No. 1185). U.S. Government Printing Office. https://doi.org/10.3133/pp1185

Todd, V. R., Hernandez, J. L., Busch, L. L., Morton, D. M., Miller, F. K. (2014). The zoned Ramona plutonic complex: An Early Cretaceous mid-to upper-crustal intrusive sequence, Peninsular Ranges batholith, southern California. En: Morton D. M., Miller F. K. (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(17)

Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Contreras-López, M., Peña-Alonso, T.A., Avilez-Serrano, P., Gómez-Álvarez, D.K. (2023). Geologic framework of Cretaceous plutons along a west-to-east transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Insights from geochemical, isotopic, and geochronologic data. International Geology Review, v. 65. https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2068079

Walawender, M. J., Gastil, R. G., Clinkenbeard, J. P., McCormick, W. V., Eastman, B. G., Wernicke, R. S., Smith, B. M. (1990). Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. En: J. L. Anderson (Ed.), The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism. Geological Society of America Memoir 174. https://doi.org/10.1130/MEM174-p1

Wetmore, P. H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K. L., Schultz, P. W., Paterson, S.R. (2003). Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Ranges of southern and Baja California. En: Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M. Girty, G. H., Kimbrough, D. L., Martín-Barajas, A. (Eds.) Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA. Geological Society of America, Special Paper 374. https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.93

Wetmore, P. H., Hughes, S. S., Stremtan, C., Ducea, M. N., Alsleben, H. (2014). Tectonic implications of postcontractional magmatism of the Alisitos arc segment of the Peninsular Ranges, Baja California, Mexico. En: Morton D. M., Miller F. K. (Eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211. https://doi.org/10.1130/2014.1211(21)

Wetmore, P. H., Schmidt, K. L., Paterson S, R., Herzig C. (2002). Tectonic implications for the along-strike variation of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. Geology, vol. 30. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0247:TIFTAS>2.0.CO;2

Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, p. 325-343.

Manuscrito recibido: 1 de septiembre de 2026

Recepción del manuscrito corregido: 4 de octubre de 2026

Manuscrito aceptado: 19 de octubre de 2026