



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica

Análisis petrológico y geocronológico del Ensamble Plutónico de La Huerta, Jalisco

Tesis que para optar por el grado de

Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta

Guillermo Arturo Ortiz Joya

Dirección

Dr. Peter Schaaf
Instituto de Geofísica

Comité tutor

Dr. Peter Schaaf
Instituto de Geofísica

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
Instituto de Geología

Dr. Dante Morán Zenteno
Instituto de Geología

Comité de examen de grado

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
Instituto de Geología

Dr. Luigi Solari
Centro de Geociencias

Dr. Peter Schaaf
Instituto de Geofísica

Dr. Pedro Corona Chávez
Universidad Michoacana de San
Nicolás de Hidalgo

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
CICESE

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, enero, 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Al Dr. Peter Schaaf, a quien agradezco la confianza y el apoyo recibido para la realización de este trabajo, así como la libertad que me dio para profundizar y orientar este trabajo hacia temas petrológicos. Muchas gracias por su guía académica y su amistad, que trascendió más allá de las aulas y laboratorios. Gracias por permitirme estudiar bajo su tutela, no pude haber tenido mejor asesor.

Al Dr. Pedro Corona, quien fungio como sinodal de este trabajo y co-asesor no oficial. A quien agradezco su amistad y camaradería, así como todas las enseñanzas académicas y humanas. Gracias por estar siempre al tanto de mis avances, por cada una de las correcciones y comentarios que en todo momento me ayudaron a mejorar.

Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, quien formó parte del comité tutor y posteriormente del comité sinodal. Gracias por estar siempre al tanto de mi trayectoria desde la licenciatura. Muchas gracias por todo su apoyo, enseñanzas y consejos que me ayudaron a crecer académicamente. Para usted mi mas sincera admiración.

Al Dr. Luigi Solari y Dr. Luis Delgado, miembros del comite sinodal. A quienes agradezco por la revisión detallada y todos los comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo.

Al Dr. Dante Morán Zenteno, miembro del comité tutor, le agradezco todas sus atenciones y consejos durante las evaluaciones semestrales.

A la Dra. Barbara Martiny, quien me guió desde la licenciatura y de quien tuve el placer de aprender durante la maestría.

Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica y a todo su personal, por abrirme las puertas de su morada y hacerme sentir parte de esta familia. Agradezco a la M. C. Gabriela Solís, por mostrarme todo el valor y esfuerzo que hay detrás de un número, por enseñarme la importancia de la disciplina y pulcritud en el análisis geoquímico. Al Ing. José Teodoro Hernández por su guía en los trabajos de separación mineral, por su amistad y compañerismo. Al M. C. Gerardo Arrieta por sus enseñanzas en la espectrometría y la confianza otorgada durante la operación de los equipos, así como todas las pláticas y anécdotas compartidas durante este periodo.

A cada uno de los profesores del Posgrado en Ciencias de la Tierra, que me ayudaron a culminar mi formación y enriquecer mi visión de las Ciencias de la Tierra. Con especial cariño y reconocimiento a la Dra. Vanessa Colas, Dra. Patricia Larrea, Dr. Mariano Elías Herrera y Dr. Giovanni Sosa por impartir algunas de las clases más enriquecedoras y desafiantes que he tenido la fortuna de atender.

Al Dr. Roberto Maldonado, M. C. Daniel Villanueva y M. C. Guillermo Espejo, por su amistad y orientación durante todo este proceso de aprendizaje. Por introducirme al mundo de la petrología y enseñarme el valor de la observación y descripción a diferentes escalas, la cual es probablemente la mejor lección que pude haber aprendido.

Al Laboratorio de Microscopia Electrónica de Barrido y Microanálisis de la Universidad Autónoma de Guerrero y sus responsables, Dr. Oscar Talavera y M. C. Jazmín López, por permitirme el uso de sus instalaciones y equipos para los análisis de catodoluminiscencia en zircones.

Al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (UNAM), así como a su personal Dr. Luigi Solari, Dr. Carlos Ortega, Dra. Ofelia Pérez. Por su colaboración en la obtención de fechamientos U-Pb en zircones y titanitas, así como la obtención de datos de elementos traza en zircones y en roca total.

Al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LANGEM-UNAM) y a todo su personal: Quím. Rufino, Quím. Patricia Girón y Tec. Santiago Avilés, por su atenta orientación y disposición en la obtención de datos geoquímicos de elementos mayores.

Al Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM, así como a su responsable el Ing. Carlos Linares, por su entusiasta colaboración durante las sesiones de microanálisis y capacitación en el uso de la microsonda electrónica y el resto de sus instalaciones.

A mis amigos y compañeros del LUGIS y anexos: Fabian Gutiérrez, Fernando Díaz, Octavio Vite, Alejandro Marín, Josué Salazar, Claudia Bautista, Samantha García, Hermes García, Mar Almazán, Corentin (Coco) Chedeville-Monzo, Ahmed Nasser Mahgoub, Juan Pablo y Elisa. Gracias por todas esas pláticas, reuniones, “cabuamitas” y viajes. La maestría no hubiera sido lo mismo sin ustedes.

A mis primeras y mas queridas amigas: Abril Amezcua y Ximena Neri. Gracias por su apoyo durante todos estos años, gracias por su amistad y cariño.

A los chicos del SGM, Luz Martínez y Hermes Rochin; quienes siempre hacían amenas las tardes y noches de escritura con sus historias y anécdotas.

A Alberto Gómez, Víctor Espinoza, Nestor Cano y Alejandro Félix, con quienes compartí las clases y el aprendizaje de la petrología y mineralogía. Gracias por su amistad y compañerismo.

A Bernardo García, Bethania Palacios, Sandra Ramírez y Marco Alban. Gracias por todos sus consejos, las platicas nocturnas, la confianza, el compañerismo, y definitivamente por toda la geopoésia que afloraba después del café.

A Mariana Peña, Fernanda García, Aura Martínez, Violeta Ortíz y Mario Minor. Por todas esas tardes de risa, y por seguir compartiendo con este “viejo”.

A Liz Brito y a todos a quienes he tenido la fortuna de enseñar en la Facultad de Ciencias y la Facultad de Ingeniería (de forma oficial y no-oficial), y con ello de volver a aprender.

A Ilce Lara, con quien inicié la aventura del posgrado y quien fue mi compañera en la divulgación.

A Thiara Fuentes, por todo el apoyo, animo y confianza que siempre me has dado.

A Karina López, por tu apoyo incondicional durante todo este proceso. Gracias por ser mi confidente y compañía.

El financiamiento de este trabajo fue posible gracias a los proyectos DGAPA-PAPIIT IN112314 Anatomía y petrogénesis del Batolito de Puerto Vallarta y su relación con los intrusivos del NW de México, y DGAPA-PAPIIT IN109517 Estudios del cinturón gabrónico de la margen pacífica mexicana: petrología, geoquímica y geocronología del intrusivo de Manzanillo, Colima.

Agradezco al CONACyT por el apoyo económico otorgado por medio del Programa Nacional de Posgrados de Calidad, el cual me permitió estudiar a tiempo completo. Asimismo, agradezco a la Fundación Lomnitz-Castaños por el apoyo a la excelencia académica otorgado para la culminación de este trabajo.

No soy nada. Nunca seré nada. No puedo querer ser nada.

Aparte de esto, tengo en mí todos los sueños del mundo.

-Fernando Pessoa

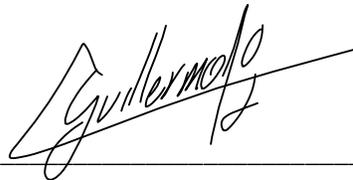
I'm learning a new language on this granite.

-Kevin Jorgeson

All models are wrong, some models are useful.

-George Box

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Guillermo', written over a horizontal line.

Guillermo Arturo Ortiz Joya

I. *TABLA DE CONTENIDO*

Agradecimientos.....	3
Resumen.....	13
Abstract	15
I. Introducción	17
II. Marco geológico regional	18
i. Subterreno Zihuatanejo.....	18
ii. Batolito de Puerto Vallarta	20
iii. Batolito de Manzanillo.....	23
iv. Batolito de Jilotlán	25
v. Batolito de Aquila	27
vi. Modelo de evolución del margen suroeste de México.....	28
III. Problemática, Objetivos y área de estudio	31
i. Planteamiento y justificación del problema	31
ii. Hipotesis de trabajo y objetivos	31
iii. Localización del área de Estudio	32
IV. Metodología	33
i. Trabajo geológico de campo.....	33
ii. Procesamiento mecánico de las muestras.....	33
iii. Procedimientos analíticos.....	34
i. Petrología	34
ii. Geoquímica.....	35
iii. Geocronología	36
V. Unidades litológicas.....	37
i. Rocas del Encajonante.....	37
ii. Cuerpo Máfico de La Huerta.....	40
iii. Rocas intrusivas de El Totole	42
iv. Cuarzodiorita El Chico.....	44
v. Cuarzodiorita Los Cimientos	44
vi. Granito Río Sila	45
VI. Análisis petrográfico	48
i. Gabros sensu stricto	49
ii. Troctolitas.....	51
iii. Rocas máficas relacionadas	53

iv.	Gabro de hornblenda El Totole.....	54
v.	Cuarzodiorita Los Cimientos	56
vi.	Cuarzodiorita El Chico.....	58
vii.	Cuarzodiorita La Huerta.....	59
viii.	Granito de Río Sila	60
ix.	Granito de Cihuatlán.....	62
x.	Rocas del encajonante.....	64
VII.	Química mineral	66
i.	Plagioclasa	66
ii.	Anfíbol	68
iii.	Biotita	69
iv.	Piroxeno.....	70
v.	Olivino.....	70
VIII.	Geoquímica.....	72
i.	Geoquímica de elementos mayores	72
ii.	Geoquímica de elementos traza	75
iii.	Diagramas de clasificación tectonomagmática.....	77
iv.	Isotopía de Sr y Nd.....	78
IX.	Geocronología	81
i.	Fechaientos en el Sistema U-Pb	81
ii.	Geoquímica de elementos traza en zircones.....	89
iii.	Fechaientos en el sistema Rb-Sr	90
iv.	Fechaiento relativo de Sr.....	92
X.	Geotermobarometría	93
i.	Termometría de Ti en zircón.....	93
ii.	Termometría de Ti en biotita.....	94
iii.	Termobarometría de anfíbol-plagioclasa.....	95
iv.	Termobarometría de Piroxenos.....	97
v.	Modelos Termodinámicos de Cristalización	99
XI.	Discusión.....	102
i.	Geología del área de La Huerta	102
ii.	Naturaleza de los magmas primarios.....	104
i.	Petrogénesis de las rocas gabróicas	104
ii.	Petrogénesis de las rocas graníticas	107
iii.	Condiciones físicas del emplazamiento	109

iv.	Evolución magmática de los intrusivos de La Huerta.....	112
v.	Correlaciones locales y regionales.....	115
vi.	Implicaciones tectónicas.....	119
XII.	Conclusiones.....	122
	Referencias.....	124
	Anexo.....	135
i.	Resumen de los análisis y procedimientos realizados a cada muestra.....	135
ii.	Resultados geocronológicos de U-Pb en zircons.....	136
iii.	Resultados geocronológicos de U-Pb en titanita.....	139
iv.	Concentración de elementos traza en zircons.....	140

RESUMEN

Los Batolitos de Puerto Vallarta y Manzanillo forman parte de lo que se ha denominado el Cinturón Pacífico de Intrusivos cretácicos, el cual tienen su origen en la subducción de la placa de Farallón bajo la placa de Norteamérica. Ambos cuerpos están expuestos de forma continua por casi 200 km a lo largo de la costa occidental del país, desde Bahía de Banderas en los estados de Jalisco y Nayarit hasta el SE del graben de Colima. Ambos batolitos han sido ampliamente estudiados desde el punto de vista geoquímico y geocronológico, logrando plantear modelos tectonomagmáticos sobre su origen en el contexto geológico regional.

Por una parte, se ha sugerido que el límite relativo entre el Batolito de Puerto Vallarta con el Batolito de Manzanillo coincidiría con la región de La Huerta. Sin embargo, hasta el momento no se han estudiado las relaciones y contrastes petrológicos y geocronológico entre ambos intrusivos en esta área. En esta contribución se muestran los resultados de análisis petrológicos, geoquímicos y geocronológicos de las unidades plutónicas de la región de La Huerta.

La región de La Huerta se ubica en la costa suroccidental del estado de Jalisco, en colindancia al sur con el estado de Colima. En esta zona afloran una gran diversidad de rocas plutónicas que van desde granitos de biotita, cuarzo-dioritas y cuarzo-monzodioritas de carácter híbrido, gabros de hornblenda, gabros sensu stricto y troctolitas, las cuales están emplazadas en una secuencia de tobas andesíticas y calizas del Cretácico Temprano. La complejidad litológica y textural entre los diversos cuerpos intrusivos que ahí afloran, han permitido clasificar a esta área como el Ensamble Plutónico de La Huerta (EPH). Las rocas gabróicas muestran evidencias de acumulación de cristales, sugiriendo procesos de cristalización fraccionada seguidos de episodios de estabilidad gravitacional, mientras que las rocas graníticas muestran texturas de descompresión y emplazamiento a niveles someros de la corteza.

Geoquímicamente las rocas del EPH, incluyendo a las rocas con carácter híbrido, corresponden a magmas calcialcalinos a toleíticos con una tendencia generalmente ferroana, siendo la única excepción las troctolitas, las cuales poseen un comportamiento magnesiano. A pesar de estas diferencias, los patrones de elementos traza de todas las litologías sugieren que el origen de estas rocas está asociado a un ambiente de magmatismo de arco continental. Por otra parte, las relaciones isotópicas iniciales son magmáticamente primitivas ($^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}_i=0.7033-0.7038$ y ϵNd_i entre +4.0 y +6.0), lo cual sugiere que el origen de estos magmas es una fuente primitiva del manto que sufrió poca o nula asimilación cortical.

El Ensamble Plutónico de La Huerta muestra el registro de tres eventos magmáticos, los cuales consisten en: magmatismo gabróico-troctolítico de 87-83 Ma, magmatismo granítico de 83-80 Ma y magmatismo granítico-gabróico de 75-70 Ma. Las rocas de 75-70 Ma sugieren la interacción de magmas félsico-máfico, generando estructuras de mingling y mixing entre magmas graníticos y gabróicos caracterizados por estructuras de infiltración mecánica de cristales de feldespato potásico y enclaves máficos con bordes transicionales. En microescala se observan antecristales de clinopiroxeno en núcleos de plagioclasa, bordes de ortoclasa alrededor de plagioclasa cálcica y coronas de hornblenda en clinopiroxeno. Estas características permiten distinguir la interacción entre dos eventos magmáticos, de composición contrastante, en estado subsolidus previo a su cristalización.

Las condiciones físicas de emplazamiento de granitos y el resto de litologías fue estimada por medio de termobarometría convencional de plagioclasa-hornblenda entre 2.1 y 1.8 kbar y 640-850 °C. Mientras que, para las rocas gabróicas la estimación de presión fue realizada por medio de barómetros de equilibrio olivino-plagioclasa-clinopiroxeno-ortopiroxeno, en ~3.5 kbar y 900-100 °C. Estas condiciones físicas indican un emplazamiento somero que, en conjunto con las firmas isotópicas primitivas, sugieren que la corteza

donde estos plutones se emplazaron se encontraba relativamente adelgazada en comparación con las rocas plutónicas del norte del Batolito de Puerto Vallarta.

A partir de las observaciones realizadas en este trabajo se puede considerar que el evento magmático gabrónico y granítico (87-80 Ma) registrado en la región de La Huerta forman parte del mismo evento que conformó al Batolito de Puerto Vallarta. Por su parte, las rocas plutónicas de carácter híbrido (75-70 Ma) podrían estar asociadas con el pulso magmático asociado con el Batolito de Manzanillo. Debido a lo anterior, se puede considerar que el Ensamble plutónico de La Huerta representa un límite difuso o transicional entre los batolitos de Manzanillo y Puerto Vallarta.

ABSTRACT

The Puerto Vallarta and Manzanillo Batholiths form part of the Pacific coastal belt of Cretaceous Intrusives, whose origin is related to the subduction of the Farallón plate beneath the Northamerican plate. Both batholiths are continuously exposed along 200 km of the western coast of the country, from Bahía de Banderas in the states of Jalisco and Nayarit to the southeast of the Colima graben. These batholiths have been studied geochemically and geochronologically, and tectonomagmatic models have been proposed about its origin in the regional geological context.

It has been suggested that the relative boundary between the Puerto Vallarta Batholith and the Manzanillo Batholith would coincide with the La Huerta region. However, the petrological and geochronological relationships between these two intrusives have not been studied in this area. This contribution shows the results of petrological, geochemical and geochronological analyses of the plutonic units of the La Huerta region.

The La Huerta region is located on the southwestern coast of the Jalisco state, and close to the northern limits of Colima state. A great diversity of plutonic rocks occurs in this area, ranging from biotite granites, hybrid quartz-diorites and quartz-monzodiorites, hornblende gabbros, gabbros *sensu stricto*, and troctolites. These lithologies are emplaced in an andesitic tuff sequence intercalated with Early Cretaceous carbonates. The lithological and textural complexity between the various intrusive bodies allowed to classify these region as the La Huerta Plutonic Suite (LHPS). Gabbroic rocks show evidence of crystal accumulation, suggesting that these rocks suffered fractional crystallization followed by gravitational stability episodes. On the other hand, granitic rocks show decompression textures at shallow levels of the crust.

Geochemically, the rocks of the LHPS, including the hybrid rocks, are calcalkaline to tholeiitic with a generally ferroan tendency, except for the troctolites that have a magnesioan behaviour. Despite these differences, the trace elements patterns suggest that the origin of these rocks was related to a continental arc magmatism. On the other hand, initial Sr-Nd isotopic ratios ($^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}_i=0.7033-0.7038$ y $\text{ENd}_i=+4.0$ y $+6.0$) suggests that the source of these primary magmas is a primitive mantle that suffered little or no cortical assimilation.

The La Huerta Plutonic Suite shows the record of three magmatic events, which consist of: 87-83 Ma gabbroic-troctolitic magmatism, 83-80 Ma granitic magmatism, and 75-70 Ma granitic-gabbroic magmatism. The 75-70 Ma magmatic event suggest the interaction of felsic-mafic magmas, generating mingling structures and mixing between granitic and gabbroic magmas, characterized by mechanical infiltration of potassic feldspar and mafic enclaves with transitional borders. At the microscale, clinopyroxene antecrystals are observed in Ca-rich plagioclase cores and pyroxenes show hornblende rims. These features suggest the interaction between two magmatic events of contrasting composition under subsolidus conditions prior to their crystallization.

The emplacement physical conditions of granites and the other lithologies was estimated by conventional plagioclase-amphibole thermobarometry at 2.1-1.8 kbar and 640-850 °C, respectively. For the gabbroic rocks this estimation was performed by the olivine-plagioclase-clinopyroxene-orthopyroxene barometer at ~3.5 kbar and 900-1000 °C. These physical conditions indicate a shallow level of emplacement, and together with the primitive isotopic signatures, this suggests that the crust where these plutones were emplaced was relatively thin compared to the plutonic rocks of the northern Puerto Vallarta Batholith.

Based on the observations made in this work, it can be considered that the gabbroic and granitic event (87-80 Ma) recorded in the La Huerta region are part of the magmatic event of Puerto Vallarta Batholith. On

the other hand, the plutonic rocks of hybrid character (75-70 Ma) could be associated with the magmatism of the Manzanillo Batholith. Based on these observations, it can be considered that the La Huerta Plutonic Suite represents a diffuse or transitional boundary between the Manzanillo and Puerto Vallarta batholiths.

I. INTRODUCCIÓN

El estudio de las rocas plutónicas, en específico de los cuerpos batolíticos, indican una historia compleja de emplazamiento que comprende desde variaciones composicionales y cronológicas hasta mezcla entre diversos tipos genéticos. Así como, procesos de zoneamiento por enfriamiento, cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación cortical (*e.g.* Frey et al., 1978; Bateman & Chappel, 1979; Kristler *et al.*, 1986; Ratajeski *et al.*, 2001; Barbarin, 2005; Economos *et al.*, 2009; Mills *et al.*, 2009; Nelson *et al.*, 2013). Un ejemplo de estudio de estos procesos se ha reportado en la Secuencia Intrusiva de Toulumne, que forma parte del Complejo Batolítico de la Sierra Nevada (Coleman *et al.*, 2004; Coleman *et al.*, 2012; Gray *et al.*, 2008; Soldadi & Sawyer, 2008), donde se han sugerido una gran complejidad y diversidad de estructuras, que han llevado a considerarlo como un laboratorio de los procesos magmáticos.

El éxito de estos trabajos radica, en mayor medida, en la división de estas secuencias intrusivas en dominios menores (plutones) de acuerdo con su congruencia litológica, geoquímica y geocronológica; estableciendo que la construcción de los grandes batolitos es un sistema complejo de dominios espaciales y temporales que debe ser estudiado por medio de sus componentes individuales. Por otra parte, fracaso de muchos de estos trabajos proviene de la asunción de que las observaciones geoquímicas son suficientes para caracterizar la petrogénesis de grandes cuerpos batolíticos construidos en periodos largos de tiempo.

Con base en lo antes expuesto, es importante apreciar que los numerosos cuerpos plutónicos que componen a un batolito poseen una historia de evolución propia, que pudo haber derivado de la cristalización de uno o más pulsos magmáticos. Además, el emplazamiento de diversos plutones (así como su interacción mutua) en una misma región, puede conformar batolitos que registran uno o más episodios de magmatismo.

Bajo esta línea de pensamiento, las rocas plutónicas del occidente de México han sido tradicionalmente estudiadas desde el punto de vista geoquímico, geocronológico e isotópico, sin realizar una distinción clara de las unidades plutónicas que las componen. Este problema resalta aún más al enfocarse en el Batolito de Puerto Vallarta, el cual representa una de las intrusiones más extensas y voluminosas que ha sido documentada en el territorio mexicano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). A pesar de proponerse que el Batolito de Puerto Vallarta representa una continuación del Complejo Batolítico de las Sierras Peninsulares (Schaaf *et al.*, 2020), aún no ha sido plenamente caracterizada desde el punto de vista petrológico. Asimismo, tampoco se conocen sus límites con otros eventos magmáticos, como lo es el que conformó al Batolito de Manzanillo.

Este trabajo se propone realizar una caracterización integral de los plutones que conforman el, hasta ahora supuesto, límite entre los Batolitos de Puerto Vallarta y Manzanillo por medio de trabajo geológico de campo, análisis petrológicos, geoquímicos de elementos mayores y traza, isotopía de Sr-Nd y geocronología de U-Pb en zircones. Se espera que los resultados de este trabajo permitan, además de determinar las características del límite entre la actividad magmática de estos batolitos, tener una mejor comprensión de su historia magmática. Asimismo, se espera que los datos aquí presentados puedan sumarse a los modelos tectónicos existentes para el occidente de México, y permitan una mejor comprensión del plutonismo como un fenómeno complejo.

II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las rocas intrusivas ocupan la mayor parte de la margen continental del Pacífico Mexicano, a lo largo de aproximadamente 3000 km, desde Baja California hasta Chiapas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). Estas intrusiones pueden clasificarse de acuerdo con su espectro de edades, distribución geográfica, características geoquímicas y petrológicas. El evento de intrusión más amplio corresponde al Cinturón de intrusivos cretácicos y paleógenos de la costa del Pacífico, expuesto desde Baja California a Michoacán; y cuya génesis es atribuida a la subducción de la Placa de Farallón bajo Norteamérica (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014; Morán *et al.*, 2018; Schaaf *et al.*, 2020). La porción sur del Cinturón de intrusivos cretácicos de la costa del Pacífico (trayecto Jalisco-Michoacán) está caracterizada por la abundancia, extensión y diversidad de edades respecto a la porción norte del mismo; y está representada por los Batolitos de Puerto Vallarta, Manzanillo, Jilotlán y Aquila (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). A continuación, se presenta un resumen de la geología del suroccidente de México con énfasis en los batolitos y cuerpos plutónicos que afloran en esta área.

i. SUBTERRENO ZIHUATANEJO

El Terreno Compuesto Guerrero (TCG) está ubicado en la costa occidental del país, se considera el terreno tectonoestratigráfico más grande de México, el cual se compone de secuencias vulcanosedimentarias del Jurásico al Cretácico Tardío (Centeno-García *et al.*, 2008). A partir de observaciones detalladas de la cartografía y estratigrafía del TCG (Campa & Coney, 1983; Dickinson & Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008), este se ha clasificado en cinco subterrenos que indican diversos eventos de acreción hacia el territorio mexicano (Centeno-García *et al.*, 2008). De acuerdo con Centeno-García *et al.* (2008), los terrenos que constituyen al TCG son: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloapan.

El Subterreno Zihuatanejo se ubica en la parte suroeste del TCG (Figura 1A), específicamente entre los estados de Nayarit, Jalisco, Colima y Michoacán; y representa el terreno de mayor exposición entre los que componen al TCG. Se encuentra delimitado hacia el oriente por el Subterreno Arcelia, por medio de un sistema de cabalgaduras (Figura 1A). Mientras que en su porción norte y central se encuentra cubierto por los depósitos de la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 1A).

Este Subterreno, en su porción central, se compone de al menos cuatro unidades diferentes (Figura 1B). La unidad más antigua corresponde al Complejo Arteaga, la cual corresponde a un complejo de acreción compuesto principalmente de turbiditas distales en alternancia con lutitas, areniscas, pedernal y conglomerados, con bloques de lavas almohadilladas basálticas y gabros (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Esta secuencia se encuentra parcialmente metamorfozada en facies de esquisto verde a anfibolita. Las rocas máficas, como gabros y lavas almohadilladas, presentan composiciones tipo MORB (Centeno-García *et al.*, 2003), que indican afinidad a un piso oceánico. Las edades de este complejo han sido acotadas por medio de geocronología K-Ar y radiolarios, entre el Triásico Medio a Tardío (Figura 1C) por Grajales-Nishimura & López-Infanzón (1984).

El Complejo Las Ollas corresponde a un mélangé de bloques de caliza, cuarcita, basalto almohadillado, gabros y rocas ultramáficas serpentinizadas en facies de esquisto azul (Talavera-Mendoza & Guerrero-Suástegui, 2000), cuya edad ha sido inferida hacia el Cretácico Inferior. De acuerdo con la composición geoquímica de las rocas máficas y ultramáficas, éstas corresponden a olistolitos de un arco volcánico (Talavera-Mendoza, 2000). Cabe mencionar que las rocas del Complejo Arteaga se encuentran intrusionadas por granitoides jurásicos y cretácicos, como son los intrusivos de Tumbiscatio y Macías (~163 Ma), y el granitoide El Pedregoso (~105 Ma), así como otras intrusiones de edad terciaria (Centeno-García *et al.*, 2008).

Ambos complejos de basamento (Arteaga y Las Ollas) están cubiertas por secuencias vulcanosedimentarias del Jurásico Tardío a Cretácico Tardío. En el este del subterreno Zihuatanejo, la Secuencia Huetamo (Figura 1B) descansa discordantemente sobre el Complejo Arteaga (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Esta secuencia se compone principalmente de depósitos volcanoclásticos del Titoniano, lutitas, lavas almohadilladas (Fm. Angao) y turbiditas de afinidad volcanoclástica (Fm. San Lucas), mientras que la cima está conformada por calizas arrecifales del Aptiano y capas rojas (Fm. Cutzmala y Fm. El Cajón) (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

Por otra parte, en la porción central y oriental del subterreno Zihuatanejo esta secuencia vulcanosedimentaria se compone de al menos tres formaciones distintas, que representan la actividad volcánica de un arco insular maduro (Talavera-Mendoza & Guerrero-Suástegui, 2000). A continuación, se describe brevemente la estratigrafía de las principales formaciones que conforman a este subterreno: Formación Alberca, Formación Tecalitlán y Formación Tepalcatepec (Figura 1C).

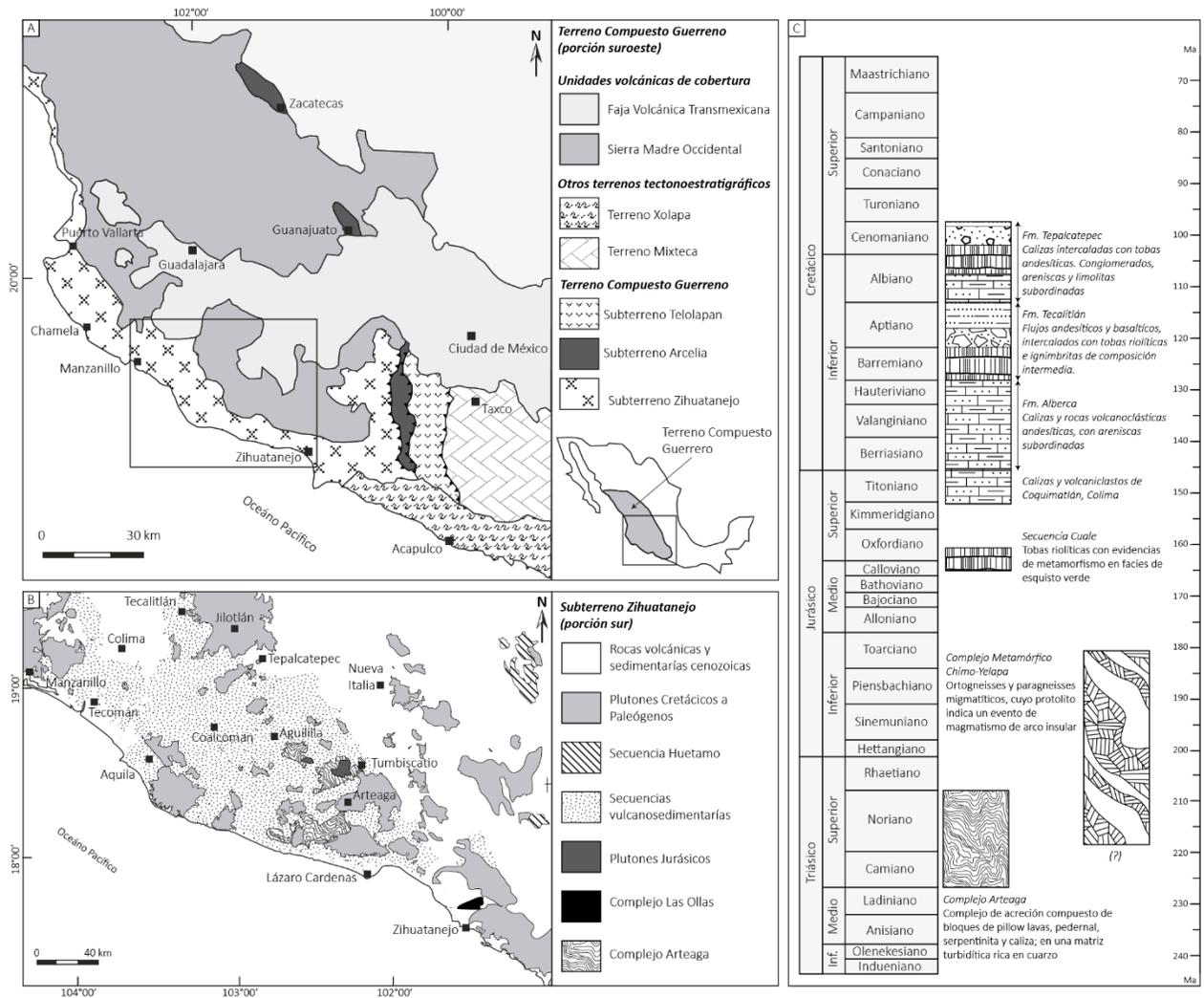


Figura 1. Geología y estratigrafía del Terreno Zihuatanejo.

A. Cartografía de la porción suroeste del Terreno Compuesto Guerrero, modificada de Talavera-Mendoza *et al.* (2007). B. Mapa geológico del Subterreno Zihuatanejo, modificado de Centeno-García *et al.* (2008). C. Resumen de la estratigrafía del Subterreno Zihuatanejo que comprende unidades de basamento como el Complejo Arteaga y el Complejo Metamórfico Chimo Yelapa (CMCY), así como algunas de las formaciones descritas en el texto.

La unidad más antigua corresponde a calizas intercaladas con rocas volcánicas a volcanoclásticas del Titoniano temprano (150-145 Ma), que afloran en las vecindades de Coquimatlán, Colima (Figura 1C). Esta edad fue definida por medio del registro fósil de amonitas por Michaud *et al.* (1987).

La Fm. Alberca, descrita por primera vez por Pimentel (1980), está compuesta por un miembro inferior de calizas arcillosas intercaladas con lutitas negras, areniscas de grano fino y tobas (Figura 1C). Mientras que, el miembro superior está conformado por calizas y lutitas negras, tobas, derrames andesíticos y areniscas de grano fino. La edad de esta formación fue establecida entre el Berriasiano al Hauteriviano, mediante el registro fósil (Pimentel, 1980; Cuevas, 1981; Bermúdez-Santana, 1994).

La Fm. Alberca cambia transicionalmente hacia la Fm. Tecalitlán en la cima, la cual representa el principal evento magmático del Cretácico en la zona (Figura 1C). La Fm. Tecalitlán se compone principalmente de flujos andesíticos a basálticos, intercalados con tobas e ignimbritas de composición intermedia, y en algunos casos tobas riolíticas (Rodríguez, 1980; Pantoja-Alor & Estrada-Barraza, 1986; Corona-Chávez, 1999). Intercalados con los productos volcánicos y volcanoclásticos, se observan también limolitas y otros materiales marinos a partir de los cuales se ha propuesto una edad de entre el Barremiano a Aptiano (Corona-Esquivel & Alencaster, 1995; Centeno-García *et al.*, 2011).

La Fm. Tepalcatepec se encuentra sobreyaciendo a la Fm. Tecalitlán (Figura 1C), la cual se ha descrito como una secuencia vulcanosedimentaria que registra una disminución en la actividad volcánica respecto a la formación inferior. Esta se encuentra compuesta de calizas, calizas arcillosas, lutitas, calizas arenoarcillosas, areniscas, limolitas, tobas intermedias, conglomerados y derrames andesíticos (Pimentel, 1980). La edad de esta secuencia ha sido delimitada entre el Albiano-Cenomaniano mediante el contenido fósil (Pimentel, 1980; Corona-Esquivel & Alencaster, 1995), entre los que destacan microfósiles como nummulites y orbitolínidos.

ii. BATOLITO DE PUERTO VALLARTA

El Batolito de Puerto Vallarta (BPV) se ubica en la parte más occidental Terreno Compuesto Guerrero (TCG), el cual representa uno de los cuerpos intrusivos más grandes del país (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). Este aflora a lo largo de la costa del estado de Jalisco por cerca de 150 km, desde Bahía de Banderas hasta (probablemente) el municipio de La Huerta, en el límite con el estado de Colima.

En los primeros trabajos realizados en esta zona (González-Partida *et al.*, 1987) las rocas del batolito fueron descritas como granitos y granodioritas de edad jurásica, posteriormente Zimmerman *et al.* (1987) clasificaron a el BPV en tres zonas de acuerdo con sus características petrográficas y geocronológicas. De acuerdo con estos autores, la zona NW del batolito presenta una composición granítica, la parte central es principalmente tonalítica, mientras que la porción SE es predominantemente granodiorítica. En ese orden se establecieron edades de enfriamiento en el sistema K-Ar en ~85 Ma, ~65 Ma y ~55 Ma, respectivamente.

Otros autores (Köhler *et al.*, 1988) observaron también esta variación composicional y geocronológica, y aportaron nuevas edades en el sistema Rb-Sr que permitieron acotar la edad de intrusión del batolito entre 88 y 97 Ma. Por lo que el espectro de edades del BPV puede referirse a edades de intrusión (97-88 Ma) y enfriamiento (65-55 Ma), aunque se ha propuesto también la existencia de un evento tectonotermal de entre 55 y 48 Ma que pudiese afectar el sistema isotópico de las rocas en la región de Punta Mita (Schaaf, 1990; Duque-Trujillo *et al.*, 2015; Vite-Sánchez, 2019).

Los datos geoquímicos de roca total (Köhler *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1995, Schaaf *et al.*, 2003; Valencia *et al.*, 2013; Schaaf *et al.*, 2020) permiten reconocer a las rocas plutónicas de esta región como rocas de ambiente de arco magmático continental de carácter calcialcalino. De acuerdo con los valores isotópicos iniciales, las rocas del BPV poseen una amplia variación, desde firmas primitivas en la parte noroeste y

central del cuerpo plutónico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.7010-0.7045$, $\text{ENd}_i=+2.4$ a -0.7) hasta valores más evolucionados en la parte sureste del mismo ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.7104-0.7126$, $\text{ENd}_i= -4.3$ a -7.2). La gran variación de los datos isotópicos parece indicar una fuerte interacción de los magmas primarios con fuentes corticales más radiogénicas, como sedimentos y corteza continental pre-cretácica. Las condiciones físicas del emplazamiento del BPV han sido estimadas por medio de barometría convencional de anfíbol-plagioclasa entre 3.2-5.9 kbar (Díaz-López, 2019; Gutiérrez-Aguilar, 2019; Vite-Sánchez, 2019).

Actualmente, las investigaciones sobre el BPV se han enfocado en esclarecer la naturaleza del basamento sobre el cual se emplazó este cuerpo ígneo. En estos trabajos (Valencia *et al.*, 2013; Díaz-López, 2015; Gutiérrez-Aguilar, 2019; Vite-Sánchez, 2019; Schaaf *et al.*, 2020) se ha demostrado la existencia de un basamento metamórfico de medio a alto grado con diversos grados de fusión parcial, el cual se ha denominado el Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa (Schaaf *et al.*, 2020) (Figura 1C, Figura 2). Este complejo metamórfico está compuesto principalmente de una secuencia metapelítica a metapsamítica con evidencias de fusión parcial y migración de fundidos, con edades máximas de depósito de zircones de entre 280-180 Ma (Valencia *et al.*, 2013; Gutiérrez-Aguilar, 2019; Schaaf *et al.*, 2020). Esta secuencia metasedimentaria, se encuentra cortada por ortoanfibolitas y ortogneisses cuya edad de cristalización del protolito esta constreñida entre 135-120 Ma; la composición geoquímica e isotópica de los protolitos ígneos puede ser referida a un evento de magmatismo de arco insular, el cual se ha denominado Arco Chimo (Díaz-López, 2015; Gutiérrez-Aguilar, 2019; Schaaf *et al.*, 2020).

Las condiciones físicas del metamorfismo del Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa han sido acotadas por métodos convencionales y modelados termodinámicos en facies de anfibolita alta en $\sim 6-7.5$ kbar, $\sim 680-720$ °C, el cual queda constreñido a una edad de ~ 117 Ma (Gutiérrez-Aguilar, 2019; Gutiérrez-Aguilar *et al.*, 2020); producido probablemente por la colisión del Arco Chimo contra la región del BPV.

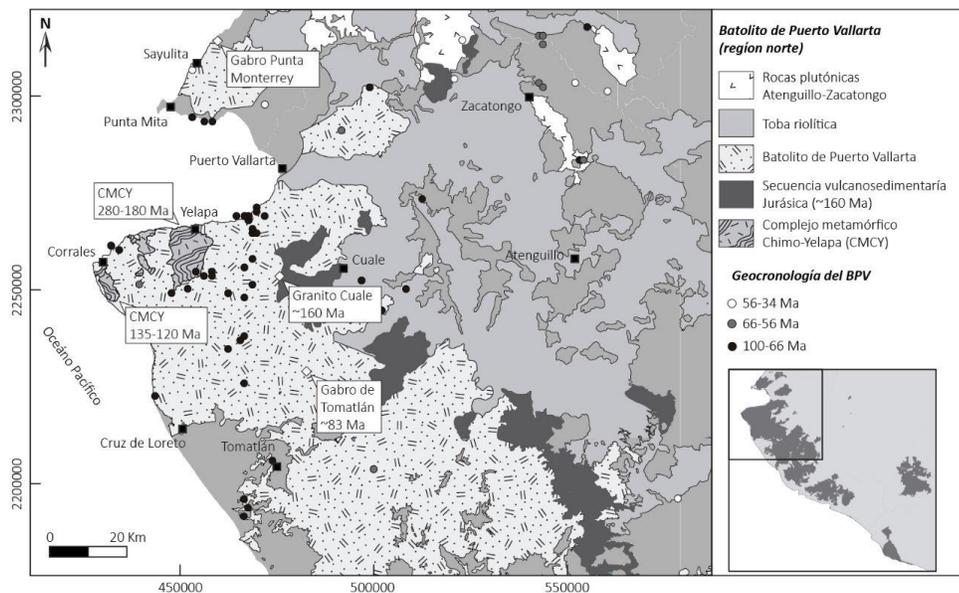


Figura 2. Mapa geológico simplificado de la porción norte del Batolito de Puerto Vallarta. Modificado de Valencia *et al.*, 2013; Gutiérrez-Aguilar *et al.* (2020) y Schaaf *et al.* (2020), y referencias ahí citadas.

La extensión hacia el norte del BPV se ha constatado hasta la zona de Punta Mita en Nayarit por Vite-Sánchez (2019), donde aflora un ensamble granítico (con algunos cuerpos gabróticos diseminados) cuya edad fue establecida entre 83-77 Ma en el sistema U-Pb en zircones (Figura 2). Este cuerpo presenta firmas isotópicas iniciales de Sr-Nd similares a las observadas en la porción norte del BPV, así como un basamento

metamórfico de alto grado que guarda similitudes petrológicas con las rocas del Complejo Chimo-Yelapa. Por otra parte, las rocas plutónicas del Bloque Trinidad (Bloque de Los Cabos, Baja California Sur) presentan características geoquímicas, geocronológicas y petrológicas similares al BPV (Díaz-López, 2019), por lo que representan una porción del BPV que fue separada del mismo por la apertura del Golfo de California.

El límite oriental del BPV no se ha establecido de manera clara pues es una zona de difícil acceso, sin embargo, en la zona de Cuale se ha reconocido una secuencia vulcanosedimentaria del Triásico Tardío en facies de esquisto verde (Bissig *et al.*, 2008; Centeno-García *et al.*, 2008), la cual puede ser correlacionada con el Complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 1993). Esta secuencia es intrusionada por un granito de dos micas, causando su metamorfismo en facies de hornfels de cordierita. Este cuerpo, de características geoquímicas de tipo-S, se ha fechado en ~160 Ma por el método de U-Pb en zircones (Valencia *et al.*, 2013; Schaaf, *et al.*, 2020); mientras que por el método Rb-Sr arroja edades de ~79 Ma lo que sugiere la rehomogenización del sistema isotópico por la intrusión del BPV (Schaaf *et al.*, 1995)

Sobreyaciendo discordantemente a esta secuencia, se encuentra una secuencia volcánica de composición riolítica que hospeda depósitos de sulfuros masivos de entre 157 y 154 Ma (Figura 2), la cual se ha interpretado como la contraparte volcánica del magmatismo jurásico de esta zona (Bissig *et al.*, 2008). Mientras que hacia el oeste afloran tobas riolíticas de edad muy similar (83-58 Ma) a las rocas del BPV (Figura 2), las cuales se han interpretado tradicionalmente como la contraparte extrusiva de este cuerpo plutónico (Valencia *et al.*, 2013).

Por otra parte, se ha demostrado la presencia de rocas graníticas a granodioríticas con edades de cristalización de entre 63-59 Ma hacia el NE del Puerto Vallarta (Valencia *et al.*, 2013), específicamente en los alrededores de Zacatongo y Atenguillo (Figura 2). Estas rocas presentan características geoquímicas similares a las del BPV, pero de acuerdo con su edad parecen corresponder al proceso magmático cretácico-paleógeno asociado con el Batolito de Manzanillo (Valencia *et al.*, 2013).

Dada la extensión tan amplia del BPV, diversos autores han referido a las rocas intrusivas que afloran en la región entre Tomatlán y La Huerta como el Batolito de Tomatlán (Consejo de Recursos Minerales, 1988; Solé *et al.*, 2007; Servicio Geológico Mexicano, 2009), por lo que se han considerado como la porción oriental del BPV. Esta discrepancia en los nombres puede atribuirse a los pocos estudios geológicos que se han realizado en esta zona, sin embargo, se ha confirmado la presencia de rocas gabróicas en los alrededores de La Huerta (Schaaf, 1990; Panseri, 2007, Solé *et al.*, 2007), rocas dioríticas al sureste de Casimiro Castillo (Gastil *et al.*, 1976) y granodioritas en Villa Purificación (Solé *et al.*, 2007).

Las rocas gabróicas de La Huerta (Figura 3) fueron estudiadas inicialmente por Schaaf (1990), quien observó relaciones isotópicas iniciales Sr-Nd muy primitivas en comparación con las firmas isotópicas iniciales del BPV ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.7033-0.7034$, $\epsilon\text{Nd}_i=+5.6$ a $+4.9$). Con base en esta diferencia, propuso la pertenencia de esta litología al Batolito de Manzanillo, proponiendo una edad de isócrona de roca total de ~69 Ma. Posteriormente, estas rocas fueron caracterizadas petrográficamente y geoquímicamente por Panseri (2007), quien las definió como el cuerpo gabróico de La Huerta. Estas rocas se clasifican como gabros producto de magmatismo de arco continental, que poseen pocas similitudes con los gabros del Batolito de Manzanillo (Panseri, 2007). Por lo que este autor propone que estas rocas pertenecen al BPV; esta afirmación es apoyada por el fechamiento de esta unidad por medio de cristales de biotita (método K-Ar), los cuales arrojan una edad de enfriamiento de ~84 Ma (Solé *et al.*, 2007).

Por su parte, en las vecindades de Casimiro Castillo (Figura 3) se reporta la presencia de un cuerpo diorítico con cantidades significativas de enclaves gabróicos (Gastil *et al.*, 1976), las cuales poseen edades de enfriamiento (K-Ar) de biotita y hornblenda de ~67.7 y ~64.5 Ma, respectivamente. En cuanto a las granodioritas de Villa Purificación (Figura 3), estas poseen una edad de enfriamiento de ~70 Ma (K-Ar en

biotita). A pesar de estos datos no se ha demostrado la pertenencia de estas muestras al BM o al BPV, o en cambio forman parte de un cuerpo plutónico distinta.

En cuanto a la roca encajonante en la porción sur del BPV, corresponde a secuencias vulcanosedimentarias compuestas de tobas andesíticas intercaladas con calizas y brechas riolíticas. Estas secuencias se han interpretado como parte de la Formación Tepalcatepec (Ávila-Ramos & Barrera-Ramos, 2011). Sin embargo, recientemente Montaña-Cortés *et al.* (2019) ha documentado la presencia de andesitas, depósitos epiclásticos como tobas de composición riolítica, brechas y algunas areniscas en la región de Chamela y Perula (Figura 3). Con base en fechamientos en el sistema U-Pb en zircones en las andesitas de Bahía Chamela (~120 Ma) estos autores proponen la pertenencia de estas secuencias como parte de la Fm. Tecalitlán.

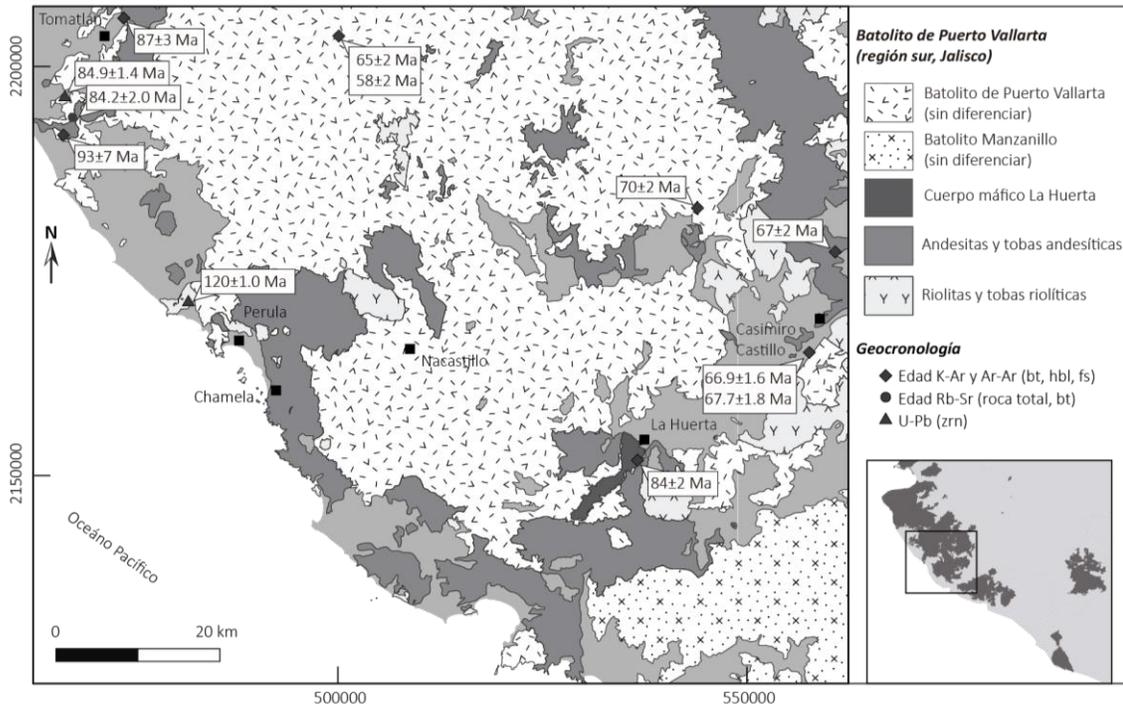


Figura 3. Geología simplificada de la porción sur del Batolito de Puerto Vallarta. Datos geocronológicos recopilados de Gastil *et al.* (1976), Murillo-Muñetón & Torres-Vargas (1987), Schaaf (1990), Solé *et al.* (2007), Valencia *et al.* (2013), Montaña-Cortés *et al.* (2019).

iii. BATOLITO DE MANZANILLO

En la parte noroccidental del estado de Colima (Figura 4) aflora una secuencia de rocas plutónicas que conforma el Batolito de Manzanillo (Schaaf, 1990; Panseri, 2007). Este consiste en una serie de intrusiones graníticas, granodioritas y gabrómicas que presentan evidencias de interacción en estado sub-solidus. Geoquímicamente, las rocas del Batolito de Manzanillo (BM) poseen una composición calcialcalina con múltiples características que llevan a interpretarlas como parte de un ambiente de magmatismo de arco continental (Panseri, 2007). A diferencia del BPV, las firmas isotópicas iniciales del BM tienden a ser más primitivas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7032\text{-}0.7036$, $\epsilon\text{Nd}=+5.9$ a $+3.1$), por lo que es evidente el poco aporte de material cortical involucrado en la petrogénesis de este batolito (Schaaf, 1990).

A pesar de que las litologías de este batolito están bien documentadas debido a su relación con mineralizaciones de hierro (Tritlla *et al.*, 2013), el trabajo más detallado del batolito corresponde a Panseri (2007). Este autor hace una revisión de los plutones que lo conforman apoyado en datos geoquímicos de

elementos mayores y traza, geocronología U-Pb en zircón por medio de SIMS y geotermobarometría de equilibrio anfíbol-plagioclasa; por medio de la cual es capaz de plantear la secuencia de evolución que se plantea a continuación.

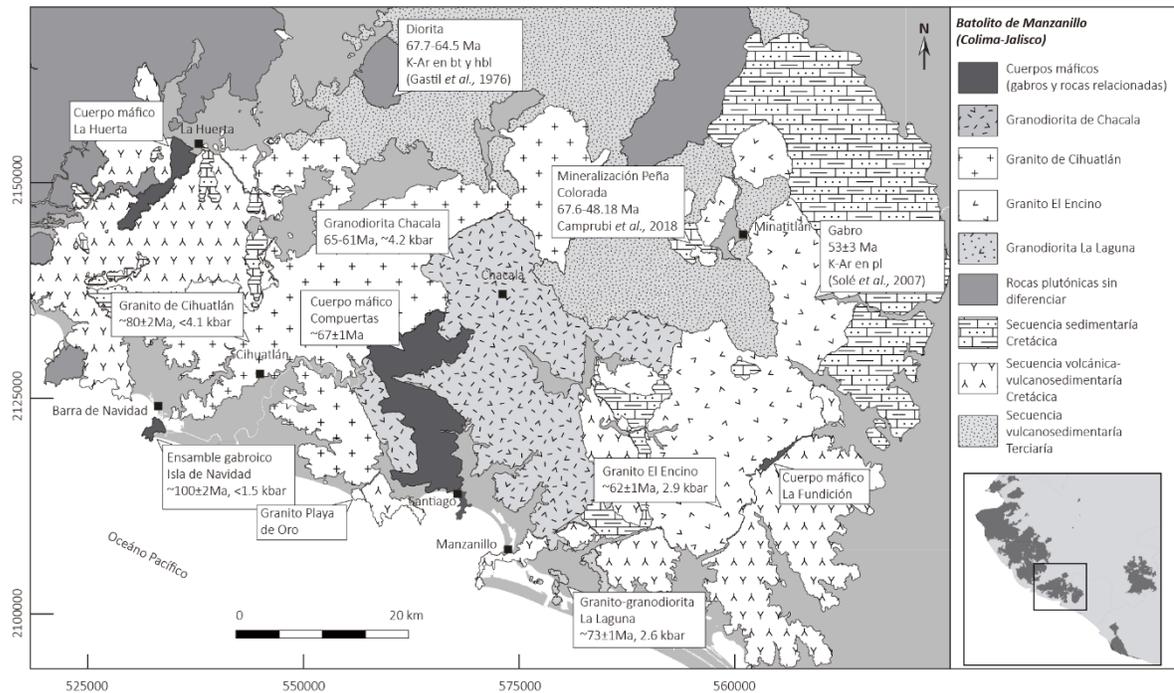


Figura 4. Mapa geológico simplificado del Batolito de Manzanillo. Modificado de Schaaf (1990) y Panseri (2007), datos geocronológicos y termobarométricos tomados de Gastil et al. (1976), Schaaf (1990), Panseri (2007), Camprubi et al. (2018) y referencias ahí citadas.

El intrusivo más antiguo corresponde al plutón granítico de Isla de Navidad (Figura 4), el cual consiste en una intrusión circular de ~ 3 km de diámetro. Este intrusivo está compuesto principalmente de rocas graníticas de afinidad calciocalina, con cantidades menores de material gabróico. La edad de cristalización fue acotada a 100 Ma (U-Pb en zircón) y las condiciones de emplazamiento estimadas a <1 kbar.

Posteriormente se encuentra el intrusivo de Cihuatlán, de composición granítica (Figura 4), el cual pertenece a la serie calciocalina de alto K y posee una edad de cristalización de 80 Ma, basada en U-Pb en zircones (Panseri, 2007). Por otra parte, Schaaf (1990) reporta edades de entre ~ 65 -69 Ma mediante isócronas de biotita-roca total en el sistema Rb-Sr. Este intrusivo se caracteriza por poseer una presión máxima de emplazamiento de 4.1 kbar, con facies de grano fino emplazadas a <1 kbar (Panseri, 2007). El granito Playa de Oro posee características geoquímicas y petrográficas similares al intrusivo de Cihuatlán por lo que probablemente sea parte del mismo cuerpo plutónico (Panseri, 2007). Sin embargo, este tiene una presión de emplazamiento estimada de 2.3 kbar por lo que, de ser parte de este intrusivo, conformarían un cuerpo plutónico polifásico.

El intrusivo de La Laguna representa un plutón aislado de aproximadamente 60 km^2 (Figura 4), en el cual se pueden observar dos eventos plutónicos (uno de composición granítica a granodiorítica, y el segundo representado por un cuerpo microgranítico) que le otorgan características geoquímicas y petrográficas de carácter híbrido. La cristalización de este cuerpo se dio en torno a 2.6 kbar de profundidad a ~ 73 Ma por medio del análisis de U-Pb en zircones (Panseri, 2007), edad a la que probablemente terminó la evolución del plutón de Cihuatlán.

De acuerdo con las observaciones de Panseri (2007), a los 68 Ma se emplazó y cristalizó el cuerpo máfico de Compuertas (Figura 4), el cuál puede corresponder a una primera fase de cristalización de la granodiorita de Chacala. En un intervalo de tiempo entre 65-61 Ma comienza la cristalización de la granodiorita de Chacala y el granito de El Encino. La primera inicia su cristalización a 4.2 kbar (15 km) de profundidad y asimila parcialmente al cuerpo máfico de Compuertas, el cual estaba probablemente a la misma profundidad. La intrusión de la granodiorita hacia el cuerpo máfico generó una fase transicional debido la difusión de porciones gabróicas y granodioríticas. El granito de El Encino es contemporáneo a la intrusión de la granodiorita de Chacala, sin embargo, fue probablemente generado a partir de una fuente distinta. La profundidad máxima de la intrusión es cercana a los 2.9 kbar (9.5 km).

Al oriente del BM aflora el cuerpo máfico de La Fundición (Figura 4). A pesar de que se poseen pocos datos analíticos de esta litología, se considera parte del BM (Panseri, 2007). Asimismo, Solé *et al.* (2007) reporta la presencia de un cuerpo gabróico al sureste de Minatitlán, del cual obtuvo una edad de enfriamiento en plagioclasa de ~53 Ma.

Adicionalmente a las edades obtenidas por Panseri (2007) en el sistema U-Pb en zircones, se han reportado múltiples edades de enfriamiento de biotita y anfíbol en los sistemas Rb-Sr, K-Ar y Ar-Ar (Gastil *et al.*, 1976; Böhnel *et al.*, 1989; Schaaf, 1990; Solé *et al.*, 2007, Tritlla *et al.*, 2013). Las edades en el sistema Rb-Sr oscilan entre 59-69 Ma, en el sistema Ar-Ar están entre 64-67 Ma, mientras que en el sistema K-Ar oscilan entre 53-65 Ma. Dada la similitud entre las edades de cristalización (U-Pb en zircón) y las edades de enfriamiento, Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014) proponen una tasa alta de exhumación para este batolito.

Como se mencionó al inicio de este apartado, el BM ha sido foco de atención debido a la presencia de mineralizaciones de hierro, siendo el más importante el área mineralizada de Peña Colorada. El depósito de Peña Colorado se encuentra emplazada en una secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico inferior (Fm. Tepalcatepec), causado por la intrusión de un cuerpo diorítico de ~67 Ma (Camprubi *et al.*, 2018). La evolución de este depósito fue abordada por Camprubi *et al.* (2018) medio de descripciones de campo y fechamientos en el sistema Ar-Ar y trazas de fisión.

La evolución magmática plutónica de esta área mineralizada abarcó un periodo de entre 19-23 m.a., la cual fue provocada por la intrusión consecutiva de cuerpos dioríticos (~67.6 y ~62 Ma), gabros (~53.3 Ma) y andesitas porfídicas (~59.4 Ma) (Camprubi *et al.*, 2018). Estas intrusiones provocaron el metamorfismo de la secuencia calcárea del encajonante, y acompañados de sistemas de fallas, desencadenaron en la formación de brechas polimícticas de magnetita (~50.7-48.2 Ma). De acuerdo con el esquema de edades presentado por estos autores (Camprubi *et al.*, 2018), las intrusiones asociadas a esta área mineralizada se pueden considerar parte de las intrusiones que conforman al Batolito de Manzanillo.

iv. BATOLITO DE JILOTLÁN

El Batolito de Jilotlán (BJ) se encuentra expuesto en el interior del continente a aproximadamente 100 km de la costa (Figura 5), el cual se compone de dos pulsos magmáticos de composición gabróica y granítica de edad contrastante. Este batolito se encuentra emplazado en carbonatos y secuencias volcanoclásticas marinas cretácicas perteneciente a las formaciones Tepalcatepec y Tecalitlán (Figura 5) (Villanueva-Lascuráin *et al.*, 2016; Salazar-Juárez, 2017).

La porción silícica-intermedia del BJ está compuesta por granodioritas y granitos, cuyas composiciones de elementos mayores y traza muestran un comportamiento calcialcalino y firmas típicas de ambiente de magmatismo ligado a un ambiente de subducción de tipo continental (Salazar-Juárez, 2017). Las firmas isotópicas iniciales de Sr y Nd demuestran un origen ligado a una fuente bastante primitiva ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.7036-0.7041$, $\epsilon\text{Nd}_i=+4.3$ a $+3.5$) lo que sugiere poca o nula interacción con material cortical más evolucionado (Schaaf, 1990; Valdez-Moreno, 2006; Salazar-Juárez, 2017).

Las edades de este pulso magmático han sido acotadas mediante fechamientos en el sistemas U-Pb en zircones individuales (LA-ICP-MS) y poblaciones de zircones (ID-TIMS) en 54 Ma (Salazar-Juárez, 2017), edad muy similar a edades de enfriamiento de roca total, hornblenda y biotita reportadas por diversos autores (Grajales-Nishimura & López-Infanzón, 1983; Murillo-Muñetón & Torres-Vargas, 1987; Schaaf 1990), las cuales oscilan entre 53-60 Ma (Figura 5). La similitud entre las edades de cristalización y enfriamiento sugieren que el emplazamiento de estos cuerpos plutónicos fue muy somero o su exhumación muy rápida.

La porción gabrónica del BJ, fue estudiada a detalle por Villanueva-Lascuráin *et al.* (2016) quienes identificaron gabros de hornblenda y tonalitas con características geoquímicas de elementos mayores y traza que sugieren un origen mantélico, probablemente relacionado a un escenario tectónico de corteza adelgazada (Villanueva-Lascuráin *et al.*, 2016). Las firmas isotópicas iniciales de Sr-Nd obtenidas por estos autores indican una fuente bastante primitiva ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.70328-0.70369$, $\text{ENd}_i=+4.7$ a $+6.8$), las tonalitas a pesar de ser ligeramente más evolucionadas poseen firmas isotópicas iniciales también primitivas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.70369-0.70379$, $\text{ENd}_i=+2.6$ a $+3.7$).

Las rocas gabrónicas han sido fechadas por medio de zircones individuales (U-Pb en zircón) obteniendo edades de cristalización entre 112 y 110 Ma (Figura 5) (Villanueva-Lascuráin *et al.*, 2016; Salazar-Juárez, 2017). Mientras que, los cristales de hornblenda de los mismos han sido fechados por el método Ar-Ar, obteniendo edades entre 111-114 Ma las cuales son indistinguibles de las edades de cristalización en zircones (Villanueva-Lascuráin *et al.*, 2016). Al igual que en el caso anterior, la similitud entre las edades de enfriamiento y cristalización se ha interpretado como producto de una exhumación rápida. Por otra parte, las similitudes geocronológicas entre los pulsos gabrónicos de Jilotlán y los depósitos volcánicos andesíticos de la Formación Tecalitlán sugieren que estos plutones representan la raíz de estas rocas volcánicas (Villanueva-Lascuráin *et al.*, 2016).

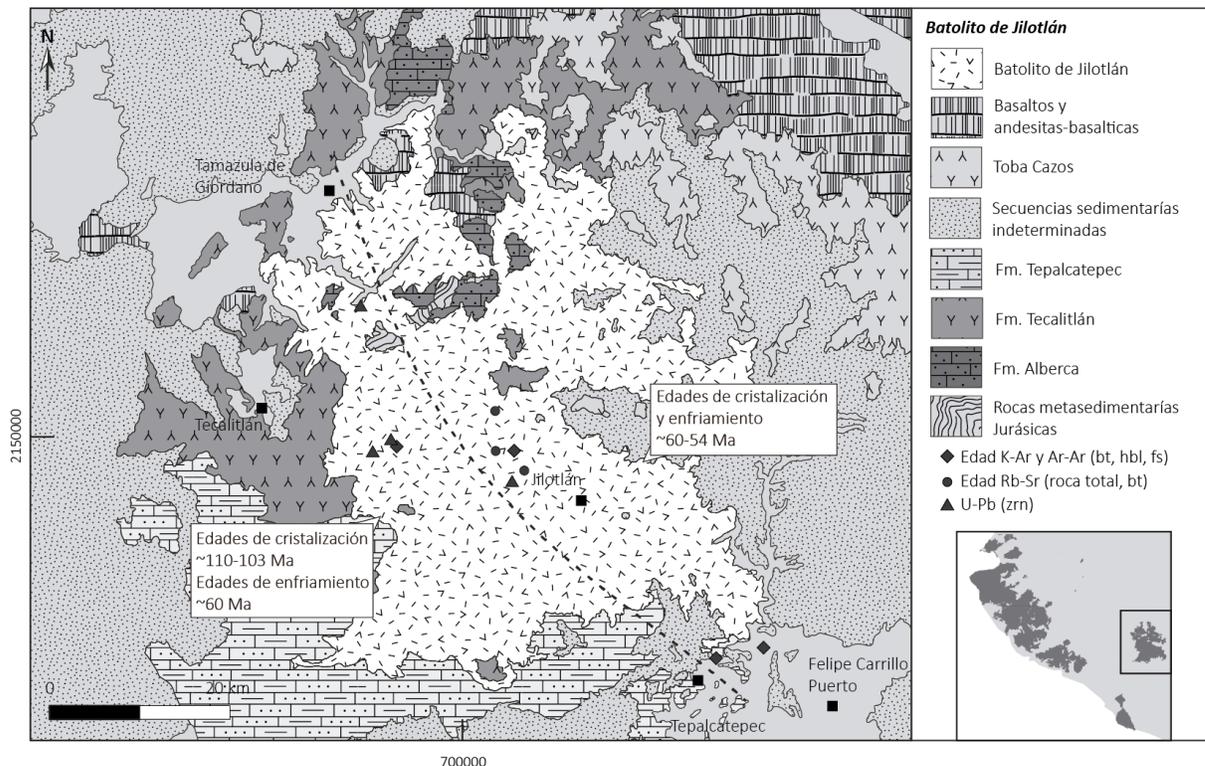


Figura 5. Mapa geológico simplificado del Batolito de Jilotlán. Modificado y recopilado de Villanueva-Lascuráin *et al.* (2016), Salazar-Juárez (2017) y referencias ahí citadas.

V. BATOLITO DE AQUILA

El Batolito de Aquila (BA) aflora en la costa del municipio de Aquila y el municipio de Chinicuila, en el estado de Michoacán, cubriendo un área de $\sim 732 \text{ km}^2$. A grandes rasgos este cuerpo plutónico se divide en tres regiones: el ensamble plutónico de Aquila, Faro-Maruata y Tizopan (Figura 6) (Castro-Ornelas, 2013). Este batolito ha sido estudiado principalmente por intereses económicos debido a su asociación con mineralizaciones de hierro, por lo que se ha dividido en franjas metalogénicas de Fe-Zn, Au y Fe (Aguilar-Hernández, 2013), sin embargo, aún hoy existen pocos trabajos que indaguen sobre su petrogénesis y emplazamiento.

EL BA se ha definido como un conjunto de cuerpos plutónicos de composiciones diversas, donde resalta la presencia de granitos, granodioritas, dioritas y pequeños cuerpos lamprofídicos con diversas variaciones granulométricas (Barrios-Rodríguez *et al.*, 2000; Gómez-Ordaz *et al.*, 2002; Bustamante-García *et al.*, 2006). De entre las tres regiones que componen a este batolito, se destaca el Ensamble plutónico de Aquila por la cantidad importante de rocas gabrómicas que lo componen y el ensamble plutónico de Faro-Maruata donde se han distinguido al menos seis litotipos diferentes (Castro-Ornelas, 2013).

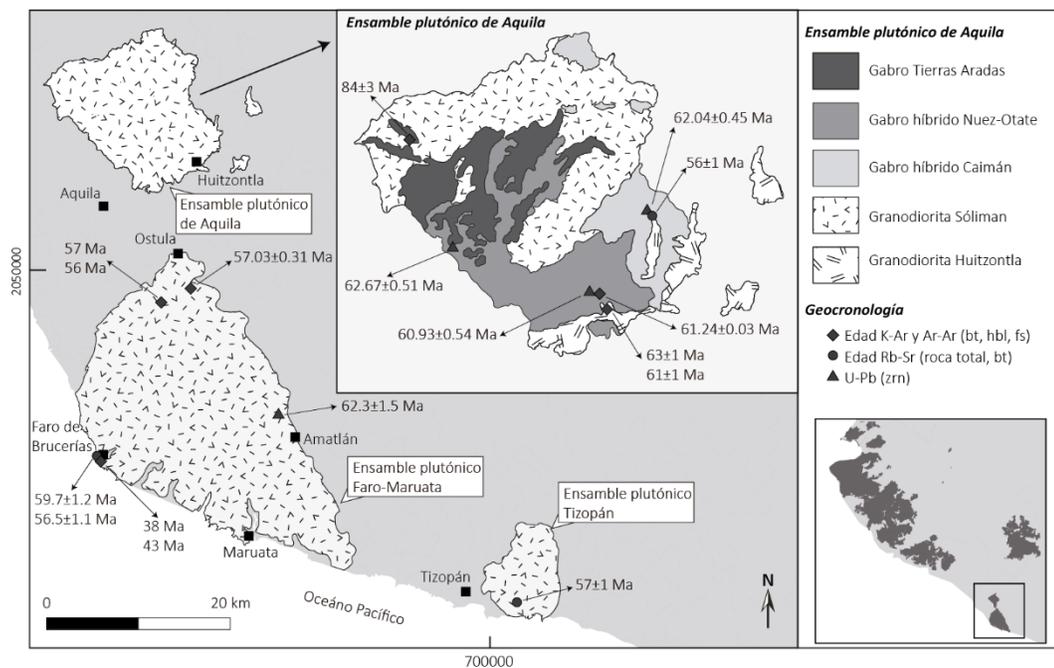


Figura 6. Mapa geológico simplificado del Batolito de Aquila. Modificado y recopilado de Gómez-Rivera (2019) y referencias ahí citadas.

En el ensamble plutónico de Faro-Maruata se han reconocidos granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, gabros y cuarzomonzonitas; los cuales poseen contactos determinados por zonas de cizalla y transicionales (Castro-Ornelas, 2013). Estos últimos indican interacción en estado subsolidus entre los cuerpos que componen este ensamble plutónico. Este rasgo se ha observado también en el ensamble plutónico de Aquila (Figura 6), donde se han observado cinco litotipos diferentes con una proporción de 14% de cuerpos gabrómicos y 36% de unidades gabrómicas transicionales (Gómez-Rivera, 2019).

Geoquímicamente se observa una afinidad de arco magmático continental para las rocas del BA con anomalías de Sr/Y que indican firmas adakíticas, por lo que se interpreta que en la génesis de estas rocas estuvo involucrada una fuente granulítica profunda (Gómez-Rivera, 2019). Adicionalmente, Schaaf (1990)

determino mediante isotopía de Sr-Nd que las rocas de Faro-Maruata poseen una alta afinidad mantélica ($87\text{Sr}/86\text{Sr}_i=0.7035-0.7041$, $\epsilon\text{Nd}_i=+4.0$ a $+6.0$).

El espectro de edades para el BA (Figura 6) contiene edades de cristalización y enfriamiento en los sistemas U-Pb en zircón, Ar-Ar en biotita, K-Ar en biotita y hornblenda, y edades de isócrona Rb-Sr (Pantoja-Alor, 1983; Murillo-Muñeton & Torres-Vargas, 1987; Schaaf, 1990; Iriondo et al., 2004; Gómez-Rivera, 2019). Las edades de cristalización se encuentran entre 62 y 61 Ma, mientras que las edades de enfriamiento oscilan entre 63 y 56 Ma. Por otra parte, se encuentra material heredado en los zircones de entre 80-70 Ma que parecen indicar la existencia de un pulso magmático más antiguo (Gómez-Rivera, 2019).

vi. MODELO DE EVOLUCIÓN DEL MARGEN SUROESTE DE MÉXICO

Tal como se ha observado en los ejemplos antes expuestos, en el margen suroeste del Pacífico Mexicano afloran principalmente rocas plutónicas de composición granítica (y algunas porciones gabróicas subordinadas) desde Puerto Vallarta al Golfo de Tehuantepec por cerca de 1000 km de costa. Estos batolitos, así como otras intrusiones menores, se encuentran emplazados en secuencias vulcanosedimentarias y en rocas cristalinas de basamento, que en su conjunto indican diversos eventos tectónicos situados entre el Mesozoico y Cenozoico. Este registro de eventos incluye episodios de magmatismo de arco continental y oceánico, acortamiento cortical, acreción de terrenos exóticos, erosión por subducción, extensión tectónica, así como cambios de régimen tectónico de convergente a transformante y divergente (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2018).

A grandes rasgos, la evolución del occidente de México está relacionada a la deposición de material sedimentario (proveniente de los Terrenos Mixteca y Zapoteco) en una cuenca oceánica de margen pasivo con actividad volcánica intra-oceánica, durante el Triásico Tardío (Figura 9A). Este material sedimentario probablemente corresponde a los protolitos de las rocas que hoy conforman a los complejos Arteaga y Chimo-Yelapa. Posteriormente, este margen evolucionó hacia el Jurásico Tardío en un margen activo con polaridad hacia el oriente; durante este episodio de magmatismo se conformaron rocas plutónicas y volcánicas que hoy conforman al granito de Tumbiscatío y al granito de Cuale, así como la secuencia riolítica de Cuale (Figura 9B).

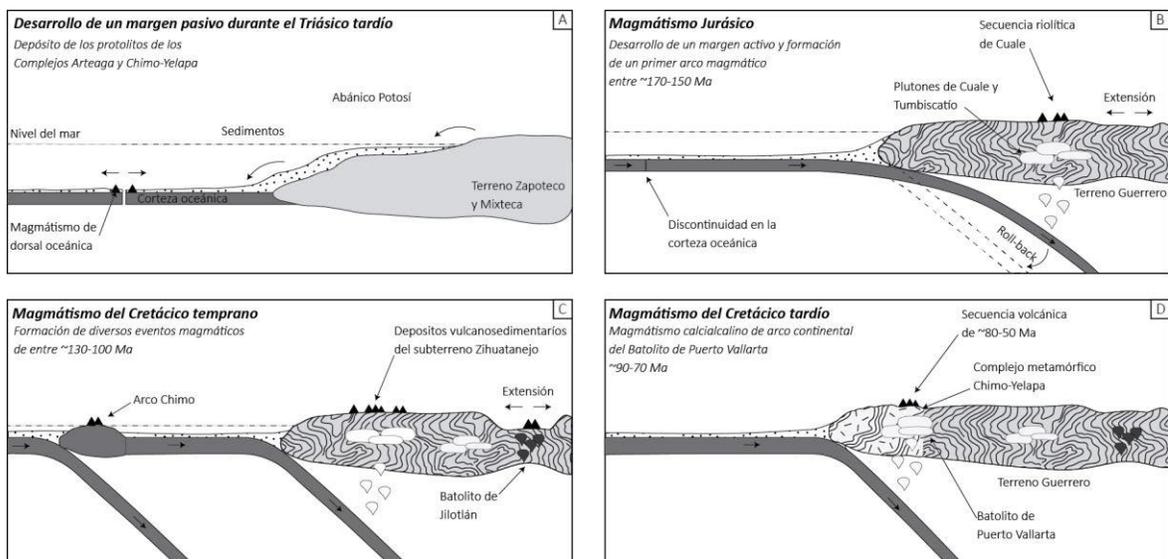


Figura 7. Modelo de evolución del margen suroccidental del territorio mexicano durante el Mesozoico, explicación en el texto.

Durante este periodo (Jurásico Tardío), es probable que un evento de *roll-back* en el *slab* en subducción provocará un evento de extensión cortical que desencadenó en el depósito de las secuencias de los

subterrenos Arcelia, Guanajuato y Teleolapan (Figura 9B-C). Asimismo, es probable que este evento de extensión esté relacionado con el plutonismo gabrótico del Batolito de Jilotlán y algunas secuencias de la Fm. Tecalitlán (Figura 9C). Mientras este evento de *rifting* se daba hacia el interior del Terreno Guerrero, en el margen continental la subducción continuaba hacia el oriente por lo que se conformaron las secuencias volcánicas y vulcanosedimentarias del Subterreno Zihuatanejo (Figura 9C).

Trabajos recientes han demostrado que, durante este periodo, una discontinuidad en el occidente en la corteza oceánica provocó la formación de diversos arcos oceánicos paralelos al margen continental. Estos eventos magmáticos conformaron a las rocas que hoy forman parte del Arco Alisitos (en el noroeste del país) y algunos protolitos del Arco Chimo (frente a la costa del Bloque de Jalisco), los cuales parecen ser contemporáneos a los depósitos del Subterreno Zihuatanejo (Figura 9C). Hacia a ~117 Ma el Arco Chimo colisionó con el Terreno Guerrero, conformando al Complejo metamórfico Chimo-Yelapa. El proceso de subducción continuó durante el Cretácico conformando las rocas plutónicas del Batolito de Puerto Vallarta (Figura 9C), el cual representa una continuación al sur del Complejo Batolítico de las Sierras Peninsulares (Schaaf *et al.*, 2020).

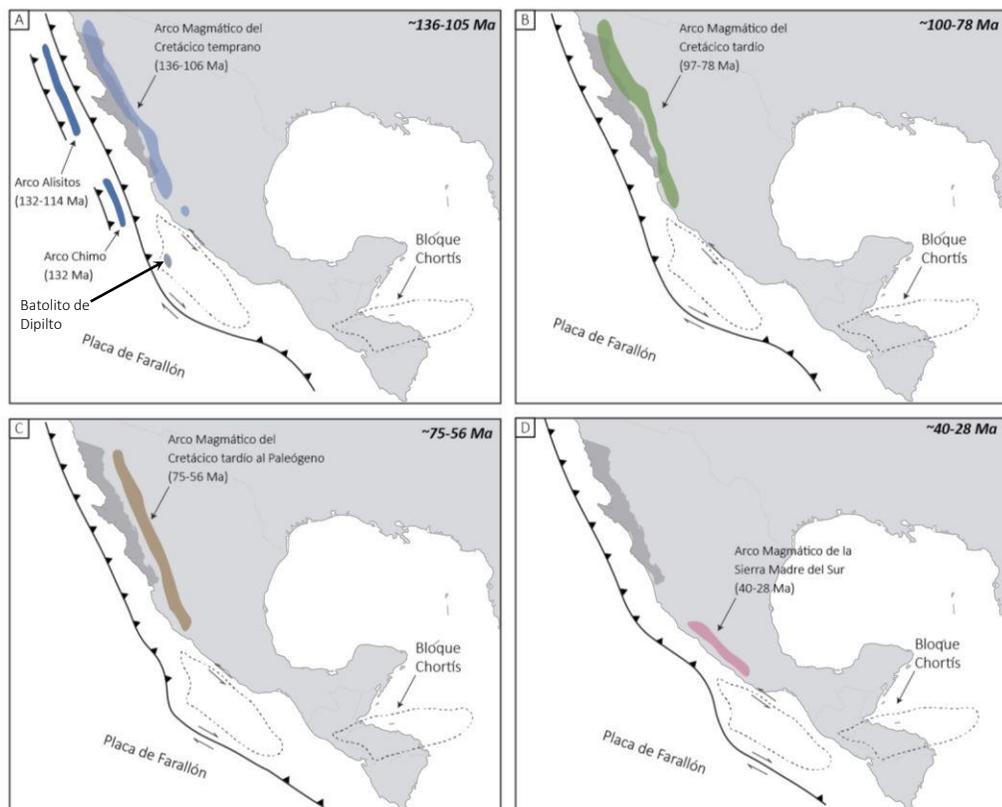


Figura 8. Modelo tectónico de evolución de las rocas intrusivas del oeste de México.

Reconstrucción paleogeográfica de territorio mexicano de acuerdo con las observaciones recopiladas por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (2014), Morán-Zenteno *et al.* (2018), Schaaf *et al.* (2020) y García-Amador *et al.* (2020).

La costa occidental y sur del territorio mexicano se caracteriza por la exposición continua de rocas plutónicas a lo largo de la línea de costa, resaltando la ausencia de rocas de antearco, por lo que se ha planteado que este representa un margen continental truncado; asimismo se observa que las rocas plutónicas costeras presentan una variación geocronológica desde ~100 Ma en Puerto Vallarta a ~20 Ma en Tehuantepec (*e.g.* Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). Por una parte, la

naturaleza del borde truncado en la costa de los estados de Jalisco y Colima ha sido atribuido a un proceso de erosión por subducción por parte de la placa de Farallón hacia el bloque de Jalisco (*e.g.* Cavazos-Tovar *et al.*, 2020; Schaaf *et al.*, 2020; Stern *et al.*, 2020).

Por otra parte, la migración de edades hacia el SE del magmatismo plutónico de la costa del Pacífico mexicano es atribuida a la migración del Bloque Chortís (hoy los territorios de Guatemala, El Salvador, Honduras y Nicaragua) desde la costa de Jalisco y Colima hasta su posición actual (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2018), permitiendo la subducción progresiva de la placa de Farallón desde Jalisco y Colima hasta el Golfo de Tehuantepec (Figura 8A-D). A partir de la posición antes planteada, la subducción de la Placa de Farallón generó a las rocas intrusivas del Cretácico Temprano al Paleogeno, las que podrían incluir a las rocas del Batolito de Puerto Vallarta (Figura 8B).

Posteriormente, el Bloque Chortís inicio su migración hasta la Costa de Acapulco a ~16 Km/m.a. (Morán-Zenteno *et al.*, 2018), conformando en su proceso los Batolitos de Manzanillo, la porción silícica-intermedia del Batolito de Jilotlán y el Batolito de Aquila (Figura 8C). Para posteriormente migrar a una tasa de ~70 Km/m.a. hasta Huatulco y Tehuantepec, periodo en el que se conformó la provincia plutónica de la Sierra Madre del Sur (Figura 8D) (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). El desplazamiento lateral del Bloque Chortís combinado con procesos de erosión por subducción, probablemente provocaron el truncamiento del margen de la costa sur de México.

Las reconstrucciones paleogeográficas más recientes han ubicado al Bloque Chortís frente a las costas de Los Cabos (antes de la apertura del Mar de Cortés), Jalisco y Colima durante el Aptiano-Albiano (García-Amador *et al.*, 2020), periodo en el que se dio la colisión del Arcos Alisitos y Chimo, así como la formación del Batolito de Dipilto (Figura 8A). Este punto debe ser conciliado con el evento de formación y colisión del Arco Chimo frente a las costas de Puerto Vallarta (Schaaf *et al.*, 2020), sin embargo, este tema se tratará más adelante en este trabajo.

III. PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS Y ÁREA DE ESTUDIO

i. PLANTEAMIENTO Y JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

Como se ha demostrado en el apartado anterior, los batolitos del suroccidente de México poseen una gran variabilidad geológica, geoquímica, isotópica y geocronológica; que en muchos casos ha permitido identificar la existencia de varios pulsos magmáticos que se amalgamaron entre sí para formar a estos batolitos. En el caso del Batolito de Puerto Vallarta (BPV), este se ha investigado principalmente desde el punto de vista geoquímico, isotópico y geocronológico; atribuyendo las heterogeneidades del mismo a procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada. Sin embargo, los esfuerzos más recientes se han centrado en discernir la naturaleza del basamento que subyace al cuerpo intrusivo (Valencia *et al.*, 2013; Díaz-López, 2015; Gutiérrez-Aguilar, 2019; Gutiérrez-Aguilar *et al.*, 2020; Schaaf *et al.*, 2020), así como la extensión de este hacia la zona de Punta Mita (Vite-Sánchez, 2019) y hacia el bloque de Los Cabos (Díaz-López, 2019). Asimismo, se ha observado la presencia de otro evento magmático-plutónico hacia el oriente del mismo que parece corresponder con la actividad magmática que conformó al Batolito de Manzanillo (Valencia *et al.*, 2013).

En contraparte con el Batolito de Puerto Vallarta los batolitos de Aquila, Jilotlán y Manzanillo se han estudiado a partir de la cartografía y estructura de los cuerpos intrusivos que componen a estos batolitos (*e.g.* Panseri, 2007; Villanueva-Lascuráin *et al.*, 2016, Salazar-Juárez, 2017; Gómez-Rivera, 2019). Este tratamiento individual de los plutones que conforman a los batolitos, ha permitido profundizar en la petrogénesis, emplazamiento y cristalización de estos batolitos. Permitiendo conformar historias magmatico-plutónicas sobre la construcción de estos batolitos, como las planteadas en el Batolito de Manzanillo (Panseri, 2007) y el Batolito de Aquila (Gómez-Rivera, 2019).

En el caso del Batolito de Puerto Vallarta, este posee un área de exposición que rebasa al conjunto del resto de batolitos antes mencionados; por lo que las expediciones geológicas se han centrado en la porción norte del mismo, en específico en los municipios de Cabo Corrientes, Tomatlán y Puerto Vallarta. Sin embargo, en la porción sur del BPV no se ha realizado un reconocimiento geológico detallado que permita constatar la extensión de este cuerpo. A pesar de esto, se ha documentado la existencia de rocas gabroicas en los alrededores de La Huerta (Schaaf, 1990; Gastil *et al.*, 1976; Panseri, 2007; Solé *et al.*, 2007), las cuales no han sido observadas en la porción norte del batolito. Por lo que se ha planteado la posibilidad de que estas litologías correspondan la actividad magmática responsable del Batolito de Manzanillo (Panseri, 2007).

Ante la carencia de datos geológicos en la porción sur del Batolito de Puerto Vallarta, y en específico del área de La Huerta, en este trabajo se plantea la exploración geológica de esta zona. En contraparte con los estudios realizados en la zona norte del batolito, en la porción sur se plantea que el estudio se realice por medio del análisis geoquímico, geocronológico y petrológico de los plutones individuales que componen al área de La Huerta. Por este medio, en este trabajo se pretende discernir la pertenencia de estos a la actividad magmática responsable de los batolitos de Manzanillo o Puerto Vallarta.

ii. HIPOTESIS DE TRABAJO Y OBJETIVOS

La cantidad tan limitada de datos geológicos y analíticos en el sector sur del BPV resulta alarmante, en comparación con la gran cantidad de datos geológicos, geoquímicos y geocronológicos que hay para la porción norte del mismo. Los datos obtenidos en el sur del BPV se restringen a edades de enfriamiento en dioritas y tonalitas obtenidas por Gastil *et al.* (1976) y Solé *et al.* (2007), algunos datos isotópicos de rocas gabroicas (Schaaf, 1990) y descripciones petrográficas de las mismas (Panseri, 2007). De acuerdo con lo observado en estos antecedentes y lo planteado anteriormente, se especula que las rocas plutónicas de La Huerta poseen mayor afinidad (debido a la gran cantidad de rocas gabroicas que se han observado) con la actividad magmática que dio origen al Batolito de Manzanillo que con el Batolito de Puerto Vallarta.

Con base en lo anterior, el objetivo principal de este trabajo es, con base en un estudio cartográfico en el área de La Huerta; identificar sus variaciones petrológicas, geoquímicas y geocronológicas con el propósito de determinar si corresponden a una afinidad con el BPV, el BM o bien, si representa un complejo plutónico independiente. Por lo que se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Realizar una cartografía a semidetalle del área de La Huerta, priorizando el muestreo de las variedades de rocas plutónicas que afloran en la región.
- Realizar un estudio petrográfico detallado sobre las variedades de rocas plutónicas, que permita esclarecer su secuencia de cristalización y los procesos magmáticos involucrados en la génesis y emplazamiento de estas.
- Obtener datos termobarométricos que permitan entender como fueron las condiciones de emplazamiento de estas rocas plutónicas.
- Realizar nuevos análisis geoquímicos y geocronológicos de las distintas variedades de rocas plutónicas que permitan entender su génesis, así como su probable correlación con alguno de los batolitos adyacentes.
- Generar un modelo que integre y explique el origen de las rocas plutónicas de La Huerta, enmarcado en el conocimiento existente del Batolito de Manzanillo y Batolito de Puerto Vallarta.

iii. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio cubre aproximadamente 3,600 Km² y se ubica en la porción sur del Batolito de Puerto Vallarta, en el estado de Jalisco, al occidente de México (Figura 9). De manera local, se encuentra en el municipio de La Huerta, al noroeste de la ciudad de Manzanillo y se encuentra delimitada al sur por la localidad de La Manzanilla, al norte por Llano del Higo, al este por el poblado de Coyamel y al oeste por la costa del Pacífico Mexicano. Esta área corresponde a las cartas topográficas E13B32, E13B31, E13A29, E13B21, E13B22 a escala 1:50000 de INEGI.

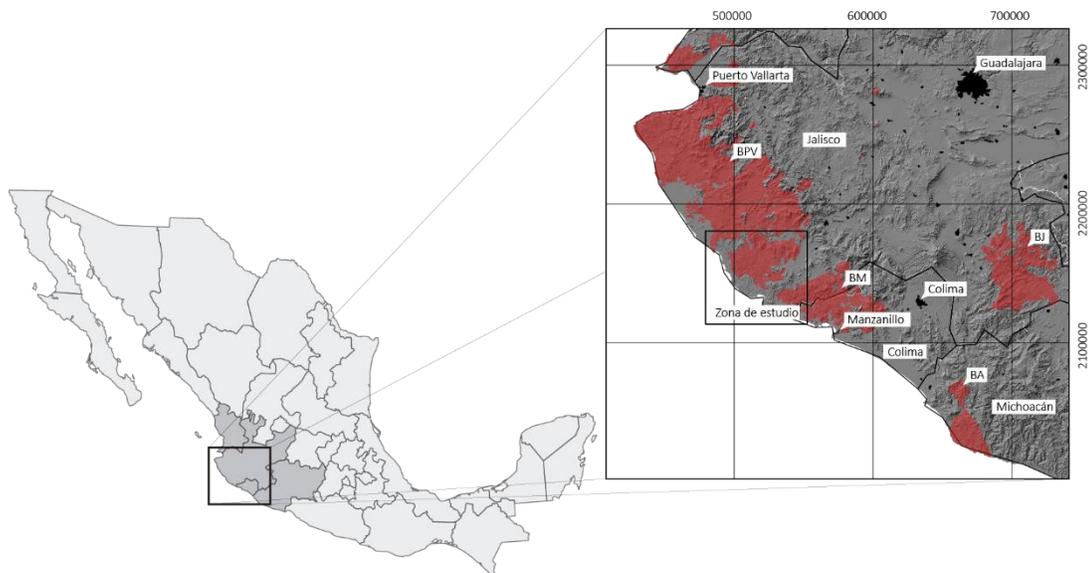


Figura 9. Localización del área de estudio.

Se muestra la ubicación del área de estudio en el país, y de forma más detallada su contexto alrededor de los batolitos de Puerto Vallarta (BPV), Manzanillo (BM), Jilotlán (BJ) y Aquila (BA).

IV. METODOLOGÍA

En esta sección se describe de forma resumida la metodología y las técnicas utilizadas para cumplir los objetivos propuestos anteriormente, a grandes rasgos esta se observa en el diagrama de trabajo de la Figura 10. En el Anexo 1 se resumen los análisis y procedimientos realizados a cada una de las muestras que se describirán más adelante.

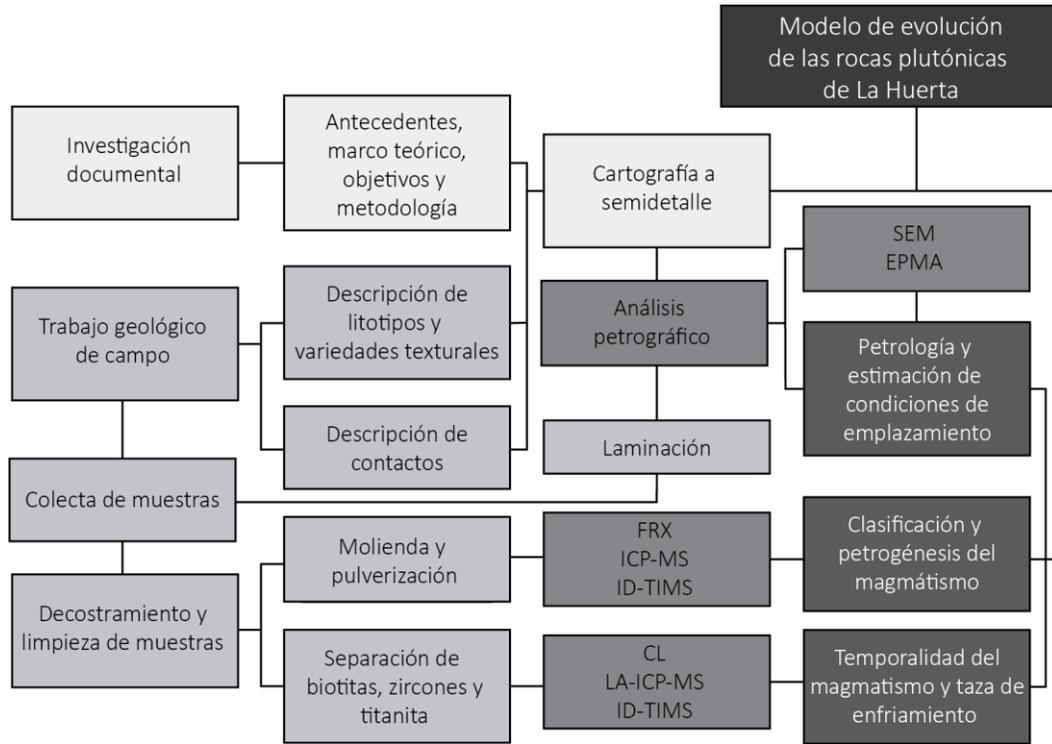


Figura 10. Resumen de la metodología de trabajo.

i. TRABAJO GEOLÓGICO DE CAMPO

Se realizaron dos jornadas de seis días de trabajo de campo en donde se hizo la identificación a nivel de afloramiento de las principales litologías del área de estudio, haciendo hincapié en un muestreo de la diversidad de rocas plutónicas. Se realizó una descripción de los afloramientos de las rocas plutónicas observadas, incluyendo características como estructura, textura y mineralogía; así como sus posibles relaciones de contacto con las litologías que conforman al encajonante.

El muestreo consistió en la colecta de muestras de mano (15 a 20 cm) de cada litología observada, las cuales fueron destinadas a análisis petrográfico. En el caso en que hubiese muestra suficiente con niveles de intemperismo bajo, se colectaron de 10 a 20 kg de roca destinados a análisis geoquímicos y geocronológicos, los cuales se fragmentaron y descostraron en campo para minimizar las posibles fuentes de contaminación por intemperismo.

ii. PROCESAMIENTO MECÁNICO DE LAS MUESTRAS

Cada una de las muestras de mano obtenidas en campo fue laminada a 30 μm de espesor para realizar el análisis petrográfico, posteriormente y con base en las observaciones realizadas, siete de estas muestras fueron pulidas y recubiertas con grafito para análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM) y microsonda electrónica (EPMA).

Las muestras destinadas a análisis geoquímicos y geocronológicos fueron procesadas en conjunto y se fueron eligiendo diferentes alícuotas con características específicas de granulometría para cada tipo de análisis. Estos procedimientos fueron realizados en el Taller de Molienda del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), perteneciente al instituto de Geofísica de la UNAM.

El primer paso consistió en el lavado de las muestras con agua Milli Q, para eliminar cualquier sustancia ajena a la roca; posteriormente y después del secado, las muestras fueron trituradas usando una prensa hidráulica hasta obtener fragmentos menores a un centímetro de grosor. Algunos de los fragmentos más frescos fueron seleccionados para análisis geoquímicos, mientras que el resto del material fue destinado para separación de minerales.

La fracción correspondiente a análisis geoquímicos fue procesada en un mortero de anillos de acero endurecido hasta obtener un pulverizado homogéneo, que fue separado en tres alícuotas diferentes. La primera de ellas fue utilizada para precontaminar el equipo, la segunda fracción fue destinada para análisis geoquímicos de elementos mayores y traza y, finalmente, la tercer alícuota se destinó para análisis de geoquímica isotópica.

Para la separación de minerales (zircón, titanita, biotita), el material restante del proceso de trituración fue cribado con un par de mallas desechables de 1.5 mm y 300 μm de espesor, respectivamente. La fracción obtenida fue sometida a un proceso de decantación con agua corriente para eliminar el material de tamaño arcilla y minerales ligeros, y de esta manera obtener la fracción pesada de la muestra. A partir de un proceso manual de bateo con una capsula de porcelana (Díaz-Rocha, 2019) se obtuvo un concentrado de minerales pesados, del cual se seleccionaron manualmente entre 70 y 100 cristales de zircón por cada muestra seleccionada para geocronología. Mediante este mismo proceso, se separaron manualmente 20-30 cristales de titanita de una muestra. Estos últimos procedimientos fueron realizados en el Laboratorio de separación de minerales del LUGIS-UNAM.

Los cristales de zircón fueron montados en briquetas de 2.5 cm de diámetro de resina epóxica con los zircones de las muestras en superficie, las cuales se devastaron hasta dejar a los zircones descubiertos por su sección ecuatorial. Este proceso fue realizado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM.

Con la fracción restante del cribado se separaron biotitas para fechamientos por isotopía de Rb-Sr, esta fracción se pasó por una columna de tamices hasta obtener una alícuota de 100 μm de espesor. Esta se pasó por una mesa vibradora ubicada en el Laboratorio de separación de minerales del LUGIS, hasta obtener un concentrado de cristales de biotita. Finalmente, dicho concentrado se pasó por un separador magnético Frantz para obtener biotita pura.

iii. PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

i. Petrología

La descripción de las muestras a nivel microscópico, así como la identificación de las asociaciones minerales presentes en las secciones delgadas fue realizada con un microscopio petrográfico OLYMPUS BX60 del LUGIS. Mientras que las fotomicrografías fueron tomadas con una cámara Canon Rebel T6, acoplada al mismo microscopio.

La caracterización a mayor detalle de texturas de interés fue realizada por medio de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) con una microsonda electrónica (EPMA) JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), UNAM. Así mismo con el mismo equipo se realizaron microanálisis cuantitativos puntuales de anfíboles, biotitas, feldespatos, olivinos, piroxenos, plagioclasas y minerales opacos; con condiciones de operación de 15 kV y 10 nA.

Los elementos cuantificados durante los microanálisis fueron SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO_T, MnO, CaO, Na₂O, K₂O, NiO, Cr₂O₃; para el caso de los feldespatos se midió adicionalmente SrO y BaO.

ii. Geoquímica

Los análisis de elementos mayores se llevaron a cabo en un espectrómetro secuencial de rayos X Rigaku Primus II equipado con tubo de Rh y ventana de Be de 30 μm. Con este equipo se determinó la concentración de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3T}, MnO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅; y de algunos elementos traza como Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb siguiendo la metodología analítica de Lozano-Santa Cruz & Bernal (2007). Este procedimiento fue realizado en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX), que pertenece al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM. La pérdida por calcinación se obtuvo por medio de la diferencia de peso entre la muestra seca y calcinada.

Los análisis de elementos traza se llevaron a cabo en el LEI del CGEO, UNAM con un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) Icap Qc marca Thermo Scientific. Los elementos cuantificados fueron Li, Be, B, P, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Ti, Pb, Th, y U; siguiendo la metodología descrita por Mori *et al.* (2009). Los estándares utilizados en la obtención de elementos traza corresponden a AGV-2, BCR-2, JB-2 JR-1, y ZZ; reportados por Imai *et al.* (1995).

Los datos geoquímicos de elementos mayores y traza de algunas muestras (PVA19-2 y PVA19-3) se obtuvieron en Activation Laboratories Ltd. Ontario, Canadá; por medio de espectroscopía Fusion ICP & ICP-MS.

Para los análisis isotópicos fueron procesados *ca.* 120 mg de cada muestra de roca total y entre 5-20 mg para cada muestra de biotita, las cuales se colocaron en bombas de digestión (de teflón) de 15 ml, con un spike combinado de Sr-Sm-Nd con el propósito de determinar de forma precisa la concentración de cada uno de estos elementos mediante la técnica de dilución isotópica.

Las muestras se digirieron químicamente con 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF 40%) durante 48 horas en una parrilla de digestión a 90°C, con el propósito de romper la estructura de los silicatos y formar fluoruros. Posteriormente, a esta solución de HF se agregó de 3 a 4 gotas de ácido perclórico (HClO₄) y se llevó a evaporación total. Después de la evaporación, se agregaron 7 ml de ácido clorhídrico (HCl 6N) para tener la muestra en forma de cloruros; este proceso tuvo una duración de 24 horas en una parrilla de digestión. Una vez la muestra se encuentra evaporada se le agregaron 35 ml de ácido clorhídrico (HCl 2N).

Para la obtención de Rb, cada muestra se dividió en dos fracciones, una de las cuales fue destinada a la separación de Sr y REE (Sm y Nd) mientras que la otra fue utilizada para la obtención Rb. A esta fracción se le agregó un trazador monoisotópico de ⁸⁷Rb.

La separación de elementos (Rb, Sr, Sm y Nd) se realizó mediante columnas de intercambio iónico Dowex, calibradas por absorción atómica. Las columnas de cuarzo se encuentran rellenas de resina catiónica inorgánica e insoluble, la cual es capaz de retener iones por adsorción. El Sr, Rb y REE se separaron en columnas de 17.5 cm; una vez obtenidas las REE estas se pasaron por columnas rellenas de resina de polvo de teflón y HDEHP para obtener el Sm y el Nd. Los elementos fueron colectados en recipientes de teflón y llevados a evaporación total bajo una luz infrarroja.

Las muestras (entre 100 y 400 ng) fueron cargadas en filamentos de Re, previamente desgasificados, y medidos en espectrómetros de masas con fuente iónica térmica (TIMS). La isotopía de Sr y Nd se determinó en un TRITON PLUS de Thermo Scientific, mientras que la isotopía de Rb y Sm en un TIMS FINNIGAN MAT 262; ambos equipos pertenecientes al LUGIS, UNAM. Se analizaron 30 relaciones isotópicas de Rb y Sm para cada muestra, mientras que para Sr y Nd fueron 60 y 70 mediciones, respectivamente.

iii. Geocronología

Los cristales de zircón fueron sometidos a un primer análisis de catodoluminiscencia, realizado en el Laboratorio de Fluidos Corticales del CGEO, UNAM para determinar las zonas a analizar por geocronología U-Pb con base en la morfología interna de cada cristal. Se utilizó una catodoluminiscencia acoplada a un microscopio Olympus SZX12.

Los fechamientos U-Pb en zircón y titanitas fueron realizados por medio de un sistema LA-ICP-MS en el LEI, UNAM de acuerdo con la metodología de Solari *et al.*, (2010). El equipo utilizado consiste en un sistema de ablación láser ASI Resolution M-50, con un láser excímero ArF y un área de ablación de 23 μ m de diámetro para los zircones y 20 μ m para las titanitas. El sistema de ablación láser se encuentra acoplado a un ICP-MS cuadrupolar Thermo iCapQc, el cual determina la composición isotópica de U y Pb del material vaporizado por el láser. La reducción de los datos isotópicos y el cálculo de los errores analíticos se realizó de acuerdo con Petrus & Kamber (2012), mientras que las incertidumbres fueron estimadas conforme a Paton *et al.* (2010).

Un segundo análisis de catodoluminiscencia fue realizado post-ablación láser para verificar la ubicación de los spots de ablación y hacer un examen más detallado de la morfología interna de los cristales de zircón. Este análisis se realizó en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis de la Universidad Autónoma de Guerrero (UAGro), con una catodoluminiscencia a color GATAN ChromaCL2 acoplada a un microscopio electrónico de barrido JEOL IT-300LV. La adquisición de imágenes se realizó con aumentos de 160x a 150x, un voltaje de 12kV y un tiempo de adquisición de entre 1800 a 2200 μ s.

V. UNIDADES LITOLÓGICAS

En este capítulo se muestra una descripción macroscópica de las unidades litológicas expuestas en el área de estudio. Se realizaron 92 puntos de observación, en donde se colectaron 52 muestras para su análisis petrográfico, tratando de muestrear la variabilidad textural de cada uno de los plutones. Se reconocieron al menos siete cuerpos intrusivos emplazados en una secuencia vulcanosedimentaria perteneciente al Terreno Guerrero, cuya distribución y extensión de estos cuerpos se presenta en la propuesta cartográfica de la (Figura 11).

Este producto cartográfico (Figura 11) fue elaborado con datos geológicos de campo, así como interpretaciones petrográficas. La diferenciación entre unidades fue realizada mediante interpretaciones de imágenes satelitales y modelos de elevación digital

i. ROCAS DEL ENCAJONANTE

Las rocas que componen al encajonante de los plutones de La Huerta son, principalmente, una secuencia de rocas andesíticas intercalada con calizas. La secuencia de andesitas es la litología dominante, cubriendo hasta 40% del área cartografiada. A la vez se observa que esta secuencia está afectada por estructuras frágiles NE-SW, principalmente, con dominios N-S y E-W, subordinados (Figura 11). Es importante resaltar esta tendencia estructural debido que pueden haber influido en el mecanismo de emplazamiento de los plutones.

Las andesitas se encuentran en capas o pseudo-estratos de derrames y depósitos piroclásticos de hasta 5 metros de espesor, orientadas a 190° (en promedio) en dirección azimutal, con una inclinación variable hacia el NE. Esta litología presenta una textura porfídica de grano fino, compuesta de fenocristales de plagioclasa de entre 1-5 mm inmersos en una matriz microlítica de cristales de plagioclasa con vidrio intersticial. La matriz está parcialmente alterada por agregados de calcita.

Las secuencias de andesitas se encuentran localmente afectadas por la intrusión de los cuerpos plutónicos formando aureolas de contacto de entre 20 a 50 metros de espesor, los cuales conservan la foliación de la secuencia original (Figura 12A). Esta aureola está caracterizada por una estructura bandeada compuesta de bandas leucocráticas y mesocráticas de entre 3 a 15 cm de espesor, donde estas últimas resaltan por el alto contenido de cristales de biotita (Figura 12B). En otros casos, se forman lentes y *pods* de biotita y anfíbol orientados paralelamente a la foliación (Figura 12A).

Algunos de los hornfelds observados en Las Juntas, formados por la intrusión de los gabros de La Huerta, son principalmente cuarzofeldespáticos. Estos presentan un grado alto de fracturamiento, cuyos planos están orientados a aproximadamente 170° en dirección azimutal. Los hornfels a su vez se encuentran intrusionados por diques de entre 20 a 40 cm de espesor, de andesita porfídica (Figura 12C), los cuales presentan un contacto recto (Figura 12D). Esta observación indica que este evento magmático es posterior al metamorfismo de contacto conformado por la intrusión de los plutones de La Huerta, y probablemente es el evento magmático mas joven de la zona de estudio.

Las secuencias de calizas se presentan principalmente en la parte oriental de la zona de estudio; éstas resaltan por poseer una morfología suave que contrasta con el paisaje abrupto de la secuencia de andesitas y cuerpos intrusivos (Figura 11). Estos dominios calcáreos presentan formas alargadas orientados NW-SE en el norte de la zona de estudio, mientras que al sur están orientados E-W y N-S en la parte central. Estas calizas presentan una coloración gris oscuro y presentan abundantes fósiles de algas, por lo que probablemente se traten de calizas de un ambiente arrecifal. Localmente estas presentan diversos grados de recristalización, hasta conformar mármoles compuestos completamente de calcita (Figura 12E).



Geología del Ensemble plutónico de La Huerta, Jalisco

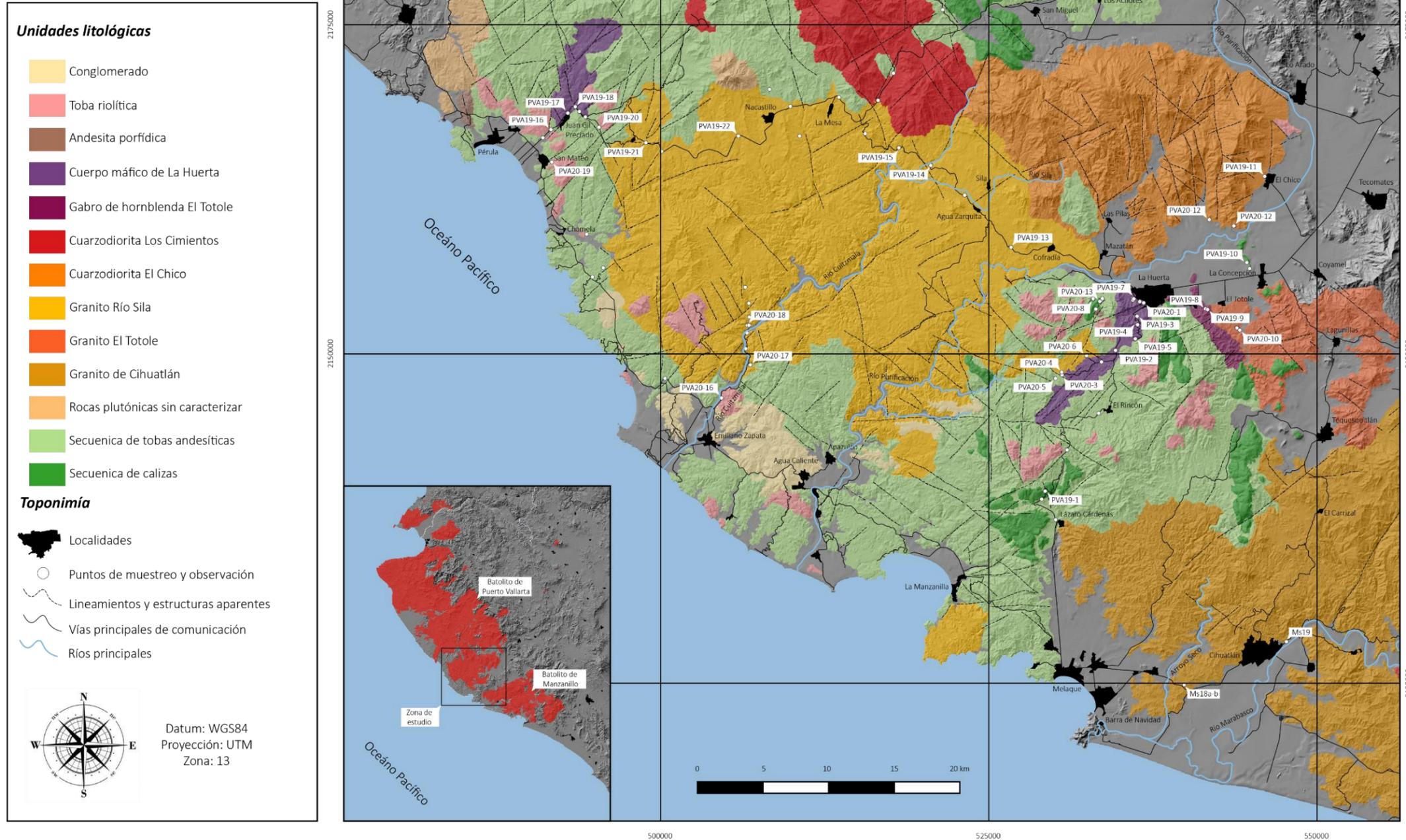


Figura 11. Mapa geológico del área de La Huerta, donde se observa la distribución y extensión de los siete plutones estudiados en este trabajo. Se muestran las relaciones de contacto con las rocas encajonantes de el subterreno Zihuatanejo.

Al igual que los hornfelds metavolcánicos, las calizas de la zona de estudio se encuentran intrusionadas por diques y andesitas porfídicas. En este caso la intrusión forma un segundo metamorfismo de contacto en donde se forman calcisilicatos de granate, epidota y calcita. En el contacto entre ambas litologías se forman mineralizaciones de hierro, conformadas por hematita, magnetita, piroxeno, pirita, azufre, óxidos de cobre, entre otros (Figura 12F). Cabe mencionar que estos yacimientos han sido explotados anteriormente, y actualmente se observan obras de prospección.



Figura 12. Fotografías de la diversidad litológica de la roca encajonante.

A. Hornfels cuarzofeldespático con lentes ricos en biotita y anfíbol, causado por la intrusión de la cuarzodiorita de La Huerta. B. Detalle de la textura gnéissica del hornfels metavolcánico de La Huerta. C. Hornfels cuarzofeldespático en las vecindades de la localidad de Las Juntas formado por la intrusión de los gabros de La Huerta, con intrusión de un dique de andesita porfídica. D. Detalle de la intrusión del dique, donde se aprecia un contacto frío entre ambas litologías. E. Mármol formado por la intrusión del plutón de El Chico, observado en los alrededores de El Chico. F. Mina a cielo abierto El Encanto, donde se aprecian mineralizaciones de hierro en las calizas, como producto de la intrusión de andesitas porfídica.

ii. CUERPO MÁFICO DE LA HUERTA

Esta unidad se compone de diversas rocas gabróicas que aflora en dos localidades diferentes, al SW de La Huerta y al NE de Juan Gil Preciado. Estos cuerpos presentan una forma tabular, orientados en dirección NE-SW, que coincide con los principales lineamientos de la roca encajonante (Figura 11). Ambos cuerpos están separados por el Granito de Río Sila por ~ 42 km, y poseen una extensión de ~ 60 km² cada uno.

En su conjunto este cuerpo está emplazado en las secuencias andesíticas y preserva la orientación dominante de las estructuras de las mismas. En el caso del cuerpo de Juan Gil Preciado éste se encuentra delimitado por algunas estructuras en dirección NW-SE (Figura 11), que lo ponen en contacto con las secuencias andesíticas y tobas riolíticas. Estos últimos, en algunos casos, parecen estar sobre la secuencia gabróica de forma discordante. A pesar de que estas rocas gabróicas son las más abundantes, se observa también la presencia de gabros de grano fino hacia el SW de La Huerta (Figura 11), los cuales pueden corresponder a variaciones texturales de los gabros de grano grueso.

Estos cuerpos gabróicos están compuestos en su mayor parte de gabros porfídicos de grano grueso. Los minerales que los componen son plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y minerales opacos; siendo los más abundantes los cristales de plagioclasa que alcanzan tamaños de hasta 8 cm de largo; esta característica le otorga en algunos casos un aspecto leucocrático (Figura 13A). Dado que los cristales de plagioclasa son los más abundantes el resto de las fases son de carácter intersticial, conformando una textura intersticial a interseccional (Figura 13A).

La secuencia de rocas gabróicas (gabros s.s.) está cortada por diques de diversas composiciones entre los que resaltan diques basálticos compuestos de fenocristales de plagioclasa en una matriz de grano fino (Figura 13B), de hasta 5 metros de espesor orientados 52° en dirección azimutal con inclinación de hasta 42° . También se observan algunos diques noríticos compuestos completamente de cristales de plagioclasa y ortopiroxeno, los cuales se emplazan a 228° en dirección azimutal y 42° de inclinación. Estos últimos se encuentran principalmente en el cuerpo gabróico de Juan Gil Preciado. Asimismo, se observan litologías gabróicas similares a las observadas en El Totole.

Uno de los rasgos que más resalta de esta unidad es la presencia de diques troctolíticos de hasta 1 metro de espesor (Figura 13C), de textura fanerítica de grano fino compuesta de plagioclasa, olivino, ortopiroxeno y algunos minerales opacos. Los cristales de plagioclasa se encuentran alineados paralelamente a la dirección de emplazamiento de estos diques; los cuales están emplazados subverticalmente en los gabros sensu stricto (s.s.) de La Huerta.

En la zona de Juan Gil Preciado estos diques tienen 20 y 40 cm de espesor y se encuentran intercalados subverticalmente ($320^\circ/88^\circ$ dirección azimutal) con diques basálticos (Figura 13C). Estas troctolitas son similares en textura y mineralogía a las de La Huerta salvo la presencia de cristales de flogopita asociada a los minerales opacos, asimismo presentan foliación magmática asociada al emplazamiento de los diques. Los basaltos asociados presentan fenocristales de plagioclasa de hábito tabular de hasta 8 cm de largo, los cuales están orientados paralelamente a la dirección de emplazamiento del dique. Es de resaltar que la densidad de estos fenocristales aumenta hacia el borde de los diques, en contacto con las troctolitas.

Además de los gabros s.s. y troctolitas, otra de las litologías que componen a este cuerpo máfico son cuarzodioritas masivas (Figura 13D). Estas se encuentran emplazadas discordantemente en la porción norte del cuerpo máfico de La Huerta y se caracterizan por ser rocas mesocráticas de grano fino, compuestas de plagioclasa, cuarzo, feldespato, piroxeno, biotita y minerales opacos.

El contacto de las cuarzodioritas hacia los gabros s.s. es irregular, con algunos bordes dentados, lo cual sugiere que la intrusión se dio en condiciones plásticas (Figura 13E). Alrededor de estos bordes se presentan

cavidades miarolíticas de feldespato potásico, epidota, magnetita y epidota (Figura 13E). Estas últimas parecen estar relacionadas a fases hidrotermales, asociadas a la intrusión de la cuarzodiorita.

Las cuarzodioritas se presentan también hacia el oeste del cuerpo de La Huerta, en donde se observan evidencias de intrusión de líquidos graníticos en forma de parches y bolsones (Figura 13F). Estos presentan morfologías irregulares y formas flemáticas, alrededor de las cuales se observa infiltración mecánica de cristales de feldespato potásico desde el granito a la cuarzodiorita.

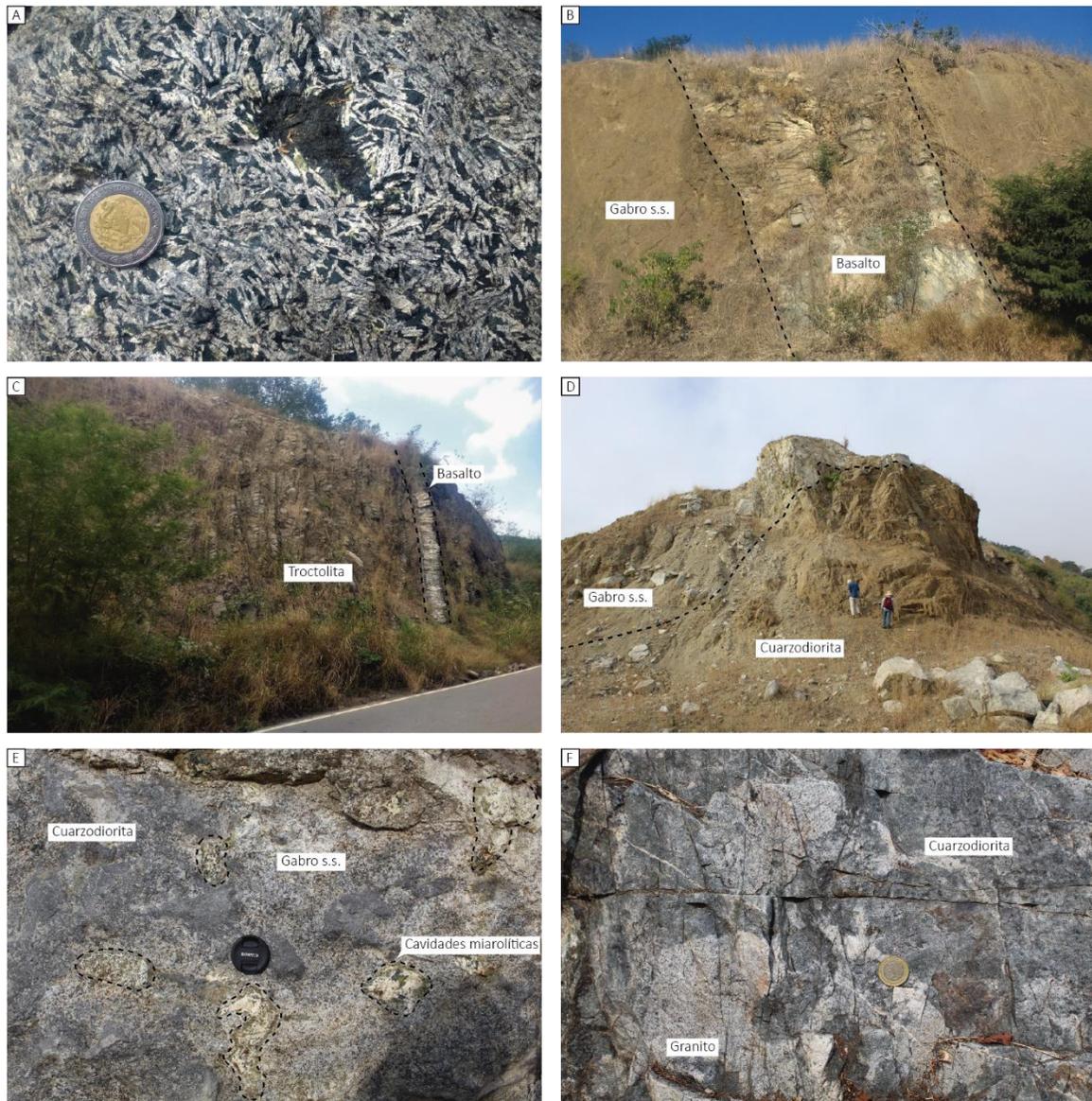


Figura 13. Fotografías de la diversidad litológica y de estructuras del Cuerpo máfico de La Huerta.

A. Textura representativa de los gabros s.s. de La Huerta y Juan Gil Preciado. B. Dique basáltico que corta a los gabros s.s. de Juan Gil Preciado. C. Afloramiento representativo de las troctolitas presentes en el cuerpo máfico. D. Intrusión de las cuarzodioritas hacia los gabros s.s. de La Huerta. E. Acercamiento del contacto entre la cuarzodiorita y los gabros s.s., se resalta la presencia de cavidades miarolíticas de epidota, feldespato y magnetita. F. Bolsones de líquido granítico en la cuarzodiorita de La Huerta.

iii. ROCAS INTRUSIVAS DE EL TOTOLE

Esta unidad aflora hacia el oriente de La Huerta, entre los poblados de El Totole, Plazola y La Concepción; y representa el plutón más pequeño del área con apenas 18 km² (Figura 11). La morfología de este cuerpo es muy suave, que consiste en lomeríos de baja altura, la cual contrasta con los cortes altos y abruptos de la roca encajonante (Figura 14A). En esta zona se observa un cuerpo gabrónico de morfología tabular, emplazado en dirección NW-SE (Figura 11), el cual presenta estructuras de mezcla magmática entre rocas gabrónicas y graníticas. La morfología del cuerpo granítico es bastante irregular y su contacto con los gabros de hornblenda es paralelo a la dirección de emplazamiento del cuerpo gabrónico (Figura 11) y preserva en su interior fragmentos de rocas calcáreas en forma de *roof pendants* (Figura 11).

Las rocas gabrónicas se componen exclusivamente de cristales de plagioclasa y anfíbol en una textura fanerítica de grano medio a grueso, por lo que se clasifican como gabros de hornblenda (Figura 14B). Dicha litología presenta una variación textural y mineral que se hace más intensa hacia el SW, en la que disminuye el tamaño de grano, a la vez que aumenta progresivamente el contenido de biotita, feldespato potásico y cuarzo. Asimismo, la roca adquiere una textura porfídica en la que los cristales de feldespato potásico alcanzan hasta 8 mm de largo.

Los dominios porfídicos que componen a esta unidad están relacionados a la intrusión de diques graníticos de hasta 40 cm de espesor (Figura 14C-D), los cuales presentan bordes de enfriamiento de alrededor de 3cm, e infiltración mecánica de cristales de feldespato hacia las rocas gabrónicas (Figura 14D). Esta observación indica un evento de hibridación en estado subsolidus entre los magmas que conformaron ambas unidades. Las evidencias de interacción entre ambas litologías se hacen más evidentes hacia el oriente, entre las que resaltan estructuras de desmembramiento máfico por parte de los granitos (Figura 14E-F). Los relictos de los gabros de hornblenda se encuentran como enclaves de forma irregular y bordes transicionales en los granitos.

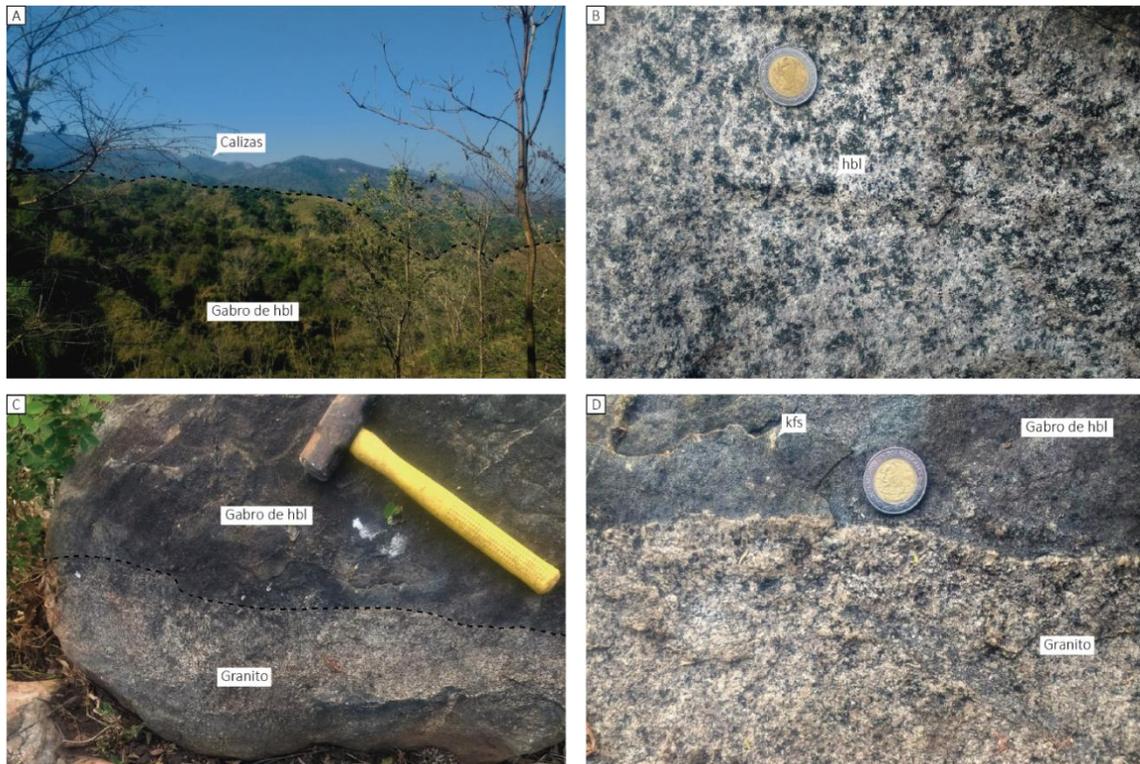


Figura 14. Fotografías a escala de afloramiento de las rocas intrusivas de El Totole (descripción en la siguiente página)

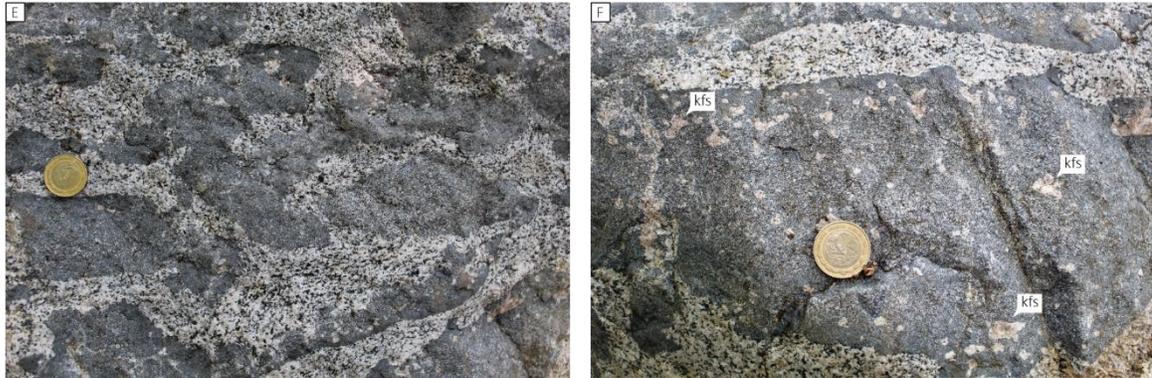


Figura 14. (continuación) A. Morfología de los afloramientos de los gabros de hornblenda, de fondo calizas de la roca encajonante. B. Textura representativa de los gabros de hornblenda de El Totole. C. Dique granítico que corta a los gabros de hornblenda. D. Acercamiento del límite entre el dique y el gabro, en donde se observa infiltración mecánica de cristales de feldespato potásico desde el granito. E. Estructuras de desmembramiento máfico por parte de granito hacia los gabros de hornblenda. F. Acercamiento a los restos del gabro de hornblenda, donde se aprecia la gran cantidad de cristales de feldespato infiltrados desde el granito.



Figura 15. Fotografías a escala de afloramiento del intrusivo de El Chico.

A. Morfología y afloramiento del plutón de El Chico visto desde el SW, de fondo se observan serranías compuestas de andesitas. B. Afloramiento representativo de las rocas de El Chico en forma de boleos. C. Textura representativa de las rocas cuarzodioríticas de El Chico, con la presencia de enclaves máficos con borde transicional. D. Textura representativa de las rocas cuarzodioríticas a granodioríticas del oeste del plutón de El Chico.

iv. CUARZODIORITA EL CHICO

En el NE de la zona de trabajo y al norte de La Huerta aflora un cuerpo intrusivo de forma ovalada con un eje mayor de ~40 km orientado E-W, y un área de exposición de ~260km² (Figura 11). La morfología de este cuerpo plutónico es bastante accidentada y representa un alto estructural contrastante respecto a la roca encajonante y los plutones adyacentes (Figura 15A). Los lineamientos y estructuras presentes en este plutón están orientados preferencialmente en dirección N-S, con algunos lineamientos subordinados en dirección NE-SW (Figura 11). Estos últimos presentan la misma orientación de las estructuras principales de la roca encajonante.

Los límites con la roca encajonante son poco claros ya que se encuentran erosionados y cubiertos por aluvión cuaternario (Figura 15A). Sin embargo, el límite hacia el occidente con otros cuerpos intrusivos parece estar delimitado por estructuras NW-SE y NE-SW, los cuales están evidenciados por cambios abruptos de morfología (Figura 11). De forma adicional, dentro del cuerpo cuarzodiorítico afloran secuencias de andesitas y calizas que corresponden a *roof pendants*.

Este intrusivo es de composición predominantemente cuarzodiorítica a cuarzo-monzodiorítica, presenta una textura holocristalina fanerítica equigranular compuesta de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, anfíbol, biotita y piroxeno (Figura 15C-D); en la que la característica principal es que el feldespato potásico se encuentra como bordes de los cristales de plagioclasa, textura que se tratará más adelante

Un aspecto por resaltar de este litotipo es que presentan enclaves máficos de forma ovoidal de hasta 15 cm de largo (Figura 15C). La mineralogía de estos enclaves consiste en cristales de anfíbol, biotita, piroxeno y plagioclasa. Los bordes entre los enclaves y la roca son transicionales, los cuales están caracterizados por una disminución del tamaño de grano desde la roca al enclave y un aumento modal de los minerales máficos (Figura 15C). Cabe mencionar que estos enclaves son más abundantes en la porción oriental del plutón, mientras que hacia el oeste las rocas cambian su proporción modal hasta ser de apariencia granodiorítica.

v. CUARZODIORITA LOS CIMIENTOS

Se trata de un cuerpo tabular con orientación NW-SE que presenta un área de exposición de alrededor de 220 km², donde se aprecia una serie de lineamientos orientados paralelamente a la dirección de cuerpo (Figura 11). La morfología de este cuerpo no es homogénea, sino que se ve truncada hacia el oeste por una probable falla normal que provoca este cambio drástico en la morfología y puede estar acompañado por un cambio en la litología. El contacto de esta unidad con la roca encajonante es del tipo intrusivo, sin embargo, hacia la parte occidental esta litología se ve afectada por una serie de estructuras orientadas NE-SW (Figura 11).

El rasgo más destacado de esta litología es la presencia de estructuras de mingling máfico-félsico que representan diferentes grados de hibridación (Figura 16A-C). Las rocas que componen a esta litología son principalmente cuarzodioritas compuestas de plagioclasa, piroxeno, biotita, anfíbol, cuarzo y cantidades menores de feldespato potásico; que representan un estado de mezcla entre rocas gabróicas y graníticas. Hacia la porción central de este cuerpo domina la porción félsica, representada por granodioritas de grano grueso compuestas de plagioclasa, cuarzo, feldespato, biotita y cantidades menores de anfíbol (Figura 16D). Mientras que en la porción norte y sur domina la parte máfica la cual se compone de microgabros de orto y clinopiroxeno.

Al sur de Los Cimientos dominan las estructuras de mingling, representadas por una mayor cantidad de enclaves máficos. Estos enclaves presentan formas ovoides de entre 10 y 20 cm, que en muchos casos se encuentran aglutinados entre sí (Figura 16A). Los intersticios entre los enclaves se componen de una roca

granodiorítica de grano grueso, los bordes entre los enclaves y la granodiorita son principalmente netos (Figura 16B).

En otras zonas del cuerpo plutónico, la mezcla entre ambas litologías es más homogénea y la litología dominante es cuarzdiorítica, caracterizada por una menor densidad de enclaves con formas flemíticas y bordes transicionales (Figura 16C). A la vez que se observa la intrusión de diques graníticos, cuyo contacto entre ambas litologías es recto y no presenta rasgos de hibridación (Figura 16C).

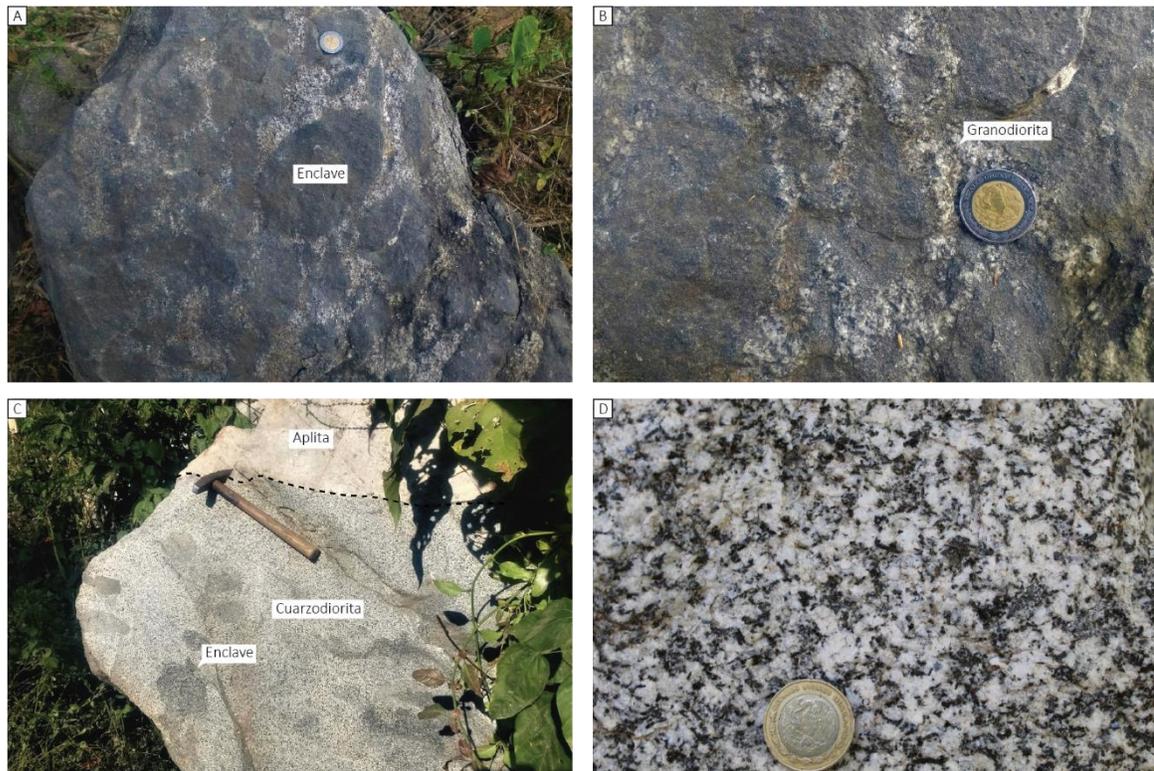


Figura 16. Fotografías a escala de afloramiento del intrusivo de Los Cimientos.

A-B. Enclaves gabróticos aglutinados con liquido granodiorítico entre estos, observados al sureste de Los Cimientos. C. Estructura representativa del plutón compuesta de cuarzdioritas con enclaves diseminados de forma ovoide y flemítica, y diques aplíticos graníticos. D. Porciones granodioríticas observadas al noroeste de Los Cimientos, representan la porción félsica del plutón.

vi. GRANITO RÍO SILA

El cuerpo granítico Río Sila se ubica en la parte central de la zona de estudio, presenta una forma ovoide y un área de exposición de $\sim 520 \text{ km}^2$ que se extiende hasta casi 30 km en dirección E-W, y 25 km en la dirección N-S (Figura 11). Esta litología se encuentra expuesta, principalmente, sobre el lecho de ríos y al borde de cortes carreteros (Figura 17A); donde es posible apreciar una textura fanerítica granular compuesta de feldespatos potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita.

Este plutón presenta cierta homogeneidad estructural hacia la parte interna del mismo con lineamientos en dirección NE-SW, los cuales coinciden con la estructura principal de la roca encajonante (Figura 11). Hacia el extremo suroeste y oeste de este plutón la estructura es predominantemente NW-SE, paralelo a la línea de costa. En la porción occidental de este plutón se presentan diversos domos de tobas riolíticas, orientados NW-SE, los cuales descansan discordantemente sobre las rocas plutónicas. Cabe destacar que estos domos se observan también fuera del plutón granítico, sin embargo, se encuentran asociados a algunos sistemas estructurales NE-SW (Figura 11).

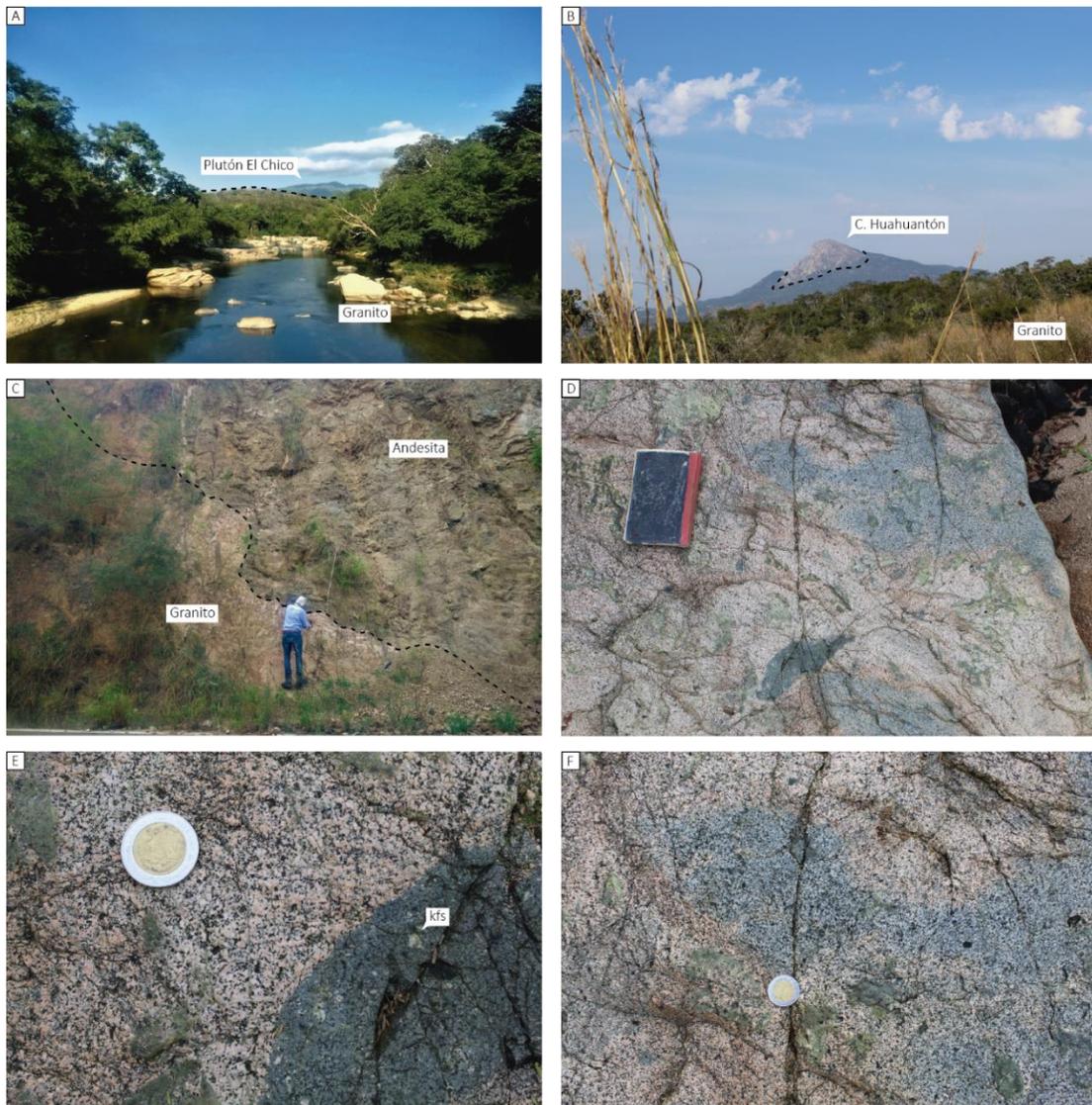


Figura 17. Fotografías a escala de afloramiento de las rocas del plutón de Río Sila.

A. Afloramientos de rocas graníticas en el lecho del Río Sila. B. Cerro Huahuantón, compuesto de granitoides sin diferenciar. C. Contacto intrusivo entre los granitos de Río Sila y las andesitas que conforman a la roca encajonante. D. Diversidad de enclaves máficos presentes en las rocas graníticas, observado en el lecho del Río Cuitzmala. E. Enclave ovoide de grano fino, presente en los granitos de Río Sila. F. Enclave fanerítico de morfología irregular presente en los granitos de Río Sila.

Al norte de este cuerpo, en las cercanías de Nacastillo, se encuentra el cerro Huahuantón el cual representa el punto más alto de la zona de estudio (Figura 17B). Este parece estar compuesto de rocas graníticas, sin embargo, debido al difícil acceso no se comprobó si estas corresponden al intrusivo de Río Sila u otro cuerpo plutónico. Por lo que estos se representan como cuerpos intrusivos sin caracterizar (Figura 11).

El granito se encuentra intrusionando a las secuencias de andesitas, los contactos entre ambas litologías son rectos (tipo sharp) y están dados por granitos de grano fino los cuales pueden atribuirse a bordes de enfriamiento (Figura 17C). También se presentan diques aplíticos los cuales pueden corresponder a fases tardías del evento granítico principal. Como se mencionó anteriormente, las rocas que componen a este plutón son principalmente granitos de textura fanerítica equigranular. Sin embargo, hacia la porción SW (en

el lecho del río Cuitzmala) se observan algunas variedades sienograníticas del mismo que se caracterizan por presentar una gran proporción y variedad de enclaves máficos (Figura 17D).

Los enclaves presentan tamaños desde 10 a 40 cm de largo y se pueden clasificar en dos grupos. Los primeros presentan formas ovoides a alargadas, con una textura equigranular de grano fino mesocrática, la cual presenta infiltración mecánica de cristales de feldespato potásico desde las rocas graníticas (Figura 17E). El segundo grupo de enclaves se caracteriza por poseer formas irregulares y una textura equigranular de grano grueso a medio, con bordes transicionales con los granitos (Figura 17F).

VI. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

En este apartado se presentan los resultados del análisis petrográfico en sección delgada de las principales litologías que componen a los intrusivos de La Huerta, así como de las rocas que encajonan a los mismos. En la Tabla 1 se muestra el resumen de las fases observadas en cada litología y su clasificación con base en la estimación modal según Le Maitre (2002) en la Figura 18.

Muestra	Fases minerales																		
	qz	pl	fs	bt	anf	cpx	opx	ol	ttn	ap	ep	chl	srp	cal	ser	op	all	zrn	
Granito de Río Sila	PVA19-13	x	x	x	x						x	x			x	x			
	PVA19-14	x	x	x	x						x	x			x	x		x	
	PVA19-15	x	x	x	x	x						x				x			
	PVA19-19	x	x	x							x					x	x		
	PVA19-21a	x	x	x	x								x			x	x		x
	PVA19-22	x	x	x	x								x				x		
	PVA20-6	x	x	x	x							x	x						x
	PVA20-17	x	x	x														x	x
PVA20-18	x	x	x		x	x										x	x		
Granito de Cihuatlán	MS18a	x	x	x	x	x			x	x								x	
	MS18b	x	x	x	x	x			x	x								x	
	MS19	x	x	x	x				x									x	
Cuarzodiorita El Chico	PVA19-11	x	x	x	x	x	x	x										x	
	PVA20-12	x	x	x	x													x	
Cuarzodiorita Los Cimientos	PVA19-23	x	x	x	x	x				x	x	x						x	
	PVA19-24	x	x	x	x	x	x	x		x	x							x	
	PVA19-25	x	x			x	x	x				x	x					x	
	PVA20-14	x	x	x	x	x	x	x		x	x							x	
	PVA20-15	x	x				x	x				x	x					x	
Gabro de hornblenda El Totole	PVA19-8	x	x		x	x			x		x							x	
	PVA19-9	x	x			x	x		x	x	x			x				x	
	PVA19-9a	x	x	x	x	x				x								x	
	PVA20-10d	x	x	x	x	x						x						x	
Cuerpo gabroico de La Huerta	PVA19-2	x	x			x	x	x		x				x				x	
	PVA19-3		x		x		x	x	x									x	
	PVA19-4	x	x		x	x	x			x								x	
	PVA19-5		x			x	x			x			x	x	x			x	
	PVA19-17a		x				x	x						x				x	
	PVA19-17b	x	x				x	x		x			x					x	
	PVA19-17c		x					x										x	
	PVA19-18a		x		x		x	x	x									x	
	PVA19-18b		x						x	x								x	
	PVA20-1b		x		x		x	x										x	
Cuarzodiorita La Huerta	PVA19-7	x	x	x	x		x	x			x							x	
	PVA20-4	x	x	x	x	x	x			x								x	

Tabla 1. Síntesis de la mineralogía observada en las muestras analizadas.

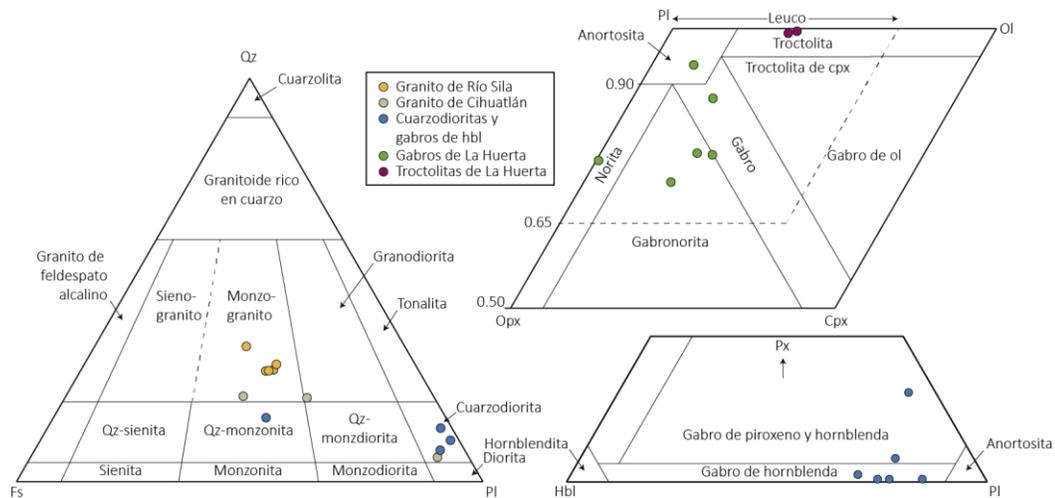


Figura 18. Diagramas de clasificación de Streckeisen basados en la estimación modal de fases minerales.

i. GABROS SENSU STRICTO

Estas muestras corresponden a los afloramientos observados al sur de La Huerta y en las vecindades de Juan Gil Preciado, las cuales componen gran parte del cuerpo gabróico de La Huerta. Esta litología se caracteriza por una textura holocristalina inequigranular bimodal, con cristales de plagioclasa de hasta 7 cm de largo, características que le otorgan un aspecto masivo.

La mineralogía consiste en una asociación primaria de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, ortopiroxeno, con cantidades menores de minerales opacos. Por otra parte, se presenta una asociación sobre impuesta a la anterior compuesta de una segunda generación de anfíbol, epidota, feldespato, cuarzo y titanita; así como fases de alteración como clorita, y sericita. Con base en las proporciones modales de los minerales primarios observados, esta litología se clasifica como gabros *sensu stricto* (s.s.) a gabronoritas.

Los cristales de plagioclasa son el principal componente de la litología, representando cerca del 60-70% del volumen modal de la misma. Los cristales de plagioclasa presentan un hábito tabular y formas euhedrales a subhedrales, los cuales están orientados en disposición aleatoria conformando un entramado de cristales el cual parece sugerir un origen cumúlítico para esta roca. En esta fase se observa la presencia de un maclado polisintético, a partir del cual se estima la composición de esta en labradorita; asimismo las maclas presentan rasgos de deformación dúctil (Figura 19A).

En los intersticios texturales se alojan cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa en mosaicos poligonales, conformando una textura de tipo intersticial o intergranular (Figura 19B). Por otra parte, se observan texturas poikilíticas locales con clino y ortopiroxenos y minerales opacos inmersos en oikocristales de plagioclasa; así como dominios subofíticos entre cristales de piroxeno y plagioclasa (Figura 19C). En algunos casos se observa la presencia de cristales de anfíbol (~5%) que parecen inyectarse entre los límites de los cristales de plagioclasa y parecen ser parte de la paragénesis primaria (Figura 19E).

La paragénesis principal (pl, cpx, opx, anf, opq) se encuentra reemplazada por una asociación de minerales secundarios, entre los que destacan cristales de epidota, sericita, feldespato, titanita y una segunda generación de anfíbol. Estos cristales se encuentran entre los intersticios cristalinos, alterando y reemplazando a las fases primarias. La segunda generación de cristales de anfíbol se encuentra, por una parte, alterando a los cristales de clinopiroxeno, e inmersa en cavidades e intersticios (Figura 19D-F). Algunos de los cristales de anfíbol presentan formas euhedrales y un menor tamaño (200 µm) con respecto a los cristales de anfíbol primario. Otras fases secundarias que se alojan en intersticios son feldespatos y epidotas (Figura 19G).

Los minerales opacos son de forma euhedral y se encuentran diseminados en la muestra, en muchos casos estos cristales están corroídos y en los huecos se hallan cristales de titanita (Figura 19H). Esta morfología parece indicar que los minerales opacos están reemplazados parcialmente por titanita, por lo que estos probablemente se compongan parcialmente de una fase rica en titanio como puede ser la ilmenita. De este modo los minerales opacos están compuestos de intercrecimientos de ilmenita y magnetita (probablemente), que posteriormente fue alterada a titanita.

Con base en las observaciones realizadas se propone que los cristales de plagioclasa fueron los primeros en formarse, posterior a los cuales se formaron clinopiroxenos, ortopiroxeno y algunos minerales opacos. Sin embargo, también hay evidencia de que esta cristalización fue simultánea, como es la textura ofítica a subofítica. Posteriormente se forman algunas fases peritéticas como puede ser el anfíbol primario que parece estar en equilibrio textural con los cristales de plagioclasa. Por otra parte, la gran cantidad de cristales de plagioclasa en contacto mutuo y el desarrollo de fases máficas en intersticios sugiere una textura ortoacumulada, la cual fue afectada probablemente por un proceso de alteración rico en fluidos.

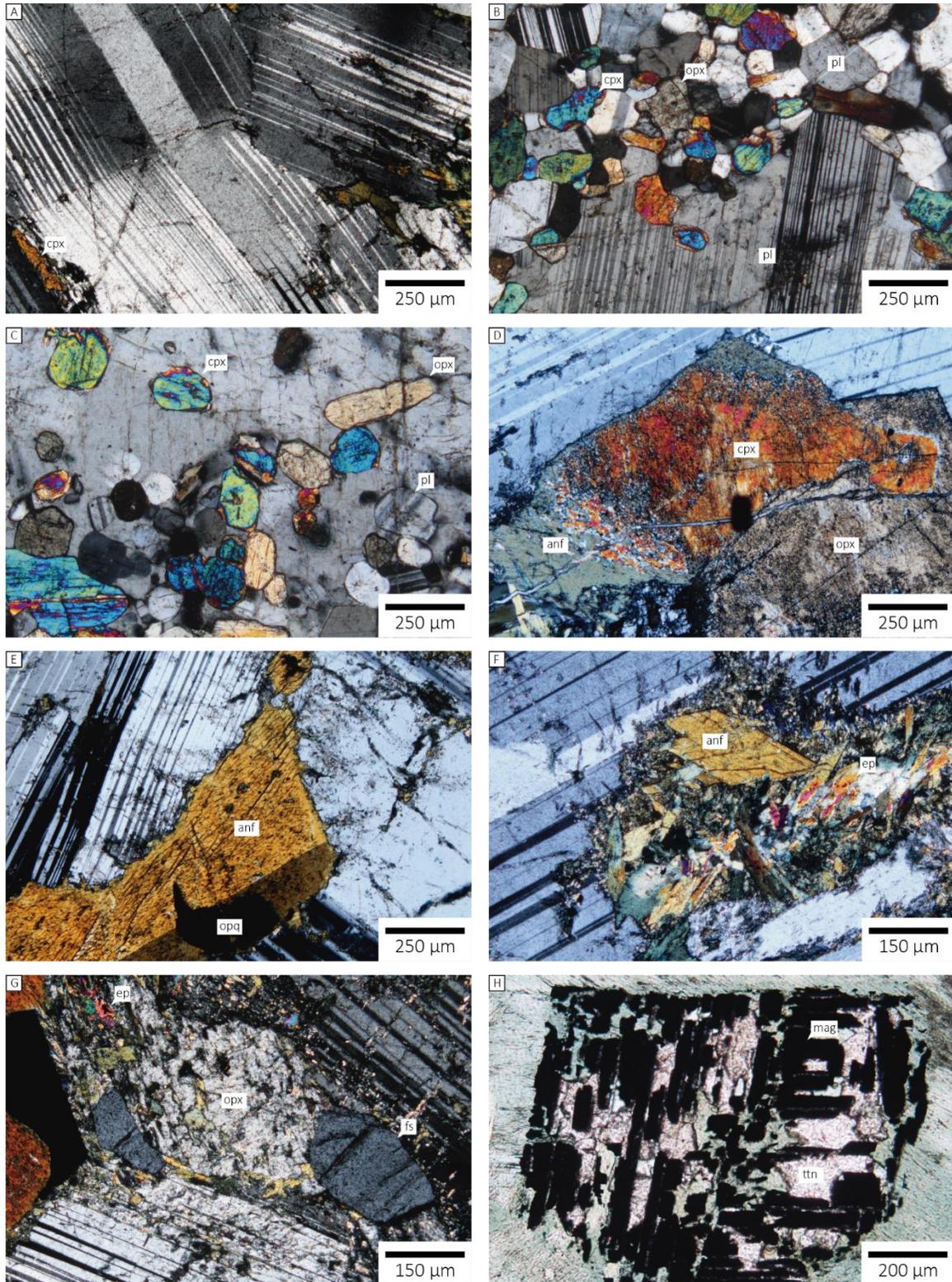


Figura 19. Fotomicrografías de texturas representativas de los gabros s.s. de La Huerta.

A. Cristales tabulares de plagioclasa con maclado polisintético deformado. B. Cristales poligonales de piroxeno y plagioclasa alrededor de plagioclasa tabular. C. Oikocristal de plagioclasa con inclusiones de piroxenos y plagioclasa. D. Cristal de clinopiroxeno con corona de anfíbol. E. Cristal de anfíbol primario alojado entre cristales de plagioclasa. F. Anfíbol y epidota secundaria alojadas

en cavidades en cristales de plagioclasa. G. Cristal de ortopiroxeno intersticial acompañado de cristales secundarios de feldespato y epidota. H. Cristal de magnetita con textura lamelar reemplazado por titanita.

ii. TROCTOLITAS

Estos cuerpos de grano fino se encuentran asociados a los gabros masivos, en forma de diques. Estas rocas gabróicas están compuestas principalmente de plagioclasa, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y minerales opacos. Por su contenido modal de plagioclasa y piroxenos, esta litología se clasifica como troctolita.

Texturalmente la roca es holocrystalina panhipidiomórfica (Figura 20A), y está compuesta principalmente de cristales de plagioclasa tabulares de forma euédrica y orientados de acuerdo con su eje más largo. Los cristales de plagioclasa presentan maclas polisintéticas (Figura 20A) a partir de las cuales se estima una composición labradorítica por el método de Michel-Lévy. En cortes perpendiculares al eje c, se observa un zoneamiento oscilatorio en los cristales de plagioclasa.

Entre los huecos dejado por el entramado de cristales de plagioclasa se concentran los minerales máficos, los cuales consisten en cristales individuales de olivino de forma anhedral, y algunos casos se presentan como glomrocristales que presentan bordes rectos y ángulos dihedros entre sí (Figura 20A-E). Este arreglo entre los cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y olivino definen una textura intersticial de grano fino.

Alrededor de los cristales de olivino se desarrollan coronas de ortopiroxeno y clinopiroxeno, de entre 10-15 μ m de espesor (Figura 20B-C). En algunos casos los cristales de ortopiroxeno se encuentran tan desarrollados de tal modo que conforman dominios ofíticos entre cristales de olivino y ortopiroxeno (Figura 20D-E). En el límite entre los cristales de ortopiroxeno y plagioclasa resalta la presencia de simplectitas, que evidencian el crecimiento simultáneo de ambas fases (Figura 20F).

Los minerales opacos se encuentran en forma intersticial entre el entramado de cristales de plagioclasa. Estos cristales poseen en su mayoría formas euédricas, sin embargo, algunos de estos se encuentran intercrecidos con cristales de biotita (Figura 20G-H). Dentro de los cristales de olivino se presentan como inclusiones algunos minerales opacos, los cuales son más frecuentes alrededor de las fracturas y bordes (Figura 20F).

Los cristales de biotita se presentan como hojuelas de hábito, generalmente, tabular y se encuentran bordeando a los cristales de ortopiroxeno y algunos minerales opacos (Figura 20H). En ocasiones los cristales de biotita presentan hábitos vermiculares con el desarrollo de simplectitas con los cristales de magnetita (Figura 20H), lo que puede indicar una reacción entre ambas fases.

Con base en la evidencia textural se puede interpretar una secuencia de cristalización que consiste en la formación de un mosaico de cristales de plagioclasa, orientados paralelamente a la dirección de emplazamiento del cuerpo. Posteriormente y entre los intersticios dejados por la plagioclasa, se forman cristales de olivino y minerales opacos. A partir de reacciones peritéticas entre el olivino y el fundido intersticial se forman cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Lo mismo sucede con los cristales de biotita, los cuales se conforman a partir de una reacción peritética entre el ortopiroxeno y el fundido restante; esta última reacción se ha demostrado que sucede a presiones menores a 4kbar (Castro, 2015). Por otra parte, los desarrollos de simplectitas entre magnetita y biotita parecen indicar la hidratación de los minerales opacos durante una reacción peritética para conformar biotita.

Al igual que en la litología anterior, prevalece la abundancia de plagioclasa, así como el desarrollo de fases máficas en intersticios texturales, las cuales corresponden a fases intercumulus y las fases peritéticas a fases postcumulíticas.

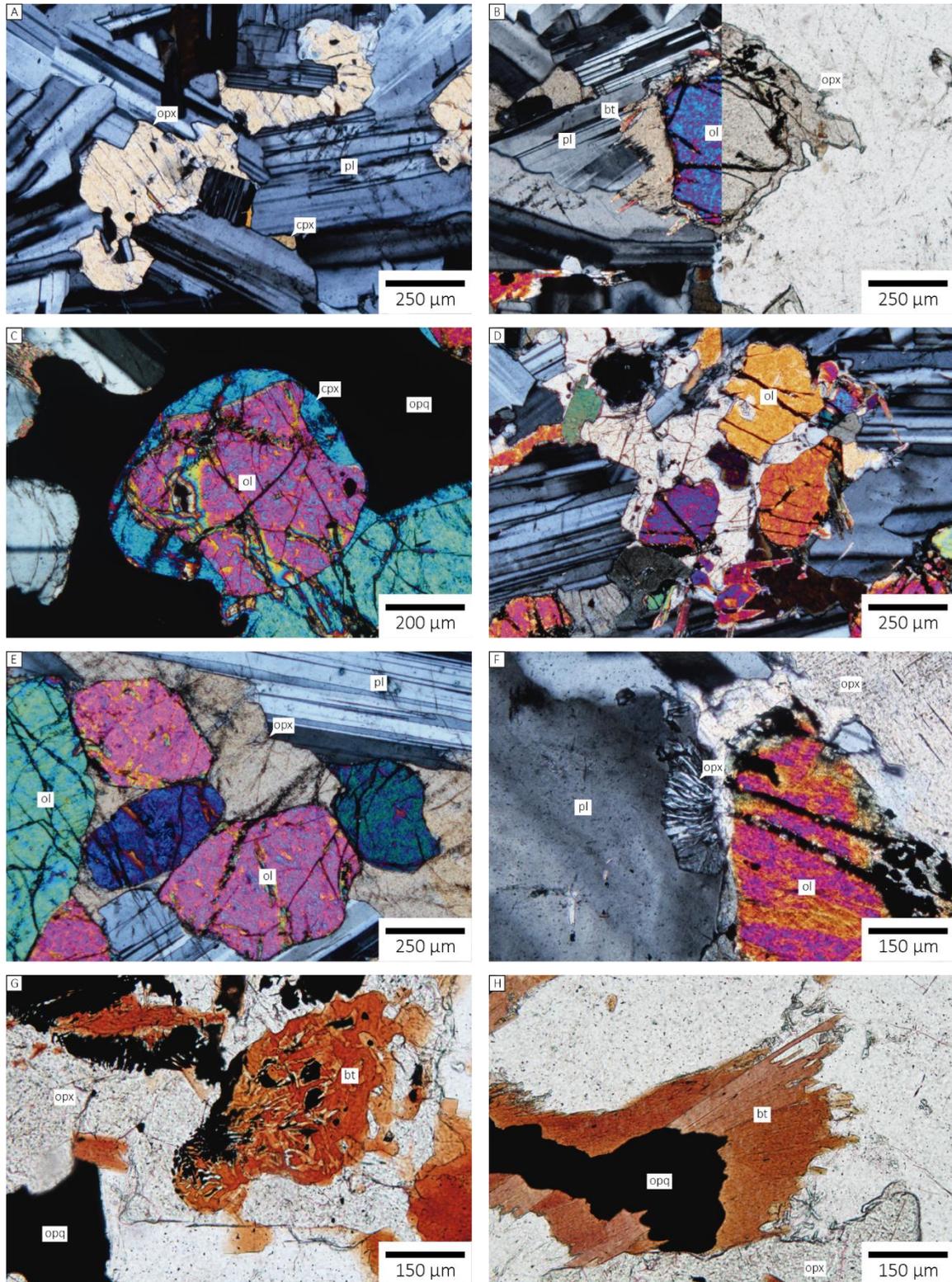


Figura 20. Fotomicrografías de texturas representativas de las troctolitas.

A. Mosaico de cristales de plagioclasa con ortopiroxeno intersticial. B. Cristal intersticial de olivino coronado por ortopiroxeno y biotita. C. Cristal de olivino con corona de clinopiroxeno en inclusión de un mineral opaco. D-E. Cristales granulares de olivino parcialmente incluidos en cristales de ortopiroxeno. Desarrollo de simplectitas de ortopiroxeno y plagioclasa en el límite entre

cristales de olivino y plagioclasa. G. Morfologías de reemplazamiento de minerales opacos por biotita rojiza. H. Corona de biotita alrededor de minerales opacos.

iii. ROCAS MÁFICAS RELACIONADAS

En este apartado se describen algunas rocas máficas relacionadas a los cuerpos gabróticos y troctolíticos que no entran en la clasificación de las rocas máficas antes descritas. Los diques (muestra LH16-1b) presentes en La Huerta cortan al cuerpo gabrótico. Estos presentan una textura de grano fino, compuesta enteramente de cristales de plagioclasa por lo que se clasifican como diques basálticos o doleríticos. Los cristales presentan hábito tabular y una orientación pervasiva que define una foliación relacionada al emplazamiento de este. Entre los cristales de plagioclasa se presentan cristales de cuarzo intersticial; igualmente se observan cristales de minerales opacos dispersos entre el entramado de cristales de plagioclasa. Como fases de alteración se observan cristales de anfíbol (de color verde azulado) y biotita, los cuales se concentran alrededor de los minerales opacos (Figura 21A).

Los diques que cortan a los gabros s.s. de Juan Gil Preciado se clasifican en dos grupos. Los primeros se componen de cristales de plagioclasa, opacos y olivino (muestra PVA19-17b); estos cristales se encuentran inmersos en una matriz vítrea que esta alterada a sericita, epidota y clorita, definiendo una textura intersecetal (Figura 21B). De acuerdo con la textura y la mineralogía, estos diques se clasifican como basaltos a andesita-basáltica. El segundo grupo de diques máficos (PVA19-17c) que intrusionan a los gabros de Juan Gil Preciado se compone completamente de plagioclasa, ortopiroxeno y opacos, los cuales presentan una textura ofítica a subofítica (Figura 21C). De acuerdo con su composición modal estos se clasifican como noritas.

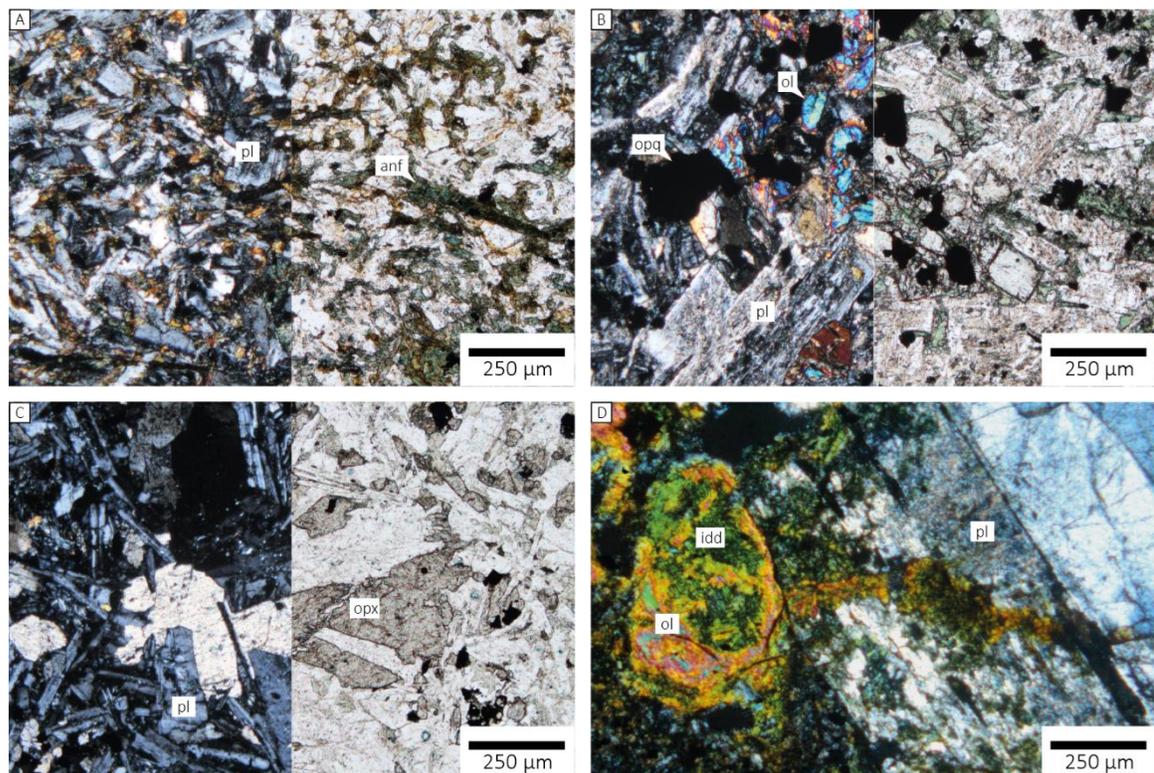


Figura 21. Fotomicrografías de texturas representativas de los diques máficos relacionados a los cuerpos gabróticos de La Huerta.

A. Texturas representativa del dique máfico que corta a los gabros de La Huerta. B. Textura de los diques que cortan a los gabros s.s. de Juan Gil Preciado. C. Textura de los diques noríticos que cortan a los gabros de Juan Gil Preciado. D. Textura de los diques basálticos intercalados con las troctolitas de Juan Gil Preciado.

Como se mencionó en el capítulo anterior, los diques troctolíticos de Juan Gil Preciado están intercalados con diques de aspecto leucocrático. Estos diques (muestra PVA19-18b) se compone de fenocristales de plagioclasa y olivino en una matriz fina de microcristales de plagioclasa y vidrio intersticial. Las plagioclasas poseen un hábito tabular y tamaños de hasta 10 cm de largo, y se encuentran parcialmente sericitizados; mientras que, los fenocristales de olivino presentan hábito granular y rasgos de iddingsitización (Figura 21D).

iv. GABRO DE HORNBLENDA EL TOTOLE

Esta litología corresponde a la observada al SE de la localidad de El Totole. Presenta una textura inequigranular panhidromórfica de grano medio, que se compone principalmente de cristales de plagioclasa y anfíbol, con cantidades menores de biotita, titanita y minerales opacos. Esta litología presenta variaciones texturales y mineralógicas debido a la intrusión de diques graníticos.

Los cristales de plagioclasa representan entre el 55% y 75% del volumen total de la roca, muestran hábitos tabulares y formas subhedrales a anhedrales. Estos cristales no poseen una orientación específica, por lo que conforman un arreglo anisotrópico. Por otra parte, los cristales de plagioclasa muestran un zoneamiento complejo consistente en núcleos con morfología esquelética y en parches, sobre los cuales se observan mantos convolutos (Figura 22A). En ocasiones estos núcleos son distinguibles por un alto grado de fracturamiento y sericitización (Figura 22F), mientras que, el desarrollo esquelético en los núcleos de plagioclasa es una textura que indica un evento de desequilibrio, el cual probablemente se encuentre asociado a un evento de asimilación durante el emplazamiento (Castro, 2001).

Los intersticios dejados por el entramado de cristales de plagioclasa se encuentran rellenos por cristales de anfíbol, los cuales presentan continuidad óptica. En algunos casos el anfíbol impide el contacto entre los cristales de plagioclasa desarrollando texturas ofíticas entre ambas fases, lo cual provoca que el anfíbol adquiera morfologías esqueléticas y poligonales (Figura 22B-C).

En zonas donde el mismo cuerpo plutónico es intrusionado por diques graníticos se da una variación textural y mineralógica de esta litología, caracterizada por el aumento del contenido modal de biotita, titanita y cuarzo, a la vez que disminuye el contenido de anfíbol. Los cristales de anfíbol preservan su carácter intersticial, esta vez acompañado por cristales de titanita, los cuales mantienen contacto rectos con anfíbol y plagioclasa (Figura 22D). Por otra parte, la biotita se asocia a los cristales de anfíbol, compartiendo bordes y en ocasiones intercreciendo con los mismos (Figura 22E-F).

Los cristales de cuarzo presentan un carácter intersticial, por lo que adquieren formas anhedrales y bordes suturados con los cristales de plagioclasa y anfíbol. Estos cristales también se caracterizan por alojar cristales de apatito (Figura 22E). Estas últimas fases (cuarzo, apatito, biotita y titanita) pueden tener un origen relacionado a la intrusión de los diques graníticos, ya sea por migración mecánica de cristales desde el cuerpo granítico o por reacciones peritéticas entre ambos magmas en estado subsolidus. Finalmente, las rocas de este cuerpo plutónico se clasifican como leucogabros de anfíbol a cuarzodioritas de anfíbol con biotita.

Por otra parte, los intrusivos graníticos relacionados a los gabros de hornblenda están compuestos de cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita y hornblenda en una textura equigranular hipidiomórfica; de acuerdo con su composición modal estos se clasifican como monzogranitos. Entre los rasgos más destacados de esta litología se encuentran el desarrollo de hábitos tabulares y ángulos dihedros entre cristales de plagioclasa, feldespato y biotita (Figura 22G). Asimismo, se presentan texturas poikilíticas entre cristales de feldespato potásico con inclusiones de cristales tabulares de plagioclasa (Figura 22H).

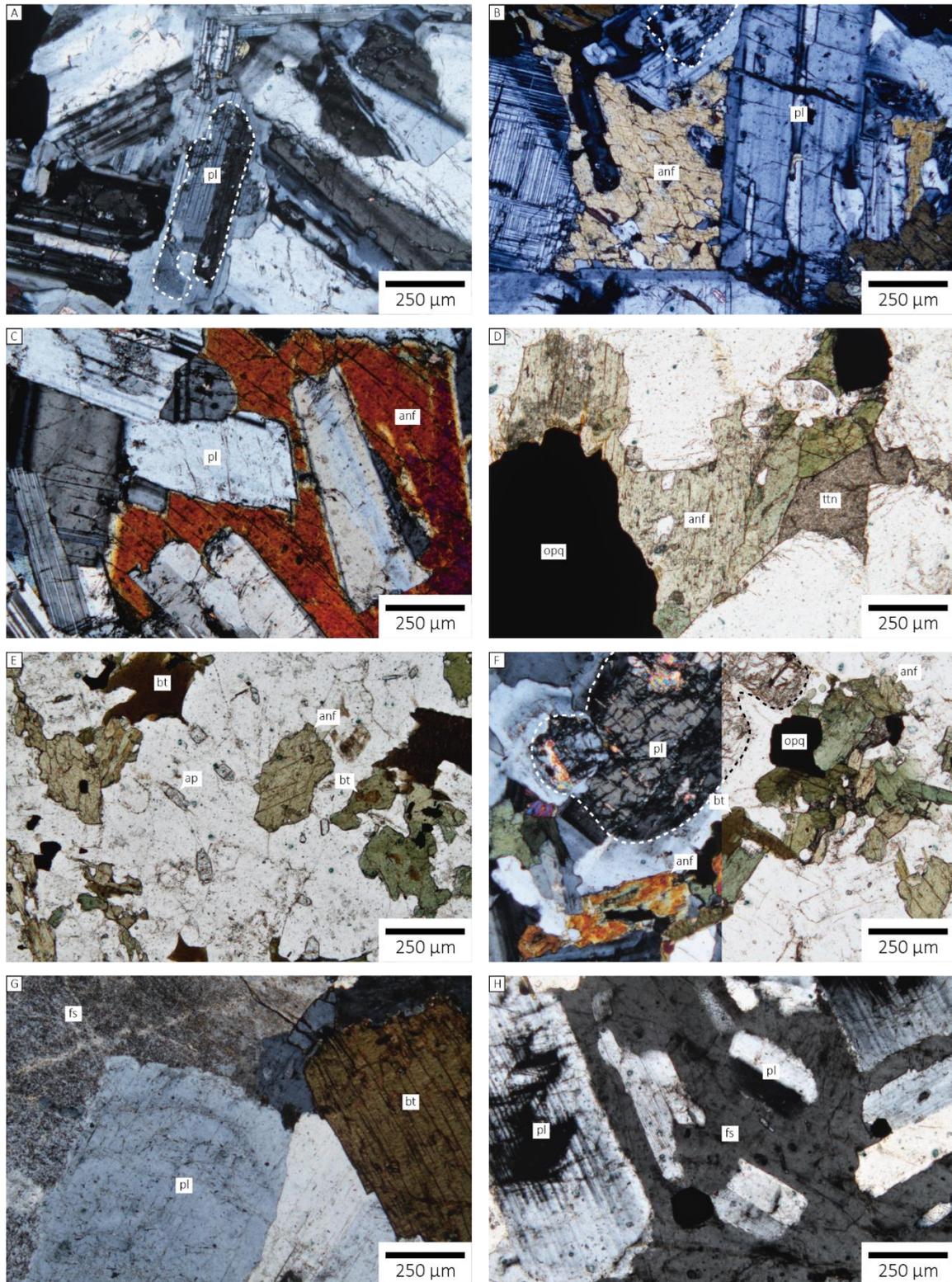


Figura 22. Fotomicrografías de texturas representativas de las rocas plutónicas de El Totole.

A. Mosaico de cristales de plagioclasa con núcleos complejos en el gabro de hornblenda. B. Cristales intersticiales de anfíbol y texturas ofíticas entre anfíbol y plagioclasa (C). D-F. Facies híbridas del gabro de hornblenda, con anfíbol y titanita intersticial y

presencia de cristales de apatito. G. Cristales de plagioclasa, biotita y feldespato en contacto mutuo en el intrusivo granítico. H. Textura poikilitica definida por cristales de plagioclasa tabular dentro de feldespato potásico en el intrusivo granítico.

V. CUARZODIORITA LOS CIMIENTOS

El cuerpo plutónico de Los Cimientos presenta una gran variedad de texturas y litologías, entre las que destacan granodioritas, cuarzodioritas y gabros; siendo las más abundantes las cuarzodioritas. Las cuarzodioritas presentan una textura de grano medio inequigranular alotriomórfica a hipidiomórfica, compuesta de fenocristales tabulares de plagioclasa en una mesostasis compuesta de plagioclasa, cuarzo, feldespato, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, biotita y minerales opacos.

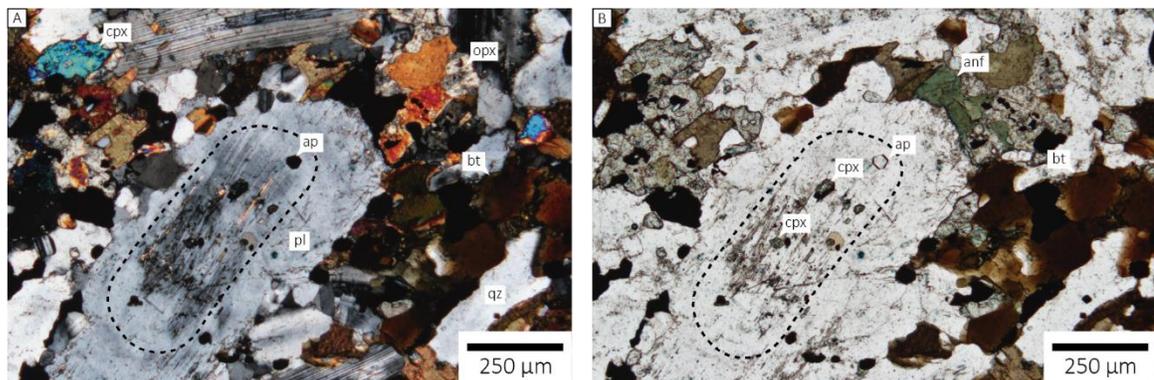
Los fenocristales de plagioclasa presentan hábitos tabulares de forma subhedral de entre 400 a 600µm de largo, con núcleos distinguibles del resto del cristal por un alto grado de alteración y la presencia de inclusiones de apatito y clinopiroxeno (Figura 23A-B). Alrededor de estos se presentan glomero-cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno, rodeados de cristales de anfíbol y biotita (Figura 23A-B). Por otra parte, en la mesostasis se encuentran cristales de orto y clinopiroxeno anhedrales, los cuales están rodeados e intercrecidos por cristales de biotita y minerales opacos (Figura 23C).

De acuerdo con estas relaciones texturales se puede distinguir una paragénesis gabróica compuesta de núcleos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y minerales opacos; la cual esta sobrepuesta por una paragénesis granítica consistente en plagioclasa, cuarzo, feldespato, anfíbol y biotita.

En las facies de grano más grueso la textura es equigranular hipidiomórfica compuesta de plagioclasa, cuarzo, feldespato, ortopiroxeno, anfíbol y biotita. Los cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato componen al grueso de los minerales presentes en esta litología, mientras que los minerales máficos están restringidos a los intersticios entre los mismos (Figura 23D-F).

Los cristales de ortopiroxeno presentan un alto grado de fracturamiento y alteración, que en algunos casos estos tienen inclusiones de minerales opacos (Figura 23D). Por otra parte, los ortopiroxenos suelen estar parcialmente reemplazados por cristales de clinopiroxeno, los cuales a su vez están rodeados por cristales de anfíbol y biotita (Figura 23E). Uno de los rasgos más destacados de los cristales de anfíbol es la presencia de maclado polisintético (Figura 23F). Al igual que en las cuarzodioritas, esta litología presenta una paragénesis gabróica sobrepuesta por una paragénesis granítica.

Los gabros que se han encontrado en este cuerpo están compuestos principalmente por cristales tabulares de plagioclasa en un arreglo anisotrópico. En los intersticios dejados por el entramado de cristales de plagioclasa se alojan cristales de clinopiroxeno, desarrollando una textura intersticial (Figura 23G). En algunos casos se observan cristales de olivino y plagioclasa los cuales se encuentran como inclusiones en cristales de anfíbol, desarrollando texturas ofíticas entre estas fases (Figura 23H).



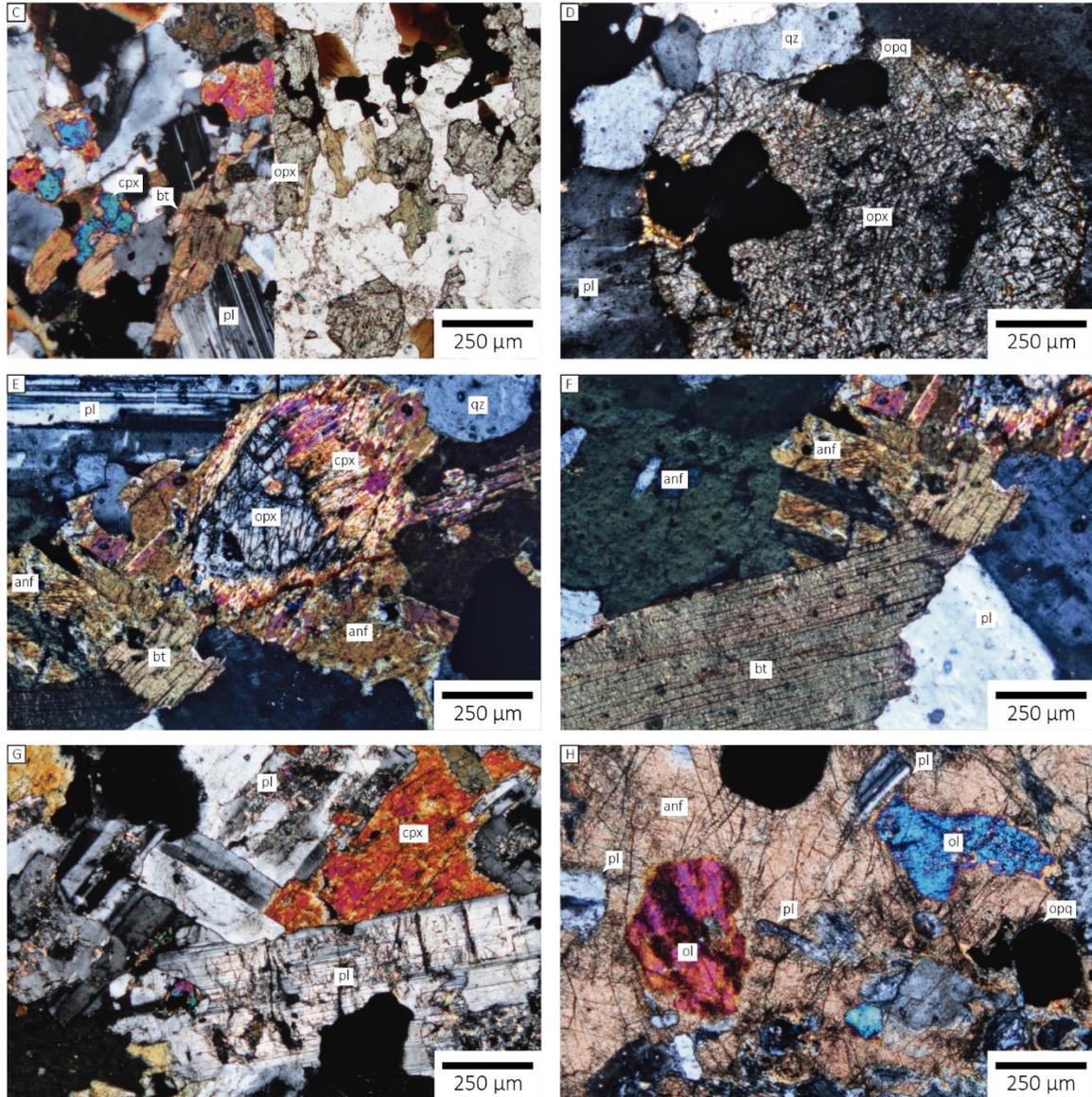


Figura 23 Fotomicrografías de texturas representativas de las litologías que componen al plutón de Los Cimientos.

A. Vista en luz doblemente polarizada y luz plana (B) de fenocristales de plagioclasa con núcleos con inclusiones de clinopiroxeno y apatito en la cuarzodiorita. C. Cristales de piroxeno rodeados de cristales de biotita que componen a la mesostasis de la cuarzodiorita de Los Cimientos. D. Cristales de ortopiroxeno fracturados y con coronas de clinopiroxeno (E) en la granodiorita de Los Cimientos. F. Cristales de anfíbol con maclado polisintético en las facies granodioríticas del plutón de Los Cimientos. G. Cristales tabulares de plagioclasa con clinopiroxeno intersticial en las facies gabróicas de Los Cimientos. H. Cristales de anfíbol con inclusiones de plagioclasa y olivino en una textura ofítica del gabro de Los Cimientos.

De acuerdo con la presencia de dos paragénesis (granítica y gabróica) en las cuarzodioritas y granodioritas es posible que estas litologías se conformaran por la mezcla entre gabros y granitos, que podrían o no ser cogenéticos. Una posibilidad es que las rocas gabroicas pueden corresponder a la parte más primitiva de este plutón y uno de los miembros de esta mezcla.

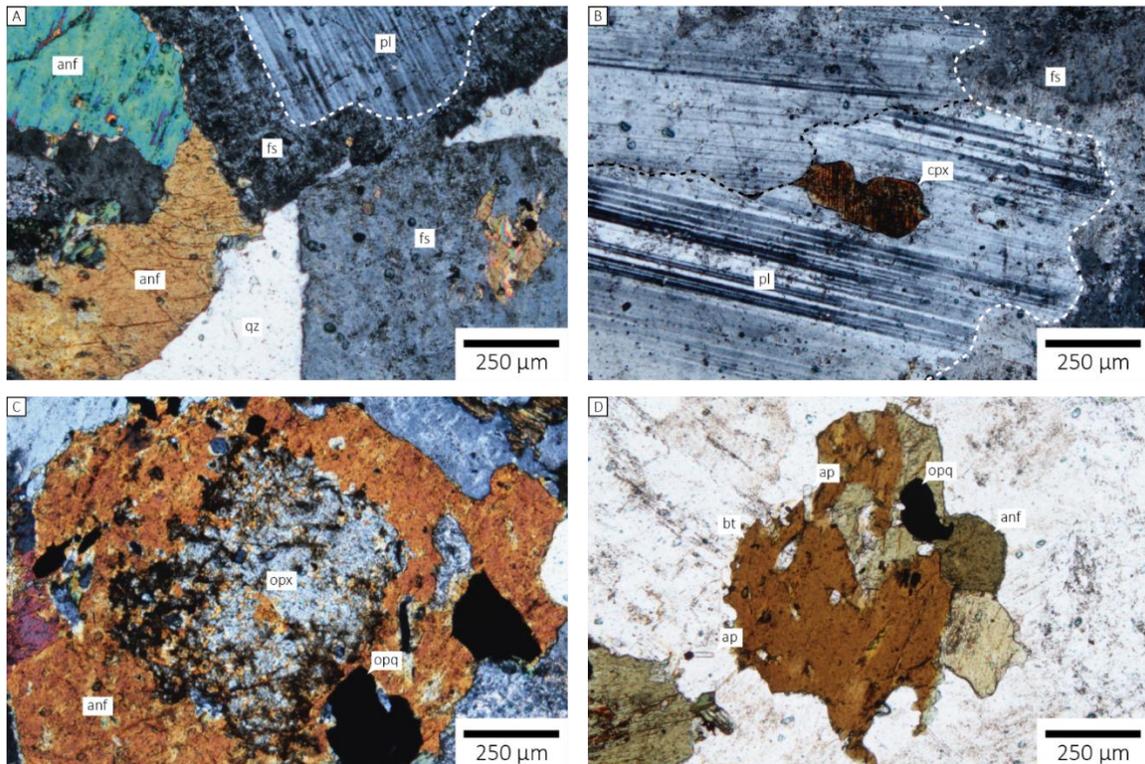
vi. CUARZODIORITA EL CHICO

El plutón de El Chico al igual que las rocas plutónicas de Los Cimientos presenta dos paragénesis, la primera es de composición cuarzodiorítica a gabrítica compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno la cual se encuentra subyacente a una paragénesis granítica compuesta de plagioclasa, cuarzo, feldespato, biotita y hornblenda (Figura 15). De acuerdo con la proporción de ambas paragénesis la litología de este plutón varía desde cuarzodioritas y cuarzomonzodioritas a granitos.

Las cuarzodioritas y cuarzomonzodioritas presentan una textura de grano grueso equigranular panhidiomórfica a hipidiomórfica compuestas de plagioclasa, cuarzo, feldespato, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y biotita. Principalmente, estas litologías están compuestas de un mosaico de cristales tabulares euhedrales de plagioclasa y feldespato, con cuarzo intersticial e intersectal (Figura 15A). Los cristales de plagioclasa presentan núcleos subhedrales a anhedrales con maclado polisintético, el cual permite acotar su composición de andesina. Estos núcleos usualmente están compuestos de dos o más cristales de plagioclasa con bordes suturados entre sí, asimismo suelen tener inclusiones de cristales de clinopiroxeno anhedral (Figura 15B).

Por otra parte, estos cristales poseen bordes de feldespato potásico con exsolución de perfitas, que otorgan las formas euhedrales a los cristales conformando una textura anti-rapakivi (Figura 15A-B). Los cristales de ortopiroxeno se encuentran principalmente en la matriz y no como inclusiones, y usualmente son coronados por cristales de anfíbol (Figura 15C). A su vez, los cristales de anfíbol se encuentran intercrecidos con cristales de biotita (Figura 15D).

Las porciones graníticas de este plutón están compuestas de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y minerales opacos, en una textura inequigranular hipidiomórfica. Los cristales de plagioclasa presentan formas tabulares euhedrales con zoneamiento oscilatorio intenso, mientras que los cristales de feldespato potásico y cuarzo son de carácter intersticial (Figura 15E). Un rasgo particular es que los feldespatos potásicos presentan una textura poikilitica con chadacristales de plagioclasa (Figura 15F).



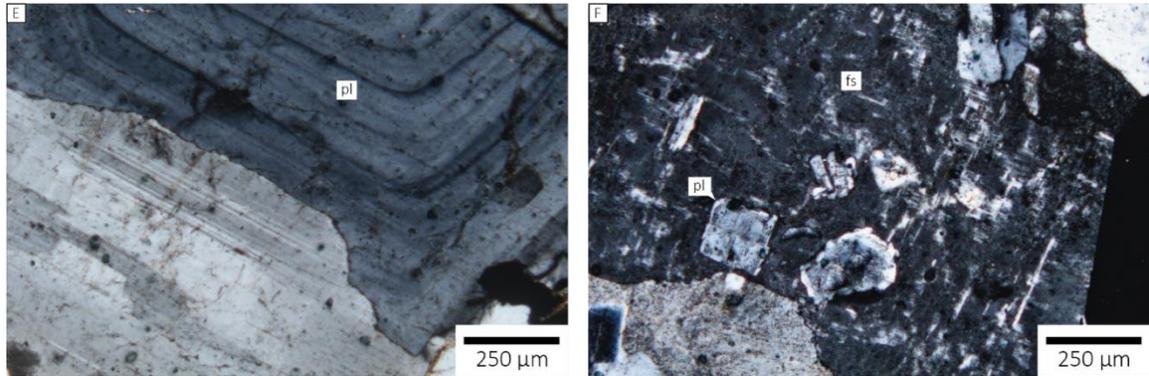


Figura 24. Fotomicrografías de textura representativas de las rocas plutónicas de El Chico.

A. Textura general de las cuarzodioritas de El Chico donde se aprecia la textura anti-rapakivi. B. Acercamiento de la textura anti-rapakivi en los cristales de plagioclasa, donde se aprecian las inclusiones de cristales de clinopiroxeno. C. Cristal de ortopiroxeno con corona de anfíbol e intercrecimiento de anfíbol y biotita (D) en las cuarzodioritas de El Chico. E. Cristales de plagioclasa con zoneamiento oscilatorio de los granitos de El Chico. F. Oicocristales de feldespato potásico con maclado en enrejado y chadacristales de plagioclasa.

vii. CUARZODIORITA LA HUERTA

Esta litología se encuentra en los alrededores del cuerpo gabróico de La Huerta y mantiene una relación intrusiva con las rocas gabróicas que la componen. La mineralogía de este plutón consiste en cristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y minerales opacos; de acuerdo con las proporciones modales de estos minerales permiten clasificar a las rocas de este cuerpo como cuarzodioritas.

La textura general de este cuerpo es inequigranular hipidiomórfica. Los cristales de plagioclasa de mayor tamaño presentan hábitos tabulares con núcleos con intenso fracturamiento que, sin embargo, presentan continuidad óptica con el resto del cristal (Figura 25A). Los bordes de estos cristales se componen de cristales de feldespato potásico (Figura 25A), conformando texturas anti-rapakivi al igual que las rocas cuarzodioríticas y cuarzomonzodioríticas de El Chico.

Los cristales que componen a la mesostasis son principalmente de plagioclasa, que al igual que los cristales de mayor tamaño, presentan núcleos fracturados. Por otra parte, los cristales de cuarzo y feldespato potásico poseen un carácter intersticial por lo que adquieren hábitos esqueletales. En cuanto a los minerales máficos estos son cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno de forma anhedral, los cuales presentan exsolución de lamelas de minerales opacos (Figura 25C). Otro de los rasgos similares a las rocas de El Chico es la presencia de inclusiones anhedrales de clinopiroxeno en cristales de plagioclasa (Figura 25B).

Los minerales opacos presentan hábitos granulares y en muchas ocasiones muestran coronas de cristales de biotita. Los cristales de biotita se presentan también como agregados dentro de la mesostasis, sin embargo, se caracterizan por un color rojizo y pleocroísmo intenso lo que sugiere una composición rica en Mg y Ti (Figura 25D). De acuerdo con las texturas observadas entre los cristales de plagioclasa, feldespato potásico y clinopiroxeno, y las similitudes con las rocas de El Chico es probable que ambos cuerpos estén relacionados genéticamente.

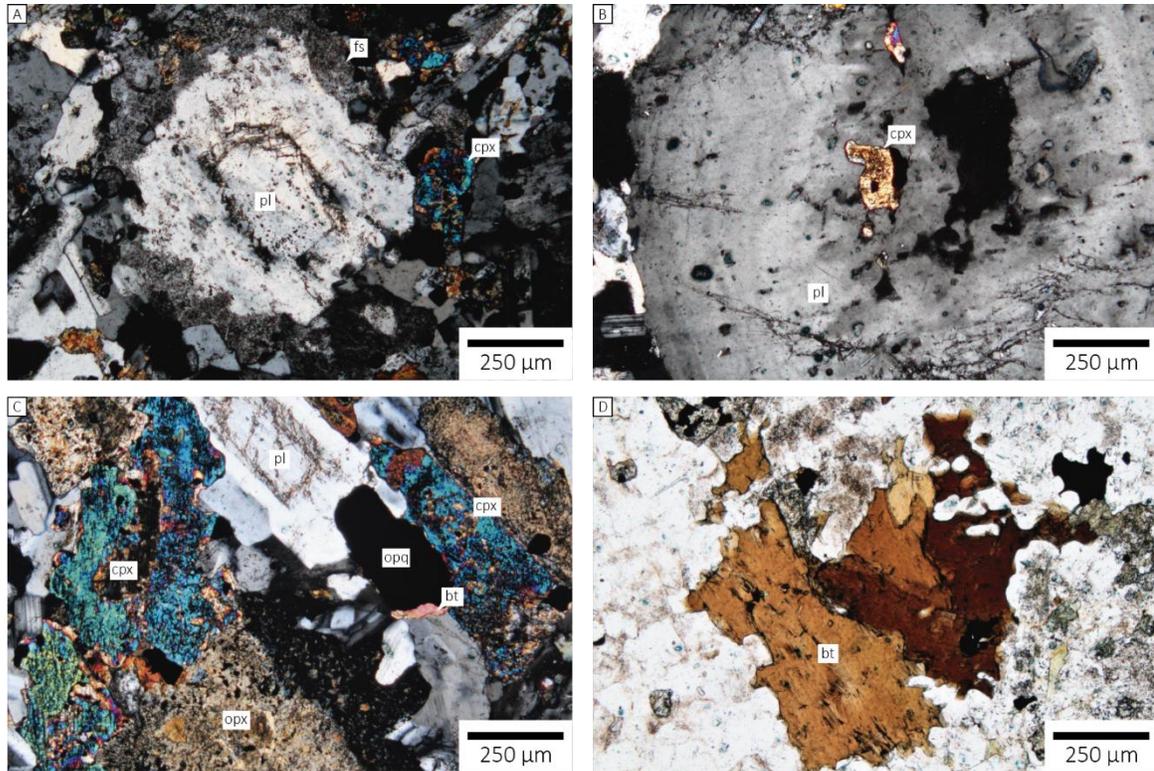


Figura 25. Fotomicrografías de texturas representativas de la cuarzodiorita de La Huerta (página siguiente).

A. Cristales de plagioclasa con núcleos fracturados y bordes de feldespato potásico. B. Inclusiones de cristales de clinopiroxeno en cristales de plagioclasa. C. Textura general de la mesostasis compuesta de cristales de plagioclasa, clinopiroxenos y ortopiroxenos. D. Glomerocristales de biotita rojiza en la mesostasis que componen a esta litología.

viii. GRANITO DE RÍO SILA

Las rocas descritas en este apartado corresponden al plutón granítico de Río Sila, las cuales están compuestas principalmente de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y cantidades variables de anfíbol. De acuerdo con la proporción modal de estas fases se clasifican como monzogranitos a sienogranitos. La textura general de esta litología es inequigranular alotriomórfica con variaciones en el tamaño de grano desde medio a fino.

Los cristales de plagioclasa y feldespato son los más abundantes, con proporciones modales de ~40% y 32%, respectivamente. Los cristales de plagioclasa poseen formas euhedrales y hábitos tabulares, y destacan por la presencia de maclado polisintético a partir del cual se estima una composición entre andesina-oligoclasa. Otro atributo de los cristales de plagioclasa es la presencia núcleos con zoneamiento oscilatorio, alrededor de los cuales hay un manto convoluto en la mayor parte de los cristales relacionados a procesos de maduración textural (Figura 26A). Los cristales de feldespato igualmente presentan formas tabulares, sin embargo, resaltan por la presencia de perfitas en un volumen modal de ~40-50%. Mientras que, los cristales de cuarzo poseen un carácter intersticial por lo que su morfología es principalmente esqueletal (Figura 26B).

Los minerales máficos presentes son biotita y anfíbol, siendo la primera la más abundante (hasta 4%). Los cristales de biotita poseen un tamaño similar a los cristales de feldespato y cuarzo, y presentan múltiples inclusiones de zircón y apatito. La presencia de cristales de anfíbol está limitada a inclusiones en biotita y representan <1% del volumen total en las muestras (Figura 26C).

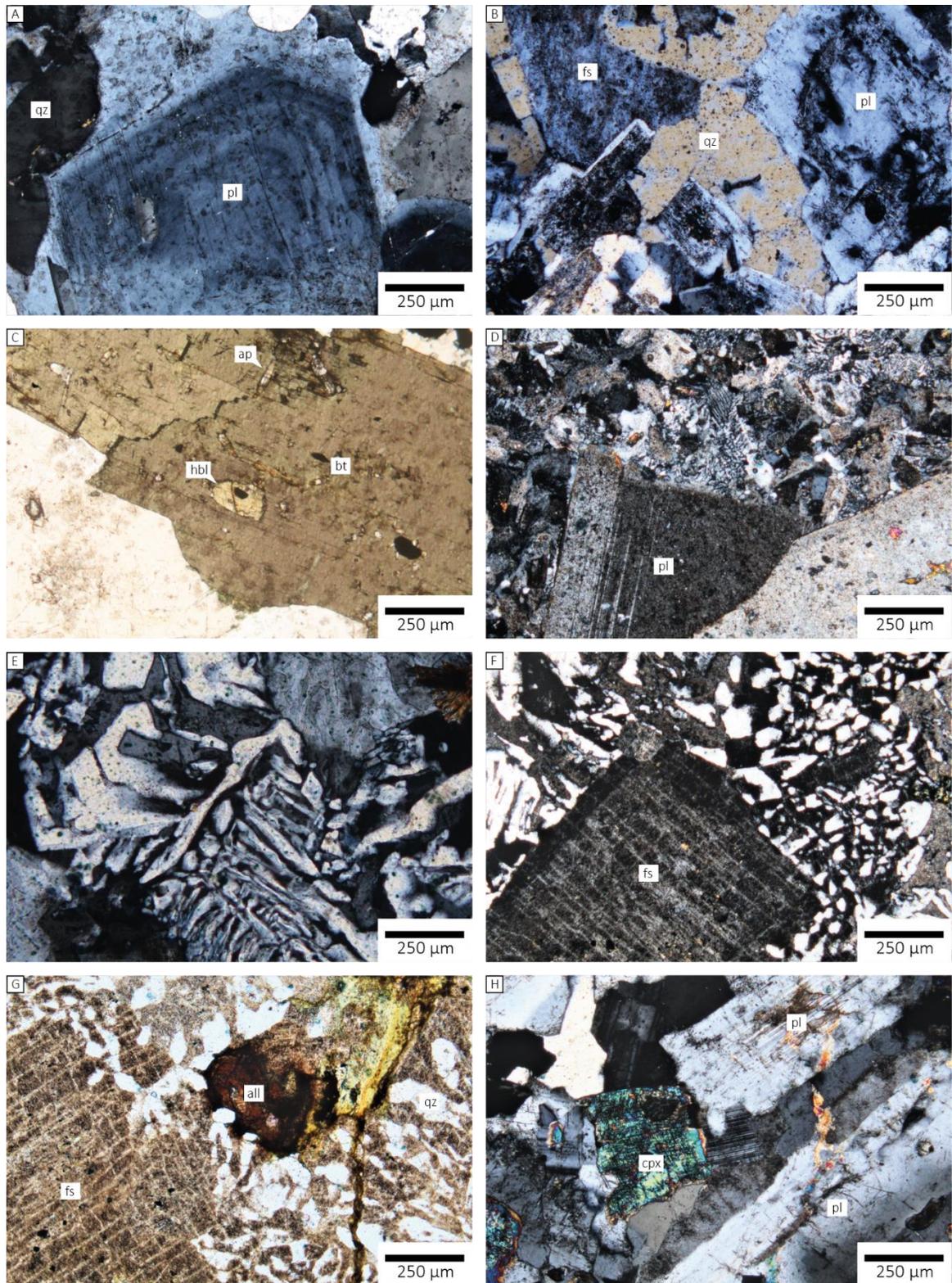


Figura 26. Fotomicrografías de texturas representativas de las rocas graníticas del plutón de Río Sila.

A. Cristales de plagioclasa con zoneamiento oscilatorio con bordes relacionados a procesos de maduración textural. B. Cristales de cuarzo de morfología esqueletal, debido a procesos de crecimiento confinado. C. Cristales de anfíbol como inclusiones de cristales

de biotita. D. Textura general de las facies de grano fino, consistentes en fenocristales de plagioclasa en una matriz granofírica. E. Acercamiento a la textura granofírica presente en la matriz de granitos de grano fino. F. Cristales de feldespato potásico rodeados de cristales de cuarzo y feldespato en textura gráfica. G. Cristales de allanita en la matriz de los sienogranitos. H. Cristales de clinopiroxeno y plagioclasa en los enclaves máficos de los sienogranitos.

Las variaciones de grano fino de este cuerpo se caracterizan por una textura porfídica compuesta de fenocristales de plagioclasa y una matriz granofírica (Figura 26D), así como una nula presencia de anfíbol y biotita. Los dominios granofíricos se presentan en zonas donde están en contacto cristales de feldespato y plagioclasa, los cuales consisten en crecimientos gráficos y vermiculares de cuarzo y feldespato (Figura 26E). Estos intercrecimientos indican el reemplazamiento local de feldespato por plagioclasa en condiciones subsolidus, durante el enfriamiento y desgasificación del magma granítico (Tuttle & Bowen, 1958; Castro, 2015).

Las variaciones sienograníticas de este plutón presentan un enriquecimiento en cristales de feldespato potásico, los cuales presentan formas tabulares alrededor de los cuales se observan dominios mirmequíticos y gráficos de feldespato y cuarzo (Figura 26F). Al igual que las facies de grano fino de este cuerpo los dominios sienograníticos están empobrecidos en biotita y cuarzo, sin embargo, presentan altas cantidades de clorita que son posteriores a cristales de biotita. Como fases accesorias se presentan minerales opacos y cristales de allanita (Figura 26G). Los enclaves presentes en los dominios sienograníticos presentan una textura de grano medio a fino inequigranular alotriomórfica, los cuales se componen de cristales de plagioclasa con inclusiones de clinopiroxeno, cuarzo, ortopiroxeno y biotita (Figura 26H).

ix. GRANITO DE CIHUATLÁN

Las rocas que componen a este cuerpo intrusivo se componen principalmente de cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita, anfíbol y minerales opacos, en proporciones modales que permiten clasificarlas como monzogranitos. La textura general de estos granitos es inequigranular hipidiomórfica siendo los cristales de plagioclasa y feldespato potásico de mayor tamaño, mientras que el resto de las fases son de carácter intersticial.

Los cristales de feldespato potásico presentan textura poikilitica donde las inclusiones son de cristales de plagioclasa subhedrales con maclado polisintético (Figura 27A). Entre ambas fases se presentan coronas simplectíticas de cuarzo y plagioclasa, que indican el reemplazamiento local entre ambas fases en condiciones subsolidus (Figura 27A). Por otra parte, los cristales de feldespato presentan exsolución de pertitas en un volumen modal de ~10%.

Los cristales de plagioclasa fuera de los oikocristales de feldespato, se presentan como *clots* de tres o más cristales (Figura 27B). Cada uno de los cristales presentan núcleos con aspecto de lamelas en diferentes direcciones, alrededor de los cuales se presenta un borde oscilatorio que rodea a todos los cristales. La estructura interna de los cristales de plagioclasa se trata de textura tipo *honeycomb* (Figura 27B-C) la cual indica un evento de crecimiento esquelético en condiciones de enfriamiento abrupto (Kawamoto, 1992; Castro, 2001).

Los minerales máficos presentes en esta litología se ubican en los intersticios entre los cristales de feldespato potásico y plagioclasa, estos son principalmente cristales de anfíbol euédral con núcleos reemplazados parcialmente por clorita (Figura 27D).

Los enclaves relacionados a los granitos de Cihuatlán presentan una textura de grano medio inequigranular hipidiomórfica el cual consiste en porfidocristales de plagioclasa y anfíbol en una mesostasis de cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y titanita (Figura 27E). Los cristales de plagioclasa son los más abundantes, presentan hábitos tabulares y maclado polisintético. En algunos casos los núcleos de estos cristales están parcialmente alterados a sericita, por lo que no se puede apreciar texturas intracristalinas.

Los cristales de anfíbol y biotita se encuentran como fases intersticiales entre el entramado de cristales de plagioclasa. Por otra parte, los porfidocristales de anfíbol presentan diversas inclusiones de apatito y cuarzo, así como coronas de minerales opacos y cristales de biotita (Figura 27F). Esta textura en cristales de anfíbol es consistente con eventos de descompresión, las cuales al igual que las texturas de sobreenfriamiento en la plagioclasa pueden estar relacionadas a la dinámica de la cámara magmática previa su cristalización.

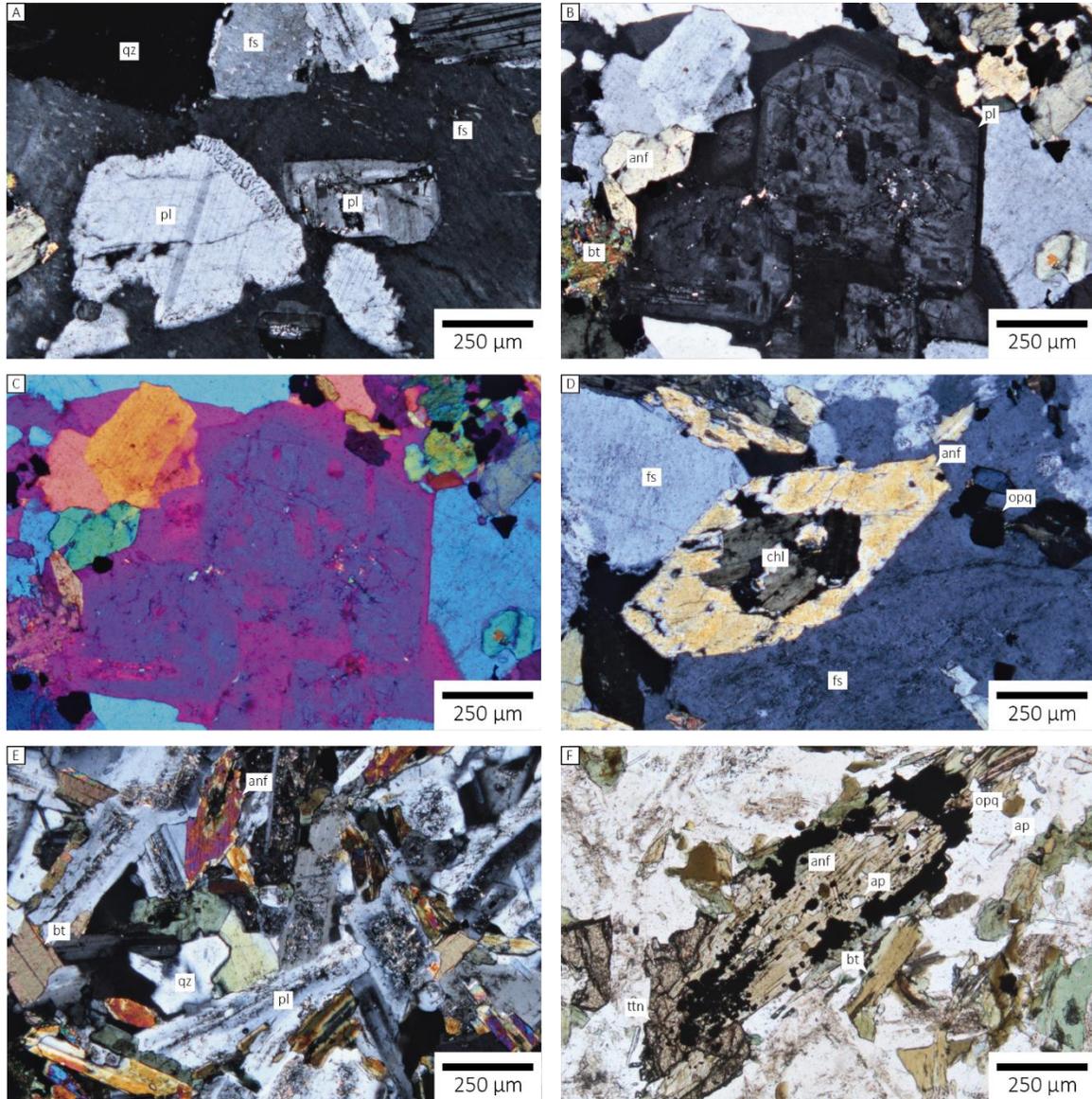


Figura 27. Fotomicrografías de texturas representativas del granito de Cihuatlán.

A. Cristales de plagioclasa como inclusiones en cristales de feldespato potásico. B. Clots de plagioclasa con núcleos de textura honeycomb, vista en luz doblemente polarizada y con retardador de 550 nm de longitud de onda (C). D. Cristales de anfíbol intersticiales con núcleos reemplazados por clorita. E. Textura general de los enclaves máficos del granito de Cihuatlán. F. Cristales de anfíbol con coronas de minerales opacos en los enclaves máficos del granito de Cihuatlán.

X. ROCAS DEL ENCAJONANTE

Las rocas que componen al encajonante de los plutones del área de La Huerta corresponden a una secuencia vulcanosedimentaria compuesta de andesitas intercalada con calizas, los cuales presentan diversos grados de metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los cuerpos plutónicos antes descritos.

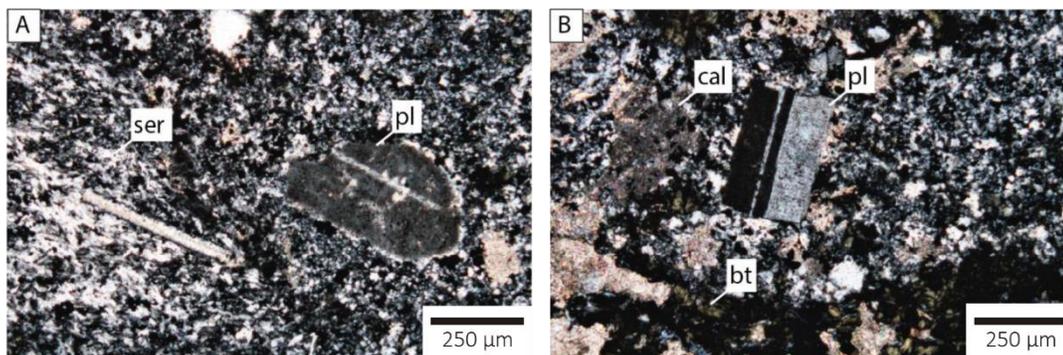
Las secuencia de rocas volcánicas esta principalmente conformada por meta-andesitas de textura porfídica que consisten en fenocristales de hasta 5 mm de plagioclasa, inmersas en una matriz vítrea (Figura 28A-B). La matriz se encuentra parcialmente recristalizada a cristales de cuarzo y plagioclasa (Figura 28A-B), y alterada a cristales de sericita, con desarrollo de agregados de calcita en cavidades y fracturas (Figura 28B). Asimismo, se observan algunos fenocristales de biotita diseminados en la matriz, parcialmente reemplazados por clorita (Figura 28B).

Esta secuencia muestra un mayor grado de metamorfismo en las cercanías de los plutones, en forma de hornfels cuarzo-feldespáticos. Estos presentan una estructura bandeada cuyos dominios leucocráticos tienen texturas granolepidoblásticas compuestas de mosaicos poligonales de cuarzo y biotita. Mientras que los dominios lepidoblásticos están enriquecidos en biotita, con cantidades menores de cuarzo (Figura 28D). Un rasgo por resaltar es la presencia de cristales relictos de plagioclasa, los cuales conservan el maclado polisintético y hábitos tabulares, y que además están parcialmente reemplazados por mica blanca y biotita (Figura 28C).

Las calizas se componen principalmente de una matriz micrítica de color gris medio con aproximadamente 20% de bioclastos. Se observan estructuras diagenéticas tales como disolución y recristalización de matriz y fósiles, y fracturamiento y desarrollo de vetas. La matriz presenta un grado medio a alto de recristalización, representadas por cristales de micrita a microsparita y pseudoesparita.

Los bioclastos, a pesar de presentar un grado medio de fracturamiento y recristalización, se componen de abundantes foraminíferos bentónicos (orbitolínidos), frecuentes placas de equinodermos y ostracodos, así como radiolarios, bivalvos y braquiópodos (Figura 28E). De acuerdo con los microfósiles descritos, se puede inferir un ambiente de depósito de plataforma carbonatada y con base en la presencia de orbitolínidos se propone una edad Cretácica de deposición para esta secuencia carbonatada.

Al igual que la secuencia meta-volcánica, el metamorfismo de contacto en las calizas en las vecindades de los plutones forma mármoles y calcosilicatos. Los primeros están compuestos enteramente de cristales de calcita de entre 1-5 cm, los cuales forman un mosaico poligonal en el que los cristales forman ángulos dihedros entre sí (Figura 28F). Por otro lado, los calcosilicatos están compuestos de calcita, granate y epidota, así como cristales de hematita y magnetita. Petrográficamente se observa que los cristales de granate poseen ángulos rectos entre sí, y resalta la presencia de cristales de titanita que coronan a los mismos (Figura 28G).



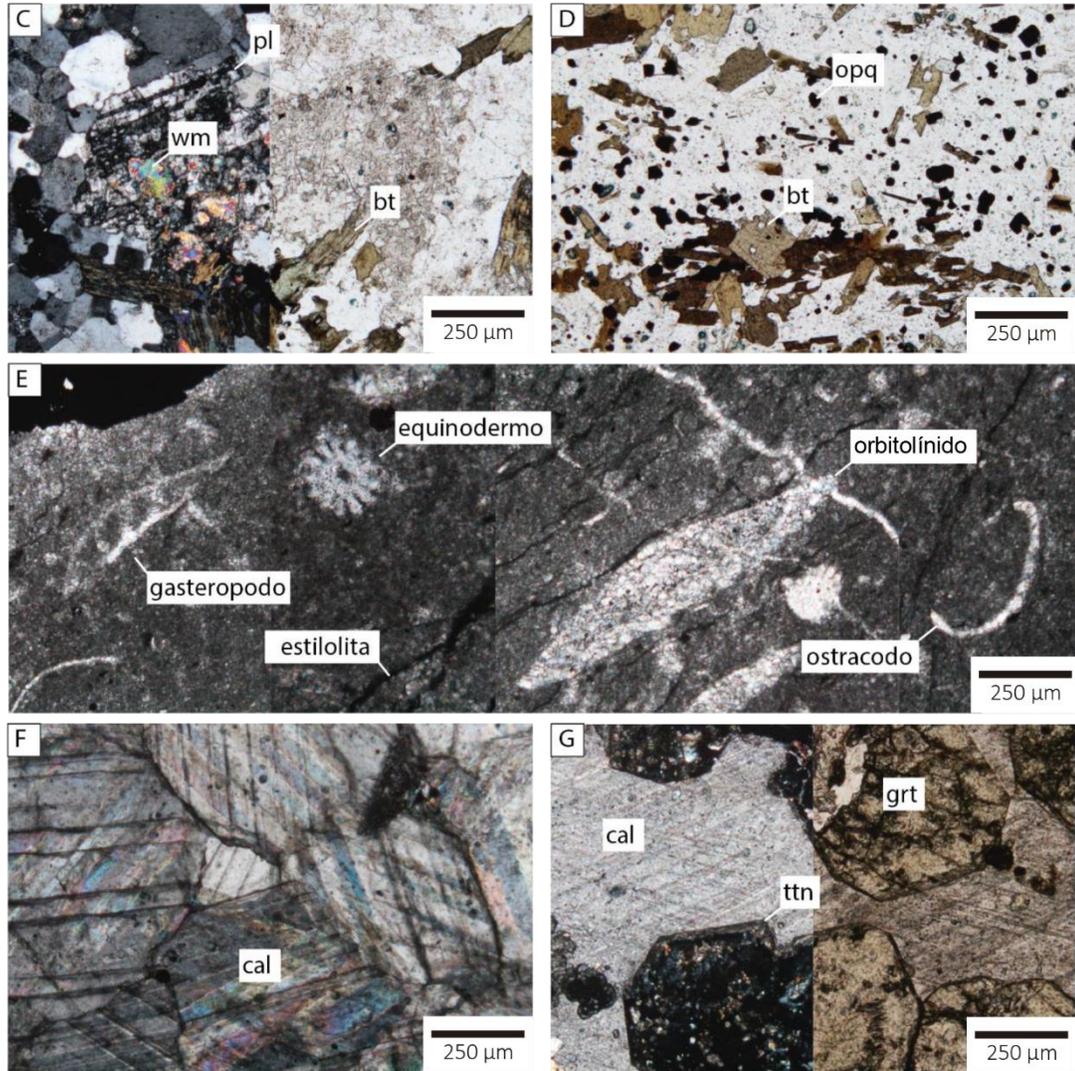


Figura 28. Fotomicrografías de texturas representativas de las rocas encajonantes de La Huerta.

A-B. Fenocristales de plagioclasa parcialmente alterados en la matriz de las rocas andesíticas de La Huerta. C. Microfotografía de los hornfels cuarzofeldespáticos donde se resalta la presencia de cristales relictos de plagioclasa parcialmente reemplazados por mica blanca, en mosaico de cristales de cuarzo. D. Dominio lepidogranoblastico de cristales de biotita, opacos y cuarzo de los hornfels cuarzofeldespáticos. E. Fotomicrografías de los microfósiles presentes en las calizas de La Huerta. F. Cristales de caliza de los mármoles de La Huerta. G. Cristales de granate con bordes de titanita en los calcisilicatos de La Huerta.

VII. QUÍMICA MINERAL

En este apartado se detallan la composición y características químicas de los principales grupos minerales observados durante el Análisis petrográfico, obtenidos mediante análisis de microsonda electrónica. Estos análisis se realizaron en ocho muestras representativas de los plutones caracterizados en este trabajo. Cabe mencionar que no se obtuvieron datos de química mineral del del gabro s.s. de La Huerta (muestra PVA19-2), sin embargo, se presentan los datos de esta litología obtenidos por Panseri (2007).

i. PLAGIOCLASA

Los cristales de plagioclasa zoneados fueron caracterizados por medio de perfiles transversales de 15 a 10 puntos equidistantes de análisis. Los perfiles fueron elegidos considerando que los bordes de los cristales se encontraran en equilibrio textural con cristales de anfíbol. La estequiometría de los datos fuer realizada con base en 8 oxígenos por átomo por formula estructural (apfu).

Las plagioclasas de los gabros s.s. (PVA19-2) son de composición labradorítica ($An_{58-51}Ab_{42-49}$) y no presentan evidencias de algún zoneamiento composicional (Figura 29A). Por otra parte, los cristales de plagioclasa de carácter intersticial, debido a su composición albítica ($An_{8-5}Ab_{92-91}$), son interpretados como fases de alteración o como fases tardías de subsolidus.

En cuanto a las troctolitas de La Huerta y Juan Gil Preciado (PVA19-3 y PVA19-18a, respectivamente) estas plagioclasas no presentan diferencias composicionales entre las rocas de ambas localidades (Figura 29A). Estos cristales presentan un zoneamiento composicional leve desde composición labradorita en los núcleos a de composición andesina (An_{63-50} y Ab_{47-51}).

Para las cuarzodioritas asociadas a los gabros s.s. (muestra PVA19-7) los cristales son bastante homogéneos, con ligeras variaciones hacia un componente más sódico en los bordes (Figura 29C). De forma general, los cristales varían de andesina a oligoclasa, con contenidos de An_{44-27} y Ab_{69-54} (Figura 29A). Los cristales de plagioclasa del gabro de hornblenda de El Totole (PVA19-9a) presentan núcleos de composición bitownítica a labradorítica (An_{75-60} Ab_{35-27}) mientras que los bordes son de composición de An_{43-29} Ab_{68-56} , tipo andesina (Figura 29A).

Los cristales de las cuarzodioritas de El Chico y Los Cimientos (PVA 19-11 y PVA19-24, respectivamente) presentan un zoneamiento complejo (Figura 29D, Figura 29F). Los porfidocristales de la cuarzodiorita de Los Cimientos presentan núcleos de composición bitownítica (An_{78-73} Ab_{26-22}) y bordes de composición labradorita a andesina (An_{56-34} Ab_{63-43}); por otra parte, los cristales de plagioclasa que componen a la mesostasis tiene una composición similar a los bordes de los porfidocristales de plagioclasa (An_{50-48} Ab_{53-49}). Los cristales de plagioclasa de la cuarzodiorita de El Chico se caracterizan por tener núcleos de composición oligoclasa a andesina (An_{36-25} Ab_{71-60}) y bordes de microclina (Ab_{25-7} Or_{97-75}), tal como se observa en la Figura 29D. A su vez, los bordes de microclina presentan texturas de exsolución en forma de perfitas de anortoclasa (Ab_{76} Or_{22}).

En cuanto a los cristales de plagioclasa que conforman a los granitos de Rio Sila (PVA19-15), estos presentan un zoneamiento normal. El cual consiste en núcleos relativamente cálcicos (An_{48} Ab_{52}) y bordes progresivamente más ricos en la componente albítica (Figura 29E), por lo que estos cristales abarcan composiciones desde el campo de la andesina al de albita (Figura 29B). Sin embargo, es posible distinguir al menos tres dominios composicionales en los cristales (Figura 29E). El primero corresponde al núcleo del cristal, el cual posee la composición más rica en el componente cálcico (An_{48} Ab_{52}), posterior al cual hay una zona con una composición intermedia (An_{65-61} Ab_{37-34}). Finalmente, el borde posee la composición más rica en albita, la cual es An_{75-68} Ab_{31-23} .

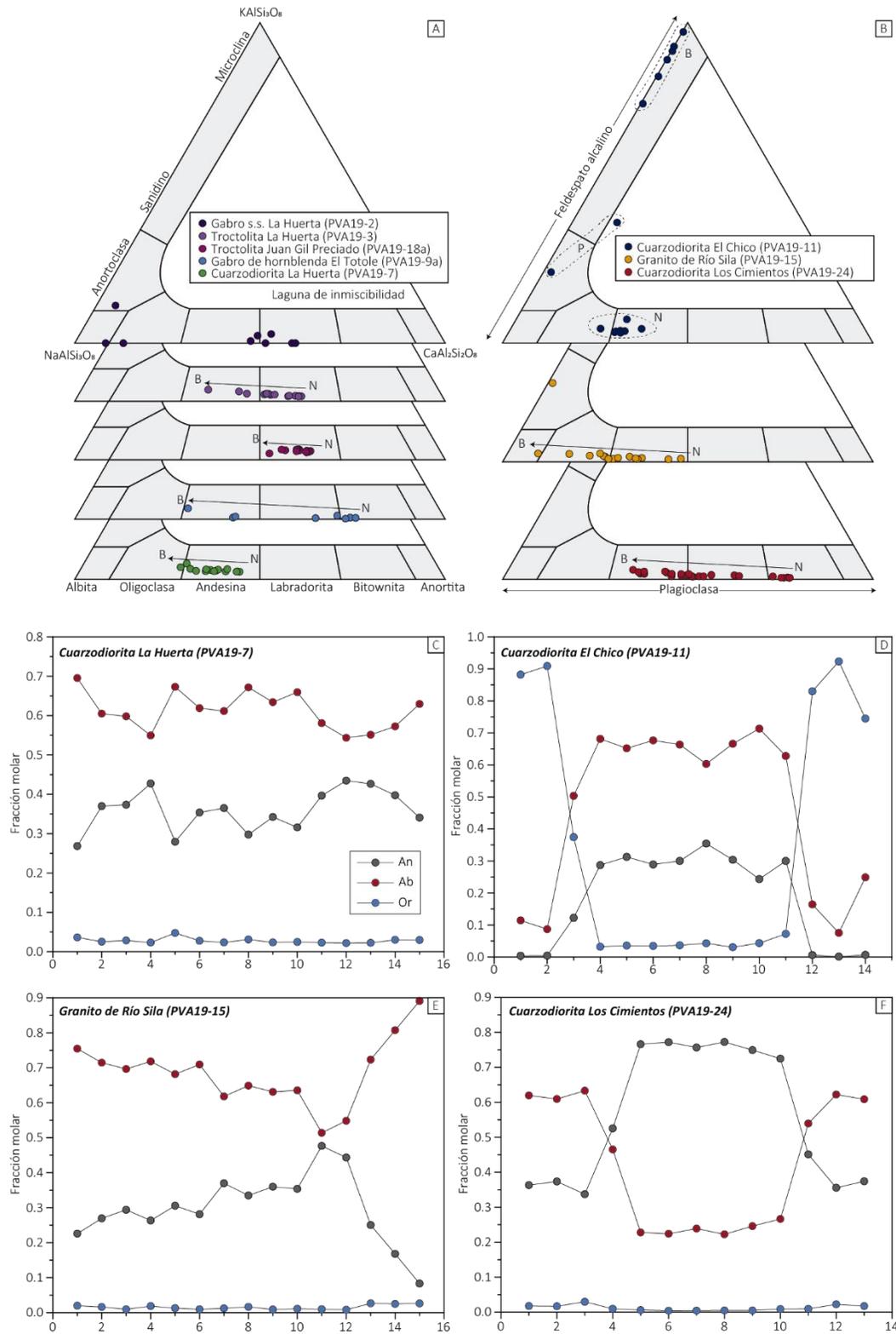


Figura 29. Diagramas de clasificación y variación composicional de los cristales de plagioclasa (descripción en la página siguiente).

A-B. Clasificación de los cristales de plagioclases de acuerdo a su composición geoquímica, donde es posible observar su variación composicional de acuerdo a sus texturas: borde (B), núcleo (N) o perfitas (P). C-F. Perfiles composicionales de algunos cristales

representativos de plagioclasa de algunos plutones de La Huerta, las unidades en el eje x representan puntos equidistantes a lo largo del cada uno de los cristales caracterizados.

ii. ANFÍBOL

Los análisis de cristales de anfíbol se realizaron principalmente en contacto con plagioclasa, para hipotizar el estado de equilibrio entre ambas fases. La normalización de los datos se realizó de acuerdo con Hawthorne *et al.* (2012), usando el algoritmo propuesto por Locock (2014) con base en 23 oxígenos por átomo por fórmula estructural.

De manera general los anfíboles de todas las muestras analizadas forman parte del supergrupo de anfíboles cálcicos (Hawthorne *et al.*, 2012), siendo en su mayoría hornblendas y hastingsitas; estas últimas son un subgrupo de las hornblendas en la cual los álcalis (Na y K) están ligeramente enriquecidos sobre el Fe^{+2} y Mg^{+2} . Por otra parte, los cristales son bastante homogéneos sin ningún zoneamiento considerable; asimismo se observa una fuerte componente de Mg-hornblenda (Figura 30A). Mientras que en otro subespacio se aprecia que estos anfíboles posee una componenete edenítica (Figura 30B).

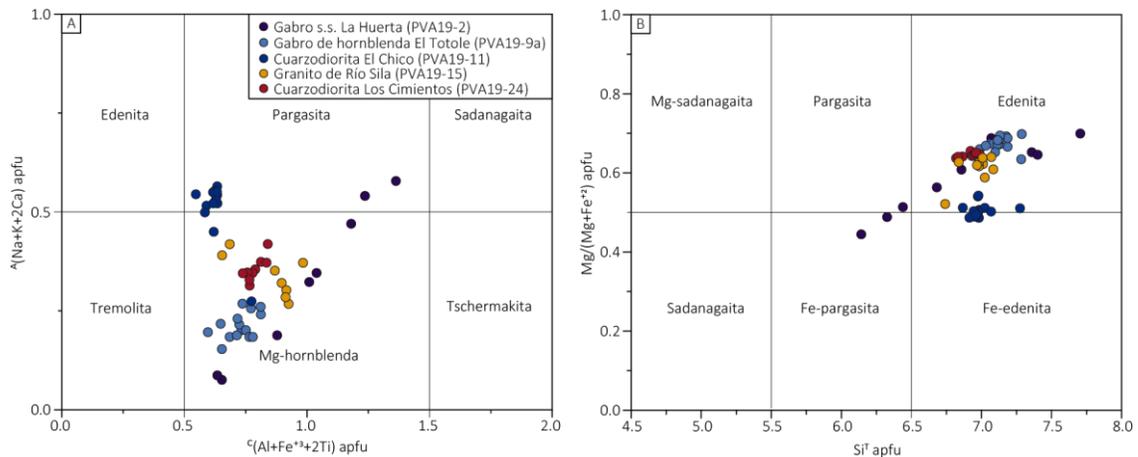


Figura 30. Diagramas de clasificación y variación composicional de los anfíboles de las rocas plutónicas de La Huerta.

A. Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos de acuerdo con Hawthorne *et al.* (2012). B. Diagrama de clasificación de anfíboles con base en el $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ y Si^{T} .

Los anfíboles analizados del granito Río Sila corresponden a la muestra PVA19-15, estos se encuentran como inclusiones en cristales de biotita. Estos presentan valores de $\text{Si}^{\text{T}}=6.7-7.1$ apfu, mientras que el valor de X_{Mg} oscila entre 0.59-0.61; el valor de cationes en el sitio estructural A esta entre 0.59-0.78 (Figura 30A), lo que permite clasificarlos como Mg-hornblendas.

Los anfíboles de la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24) poseen un contenido de $\text{Si}^{\text{T}}=6.99-6.83$ y $X_{\text{Mg}}=0.66-0.64$ (Figura 30B), y se clasifican también como Mg-hornblendas (Figura 30A). Para los anfíboles del gabro de hornblenda de El Totole (PVA19-9a) la composición es muy similar, alcanzando valores de Si^{T} de hasta 7.29 y X_{Mg} de 0.72 (Figura 30B).

En el caso de la cuarzodiorita de El Chico (PVA19-11) los anfíboles se encuentran bajo forma de borde de los ortopiroxenos, estos se clasifican como Mg-hornblendas (Figura 30A) con una fuerte componente pargasítica (Figura 30B). De acuerdo con los valores de $\text{Si}^{\text{T}}=6.86-7.06$ y $X_{\text{Mg}}=0.49-0.54$ (Figura 30B), muestran que estos anfíboles son más férricos en comparación a los de las otras muestras.

Los anfíboles del gabro s.s. de La Huerta (Panseri, 2007) presentan una gran dispersión, aun así, se clasifican como Mg-hornblendas. Sin embargo, resalta una fuerte componente pargasítica (Figura 30A). Los valores de Sr oscilan entre 6.13 y 7.39, mientras que el X_{Mg} se encuentra entre 0.49 y 0.70 (Figura 30B).

iii. BIOTITA

La estequiometría de las biotitas fue calculada con base a 11 oxígenos, por medio del software AX de Holland (2014) y proyectada en los diagramas (Figura 31) de Deer *et al.* (1962) y Foster (1960).

Los cristales de biotita medidos para las cuarzodioritas de Los Cimientos (PVA19-24), La Huerta (PVA19-7) y El Chico (PVA19-11), corresponden principalmente a aquellos que presentan relaciones texturales con los cristales de clino y ortopiroxeno. Mientras que, para el granito de Río Sila (PVA 19-15) se eligieron a aquellos que están en equilibrio con plagioclasa y cuarzo. Finalmente, para las troctolitas de La Huerta (PVA19-3) el criterio elegido fue la relación textural con los minerales opacos.

Los cristales de biotita de la cuarzodiorita de El Chico (PVA19-11) poseen un $X_{Mg}=0.42-0.44$ y $Al_{Total}=1.18-1.45$ apfu que permiten clasificarlos en el campo de las biotitas (Figura 31A) por otra parte, en el diagrama de Foster *et. al* (Figura 31B) se clasifican como Fe-biotitas. Las biotitas del granito Río Sila (PVA19-15) también se clasifican como Fe-biotitas (Figura 31B), poseen un $X_{Mg}=0.44-0.47$ y valores de $Al_{Total}=1.30-1.34$ apfu (Figura 31A).

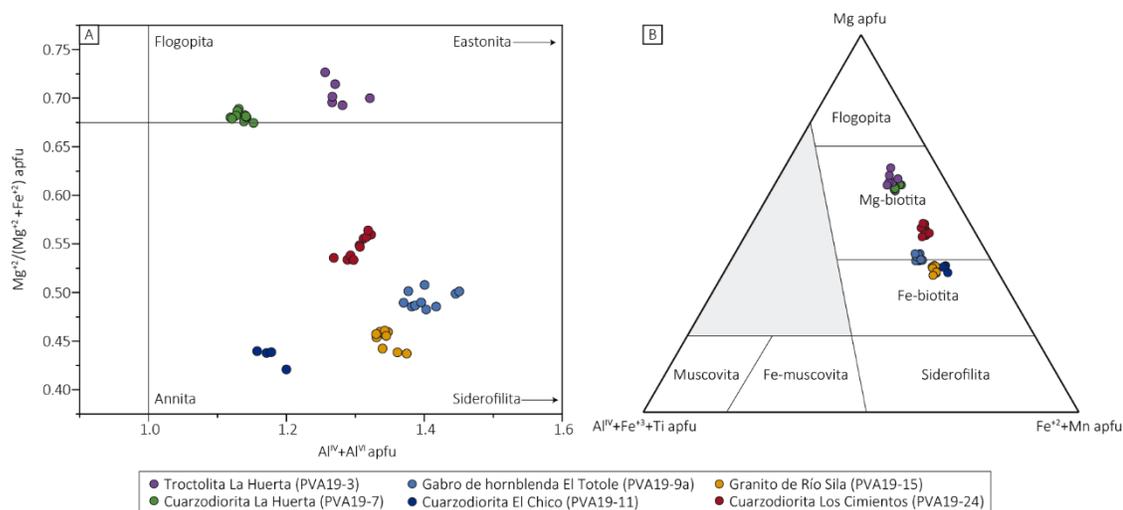


Figura 31. Diagramas de clasificación de las biotitas de las rocas plutónicas de La Huerta.

A. Diagrama de clasificación de biotitas de acuerdo con Deer *et al.* (1962). B. Diagrama de clasificación de biotitas de acuerdo con Foster (1960).

En la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24) las biotitas poseen $X_{Mg}=0.53-0.56$, y $Al_{Total}=1.27-1.2$ apfu (Figura 31A), por lo que se clasifican como Mg-biotitas (Figura 31B). Las biotitas del gabro de hbl de El Totole (PVA19-9a) posee valores muy similares a las anteriores, sin embargo, son levemente más ricas en Fe_{+2} y Al_{Total} (Figura 31A).

Los cristales de biotita de la cuarzodiorita (PVA19-7) y la troctolita (PVA19-18a) de La Huerta resaltaron durante el análisis petrográfico por su color tan rojizo el cual indicaba un alto contenido de Mg. En la cuarzodiorita las biotitas poseen un $X_{Mg}=0.67-0.69$ y $Al_{Total}=1.10-1.13$ apfu (Figura 31A). Para la troctolita, las biotitas son aún más ricas en magnesio y ligeramente más aluminosas, con valores de $X_{Mg}=0.68-0.73$ y $Al_{Total}=1.24-1.27$ (Figura 31A). Sin embargo, las biotitas de ambas muestras a pesar de tener altos valores de

Mg y por tanto ricas en el miembro flogopítico del sistema biotita (Figura 31A), aún se consideran como Mg-biotitas (Figura 31B) según Foster (1960).

iv. PIROXENO

Los datos de ortopiroxeno y clinopiroxeno fueron normalizados a 6 oxígenos por átomo por fórmula estructural y, por medio de un balance de cargas para estimar el contenido de Fe_{+2} y Fe_{+3} .

Los piroxenos que conforman a la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24) poseen contenidos de $En_{34-46} Fs_{05-18} Wo_{47-52}$ lo que permite clasificarlos como diópsidos o augitas (Figura 32), así mismo poseen $X_{Mg}=0.60-0.72$. Los cristales de la cuarzodiorita de La Huerta (PVA19-7) poseen valores similares ($En_{42-49} Fs_{3-9} Wo_{47-50}$), aunque ligeramente más magnésicos (Figura 32), lo cual se ve reflejado en su $X_{Mg}=0.65-0.79$.

Los cristales de la cuarzodiorita de El Chico (PVA19-11) presentan una mayor variedad textural y composicional. Los cristales de clinopiroxeno que se alojan en la mesostasis tienen una composición ($En_{24-40} Fs_{11-29} Wo_{46-50}$) entre el término diópsido y hedenbergita (Figura 32). Finalmente, los cristales de clinopiroxeno alojados en los núcleos de los porfidocristales de plagioclasa presentan una composición augítica (Figura 32), con valores de En y Fs similares al clinopiroxeno de la mesostasis, pero empobrecidos en Wo ($En_{33-40} Fs_{13-34} Wo_{31-34}$; $X_{Mg}=0.28-0.37$).

La troctolita de Juan Gil Preciado (PVA19-18a) se caracterizaron cristales clinopiroxeno y ortopiroxeno que coronan a los cristales de olivino. Los clinopiroxenos tienen composición augítica ($En_{41-50} Fs_{2-15} Wo_{41-51}$), mientras que los ortopiroxenos tiene una composición rica en enstatita ($En_{63-70} Fs_{28-34} Wo_{2-3}$); en cuanto a los valores de X_{Mg} son diferentes para ambos entre 0.29-0.32 y 0.62-0.69, respectivamente (Figura 32).

Los piroxenos de los gabros s.s. fueron caracterizados por Panseri (2007), los ortopiroxenos poseen una gran variación composicional entre enstatita y ferrosilita ($En_{60-43} Fs_{55-36} Wo_{9-2}$) tal como se muestra en la Figura 32, mientras que el valor de X_{Mg} se encuentra entre 0.43-0.62. Los clinopiroxenos presentan una variación entre augita y diópsido ($En_{51-33} Fs_{28-19} Wo_{48-42}$) y presentan valores de $X_{Mg}=0.60-0.71$. Finalmente, los cristales de piroxeno de la cuarzodiorita de La Huerta (PVA19-7) son todos clinopiroxenos de composición principalmente augítica ($En_{40-43} Fs_{11-18} Wo_{38-48}$), con valores de X_{Mg} que oscilan entre 0.69 y 0.79 (Figura 32).

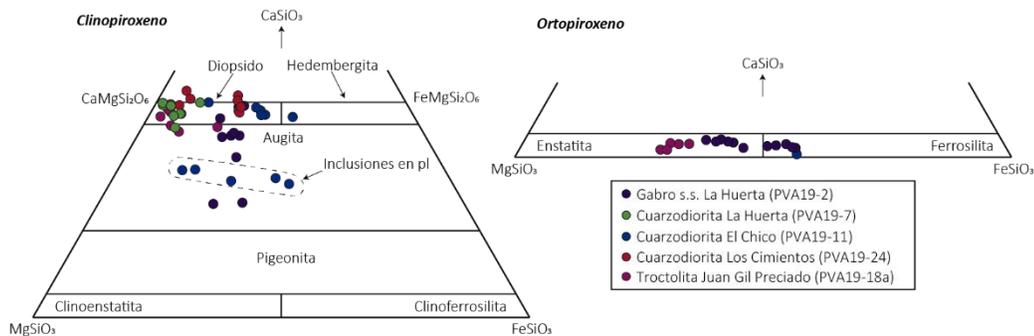


Figura 32. Diagramas de clasificación de piroxenos de las rocas plutónicas de La Huerta.

v. OLIVINO

Los cristales de olivino se midieron para las troctolitas de Juan Gil Preciado (PVA19-18a) y La Huerta (PVA19-3). Los cristales se analizaron por medio de perfiles equidistantes de diez puntos, para distinguir algún tipo de zoneamiento. La estequiometría de los olivinos fue calculada en base a 4 oxígenos por átomo por fórmula estructural y un balance de cargas, para obtener el Fe_{+2} y Fe_{+3} a partir del $Fe_{+2Total}$.

Por medio de los perfiles de olivino, se observó que los cristales de ambas muestras son bastante homogéneos. Los cristales de la troctolita de La Huerta (PVA19-3), tiene contenidos intermedios de forsterita y fayalita ($Fo_{57-56} Fa_{42-43} Te_1$); a su vez los olivinos de la muestra de Juan Gil Preciado tienen contenido de forsterita ligeramente mayores ($Fo_{60-57} Fa_{42-38} Te_{1-0}$). De acuerdo con la proporción de forsterita y fayalita presentes, estos se clasifican como hialosideritas.

VIII. GEOQUÍMICA

En este capítulo se presentan los resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayores, traza e isótopos de Sr y Nd de 13 muestras del área de estudio. Los datos geoquímicos en bruto se presentan en la Tabla 2, y cabe mencionar que los datos del granito de Cihuatlán fueron obtenidos de Schaaf (1990). Por otra parte, en los diagramas presentados en esta sección se muestran a modo de comparación datos geoquímicos de las rocas plutónicas del Batolito de Manzanillo, obtenidas de Schaaf (1990) y Panseri (2007).

i. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

Inicialmente, se muestran los datos geoquímicos proyectados en el diagrama de clasificación de cationes (de la Roche *et al.*, 1980), en el cual las rocas analizadas se clasifican en variedades de gabro, monzodiorita, granodiorita y granito (Figura 33A). Esta clasificación muestra una correspondencia directa con los resultados del conteo modal en las proyecciones de Streckeisen vistas anteriormente (Figura 18).

En el diagrama de clasificación de series magmáticas de Pecerrillo & Taylor, 1976 (Figura 33B) se aprecia que las rocas gabróicas forman parte de la serie calci-alcalina con excepción de la muestra PVA19-25 la cual está enriquecida en K_2O . Este efecto puede conciliarse ya que esta muestra presenta un alto grado de intemperismo lo cual causa valores altos de pérdida por calcinación. En cuanto a las rocas graníticas, estas presentan un comportamiento calci-alcálido a calci-alcálido de alto K.

Otros granitoides, como las cuarzdioritas (Figura 33B) presentan un comportamiento calci-alcálido con algunas excepciones donde el contenido de K_2O es tan alto (3-4 wt%) que se clasifican como parte de las series de alto K_2O y soshoníticas. Este comportamiento puede atribuirse al carácter relativamente híbrido de estas litologías, tal como se observó en la sección de análisis petrográfico.

En el diagrama de índice de alcalinidad de Frost *et al.*, 2001 (Figura 33C) se observa que las rocas del área de estudio presentan un comportamiento predominantemente calci-alcálido. Asimismo, se resalta el contenido alto de CaO en las rocas gabróicas y dioríticas, el cual predomina sobre los álcalis (K_2O+Na_2O) y que provoca que muchos de estas formen parte del campo de magmas cálcicos.

Esta observación es de interés, puesto que se relaciona directamente con el contenido modal de hornblenda y anortita observado previamente (fases ricas en CaO). El contenido bajo de CaO presente en los granitos de Río Sila es consistente con el contenido modal bajo de hornblenda en esta litología. Por otra parte, se observa que las muestras analizadas presentan una correspondencia con las rocas del Batolito de Manzanillo.

El índice de aluminosidad de Shand (1943) las rocas gabróicas y dioríticas presentan un comportamiento metaluminoso, mientras que las rocas graníticas son ligeramente peraluminosas (Figura 33D). Sin embargo, todas pertenecen al grupo de las rocas ígneas de tipo I, lo cual parece indicar un origen relacionado a un ambiente de magmatismo de arco continental.

En el diagrama (SiO_2 vs. $FeO_t/MgO + FeO_t$) propuesto por Frost *et al.* (2001) se observa que la mayoría de las muestras se clasifican en el campo de las rocas ferroanas (Figura 33E), lo que indica que probablemente sufrieron un enriquecimiento en hierro durante la diferenciación magmática. Las únicas excepciones parecen ser las troctolitas que se encuentran enriquecidas en MgO respecto a FeO_t , así como las rocas graníticas del plutón de Cihuatlán. Esta observación parece indicar que estas dos litologías sufrieron procesos petrogenéticos distintos al resto de las rocas analizadas.

Finalmente, el diagrama AFM se observa que las rocas gabróicas forman parte de la serie toleíticas mientras que el resto lo es de la serie calci-alcálida (Figura 33F). Este comportamiento es congruente con lo

observado en los diagramas anteriores (Figura 33B-C), sin embargo, se puede apreciar una tendencia lineal muy clara desde las rocas gabróicas a las graníticas.

	PVA19-2	PVA19-3	PVA19-5	PVA19-7	PVA19-9a	PVA19-11	PVA19-13	PVA19-15	PVA19-17a	PVA19-18a	PVA19-22	PVA19-24	PVA19-25
	Gabro s.s.	Troctolita	Gabro s.s.	Cuarzodiorita	Gabro de hbl	Cuarzodiorita	Monzogranito	Monzogranito	Gabro s.s.	Troctolita	Monzogranito	Cuarzodiorita	Gabro s.s.
X	534649	536296	536162	536049	541669	546014	526690	518148	492931	493493	505919	518450	510532
Y	2150267	2152858	2151146	2144177	2153366	2163476	2158095	2165640	2168280	2168766	2166543	2178406	2184011
wt%													
SiO ₂	46.45	50.16	46.13	60.37	53.91	60.81	74.08	73.13	47.58	48.51	74.31	53.22	45.60
TiO ₂	2.09	0.97	1.35	1.01	1.11	1.17	0.21	0.25	1.97	0.70	0.22	1.45	1.64
Al ₂ O ₃	18.03	18.81	19.91	16.23	17.64	15.95	13.75	14.14	17.68	20.77	13.63	16.31	16.13
Fe ₂ O ₃ t	13.23	9.53	11.25	6.72	9.98	6.74	1.83	2.10	12.59	10.49	1.55	11.38	14.28
MnO	0.19	0.16	0.20	0.11	0.16	0.11	0.06	0.07	0.17	0.13	0.06	0.18	0.16
MgO	4.92	6.33	4.92	2.58	3.97	2.03	0.43	0.56	4.41	6.64	0.45	4.07	6.56
CaO	10.83	10.55	12.02	5.34	6.95	4.50	1.57	1.94	9.10	8.89	1.36	7.81	10.35
Na ₂ O	2.93	3.09	2.12	3.68	3.77	3.93	4.00	4.15	4.09	3.27	4.03	3.59	2.80
K ₂ O	0.44	0.55	0.75	3.31	1.53	4.09	3.49	3.27	0.61	0.67	3.75	1.55	1.21
P ₂ O ₅	0.06	0.15	0.10	0.28	0.33	0.34	0.05	0.07	0.17	0.18	0.05	0.32	0.07
LOI	1.32	0.29	1.27	0.38	0.66	0.34	0.53	0.32	1.65	-0.24	0.61	0.12	1.21
Total	100.50	100.60	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
ppm													
B			12.23	7.66	10.34	16.43	5.10	6.27	7.06	6.08	8.65	6.64	9.24
P			0.11	0.27	0.34	0.34	0.06	0.08	0.16	0.20	0.06	0.29	0.08
Ti			1.31	1.03	1.08	1.12	0.22	0.27	1.95	0.72	0.22	1.32	1.55
Li			11.24	18.82	19.48	8.96	13.57	22.10	20.61	7.68	14.29	13.67	5.66
Sc	36.00	28.00	30.19	16.51	17.01	19.88	2.45	5.66	38.56	7.43	4.06	28.12	41.52
Be	< 1	< 1	0.60	2.11	1.20	2.88	1.61	1.74	0.85	0.84	1.77	1.19	0.73
V	532.00	227.00	348.52	125.67	184.23	109.36	10.68	14.56	567.20	102.14	11.09	252.05	425.21
Cr	120.00	120.00	95.57	88.42	66.50	111.20	160.05	151.54	43.59	92.00	155.77	72.43	39.95
Co	39.00	36.00	43.47	15.55	26.00	13.00	2.26	2.73	38.06	50.86	2.32	26.62	51.15
Ni	60.00	60.00	15.22	16.08	9.05	8.91	2.37	2.39	26.62	72.95	2.76	11.81	18.67
Cu	40.00	60.00	74.71	79.81	61.42	13.32	0.69	1.24	332.48	57.63	11.80	68.25	120.63
Zn	110.00	80.00	103.68	65.94	83.29	52.58	24.29	30.74	116.01	74.24	14.59	98.94	122.77
Ga	20.00	18.00	19.46	18.77	18.60	19.30	13.56	14.51	20.31	18.86	15.01	18.54	18.54
Ge	1.30	1.30											
As	< 5	< 5											
Rb	8.00	8.00	19.94	99.26	36.19	131.18	84.79	90.69	12.25	13.43	97.93	43.75	32.16
Sr	598.00	526.00	690.74	378.86	486.63	328.08	168.05	183.58	493.75	539.56	161.25	423.92	618.70
Y	11.50	16.10	11.28	30.17	24.32	35.56	12.52	14.87	19.48	12.25	13.37	27.17	15.76
Zr	35.00	66.00	45.59	296.25	134.86	313.57	96.71	108.16	137.37	76.09	109.16	82.95	56.04
Nb	1.70	2.80	2.70	15.66	6.00	19.77	7.08	8.21	4.43	4.22	8.22	7.29	2.84
Mo	< 2	< 2	1.08	1.31	0.97	2.75	1.29	1.47	1.01	1.26	3.64	1.71	1.21
Ag	< 0.5	< 0.5											
In	< 0.1	< 0.1											
Sn	< 1	< 1	0.86	1.80	1.05	2.47	1.35	1.02	0.83	0.67	0.90	1.24	0.94
Sb	< 0.2	< 0.2	1.29	0.21	0.22	0.39	0.10	0.12	0.11	0.08	0.08	0.17	0.64
Cs	0.20	0.40	0.52	2.57	0.76	2.12	1.32	1.67	9.47	1.14	0.77	0.95	1.44
Ba	201.00	235.00	259.72	684.60	491.76	745.17	985.07	778.78	365.37	295.31	883.09	397.80	319.88
La	4.34	7.27	5.68	24.27	13.51	29.43	17.02	17.13	7.77	8.39	19.36	14.73	6.24
Ce	10.00	16.70	13.00	48.12	30.46	62.40	30.60	31.51	18.15	18.95	36.29	33.07	14.92
Pr	1.44	2.33	1.76	6.32	4.12	8.13	3.26	3.42	2.53	2.48	3.95	4.48	2.09
Nd	7.00	10.80	8.39	25.52	18.33	32.77	11.52	12.31	12.16	11.06	13.88	19.95	10.27
Sm	1.94	2.80	2.16	5.68	4.49	7.31	2.19	2.38	3.30	2.60	2.57	5.01	2.91
Eu	1.05	1.05	0.86	1.33	1.40	1.46	0.62	0.64	1.23	1.01	0.57	1.42	0.93
Gd	2.31	2.95	2.22	5.25	4.37	6.56	1.98	2.20	3.45	2.50	2.21	4.93	3.06
Tb	0.37	0.47	0.35	0.83	0.69	1.05	0.32	0.37	0.56	0.38	0.36	0.79	0.49
Dy	2.23	2.90	2.14	4.80	4.13	5.99	1.98	2.28	3.43	2.27	2.13	4.73	2.98
Ho	0.42	0.57	0.43	0.95	0.82	1.16	0.43	0.50	0.69	0.46	0.46	0.92	0.59
Er	1.20	1.67	1.15	2.68	2.31	3.33	1.25	1.49	1.90	1.24	1.35	2.57	1.56
Tm	0.17	0.24											
Yb	1.04	1.55	1.07	2.64	2.30	3.35	1.44	1.78	1.85	1.17	1.59	2.44	1.42
Lu	0.17	0.24	0.16	0.40	0.35	0.51	0.23	0.29	0.28	0.18	0.25	0.36	0.21
Hf	0.90	1.40	1.10	6.83	3.19	7.23	2.72	3.01	3.12	1.75	3.12	2.07	1.46
Ta	0.12	0.17	0.16	1.07	0.38	1.35	0.69	0.84	0.27	0.25	0.78	0.42	0.18
W	1.20	< 0.5	0.75	1.33	0.67	0.95	0.48	0.68	0.83	0.67	0.78	0.64	1.16
Tl	< 0.05	< 0.05	0.11	0.30	0.14	0.28	0.39	0.34	0.04	0.02	0.36	0.15	0.14
Pb	5.00	< 5	8.39	7.83	3.42	7.71	9.94	9.32	3.67	3.36	9.76	4.55	7.81
Bi	< 0.1	< 0.1											
Th	0.36	0.48	0.81	8.66	2.04	15.20	7.28	7.47	0.81	0.85	7.96	2.13	2.10
U	0.13	0.20	0.26	2.90	0.93	5.95	1.72	2.10	0.42	0.28	2.08	0.77	0.78

Tabla 2. Análisis geoquímicos de elementos mayores y traza.

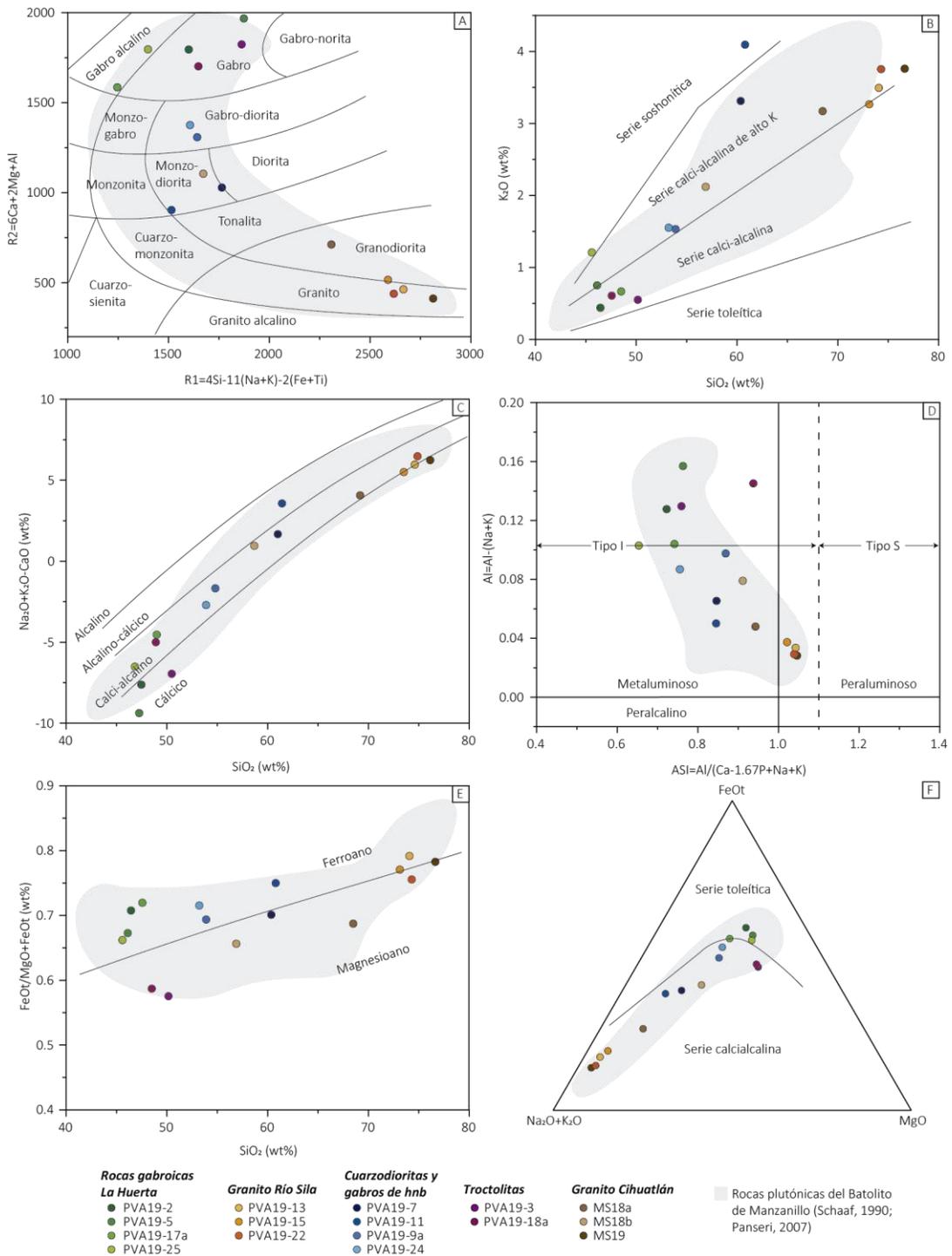


Figura 33. Diagramas de clasificación geoquímica de elementos mayores.

A. Diagrama de clasificación de cationes (de la Roche et al., 1980). B. Diagrama de clasificación de series magmáticas (Pecerrillo & Taylor, 1976). C. Diagrama de índice de alcalinidad (Frost et al., 2001). D. Diagrama de índice de aluminosidad (Shand 1943). E. Diagrama de clasificación (Frost et al., 2001). F. Diagrama AFM de clasificación de series magmáticas (Irvine & Baragar, 1971).

ii. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

Al igual que en los elementos mayores los datos analíticos pueden consultarse en la Tabla 2. Para su descripción se realizaron diagramas de variación de tierras raras (REE) y diagramas araña (*spider diagrams*) normalizados respecto a la condrita carbonosa (CI) de McDonough & Sun (1995) y el manto primitivo de Sun & McDonough (1989), respectivamente. Para la descripción de las muestras, estas se agruparon de acuerdo con su similitud geoquímica.

Las troctolitas presentan patrones de REE con pendiente negativa (Figura 34A) con un enriquecimiento en las tierras raras ligeras (LREE), el cual se refleja también en la relación La/Yb que posee valores entre 3.2-4.9. Las LREE presentan un enriquecimiento de hasta 40-20 veces condrita, mientras que, las tierras raras pesadas (HREE) mantienen relaciones bajas de alrededor 10 veces condrita por lo que forman patrones planos. En esta litología se observan anomalías positivas de Eu ($Eu^*/Eu=1.11-1.21$) las cuales parecen estar relacionadas al gran volumen de plagioclasa cálcica que la componen.

Los gabros *sensu stricto* (s.s.) presentan patrones de REE con una pendiente negativa (Figura 34B) pero con un menor fraccionamiento que las troctolitas ($La/Yb=2.8-3.6$), los valores de LREE se encuentran entre 11 y 13 veces condrita. Al igual que las troctolitas esta litología presenta patrones de HREE planos, y anomalías positivas de Eu ($Eu^*/Eu=0.95-1.51$) probablemente asociadas al alto contenido de plagioclasa cálcica.

Las rocas gabróicas estudiadas (gabros s.s. y troctolitas) son, en comparación con los gabros del BM, menos enriquecidos y fraccionados en REE hasta 60 veces condrita. Estos gabros presentan relaciones La/Yb entre 2.3 y 7.4 y anomalías positivas de Eu entre 0.72 y 1.10. Una de las diferencias más importantes es que los gabros de BM presentan empobrecimiento en las HREE mientras que los gabros de La Huerta muestran patrones planos de HREE (Figura 34A-B).

Las rocas cuarzodioríticas y gabros de hornblenda poseen patrones similares de REE, sin embargo, se pueden subdividir en dos grupos. Por una parte, se encuentran las cuarzodioritas de La Huerta y El Chico (PVA19-7 y PVA1911, respectivamente), estas muestras presentan un patrón de empobrecimiento progresivo desde las LREE a las HREE (Figura 34C), con valores de La/Yb de entre 6.0-6.2. Los valores de LREE superan las 100 veces condrita. Mientras que, las HREE conforman un patrón plano a la vez que se observan anomalías negativas de Eu que oscilan entre 0.74 y 0.64.

Las rocas de Los Cimientos (PVA19-24) y El Totole (PVA19-9a) poseen patrones similares de REE. Estas se caracterizan por poseer patrones fraccionados de pendiente negativa ($La/Yb=4.0-4.1$), con valores de La que rondan 60 a 70 veces la condrita (Figura 34C). La anomalía negativa de Eu es apenas perceptible en estas muestras, puesto que poseen valores de Eu^*/Eu entre 0.98 y 0.87.

Los patrones de REE de las rocas graníticas presentan un alto enriquecimiento en LREE de hasta 90 veces condrita ($La/Yb=6.5-8.3$), a su vez las MREE Y HREE se encuentran entre 8 y 10 veces condrita, respectivamente; ocasionando un ligero empobrecimiento desde Gd-Yb (Figura 34D). Este patrón ligeramente curvo de las MREE puede ser atribuido al fraccionamiento de cristales de hornblenda durante la génesis del magma parental. Por otra parte, se observan anomalías negativas de Eu ($Eu^*/Eu=0.73-0.90$) en todas las muestras lo que puede estar relacionado a fraccionamiento de plagioclasa cálcica durante el proceso de generación del magma.

En comparación con los granitos de Cihuatlán, el granito de Río Sila está más enriquecido en LREE hasta 60 veces condrita (Figura 34D). Estos granitos presentan relaciones La/Yb de 6.16-12.43 y anomalías de Eu entre 0.26 y 1.30. En todos los casos se observa enriquecimiento en las LREE lo que indica que los magmas que conformaron a estas rocas provienen de una fuente enriquecida en estos elementos, o que ha sufrido

bajos grados de fusión parcial. Por otra parte, no se observa el efecto de fases de alta presión en las HREE (e.g. granate o espinela) por lo que la fuente de estos magmas debe ser bastante somera (<90 km).

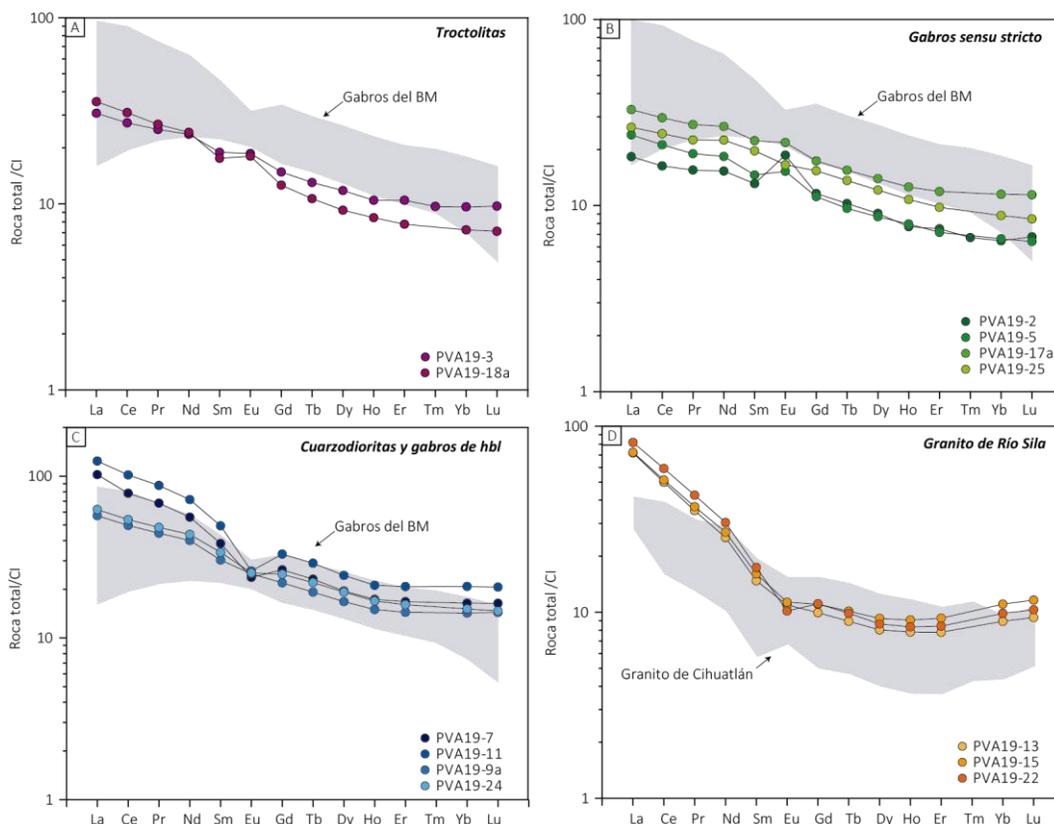


Figura 34. Diagramas de variación de tierras raras.

Los datos de elementos traza se encuentran normalizados respecto a la condrita carbonosa (CI) de McDonough & Sun (1995), las sombras grises corresponden a rocas gabróicas del Batolito de Manzanillo y del granito de Cihuatlán tomados de Panseri (2007).

En los diagramas multi-elementales (Figura 35) se observa un enriquecimiento relativo en la mayoría de los elementos incompatibles (LILE, U, Th) en todas las muestras. Así mismo, se observan anomalías de Pb y Sr variables en todas las litologías. En las troctolitas y gabros (Figura 35A) la anomalía de Sr alcanza valores de hasta 20 veces el valor del manto primitivo sin rebasar nunca el valor de la anomalía de Pb. Los valores de Sr tan altos en las rocas gabróicas pueden atribuirse al gran contenido de plagioclasa cálcica que las componen.

Algunas de las anomalías más destacadas es la anomalía negativa de Nb y Ta, la cual es variable en intensidades para cada una de las litologías analizadas. Estas pueden atribuirse a una fuente empobrecida en elementos HFSE para los magmas primarios que dieron origen a estas rocas. Se observa también la presencia de anomalías negativas de Zr y Hf en algunas muestras, con excepción de las rocas graníticas (Figura 35D) y las cuarzodioritas de La Huerta y Los Cimientos (Figura 35C). Estas anomalías (Zr y Hf) representan un artefacto debido a un déficit en estas muestras de minerales ricos en estos elementos (e.g. zircón), respecto al manto primitivo.

El enriquecimiento en elementos incompatibles, así como las anomalías de Nb y Ta indican un origen relacionado a un ambiente de subducción. Por otra parte, el enriquecimiento tan marcado en Pb y otros elementos como Ba y Rb puede estar relacionado al aporte de una fuente geoquímicamente evolucionada durante la génesis de los magmas.

En comparación con los datos geoquímicos de los gabros del Batolito de Manzanillo, estos presentan un mayor enriquecimiento en todos los elementos respecto a las troctolitas y gabros s.s. Los datos más parecidos a los gabros del BM son las cuarzodioritas PVA19-7 y PVA19-11. Por otra parte, las rocas graníticas son similares en los patrones de elementos incompatibles a las muestras del granito de Cihuatlán.

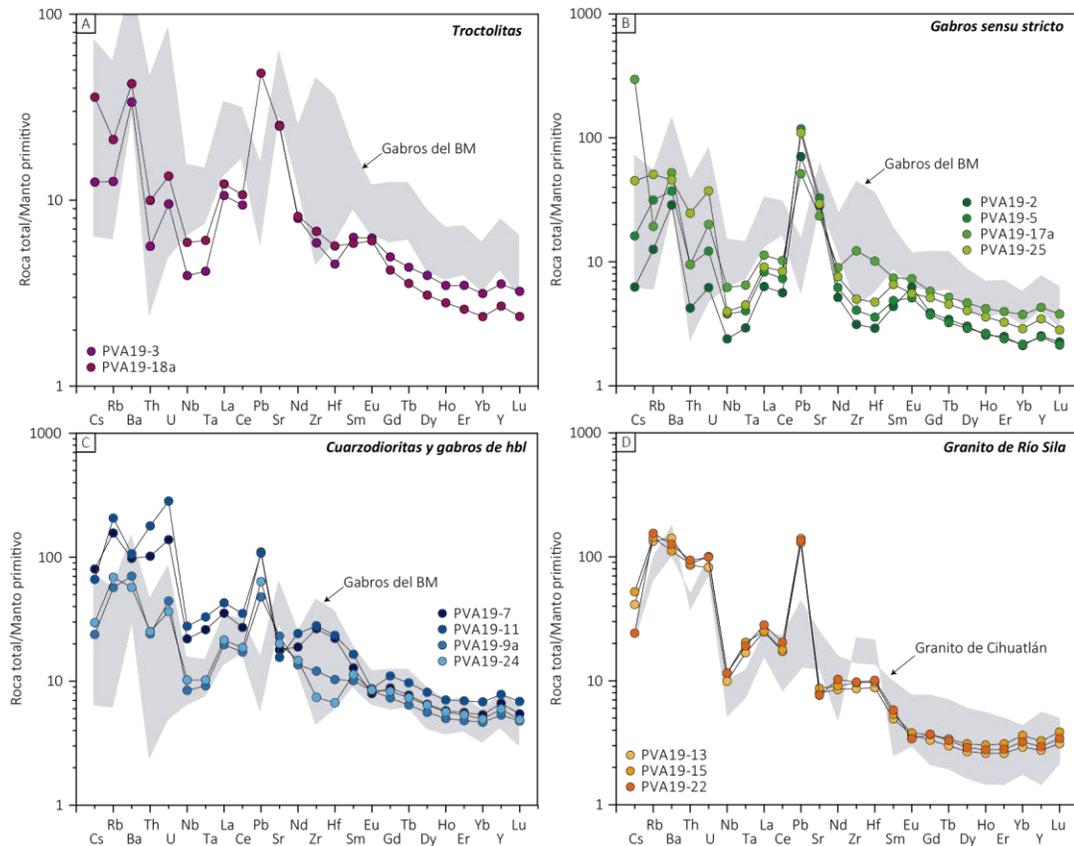


Figura 35. Diagramas multi-elementales de variación de elementos incompatibles.

Los datos geoquímicos se encuentran normalizados respecto al manto primitivo de Sun & McDonough (1989), las sombras grises corresponden a rocas gabróicas del Batolito de Manzanillo (BM) y del granito de Cihuatlán tomados de Panseri (2007).

iii. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN TECTONOMAGMÁTICA

Con el propósito de indagar sobre el posible ambiente tectónico que dio origen a las rocas plutónicas de La Huerta, se realizaron algunos diagramas de discriminación tectónica. En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) las rocas graníticas y cuarzodioríticas forman parte del campo de rocas de ambiente de arco volcánico continental (Figura 36A-B). Este diagrama no está considerado para rocas con contenidos menores de 60 wt% de SiO₂ (Pearce *et al.*, 1984), sin embargo, se graficaron las rocas cuarzodioríticas y gabróicas ya que las primeras presentan un comportamiento híbrido y las segundas como referencia.

Para las rocas gabróicas (gabros y troctolitas), así como las cuarzodioritas se realizó el diagrama de discriminación de Wood *et al.* (1979) en el que se observa que todas las rocas se encuentran en el campo correspondiente de los basaltos (y toleitas) de arco continental (Figura 36C). Por otra parte, se observa que las muestras conforman una tendencia lineal de enriquecimiento de Th hacia las rocas graníticas del Río Sila lo que puede indicar el efecto de una mezcla entre ambos extremos. Sin embargo, Wood *et al.* (1979)

proponen que esta tendencia de enriquecimiento en Th puede atribuirse a un proceso de cristalización fraccionada que enriquece en este componente a los líquidos residuales.

Se realizó también el diagrama de discriminación tectónica de Cabanis & Lecolle (1989) en el cual las muestras se ubican entre los campos correspondientes a basaltos calci-alcalinios y basaltos y toleitas continentales (Figura 36D). La clasificación en este caso coincide con la realizada en el diagrama de Wood *et al.* (1979). En todos los diagramas se observan campos grises que corresponden a las rocas graníticas (Figura 36A-B) y gábricas (Figura 36C-D) del BM, y de forma general se observa que en todos los casos estas corresponden a ambientes de magmatismo de arco continental y coinciden con el comportamiento geoquímico de las muestras analizadas.

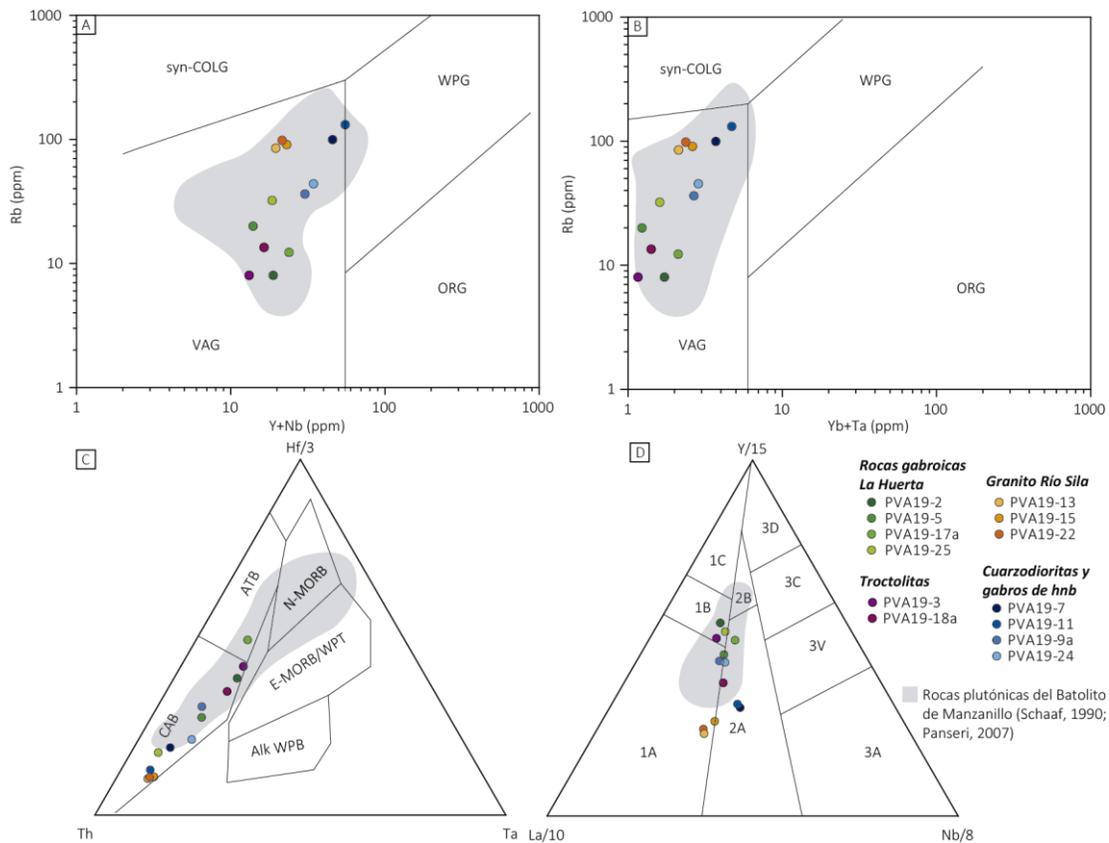


Figura 36. Diagramas de discriminación tectonomagmática según la concentración de elementos traza.

A-B. Diagramas de clasificación tectónica según Pearce *et al.* (1984); VAG=granitos de arco volcánico, ORG=granitos de dorsal oceánica, WPG=granitos de ambiente intra-placa, syn-COLG=granitos de ambiente sin-colisional. C. Diagrama de discriminación tectónica según Wood *et al.* (1979), donde CAB=basaltos de arco continental, ATB=basaltos toleíticos de arco insular, WPT=basaltos intra-placa, Alk WPB=basaltos alcalinos intra-placa. D. Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis & Lecolle (1989), donde 1A=basaltos calci-alcalinios, 1B=intersección entre 1A y 1C, 1C=toleitas de arco volcánico, 2A=basaltos continentales, 2B=basaltos de cuenca tras-arco, 3A=basaltos alcalinos de rift continental, 3B-3C=E-MORB, 3D=N-MORB.

iv. ISOTOPÍA DE SR Y ND

Las relaciones isotópicas obtenidas de 12 muestras de rocas plutónicas del área de La Huerta, así como los resultados de la dilución isotópica se resumen en la Tabla 3. Las muestras analizadas corresponden a las mismas que se analizaron por elementos mayores y traza, con excepción de la muestra PVA19-5 la cual no se analizó debido a su grado alto de intemperismo, pues incluye cristales de calcita. Los valores obtenidos de isótopos de Sr y Nd fueron recalculados a sus valores iniciales considerando una edad de cristalización

de ~80 Ma (ver Geocronología), para eliminar la contribución radiogénica de ^{87}Sr y ^{143}Nd . El parámetro ϵNd_i también fue calculado a sus valores iniciales usando los valores de CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) obtenidos de Faure & Mensing (2005).

Los datos isotópicos iniciales se muestran en la Figura 37. Todas las muestras se encuentran en el cuadrante I del diagrama ϵNd_i y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ con valores de entre +4.0 a +6.0, y 0.7033 y 0.7038, respectivamente y con una tendencia negativa desde las rocas gabroicas hacia las rocas graníticas.

De forma más detallada, se observa que las troctolitas son las muestras con valores de isotopía Sr-Nd más primitivos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.7035$ y $\epsilon\text{Nd}_i > 5$), mientras que los gabros y dioritas poseen valores bastante intermedios. Las rocas graníticas son las más evolucionadas, en comparación al resto, pues presentan valores ϵNd_i que se acercan a +4.0 y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ que alcanzan valores de hasta 0.70376.

Para términos comparativos se muestran las áreas que corresponden a la isotopía inicial de los batolitos de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2015; Díaz-López, 2019; Gutiérrez-Aguilar, 2019; Vite-Sánchez, 2019) y Manzanillo (Schaaf, 1990); donde, en general, las muestras del área de La Huerta se ajustan a los valores típicos del batolito de Manzanillo (Figura 37B). Sin embargo, algunas muestras (granito de Río Sila, cuarzdioritas y gabros de hornblenda) se encuentran entre los campos del Batolito de Puerto Vallarta y el Batolito de Manzanillo.

Estos valores indican que los magmas que dieron origen a estas muestras son bastante primitivos, en el término de que estas no poseen una fuerte componente cortical, aún en el caso de las rocas graníticas. Lo que parece indicar que estos magmas poseen poca interacción con fuentes isotópicas más evolucionadas.

Las edades modelo de Nd (T_{DM}) fueron calculadas utilizando los valores del manto empobrecido (DM) reportados por Schaaf (1990) para xenolitos lherzólíticos del manto superior de la región de San Luis Potosí. Estas oscilan entre 340 y 490 Ma para todas las muestras (Tabla 3), con excepción del gabro de La Huerta (PVA19-2) y de Los Cimientos (PVA19-25) los cuales poseen edades modelo de ~840 y ~740 Ma, respectivamente (Tabla 3).

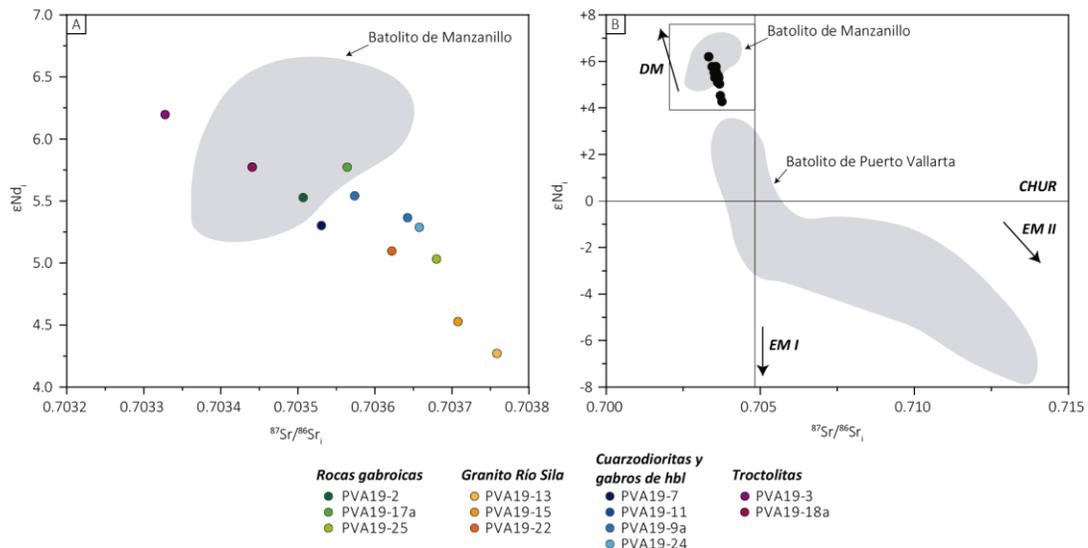


Figura 37. Composición isotópica de Sr y Nd de las rocas plutónicas de La Huerta.

Diagramas ϵNd_i vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ donde se muestran las rocas plutónicas de La Huerta, recalculadas a 80 Ma (A) y su comparación con los datos del Batolito de Manzanillo y Puerto Vallarta (B). DM, EM I y EM II corresponden a composiciones isotópicas de reservorios del manto, tomados de Faure & Mensing (2005); DM= manto empobrecido, EM=manto enriquecido.

Muestra	Litología	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1sd*	1 SE(M)	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1sd*	1 SE(M)	n	ENd	1 σ	Concentración (D.L.)				Edad modelo (Ma)	Valores iniciales (80Ma)		
														Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd
PVA19-2	Gabro s.s.	0.029	0.703540	32	4	56	0.181	0.512913	16	2	67	5.36	0.31	5.73	569.99	1.87	6.26	841	0.703507	0.512818	5.53
PVA19-3	Troctolita	0.044	0.703378	29	4	56	0.156	0.512934	14	2	66	5.77	0.27	7.60	497.23	2.60	10.11	413	0.703328	0.512853	6.20
PVA19-7	Cuarzodiorita	0.757	0.704392	33	4	56	0.130	0.512875	12	1	66	4.62	0.23	99.94	381.70	5.49	25.45	396	0.703531	0.512807	5.30
PVA19-9a	Gabro de hbl	0.201	0.703802	35	5	58	0.143	0.512894	12	1	65	4.99	0.23	34.43	495.00	4.36	18.40	428	0.703574	0.512819	5.54
PVA19-11	Cuarzodiorita	1.098	0.704890	33	4	59	0.130	0.512878	13	2	67	4.68	0.25	125.79	331.47	6.84	31.85	389	0.703642	0.512810	5.36
PVA19-13	Monzogranito	1.357	0.705301	32	4	58	0.113	0.512813	13	2	70	3.41	0.25	83.59	178.20	2.14	11.45	422	0.703758	0.512754	4.27
PVA19-15	Monzogranito	1.269	0.705150	29	4	57	0.116	0.512828	11	1	65	3.71	0.21	86.44	197.10	2.38	12.37	413	0.703708	0.512767	4.53
PVA19-17a	Gabro s.s.	0.064	0.703636	31	4	58	0.159	0.512914	13	2	67	5.38	0.25	11.36	515.90	2.97	11.30	494	0.703564	0.512831	5.77
PVA19-18a	Trcotolita	0.060	0.703509	36	5	59	0.140	0.512904	13	2	68	5.19	0.25	11.42	550.03	2.48	10.75	386	0.703441	0.512831	5.77
PVA19-22	Monzogranito	1.545	0.705378	35	5	58	0.106	0.512852	13	2	67	4.17	0.25	91.49	171.35	2.53	14.37	341	0.703622	0.512796	5.10
PVA19-24	Cuarzodiorita	0.281	0.703977	38	5	58	0.149	0.512884	14	2	67	4.80	0.27	44.59	459.61	5.26	21.33	490	0.703658	0.512806	5.29
PVA19-25	Gabro s.s.	0.147	0.703847	34	4	59	0.170	0.512882	13	2	67	4.76	0.25	32.62	640.38	2.79	9.90	741	0.703680	0.512793	5.03

Tabla 3. Relaciones isotópicas de los sistemas Rb-Sr y Sm Nd analizadas por ID-TIMS en el LUGIS-UNAM.

Los análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS; los de Rb y Sm en el espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El TRITON cuenta con 9 colectores Faraday ajustables y 5 contadores iónicos mientras que el MAT 262 tiene una copa central y siete Faraday ajustables. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros sobre filamento doble de renio y se midieron como iones metálicos. En cada corrida se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd. El software integrado arroja outliers dependiendo de la estabilidad de la señal durante la adquisición de datos. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{obs}$) se refieren a los errores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1 SE(M) = 1\sigma_{obs} / \text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 12 (\pm 1\sigma_{obs}, n = 85)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511849 \pm 3 (\pm 1\sigma_{obs}, n = 30)$.

La edad modelo fue calculada de acuerdo con los parámetros de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de xenolitos mantélicos obtenidos por Schaaf et al., (1994).

La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$ respectivamente.

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.48 ng Rb, 2.81 ng Sr, 0.06 ng Sm y 0.36 ng Nd (blancos de procedimiento total).

IX. GEOCRONOLOGÍA

En este capítulo se presentan los resultados de diversos geocronómetros aplicados a las rocas intrusivas de La Huerta entre los cuales se encuentran U-Pb en zircón, U-Pb en titanita y Rb-Sr en biotitas y flogopitas. Finalmente se presentan los resultados de fechamientos relativos de Sr en calizas que conforman el encajonante de los cuerpos plutónicos estudiados.

i. FECHAMIENTOS EN EL SISTEMA U-PB

Tal como se mencionó durante el apartado de Metodología se obtuvieron cristales de zircón y titanita de algunas litologías representativas de los plutones que afloran en el área de estudio, con el objetivo de determinar por medio del sistema U-Pb la edad de cristalización de estos. Al inicio de este trabajo se planteó el fechamiento de los plutones gabróticos por este método, sin embargo, este esfuerzo resultó infructuoso debido a que no se encontraron zircones en los gabros s.s. y en las troctolitas. Por lo que el fechamiento de estas unidades se abordara más adelante.

En el caso de los fechamientos en zircones, se eligió la edad en el sistema $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ como una mejor aproximación a la edad real, con respecto a la edad en el sistema $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Esta elección se basa en el trabajo de Gehrels *et al.* (2008), en el que se comprueba que la edad en el sistema isotópico $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es más precisa para zircones de <1.2 Ga, como es el caso de los cristales analizados. El fechamiento de U-Pb en cristales de titanita posee el inconveniente de que estos poseen cantidades considerables de Pb común, por lo que se realiza una corrección a la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ por Pb común por medio de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, obtenido del diagrama de Tera-Wasserburg, de acuerdo con el procedimiento de Storey *et al.* (2006).

Los datos isotópicos fueron sometidos a diversos filtros para obtener la mejor estimación de la edad de cristalización. Estos consistieron en la discriminación de mediciones con $>20\%$ de discordancia y con errores grandes en comparación con la población general (Spencer *et al.*, 2016). Los datos restantes de esta discriminación fueron los utilizados para la obtención de la edad isotópica, la evaluación de estas edades se realizó por medio de dos estimadores estadísticos: MSWD y $p(\chi^2)$.

El parámetro MSWD corresponde a una medición del error estándar en la regresión de los datos, la cual indica que valores cercanos a 1.0 sugieren una buena regresión de los datos, mientras que valores >1 indican que la regresión no es consistente con la dispersión natural de los datos o el error de los datos individuales se encuentra subestimado. Finalmente, valores de $\text{MSWD} < 1$ indican que el modelo de regresión está forzando una correlación de los datos, por lo que es probable que los errores individuales de los datos se encuentran sobreestimados (Spencer *et al.*, 2016; Vermeesch, 2018).

El parámetro $p(\chi^2)$ es una medida de la representatividad del promedio ponderado respecto a la población de datos. Este estimador arroja diferentes valores dependiendo del tamaño de la población, en poblaciones pequeñas ($n=10$) un valor de $p(\chi^2)$ de entre 0.1-1.9 indica una buena representación de la población en el promedio. En cambio, en poblaciones de $n \geq 20$ se considera que un valor de $p(\chi^2)$ de entre 0.35-1.65, muestra una buena representación de la población de datos en el promedio ponderado (Spencer *et al.*, 2016; Vermeesch, 2018).

Estas determinaciones se encuentran apoyadas en imágenes de catodoluminiscencia (CL) donde se resalta la estructura interna de algunos de los zircones fechados y el sitio de la medición (Figura 38), se señalan también las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ consideradas para la obtención de la edad (con menos de 20% de discordancia). Asimismo las edades están basadas en la composición de elementos traza de los zircones medidos (Anexo 4). Los datos analíticos completos pueden consultarse en el Anexo 2 para el caso de los zircones y en el Anexo 3 para las titanitas, donde se resaltan los datos discriminados para la obtención de la edad. Los gráficos y edades fueron calculadas por medio del software IsoplotR (Vermeesch, 2018).



Figura 38. Imágenes de catodoluminiscencia representativas de los zircones analizados (descripción en la página siguiente).

Imágenes de catdololuminiscencia post-abalación láser de zircones con texturas representativas de cada una de las muestras analizadas. Se resaltan (circulo blanco) algunos de los sitios de medición, cuyo diámetro es de 23 μm. Se señalan las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ con discordancia menor a 20%, las cuales fueron utilizadas en la obtención de la edad de concordia y edad media ponderada.

Los zircones del granito de Cihuatlán (MS18a) poseen formas prismáticas bipiramidales de entre 550 a 250 μm de largo y 150 a 100 μm de ancho, estos poseen abundantes inclusiones de cristales de apatito y cuarzo en su interior. En las imágenes de CL se observa la presencia de núcleos de alta luminiscencia que representan cerca del 70-80 % del volumen total de los cristales; alrededor de estos núcleos se observan borde de crecimientos oscilatorios de entre 10 y 60 μm de espesor (Figura 38).

Las mediciones fueron realizadas en núcleos y bordes, siendo los primeros ligeramente más antiguos (82-81 Ma) que los bordes (81-78 Ma). En total se obtuvieron 33 mediciones isotópicas de U y Pb que definen un grupo concordante de edad de 81.01 ± 0.20 Ma (Figura 39A), y a través de un promedio ponderado se obtuvo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media de cristalización de 80.57 ± 0.22 Ma (Figura 39B). Esta edad media presenta valores de $p(\chi^2) = 0.27$ y $\text{MSWD} = 1.14$ por lo que se considera representativa de la dispersión natural de los datos.

Geoquímicamente los zircones poseen valores Th/U que oscilan entre 0.19-0.75, los cuales son valores típicos de zircones magmáticos (Hoskin & Schaltegger, 2003). Los patrones de tierras raras (Figura 39C) poseen una pendiente positiva con un enriquecimiento desde las tierras raras ligeras (0.1 veces condrita) hasta las pesadas (10000 veces condrita). Asimismo, resalta la presencia de anomalías negativas de Eu (0.13-0.47) anomalías y positivas de Ce (3.36-30.35), las cuales son también típicas de zircones magmáticos (Hoskin & Schaltegger, 2003).

Además de los zircones, el granito de Cihuatlán (MS18a) posee una gran proporción modal de titanitas las cuales se fecharon también por el método U-Pb. Estos cristales poseen un color amarillento y presentan formas planas del tipo {111}, {001}, a partir de la cual se puede observar la presencia de un bisel definido en {201} (Figura 40B). En las secciones basales los cristales de titanita pueden alcanzar entre 70 y 120 μm de largo.

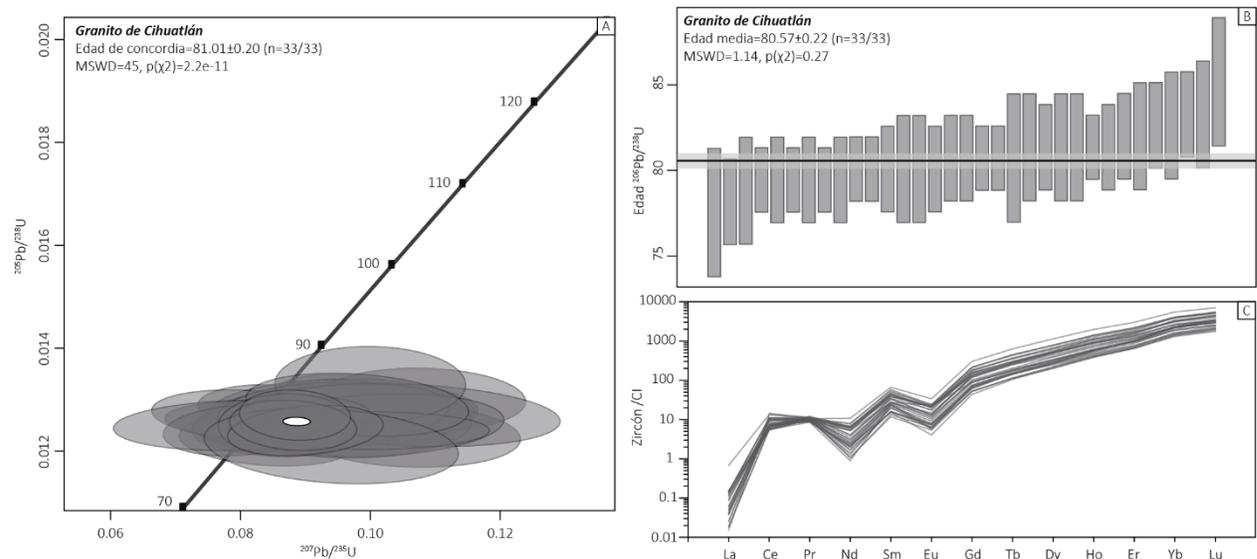


Figura 39. Geocronología U-Pb en zircones del granito de Cihuatlán (MS18a), descripción en la página siguiente.

A. Diagrama de concordia de Wetherill. B. Gráfico de dispersión de edades, donde se muestra la edad media ponderada de la muestra. C. Composición de tierras raras de los zircones medidos.

La determinación de relaciones isotópicas fue realizada en diversas regiones de los cristales obteniendo alrededor de 33 mediciones, entre las cuales se puede observar que las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ son mayores en la parte central de los mismos que en ellos bordes. Estas mediciones fueron proyectadas en el diagrama de Tera-Wasseburg, en el cual se puede observar que definen una línea de discordia, obteniendo una edad de intersección inferior de 75.94 ± 1.19 Ma con $p(\chi^2) = 0.00014$ y $\text{MSWD} = 2.3$ (Figura 40A).

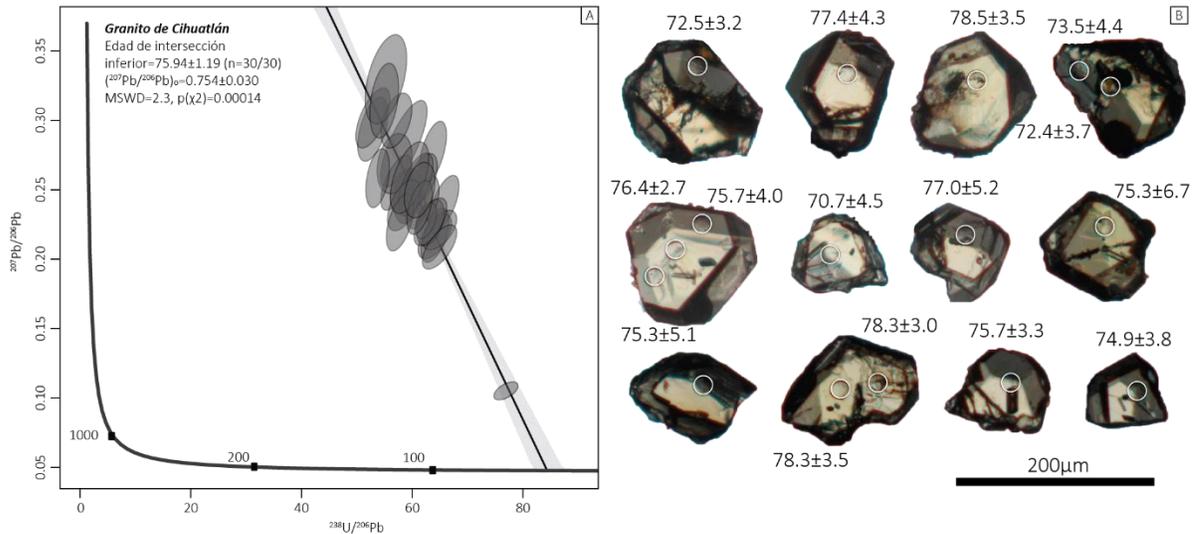


Figura 40. Geocronología U-Pb en titanitas del granito de Cihuatlán (Ms18a).

A. Diagrama de Tera-Wasseburg con los datos isotópicos obtenidos de los cristales de titanita. B. Cristales de titanita representativos, donde se muestra el sitio de medición y la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corregida por Pb común para cada punto.

Los zircones que componen a la cuarzodiorita de La Huerta (PVA19-7) poseen morfologías variables, desde cristales pequeños de hábito prismático (120-170 μm de largo) hasta cristales redondeados y de morfología equigranular (100-130 μm de largo). En CL (Figura 38) los cristales prismáticos están compuestos de núcleos de baja luminiscencia, alrededor de los cuales se presentan crecimientos oscilatorios de alta luminiscencia. En el caso de los cristales equigranulares, estos se componen al 80-90% de núcleos de baja luminiscencia donde se aprecian crecimientos oscilatorios finos y alrededor de los cuales se observan bordes de alta luminiscencia. En algunos casos se observa la presencia de bordes y bahías de corrosión alrededor de los cristales, las cuales provocan parches de baja luminiscencia.

Se obtuvieron 33 mediciones isotópicas de U y Pb en núcleos y bordes de los cristales de las cuales 4 de estas presentan >20% de discordancia, mientras que el resto define un grupo concordante de edad a 80.01 ± 0.16 Ma (Figura 41A). El espectro de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ oscila entre 75 y 90 Ma a partir del cual se obtuvo una edad media ponderada de 79.75 ± 0.17 Ma (n=26/27), la cual presenta valores de $p(\chi^2) = 0.0$ y $\text{MSWD} = 6.34$ debidos a la alta dispersión de los datos (Figura 41B) por lo que esta edad se considera imprecisa. A pesar de que se puede mejorar el resultado anterior al descartar los valores extremos, la edad perdería representatividad estadística, por lo que se puede considerar este valor como la edad media del proceso magmático de consolidación de este intrusivo. Por otra parte, no se observa una tendencia o correlación de las edades extremas con las texturas de los cristales o la composición geoquímica de elementos traza.

Los cristales medidos presentan una relación Th/U entre 0.19-0.53 y presentan patrones de REE con un alto enriquecimiento en las HREE y relativamente empobrecidas en LREE (Figura 41C). En los patrones de REE

se observa la presencia de anomalías negativas de Eu bastante prominentes (0.06-0.16) y anomalías positivas de Ce (1.57-54.3).

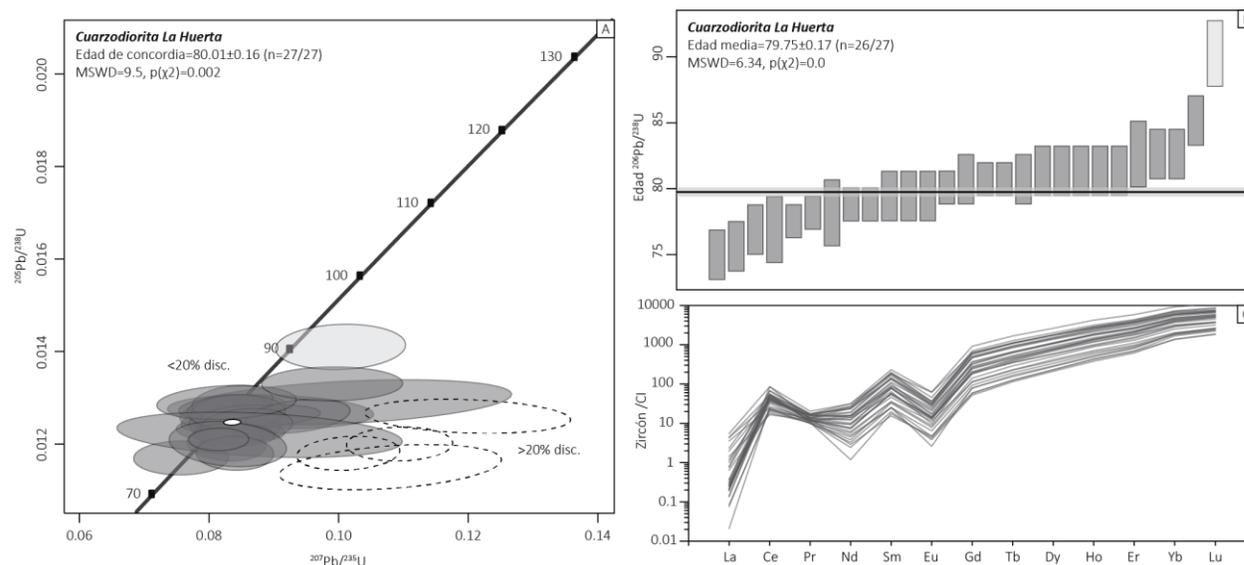


Figura 41. Geocronología U-Pb en zircones de la cuarzodiorita de La Huerta (PVA19-7).

A. Diagrama de concordia de Wetherill. B. Gráfico de dispersión de edades, donde se muestra la edad media ponderada de la muestra. C. Composición de tierras raras de los zircones medidos.

El gabro de hornblenda de El Totole (PVA19-9a) posee zircones con un intenso grado de fracturamiento, entre los cuales se alcanza a distinguir fragmentos de cristales prismáticos con terminaciones piramidales parcialmente redondeadas. En otros casos los zircones poseen un hábito completamente tabular, aunque cabe la posibilidad que se traten de fragmentos de zircones prismáticos de mayor tamaño.

Los fragmentos poseen entre 140 y 240 μm de largo y entre 40 y 120 μm de ancho. En CL (Figura 38) los cristales donde se preserva la forma prismática poseen núcleos de luminiscencia variable alrededor de los cuales se observan diversos parches de alta y baja luminiscencia, los cuales coinciden con zonas de fracturamiento en los cristales. Alrededor de estos núcleos se presentan dos bordes, uno de baja luminiscencia y otro de alta luminiscencia. Este último puede corresponder a un borde de crecimiento de zircón y el contacto entre este y el núcleo (zona de baja luminiscencia) puede corresponder a una zona de recristalización del zircón. Por su parte, los fragmentos tabulares muestran una luminiscencia homogénea con bordes de alta luminiscencia.

Los datos isotópicos obtenidos de núcleos y bordes de 39 mediciones se presentan en el diagrama de Wetherill, donde al menos siete de ellos presentan una alta discordancia (>20 %) mientras que el resto son datos concordantes que definen una intersección a 75.75 ± 0.14 Ma (Figura 42A). Las edades concordantes definen un intervalo entre 70 y 90 Ma (n=32), sin embargo, el grupo más congruente (n=30) define una edad media de cristalización de 75.53 ± 0.15 Ma con $p(\chi^2) = 0.000036$ y MSWD=2.40 (Figura 42B).

Los patrones de REE de los zircones presentan el comportamiento típico de los zircones magmáticos, con un enriquecimiento progresivo desde las LREE hasta las HREE y anomalía negativa de Eu y positiva de Ce (Figura 42C); un rasgo a resaltar es que la concentración de elementos traza en estos zircones son un orden de magnitud más grande en comparación al resto de las muestras. La anomalía de Ce alcanza valores de hasta 81, mientras que la anomalía negativa de Eu es bastante débil ($\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0.35\text{-}0.67$). Por otra parte, la relación Th/U oscila entre 0.21 y 1.79 lo cuales son valores típicamente de ambientes magmáticos.

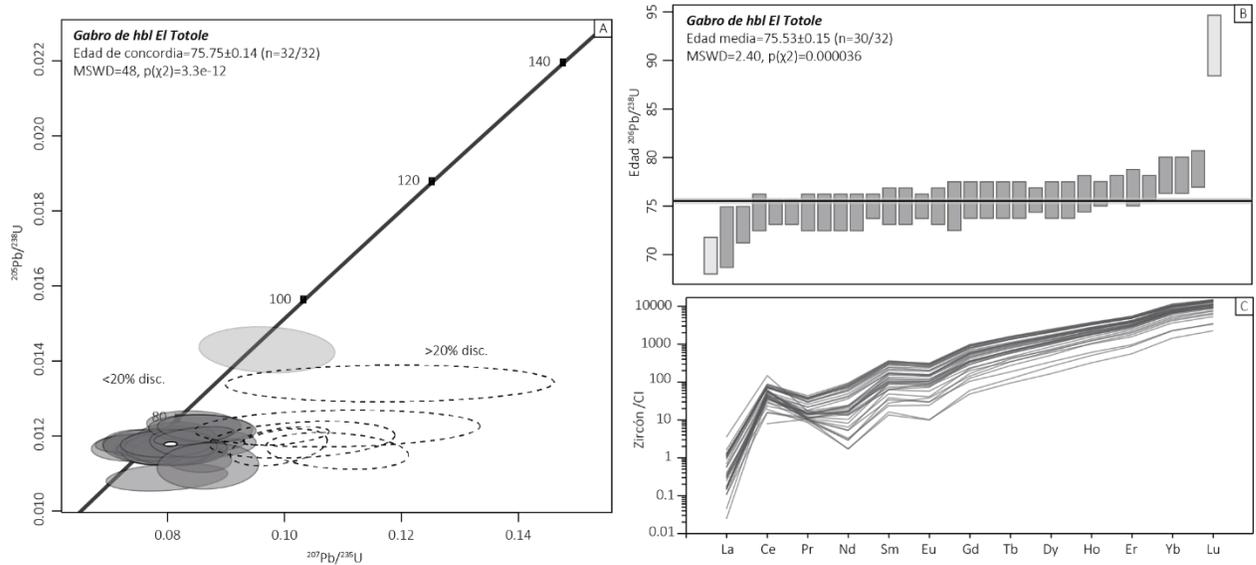


Figura 42. Geocronología U-Pb en zircones del gabro de hornblenda de El Totole (PVA19-9a).

A. Diagrama de concordia de Wetherill. B. Gráfico de dispersión de edades, donde se muestra la edad media ponderada de la muestra. C. Composición de tierras raras de los zircones medidos.

En la cuarzodiorita de El Chico (PVA19-11) los zircones se caracterizan por su gran tamaño y morfología contrastante respecto al resto de las muestras. Los cristales obtenidos rondan entre los 240-270 μm de largo y los 130-200 μm de ancho. De acuerdo con su morfología se distinguen dos grupos, el primero corresponde a cristales tabulares con desarrollo incipiente de terminaciones piramidales y el otro corresponde a fragmentos de zircón con formas anhedrales.

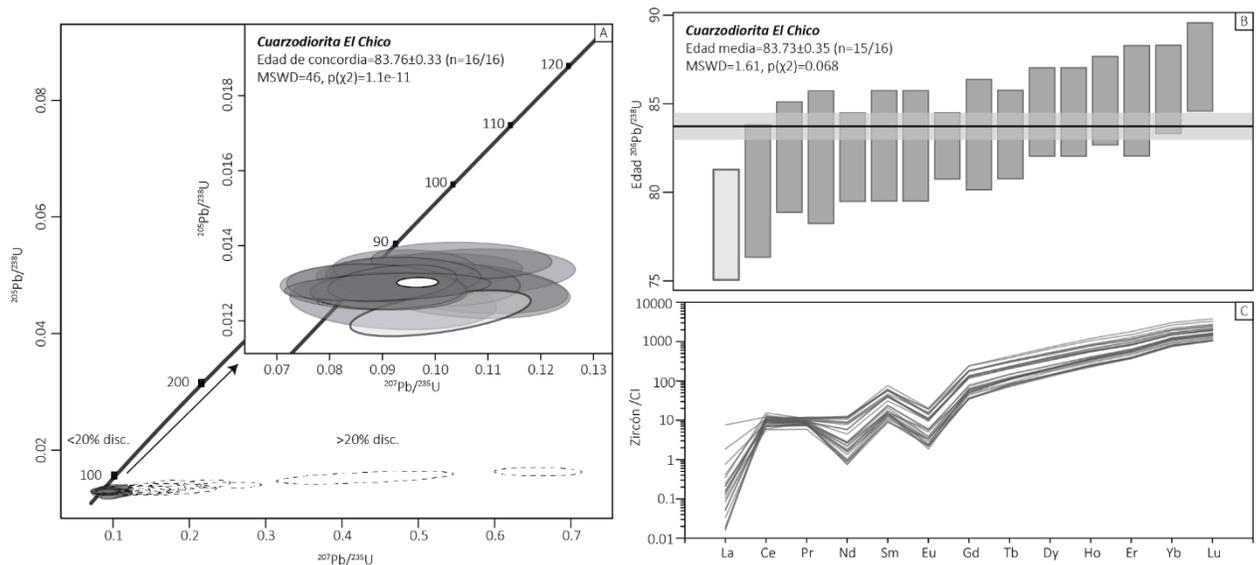


Figura 43. Geocronología U-Pb en zircones de la cuarzodiorita de El Chico (PVA19-11).

A. Diagrama de concordia de Wetherill. B. Gráfico de dispersión de edades, donde se muestra la edad media ponderada de la muestra. C. Composición de tierras raras de los zircones medidos.

En las imágenes de CL (Figura 38) los zircones prismáticos muestran la presencia de núcleos de baja luminiscencia, los cuales poseen formas euhedrales a subhedrales. Alrededor de los núcleos se presentan crecimientos oscilatorios finos de entre 50 y 100 μm de espesor. Los zircones anhedrales presentan morfologías de disolución y modificación de zircones tales como bahías y canales de corrosión distinguibles debido a su baja a nula luminiscencia.

Las mediciones obtenidas de 31 puntos en diversas regiones de los zircones muestran dos grupos de datos en el diagrama de Wetherill (Figura 43A). El primero corresponde a mediciones con más del 20% de discordancia, las cuales se pueden atribuir a un evento de modificación del sistema isotópico en los zircones, el cual es respaldado por las texturas observadas en los zircones. El resto de las mediciones conforman un grupo concordante de edad ($n=16$) cuya intersección con la concordia es de 83.76 ± 0.33 Ma. El espectro de edades de este grupo oscila entre 83 y 73 Ma definiendo una edad media ponderada, de 83.73 ± 0.35 Ma ($n=15/16$) con $p(\chi^2) = 0.068$ y $\text{MSWD} = 1.61$ (Figura 43B).

Los patrones de REE de esta muestra son los típicos de un zircón magmáticos (Figura 43C), con anomalía positiva de Ce ($\text{Ce}^*/\text{Ce} = 1.03\text{-}31.76$) y anomalías negativas de Eu ($\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0.07\text{-}0.21$). Por otra parte, la relación Th/U esta acotada entre 0.46 y 0.81.

Los zircones que componen al granito de Río Sila (PVA19-22) poseen formas prismáticas con terminaciones piramidales de entre 130 a 310 μm de largo y entre 40 a 80 μm de ancho. En CL (Figura 38) los cristales presentan núcleos de baja a media luminiscencia que corresponde a 70-80 % del volumen total de los cristales; estos núcleos poseen formas euhedrales tabulares a redondeadas. Alrededor de los núcleos se encuentran crecimientos oscilatorios de entre 10 a 30 μm de espesor.

Las mediciones fueron realizadas en núcleos y bordes de los cristales obteniendo un total de 31 determinaciones isotópicas de U y Pb, las cuales se presentan el diagrama de concordia de Wetherill. Del total de mediciones 11 de estas poseen más del 20% de discordancia, mientras que el resto ($n=20$) conforma un grupo concordante de edad a 79.76 ± 0.19 Ma (Figura 44A). Las edades de este grupo congruente oscilan entre 73 y 85 Ma, a partir del cual se determinó una edad media ponderada de 80.63 ± 0.23 Ma ($n=18/20$) con $p(\chi^2) = 8.9\text{e-}12$ y $\text{MSWD} = 5.24$ debido a la alta dispersión de los datos (Figura 44B).

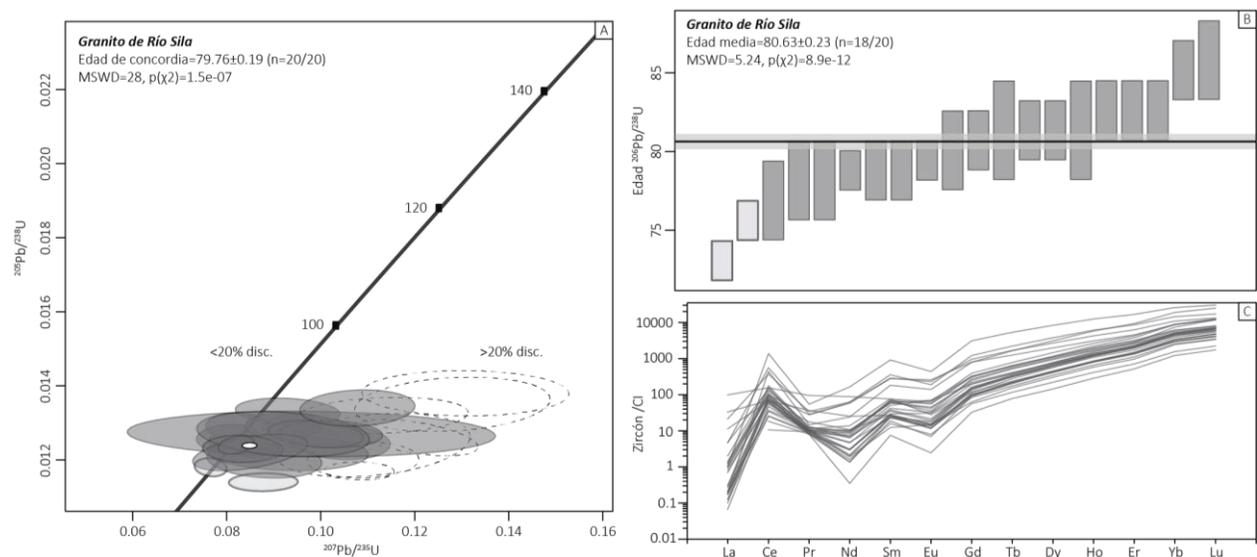


Figura 44. Geocronología U-Pb en zircones del granito de Río Sila (PVA19-22).

A. Diagrama de concordia de Wetherill. B. Gráfico de dispersión de edades, donde se muestra la edad media ponderada de la muestra. C. Composición de tierras raras de los zircones medidos.

Los patrones de REE de los zircones de esta muestra son los típicos de zircones magmáticos, con enriquecimiento en La HREE respecto a las LREE y anomalías positiva y negativa de Ce y Eu, respectivamente (Figura 44C); en este caso la anomalía de Eu alcanza valores entre 0.14 y 0.68. Por otra parte, la relación Th/U posee valores entre 0.31 y 0.74.

Los zircones de la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24) poseen formas euhedrales a anhedrales, los primeros presentan formas prismáticas con terminaciones piramidales parcialmente redondeadas. Por su parte, los cristales anhedrales conservan rasgos de formas prismáticas afectadas por bahías de corrosión. Al igual que en la muestra del plutón de El Chico, los cristales de este intrusivo son de tamaño similar de aproximadamente 140 a 270 μm de largo y entre 50 a 150 μm de ancho.

En todos los cristales se observan núcleos de baja luminiscencia con crecimientos oscilatorios finos que representan $\sim 70\text{-}80\%$ del área total de los cristales, y alrededor de estos se presentan dominios de crecimientos oscilatorios de alta luminiscencia (Figura 38). Algunos de los cristales están afectados por bahías de corrosión lo cual otorga las formas anhedrales a algunos de los cristales, sin embargo, estas bahías de corrosión no truncan la estructura interna de los zircones. Por lo tanto, los dominios de crecimientos oscilatorios son posteriores al evento de reabsorción y modificación de los zircones.

Las determinaciones isotópicas se realizaron en núcleos y bordes de cristales de ambas morfologías, obteniendo un total de 33 mediciones. De forma general se puede observar que las mediciones realizadas en núcleos son más antiguas ($\sim 75\text{-}70\text{ Ma}$) que en los bordes (69-66 Ma), tal como se muestra en las imágenes de CL (Figura 38).

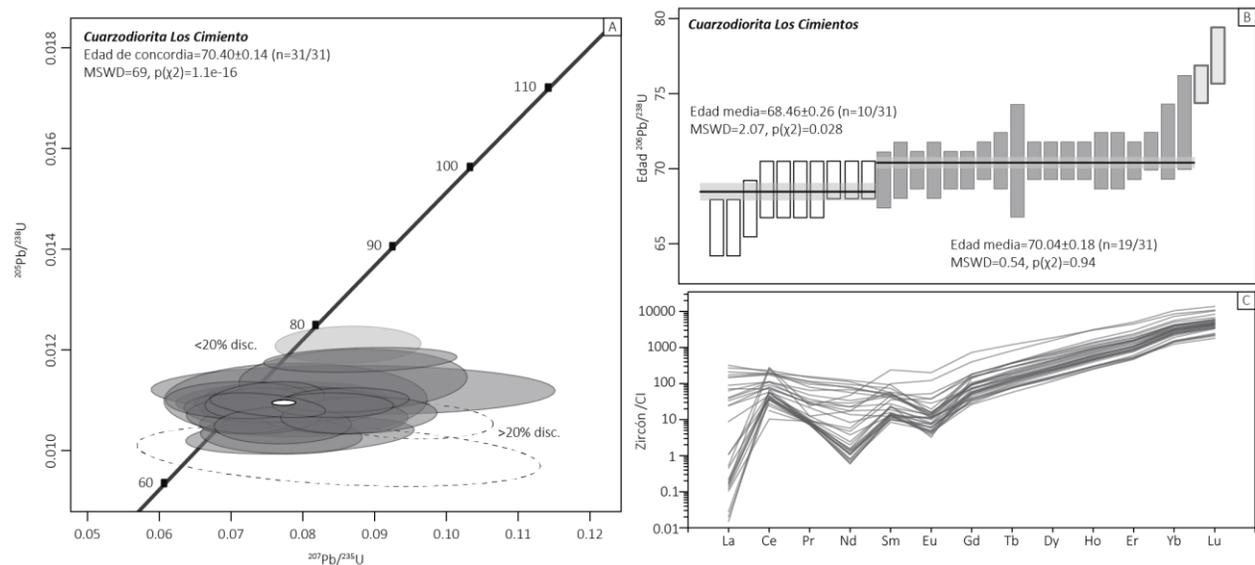


Figura 45. Geocronología U-Pb en zircones de la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24).

A. Diagrama de concordia de Wetherill. B. Gráfico de dispersión de edades, donde se muestra la edad media ponderada de la muestra. C. Composición de tierras raras de los zircones medidos.

La proyección de estas mediciones en el diagrama de Wetherill muestra al menos dos mediciones con valores mayores a 20% de discordancia, mientras que el resto conforma un grupo concordante de edad a $70.40 \pm 0.14\text{ Ma}$ (Figura 45A). El espectro completo de edades de este grupo congruente de edades oscila entre 66 a 75 Ma, en el que se puede observar un grupo de 10 mediciones que definen una edad media de $68.46 \pm 0.26\text{ Ma}$ con $p(\chi^2) = 0.028$ y $\text{MSWD} = 2.07$, y un grupo de $70.04 \pm 0.18\text{ Ma}$ con $p(\chi^2) = 0.94$ y $\text{MSWD} = 0.54$ con base en 19 mediciones (Figura 45B).

Los patrones de REE de los zircones de esta muestra se distinguen en dos grupos (Figura 45C), el primero presenta el comportamiento típico de un zircón magmático donde la anomalía negativa de Eu presenta valores entre 0.06-0.65 y la anomalía de Ce de 4.5 hasta 178.9. El segundo grupo presenta un enriquecimiento en las LREE de hasta mil veces condrita, las anomalías de Eu presentan valores similares al primer grupo ($Eu^*/Eu=0.15-0.53$), mientras que las anomalías de Ce se encuentran suavizadas con valores de entre 1.11-4.56.

Los patrones de REE enriquecidos en las tierras raras ligeras coinciden con parches de alta luminiscencia en los zircones, por lo que pueden corresponder a zonas de alteración modificación en el zircón. Sin embargo, las mediciones isotópicas de estos dominios no son distinguibles de los dominios no alterados. Por lo que la edad de 70.04 ± 0.18 Ma corresponde al evento magmático que dio origen al plutón, mientras que la edad de 68.46 ± 0.26 Ma puede estar relacionado a un evento termal que modificó la estructura de los zircones y favoreció la reprecipitación de los mismo.

ii. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA EN ZIRCONES

Como se ha observado en el apartado anterior, los patrones de tierras raras muestran el patrón típico de zircones magmáticos (Hoskin & Schaltegger, 2003). En diversos trabajos (Schoene *et al.*, 2012; Luo *et al.*, 2015) se ha demostrado que la variación de algunos elementos traza respecto a la edad de cristalización en el zircón puede otorgar información petrogenética. Sin embargo, la variación de elementos traza en zircones puede también ser atribuida a inclusiones de otras fases en el zircón, como cristales de apatito, cuarzo o minerales opacos.

La anomalía de Eu en los zircones ($Eu/Eu^*=Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$) refleja la incompatibilidad de esta fase en estos cristales, la cual puede ser atribuida al fraccionamiento de Eu^{+2} por parte de fases como la plagioclasa rica en anortita. Al considerar que durante un proceso de enfriamiento en un sistema magmático la plagioclasa cálcica disminuye en favor de la plagioclasa sódica, la anomalía de Eu en los zircones puede registrar este proceso en una disminución progresiva de la misma. Por el contrario, la concentración o enriquecimiento de plagioclasa cálcica puede registrarse en el zircón como un aumento progresivo de la anomalía de Eu.

De forma general se observa que los plutones graníticos-cuarzodioríticos de ~ 80 Ma (PVA19-7, PVA19-11, Ms18a), muestran una evolución plana respecto a la anomalía de Eu (Figura 46A). Sin embargo, los datos del granito de Río Sila (PVA19-22) muestran gran dispersión que no concuerda con la tendencia antes descrita (Figura 46A). Esta observación indica que la cristalización de zircón se dio en un reservorio con bajo a nulo fraccionamiento de plagioclasa cálcica. Al igual que en los casos anteriores, la muestra PVA19-9a (gabro de hornblenda) muestra un patrón plano con una anomalía de Eu menor. En cuanto a la muestra PVA19-24, esta presenta una tendencia vertical que no parece indicar una tendencia de cristalización fraccionada (Figura 46A).

La relación Yb/Gd se relaciona con la compatibilidad del zircón con anfíboles y piroxenos, de forma similar a como lo hace con la anomalía de Eu. De manera general se observa que los plutones de entre 80-75 Ma (Ms18a, PVA19-7, PVA19-9a, PVA19-11, PVA19-22) presentan una tendencia de disminución progresiva de la relación Yb/Gd respecto a la edad, lo cual sugiere la cristalización y fraccionamiento de anfíboles o piroxeno (Figura 46B). Por otro lado, la muestra PVA19-24 despliega una tendencia vertical la cual no parece indicar un evento de fraccionamiento (Figura 46B).

Al relacionar Eu/Eu^* respecto a Yb/Gd se observa que los plutones de ~ 80 Ma (Ms18a, PVA19-7, PVA19-11, PVA19-22) muestran una tendencia de fraccionamiento de plagioclasa cálcica y piroxenos o anfíboles (Figura 46C). Mientras que el resto de las muestras, presentan datos dispersos que no se correlacionan con un patrón de fraccionamiento (Figura 46C). A su vez, la relación Th/U en los zircones funciona como un

índice de diferenciación que indica cristalización, fraccionamiento y enfriamiento (Luo *et al.*, 2015). De forma general se observa que todas las muestras forman un patrón de enfriamiento, con algunas excepciones donde los datos se encuentran tan dispersos que no permiten determinar una tendencia clara (Figura 46D).

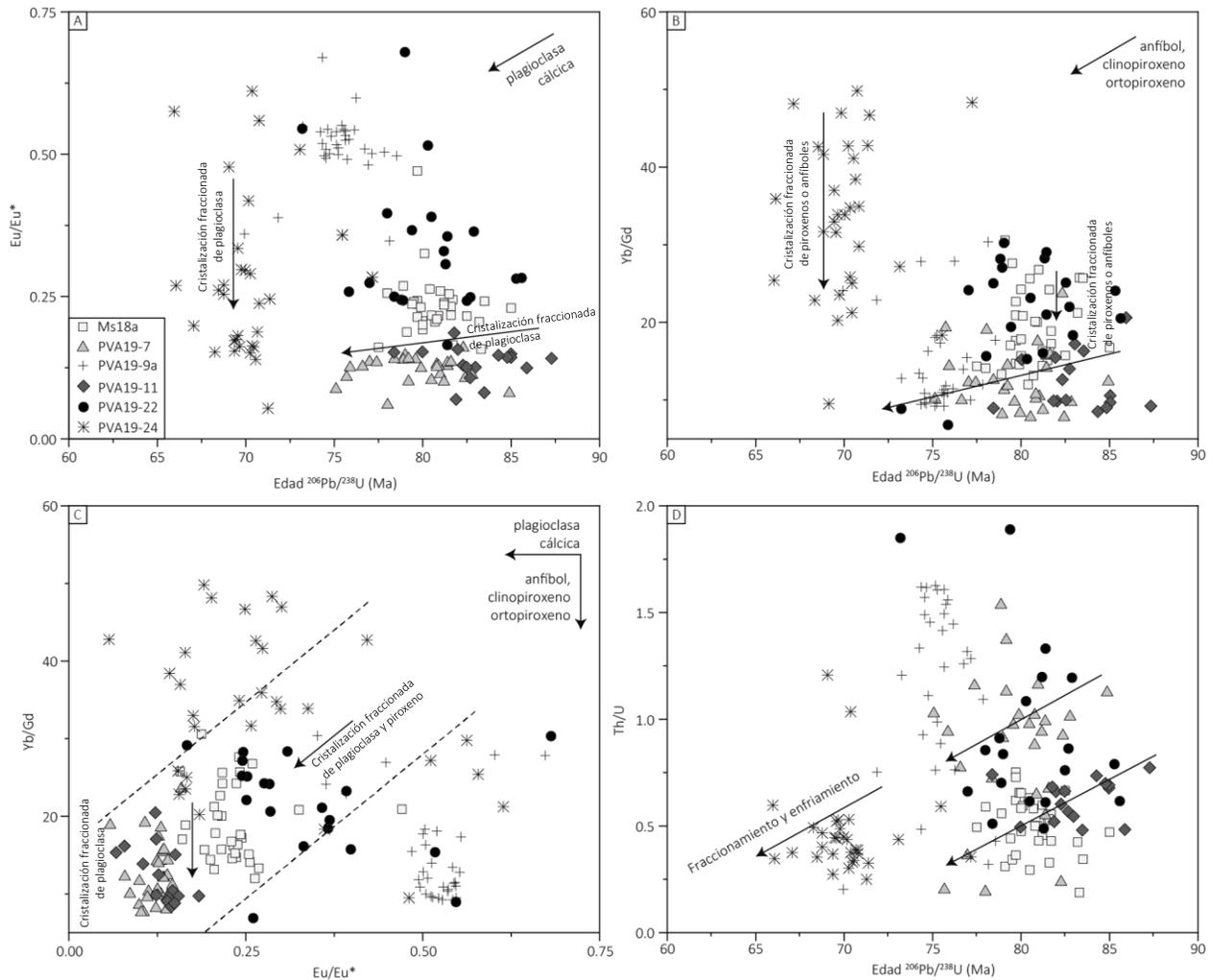


Figura 46. Diagramas de variación de elementos traza en zircones (descripción en el texto).

iii. FECHAMIENTOS EN EL SISTEMA Rb-Sr

En este apartado se presentan los resultados de fechamientos en el sistema Rb-Sr en biotitas con el propósito de caracterizar el estilo de enfriamiento de los plutones de La Huerta, así como identificar procesos tectonotermales registrados posteriormente a la cristalización de estos. Los datos isotópicos de roca total usados en la construcción de las isócronas se pueden consultar en la Tabla 3, mientras que los datos isotópicos de las biotitas se encuentran en la Tabla 4.

Muestra	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	1 sd	1 SE(M)	n	Concentración (D.I.)		Edad modelo (Ma)
						Rb (ppm)	Sr (ppm)	
PVA19-3	6.77	0.711562	0.000029	4	57	171.43	73.33	74
PVA19-24	26.13	0.730409	0.000031	4	55	305.22	33.88	70

Tabla 4. Concentraciones isotópicas de Rb y Sr para biotitas de los intrusivos de La Huerta.

Los detalles analíticos de la obtención de estos datos se pueden encontrar en la Tabla 3. La desviación estándar (sd) y error estándar (SE) corresponden a los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las dos últimas cifras, y la incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ corresponde a $\pm 2\%$, al igual que los datos isotópicos de roca total. La edad modelo de las biotitas fue calculada a partir de los datos isotópicos de roca total de su respectiva muestra.

Las micas oscuras de la troctolita de La Huerta (PVA19-3) poseen un alto contenido de MgO por lo que se clasifican como flogopitas. Esta fase se presenta como producto de una reacción peritética por lo que la edad obtenida es bastante menor a la edad de cristalización, la cual es desconocida ya que no se encontraron zircons para el fechamiento en el sistema U-Pb de esta litología.

Estas flogopitas presentan una concentración obtenida por dilución isotópica (DI) de Rb de 171.43 ppm y de Sr de 73.33 ppm, los cuales son valores anómalos para micas. Los valores isotópicos obtenidos son $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=6.77$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.711562$, a partir de los cuales se construyó una isócrona de roca total (WR) y flogopita, obteniendo una edad de 87.02 ± 0.22 (2σ) Ma y una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703324$ (Figura 47A). Cabe mencionar que la relación Rb/Sr de esta flogopita es de 2.3 la cual es típica de las flogopitas mantélicas (Efimov *et al.*, 2012; Fritschle *et al.*, 2013; Grégoire *et al.*, 2002), lo cual coincide también con los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tan bajos obtenidos mediante TIMS.

En el caso de la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24) las biotitas poseen una concentración de Rb y Sr de 305.22 y 33.88 ppm, respectivamente. Mientras que las relaciones isotópicas son $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=26.13$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.730409$, con las cuales se calculó una edad de isócrona de 73.15 ± 0.07 (2σ) Ma y una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703690$ (Figura 47B).

Las edades modelo de ambas biotitas fueron calculadas a partir de los datos de roca total, considerando que las relaciones isotópicas de los minerales representan una diferenciación de la composición isotópica de la roca total. Se obtuvieron edades modelo de 74 y 70 Ma en la troctolita y cuarzodiorita, respectivamente; las cuales son menores a las edades de isócrona. Estas edades (modelo) representan la edad a la que el sistema isotópico de Sr de las biotitas fue igual a la composición isotópica de Sr de la roca total, por lo que podría considerarse como una primera aproximación de la edad del mineral y como un punto de comparación de la edad de isócrona. Sin embargo, dado que las biotitas pueden sufrir de pérdida de Sr radiogénico por procesos de difusión, la edad modelo en las biotitas va a tender a ser menor que la edad de isócrona.

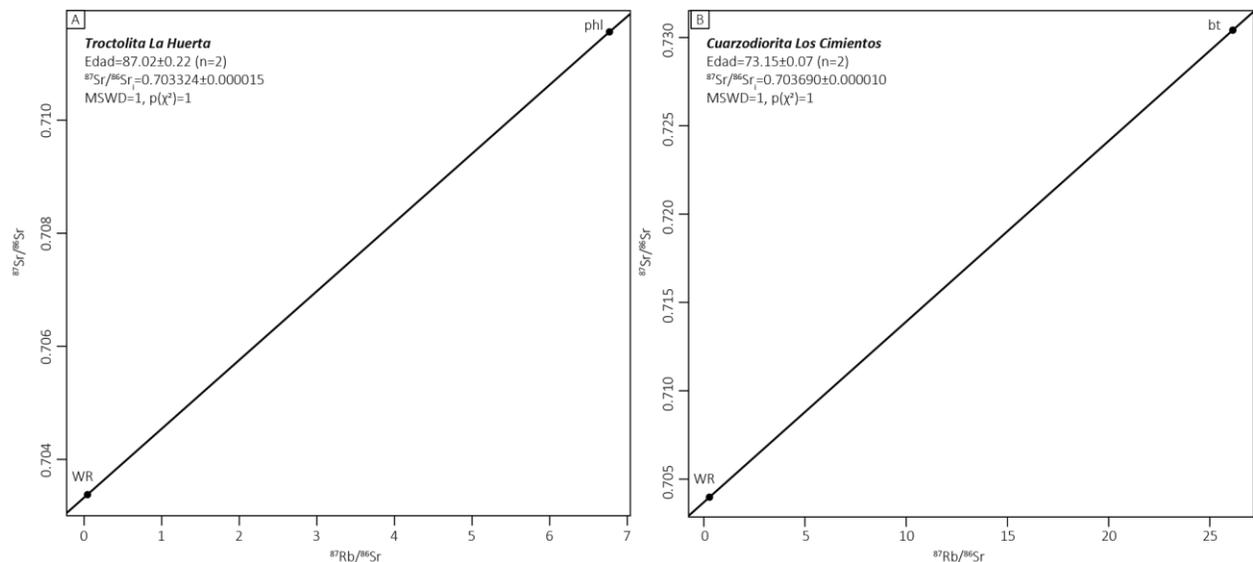


Figura 47. Diagramas de isócrona Rb-Sr en biotitas y sus rocas enteras de los intrusivos de La Huerta.

iv. FECHAMIENTO RELATIVO DE SR

Entre las rocas que conforman al encajonante de los plutones que afloran en La Huerta se encuentran calizas intercaladas con lavas de composición andesítica a dacítica, las cuales se han interpretado como parte de la Formación Tepalcatepec (Ávila-Ramos, 2011; Rosales-Díaz, 2016). La edad de esta secuencia se ha mantenido acotada entre Albiano-Cenomaniano (Centeno-García *et al.*, 2003), sin embargo, esta edad no ha sido confirmada en el área de estudio.

El fechamiento relativo de este encajonante se realizó por medio de la comparación con la curva de evolución de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua del mar (McArthur *et al.*, 2012), de una muestra de caliza (PVA19-12a) colectada en la parte central del área de estudio (Figura 11, Unidades litológicas). Esta muestra fue descrita petrográficamente de forma previa (Rocas del encajonante), para descartar argilización y recristalización que pudieran haber afectado el sistema isotópico.

La isotopía de la muestra se realizó por duplicado por medio de ID-TIMS obteniendo valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.706856 a 0.706875 (Tabla 5). La intersección de estos valores con la curva de evolución de Sr en el agua del mar se calculó con el software LOWESS 5 Fit (McArthur *et al.*, 2012), la cual arroja edades que oscilan entre 156-161 Ma y 162-166 Ma (Figura 48), considerando las incertidumbres analíticas de ambos valores.

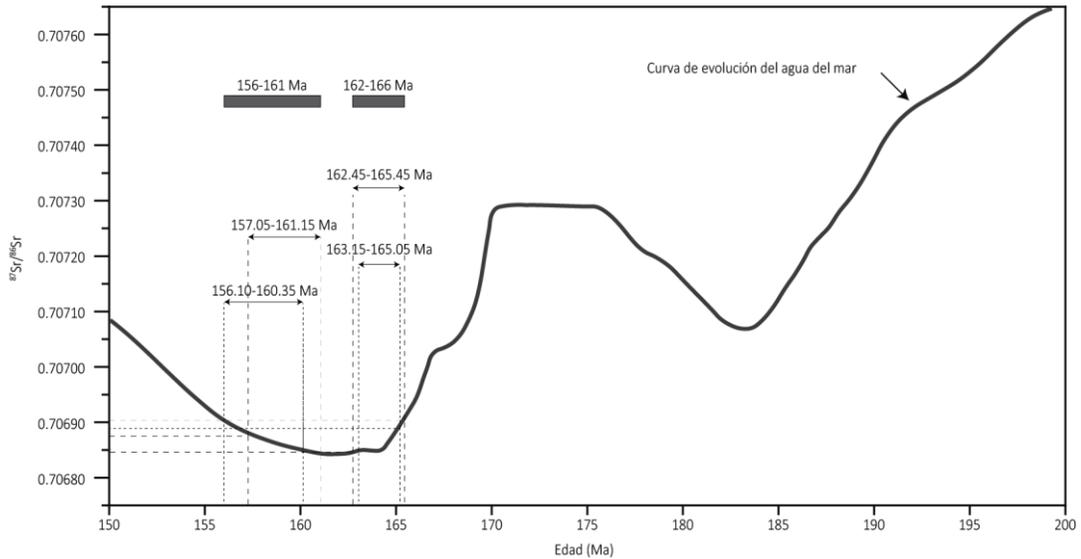


Figura 48. Curva de evolución isotópica de Sr en el agua del mar y edades relativas para el periodo Jurásico, modificado de McArthur *et al.* (2012).

Muestra	Litología	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd	2SE(M)	n	Peso (gr)	Edad (Ma)	Edad (Ma)
PVA19-12a I	Wackestone	0.706856	26	7	57	0.04109	entre 157.05 y 160.35	entre 163.15 y 165.05
PVA19-12a II	Wackestone	0.706875	29	8	56	0.02023	entre 156.10 y 161.15	entre 162.45 y 165.45

Tabla 5. Relaciones isotópicas de Sr de las calizas analizadas por ID-TIMS en el LUGIS-UNAM.

Relaciones isotópicas de Sr de las calizas analizadas por ID-TIMS en el LUGIS-UNAM.

Los parámetros de obtención de los datos y otras especificaciones técnicas son las mismas que las descritas en los análisis de roca total (Tabla 3).

X. GEOTERMOBAROMETRÍA

Con la finalidad de estimar las condiciones físicas del emplazamiento y cristalización de los plutones que afloran en La Huerta, se realizaron diversas aproximaciones por medio de diversos geotermómetros y geobarómetros. Dado que la mayoría de estos son de carácter empírico (salvo algunas excepciones donde son de carácter experimental), estos resultados se apoyan en modelos termodinámicos de cristalización realizados en MELTS y Rhyolite-MELTS.

Los resultados termobarométricos se representan en diagramas de cuartiles, para facilitar su interpretación y comparación con otras muestras. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 6 considerando valores promedio y *outliers* de 1.5 QR (intercuartil), y como parámetro de error se utiliza la desviación estándar poblacional (σ).

i. TERMOMETRÍA DE TI EN ZIRCÓN

El zircón, a pesar de ser una fase menor en las rocas plutónicas, ha demostrado ser sensible a variables intensivas por medio de la difusión de elementos mayores, traza e isotopos. Se ha demostrado por vías empíricas y experimentales que el contenido en Ti en el sitio tetrahedral es lo suficiente sensible, como para ser usado como termómetro (Watson & Harrison, 2005; Watson *et al.*, 2006; Ferry & Watson, 2007). La estimación fue realizada por medio de la calibración de Ferry & Watson (2007), utilizando los datos de elementos traza obtenidos mediante LA-ICP-MS (Anexo 3). Asimismo, se asumió la actividad de $\text{SiO}_2=1.0$ y $\text{TiO}_2=0.7$, de acuerdo con lo observado por Claiborne *et al.* (2007) en otros plutones graníticos.

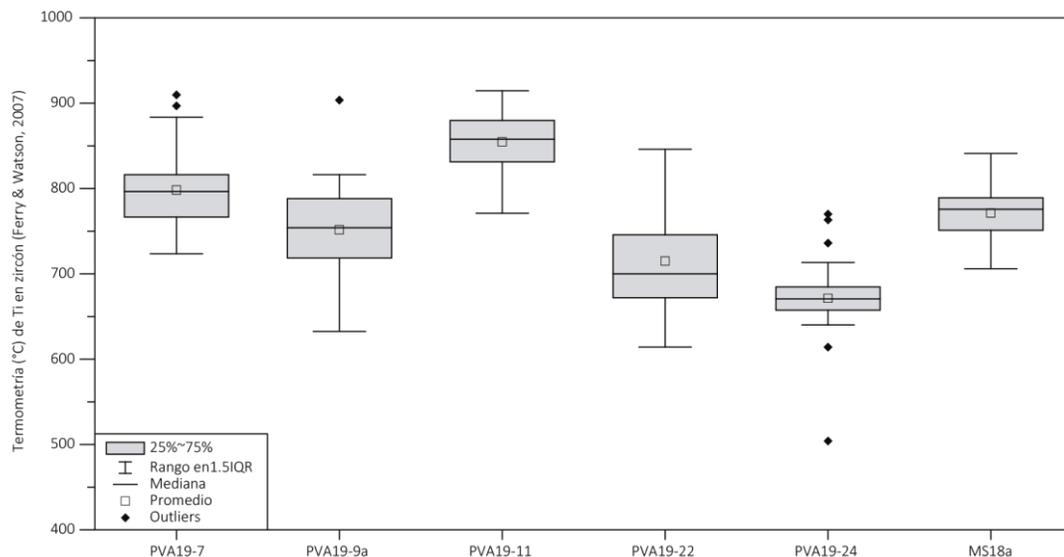


Figura 49. Resultados de la termometría de titanio en zircón, basada en el termómetro de Ferry & Watson (2007).

Al ser el zircón una de las primeras fases minerales en cristalizar en cuerpos plutónicos, se ha considerado que la estimación de temperatura obtenida refleja las condiciones previas al inicio de la cristalización, es decir, en la transición desde el liquidus al solidus (Fu *et al.*, 2008; Siegel *et al.*, 2018). En este sentido, se espera que la estimación realizada por este método represente la temperatura más alta entre los termómetros utilizados.

Las temperaturas obtenidas oscilan entre 700 y 900 °C, siendo las temperaturas más altas correspondientes a las rocas más máficas (PVA19-7 y PVA19-9a). Los zircones de la cuarzodiorita de La Huerta (PVA19-7) poseen una concentración media de Ti de 11.8 ppm (n=29), a partir de la cual se estimó una temperatura

de $\sim 791^{\circ}\text{C}$ ($\sigma=40$). Mientras que en el gabro de hornblenda (PVA19-9a) los zircones poseen una concentración de Ti de 8.3 ppm ($n=36$), a partir de la cual se obtuvo una temperatura de $\sim 752^{\circ}\text{C}$ ($\sigma=51$).

Las rocas cuarzodioríticas (PVA19-11 y PVA19-24) presentan valores contrastantes. La cuarzodiorita de El Chico (PVA19-11) presenta la temperatura de Ti en zircón más alta, con una temperatura de $\sim 855^{\circ}\text{C}$ ($\sigma=34$) basada en una concentración media de Ti de 20.6 ppm ($n=31$). Por el contrario, la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24) posee una temperatura media de $\sim 670^{\circ}\text{C}$ ($\sigma=18$) la cual fue estimada a partir de una concentración media de Ti de 2.9 ppm ($n=30$).

En el caso de las rocas graníticas de Río Sila (PVA19-22) y Cihuatlán (MS18a), las primeras poseen una temperatura de $\sim 715^{\circ}\text{C}$ ($\sigma=59$) obtenida a partir de 31 mediciones de Ti que en promedio son de 6.0 ppm. En cuanto al granito de Cihuatlán se obtuvo una temperatura de $\sim 771^{\circ}\text{C}$ ($\sigma=30$) a partir de un valor medio de Ti de 9.4 ppm ($n=34$).

ii. TERMOMETRÍA DE TI EN BIOTITA

Por medio de la composición química de las biotitas se estimó la temperatura de cristalización de estas, por medio de la calibración de Henry *et al.* (2005). En este trabajo se establece una relación entre la temperatura de cristalización de las biotitas en función de su contenido de Ti y X_{Mg} , la cual es válida para rocas metapelíticas con grafito, sin embargo, esta aproximación ha demostrado resultados congruentes para rocas plutónicas de composición variable (Goswami *et al.*, 2018; Sepidbar *et al.*, 2018; Babazadeh *et al.*, 2019).

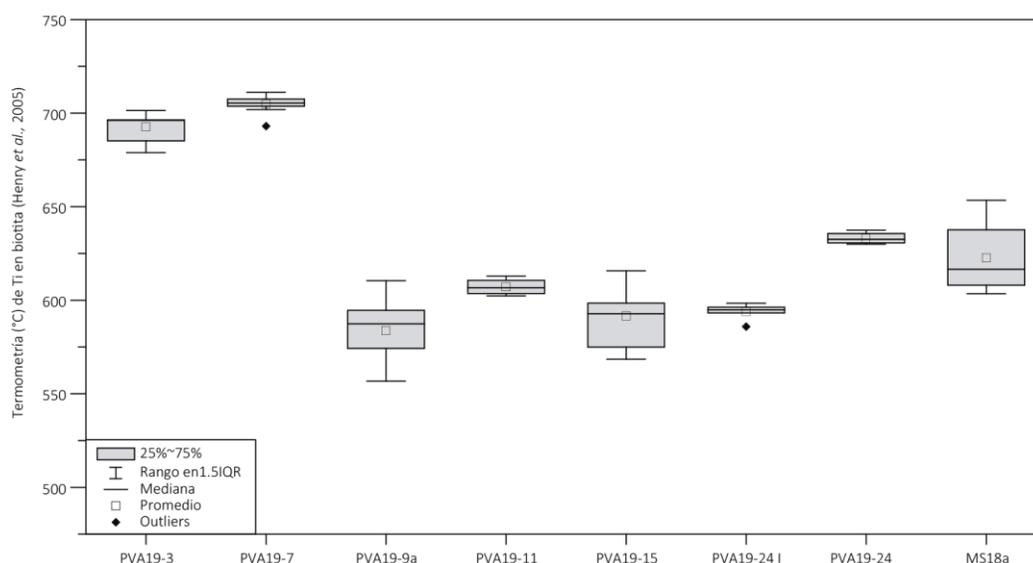


Figura 50. Resultados de la termometría de titanio en biotita, basada en el termómetro de saturación de Ti en biotita de Henry *et al.* (2005).

Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 6 y se representan gráficamente en la Figura 50. De forma general se observan dos grupos, el primero corresponde a biotitas del cuerpo máfico de La Huerta que poseen valores de entre 750 - 850°C . Mientras que las biotitas del resto de plutones poseen temperaturas de entre 550 - 650°C .

Las biotitas de la troctolita y cuarzodiorita de La Huerta (PVA19-3 y PVA19-7, respectivamente) fueron caracterizadas anteriormente con un fuerte contenido en flogopita. De acuerdo con esta composición y su alto contenido de Ti (0.24 y 0.28 apfu, respectivamente), se estimaron temperaturas de 693°C ($\sigma=8$, $n=7$) para la troctolita y 706°C ($\sigma=3$, $n=9$) para la cuarzodiorita.

Las biotitas observadas en los gabros de hornblenda de El Totole (PVA19-9a) arrojaron temperaturas de aproximadamente 584 °C ($\sigma=17$, $n=10$), basados en concentraciones de Ti de 0.19 apfu. En cuanto a los granitos de Río Sila (PVA19-15), las biotitas que la componen poseen un contenido medio de Ti de 0.21 apfu con la que se estima una temperatura media de 592°C ($\sigma=16$, $n=10$). Por otra parte, las biotitas del Granito de Cihuatlán (MS18a) obtenidas de Panseri (2007) arrojan una temperatura media de 623°C ($\sigma=18$, $n=8$) las cuales son estadísticamente más altas que las observadas en las otras rocas graníticas.

En el caso de la cuarzodiorita de Los Cimientos (PVA19-24), estas se pueden distinguir en dos grupos debido a su concentración de Ti. El primer grupo ($n=6$) presenta concentraciones de Ti de 0.19 apfu, a partir del cual se estima una temperatura media de 594°C ($\sigma=4$); este grupo corresponde a biotitas diseminadas en la mesostasis. Por su parte, el segundo grupo de biotitas ($n=4$) presenta concentraciones de 0.23-0.21 apfu de Ti que arrojan una temperatura media de 633°C ($\sigma=3$). Estas últimas corresponden a cristales asociados a cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno.

iii. TERMOBAROMETRÍA DE ANFÍBOL-PLAGIOCLASA

El método más usual para estimar las condiciones físicas de cristalización de rocas plutónicas graníticas (*sensu lato*) es termobarometría de anfíbol-plagioclasa (Anderson, 1996; Anderson *et al.*, 2008), entre las cuales destacan barómetros de solubilidad de Al en anfíbol (Anderson & Smith, 1995; Mutch *et al.*, 2016; Schmidt, 1992) y termómetros de intercambio catiónico entre anfíbol y plagioclasa (Blundy & Holland, 1990; Holland & Blundy, 1995).

Dado que en el caso de estudio se tienen rocas de composición variable (desde gabros a granitoides) en los cuales se exhiben paragénesis minerales y texturas que indican un ambiente de emplazamiento somero, la calibración ideal para estimar la presión de cristalización es el barómetro de Al en anfíbol de Mutch *et al.* (2016). La estimación de la temperatura se realizó por medio de un algoritmo de iteraciones modificado de Anderson *et al.* (2008), en el cual se hace uso de la estimación de Mutch *et al.* (2016) como *input* para obtener una mejor estimación basada en el termómetro de Holland & Blundy (1995).

Esta modificación representa una mejoría al algoritmo original, ya que este hace uso del barómetro de Schmidt (1992) el cual no considera presiones ~ 0.8 -1.0 kbar en su calibración. Además de considerar un barómetro más robusto, el algoritmo de Anderson *et al.* (2008) considera el efecto de otras reacciones sensibles a la temperatura como es la sustitución de Ti en el sitio octaédrico en el anfíbol (Anderson & Smith, 1995). Debido a lo anterior, se considera el termómetro semi-empírico de Ti en anfíbol de Otten (1984) como un punto de comparación respecto a la temperatura estimada por el otro método (Tabla 6).

Además de temperatura y presión, se determinaron otros parámetros intensivos como la fugacidad de oxígeno ($\log fO_2$) así como el contenido de agua en el magma (Tabla 6). Estos parámetros se estimaron de acuerdo con Ridolfi *et al.* (2010), que a pesar de ser calibrados para sistemas volcánicos se utilizan como referencia para los modelos termodinámicos de cristalización.

Al igual que en los casos anteriores, se muestran las diferentes estimaciones físicas en la Tabla 6 y se representan gráficamente en la Figura 51. Además de las muestras analizadas en este trabajo se presentan un reprocesamiento de los datos de química mineral de anfíboles del granito de Cihuatlán y el gabro s.s. de Panseri (2007).

El gabro de hornblenda de El Totole (PVA19-9a) se caracteriza por poseer cristales de anfíbol y plagioclasa en texturas ofíticas a subofíticas, en este caso ambos cristales se encuentran en equilibrio. Se determinaron las composiciones de 14 pares en equilibrio de anfíbol y plagioclasa de esta muestra, los cuales arrojan una temperatura promedio de $\sim 851^\circ\text{C}$ ($n=14$, $\sigma=16$) y una presión media de 1.8 kbar ($n=15$, $\sigma=0.2$).

El plutón de El Chico (PVA19-11) posee una composición cuarzdiorítica en la que los cristales de plagioclasa poseen un borde de ortoclasa por lo que no se encuentran en equilibrio con los cristales de hornblenda. Debido a esto se eligieron los núcleos de estos cristales, los cuales poseen una composición bastante homogénea. Basado en 13 pares de anfíbol-plagioclasa de la muestra PVA19-11 se obtuvo una temperatura promedio de 731 °C ($n=13$, $\sigma=22$) y una presión de 1.9 kbar ($n=13$, $\sigma=0.1$).

En el caso del plutón de Rio Sila, las rocas que la componen poseen un contenido modal de hornblenda menor al 1%, los pocos cristales de anfíbol se encuentran como inclusiones en cristales de biotita por lo que no se puede garantizar que se encuentren en equilibrio con los bordes de los cristales de plagioclasa. Tal como se describe en la sección de Petrografía, los bordes de los cristales de plagioclasa se encuentran en equilibrio con cristales de biotita, por lo tanto, se eligió una parte interna de los cristales de plagioclasa ($An_{23-36}Ab_{61-75}$) para realizar el equilibrio con cristales de hornblenda. Los resultados del equilibrio de 10 pares de hornblenda-plagioclasa arrojan una temperatura promedio de 760 °C ($n=9$, $\sigma=16$) y una presión promedio de 2.0 kbar ($n=7$, $\sigma=0.1$).

Las cuarzdioritas de Los Cimientos nuevamente son un caso particular puesto que se presentan múltiples texturas de disequilibrio. En el caso de los cristales de plagioclasa presentan un zoneamiento bastante contrastante con núcleos de bitownita y bordes de andesina a labradorita, en el cual estos últimos son los que se encuentran en equilibrio con los cristales de hornblenda. Los datos termobarométricos de 9 pares de cristales de anfíbol-plagioclasa de la muestra PVA19-24 arrojan una temperatura promedio 738 °C ($n=8$, $\sigma=7$) y una presión media de 2.2 kbar ($n=9$, $\sigma=0.1$).

El granito de Cihuatlán y gabro s.s. de La Huerta poseen una alta dispersión, por lo que no se incluyó su representación gráfica. En el caso del granito de Cihuatlán las estimaciones de presión oscilan entre 1.2 y 3.2 kbar, a partir de la cual se obtuvo una presión promedio de 2.0 kbar ($n=18$, $\sigma=0.6$); mientras que la temperatura se encuentra entre 527 y 755 °C, a partir de la cual se obtiene una temperatura media de 645 °C ($n=14$, $\sigma=68$). Para el gabro s.s. se obtuvieron presiones que oscilan entre 0.6 y 8.7 kbar, a partir de la cual se obtuvo una mediana poblacional de 4.5 kbar ($n=22$, $\sigma=2.7$); sin embargo y dada la gran dispersión de esta población ($\sigma=2.7$), este dato no se considera confiable. Por otra parte, en esta muestra no se obtuvo una estimación de la temperatura ya que los cristales de plagioclasa no se encuentran en equilibrio textural con los cristales de anfíbol.

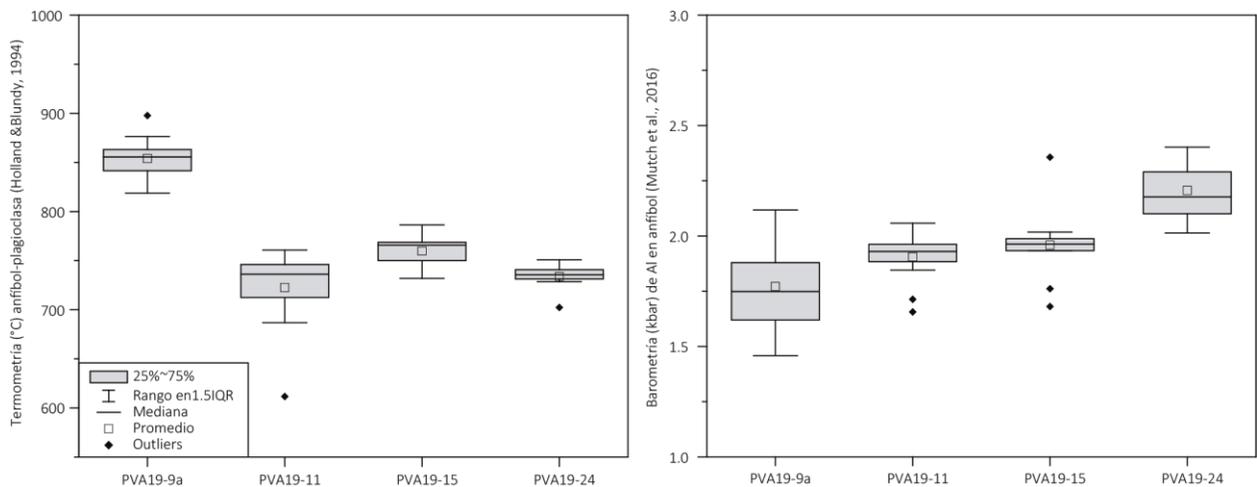


Figura 51. Resultados de la termobarometría de anfíbol-plagioclasa, basados en el termómetro de equilibrio anfíbol-plagioclasa de Holland & Blundy (1994) y barómetro de Al en anfíbol de Mutch et al. (2016).

iv. TERMOBAROMETRÍA DE PIROXENOS

A diferencia de las rocas graníticas, donde se presentan gran variedad de fases a partir de las cuales se pueden estimar parámetros intensivos (presión, temperatura, fugacidad de oxígeno, entre otros), en rocas máficas la estimación de presión y temperatura se encuentra limitada a asociaciones y condiciones específicas. En el caso de algunos termómetros basados en piroxenos, es requerida la presencia de fundidos (*melt*) en equilibrio con cristales (Fallón *et al.*, 2007; Putirka, 2008; Neave & Putirka, 2017), por lo que dichas calibraciones son más adecuadas para rocas volcánicas de composición basáltica-andesítica.

A pesar de lo anterior, se han obtenido numerosas calibraciones de termómetros basadas en la partición de Fe y Mg entre clinopiroxeno y ortopiroxeno en rocas metamórficas (*e.g.* Wood & Banno, 1973; Lindsley & Anderson, 1983; Brey & Köhler, 1990). Por su parte, Putirka (2008) propone una revisión de estos termómetros basada en datos empíricos y experimentales, exclusiva para sistemas magmáticos de composición máfica.

A partir de este termómetro (Putirka, 2008) se obtuvieron estimaciones de temperatura del gabro s.s. de La Huerta (PVA19-2) y la troctolita de Juan Gil Preciado (PVA19-18a), ya que son las únicas muestras que poseen cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno en equilibrio. La temperatura obtenida del gabro s.s. es de aproximadamente 916°C ($\sigma=44$) basada en 10 pares de cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno en equilibrio textural. Esta temperatura es considerablemente menor a la obtenida para la troctolita (Figura 52), la cual es aproximadamente de 1015°C ($\sigma=25$) que se obtuvo mediante 8 pares de cristales en equilibrio.

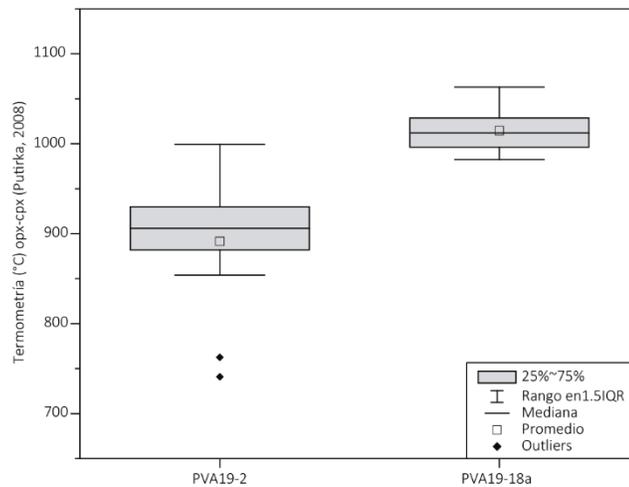


Figura 52. Resultados de la termobarometría de clinopiroxeno-ortopiroxeno, basados en el termómetro de Putirka (2008).

Por otra parte, Putirka (2008) propone también un barómetro de dos piroxenos acoplado a su termómetro, el cual posee un intervalo de error de ± 3.7 kbar. Por otra parte, se han observado discrepancias de entre 3 y 6 kbar del barómetro de Putirka (2008), respecto a estimaciones realizadas por métodos de modelación termodinámica (Ziberna *et al.*, 2017). Dicha incertidumbre resulta inconveniente para este trabajo, ya que evidencias texturales sugieren que estas rocas gabróicas se emplazaron a niveles someros (<4 kbar).

De acuerdo con lo antes planteado, se utilizó un barómetro basado en el equilibrio entre forsterita, anortita, Ca-tschermackita y enstatita (FACE) el cual ha demostrado ser sensible tanto a presión como temperatura (Fumagalli *et al.*, 2017), el cual fue calibrado en muestras de peridotita de entre 0.6-9.3 kbar. Este barómetro se aplicó solamente a la troctolita (Tabla 6), obteniendo una estimación de aproximadamente 3.5 kbar ($n=8$, $\sigma=0.1$), la cual se considera la mejor estimación para las rocas gabróicas de La Huerta.

Termometría de Ti en zircón				
	Ti (ppm)	T (°C) [±12]	n 1.5 QR	σ
PVA19-7	11.80	791	29	40
PVA19-9a	8.30	752	36	51
PVA19-11	20.60	855	31	34
PVA19-22	6.00	715	31	59
PVA19-24	2.95	670	29	18
MS18a	9.43	771	34	30

Termometría de Ti en biotita					
	X Mg	Ti (apfu)	T (°C) [± 12]	n 1.5 QR	σ
PVA19-3	0.70	0.24	693	7	8
PVA19-7	0.68	0.28	706	9	3
PVA19-9a	0.49	0.19	584	10	17
PVA19-11	0.43	0.23	607	4	5
PVA19-15	0.45	0.21	592	10	16
PVA19-24 -I	0.56	0.19	594	6	4
PVA19-24 -II	0.54	0.24	633	4	3
Ms18a	0.59	0.2	623	8	18

Termobarometría de anfíbol-plagioclasa									
	Mutch et al., 2016			Holland & Blundy, 1995			Otten, 1984		
	P (kbar) [±0.6]	n 1.5 QR	σ	T (°C) [±40]	n 1.5 QR	σ	T (°C) [±25]	n 1.5 QR	σ
PVA19-2	4.5	22	2.7	-	-	-	625	22	68
PVA19-9a	1.8	15	0.2	851	14	16	650	14	13
PVA19-11	1.9	13	0.1	731	13	22	748	14	13
PVA19-15	2.0	7	0.0	760	9	16	685	10	8
PVA19-24	2.2	9	0.1	738	8	7	725	9	15
MS18a	2.0	18	0.6	645	14	68	685	18	47

Oximetría e higrometría de anfíbol					
Ridolfi et al., 2010					
	logfO2 [±0.4]	σ O (wt%) [±0.5]	σ		
PVA19-2	-	12.90	1	7.3	1.8
PVA19-9a	-	13.30	0.2	5.3	0.2
PVA19-11	-	13.80	0.6	4.1	0.3
PVA19-15	-	13.00	0.2	5.3	0.1
PVA19-24	-	12.80	0.1	4.8	0.2
MS18a	-	12.70	0.4	4.4	0.5

Termometría de piroxenos			Barometría FACE			
	T(°C) [±20]	n 1.5 QR	σ P (kbar) [±0.3]	n 1.5 QR	σ	
PVA19-2	916	10	44	-	-	-
PVA19-18a	1,015	9	25	3.5	8	0.1

Tabla 6. Resultados termobarométricos promedio en diferentes minerales de las rocas plutónicas representativas de La Huerta.

v. MODELOS TERMODINÁMICOS DE CRISTALIZACIÓN

A manera de complementar las estimaciones termobarométricas, así como las observaciones petrográficas realizadas en algunas de las rocas estudiadas, se realizaron modelos de equilibrio de fases realizados con el software MELTS (Ghiorso & Sack, 1995; Asimow & Ghiorso, 1998; Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015). Dicho software hace uso de una base de datos termodinámica (internamente congruente) que permite calcular por, a partir de una composición inicial y un espacio termodinámico (P, T, ΔP , ΔT , $\log f_{O_2}$, etc.), procesos de cristalización fraccionada y en equilibrio, así como procesos fusión parcial en lotes y en equilibrio, los cuales permiten simular diversos escenarios de formación de una roca ígnea.

Las muestras elegidas para los modelos fueron aquellas que preservan texturas de equilibrio magmático, las que corresponden a los granitos de Cihuatlán (MS18a) y Río Sila (PVA19-15), y algunas rocas gabróicas de La Huerta (PVA19-2 y PVA19-3). En el caso de las rocas graníticas se usaron como *input* las condiciones obtenidas por medio de termobarometría de anfíbol (P, T, H₂O) y una solución buffer NNO, usando la versión Rhyolite-Melts v.1.1.x (Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015), la cual permite modelar fundidos saturados en cuarzo. En cuanto a las rocas gabróicas, se eligió rhyolite-MELTS v.1.2.x como modo de cálculo, ya que considera la existencia de una fase fluida (H₂O-CO₂) disuelta en un magma básico. En este caso se consideró como *input* los valores obtenidos por medio de termometría de piroxenos y barometría FACE, así como una solución buffer QFM. Por otra parte, se consideró el contenido modal de agua y la proporción de Fe₂O₃/FeO obtenidos por Schaaf (1995) para estas litologías. Estos parámetros, así como los utilizados en el modelado de las rocas graníticas se presentan en la Tabla 7.

	Granito de Cihuatlán	Granito de Río Sila	Troctolita	Gabro s.s.
	MS18a	PVA19-15	PVA19-3	PVA19-2
SiO ₂	68.50	73.13	50.22	46.39
TiO ₂	0.46	0.25	0.96	2.12
Al ₂ O ₃	14.93	14.14	18.77	17.56
Fe ₂ O ₃	1.82	2.10	2.47	5.37
FeO	1.44	-	6.28	6.89
MnO	0.09	0.07	0.18	0.21
MgO	1.40	0.56	6.23	4.88
CaO	3.20	1.94	10.11	10.80
Na ₂ O	4.05	4.15	3.08	2.75
K ₂ O	3.17	3.27	0.67	0.47
P ₂ O ₅	0.13	0.07	0.17	0.05
H ₂ O	0.52	-	0.59	0.64
LOI	-	0.32	-	-
Total	99.71	100.00	99.73	98.13
P (kbar)	2.00	2.00	3.50	3.50
Δ NNO	Δ NNO	Δ NNO	Δ QFM	Δ QFM

Tabla 7. Condiciones iniciales usadas para la realización de los modelos de cristalización.

Para modelar la formación de rocas plutónicas se realizaron secuencias de cristalización isobárica en equilibrio, considerando que la composición de roca total es representativa de la composición del magma primario. De este modo se obtuvo la proporción modal y composición química de las fases, cada 20 °C, desde la temperatura del liquidus hasta que la roca se encuentra completamente consolidada. Los resultados de estos modelos se presentan en la Figura 53, donde se observa la evolución del volumen modal de los minerales precipitados desde el magma respecto al descenso de la temperatura. Asimismo, se compara la proporción modal de las fases obtenidas, con el porcentaje modal obtenido mediante la inspección petrográfica.

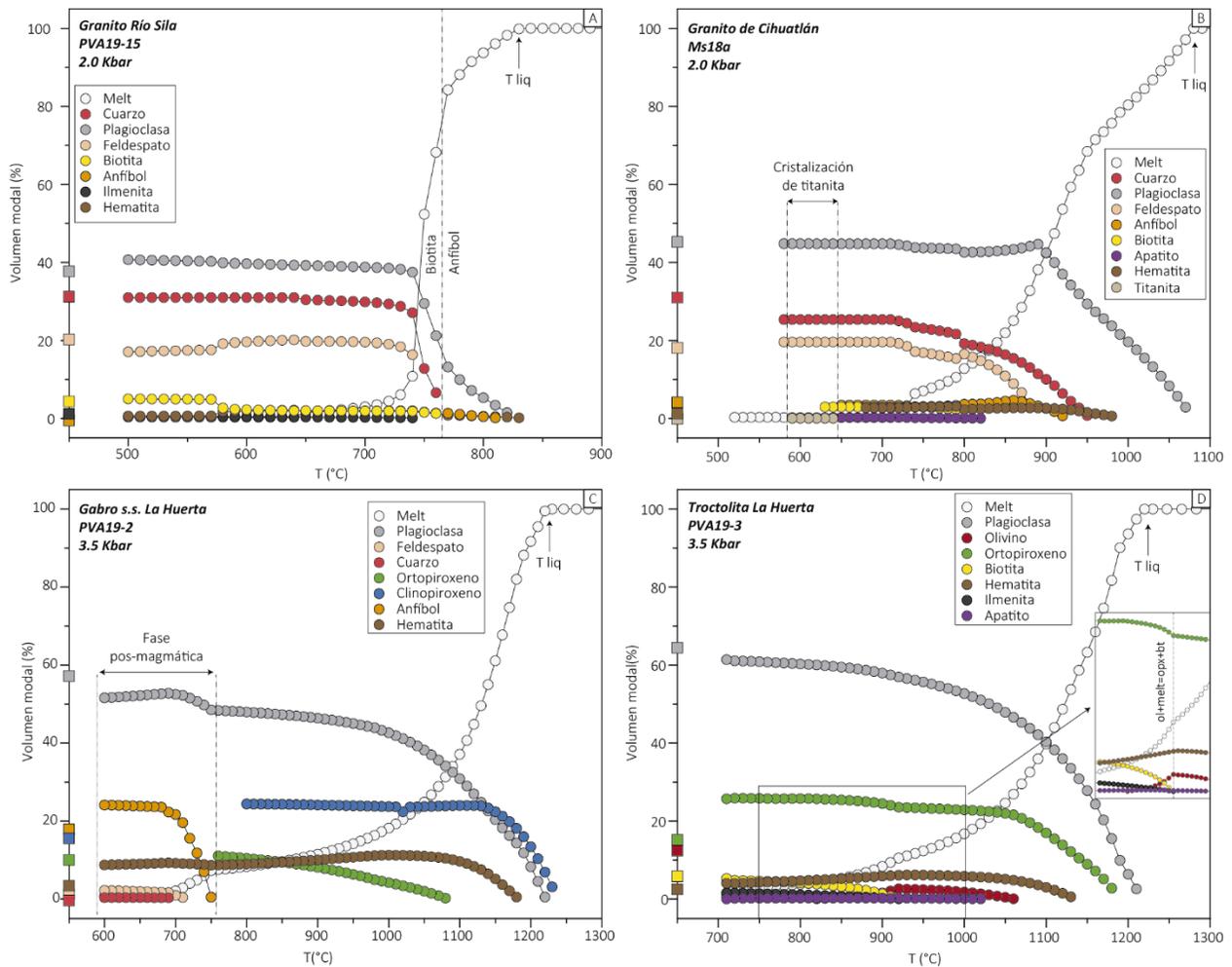


Figura 53. Secuencias de cristalización para algunas rocas plutónicas de La Huerta, realizadas en MELTS. Descripción en el texto.

En el caso de las rocas graníticas se observa una precipitación desde el fundido de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, en ese orden. Las diferencias entre ambas muestras radican en la temperatura del liquidus y por tanto en la temperatura a la que inicia la cristalización; siendo estas temperaturas mayores para el granito de Cihuatlán respecto al granito de Río Sila. En el granito PVA19-15 se observa que el anfíbol es una fase temprana, que termina de cristalizar a $\sim 760^{\circ}\text{C}$, y que es reemplazada por la formación de biotita. Este fenómeno se ve acompañado por el inicio de formación de cuarzo y el aumento en la tasa de cristalización de plagioclasa. Por otra parte, en el granito de Cihuatlán se observa la formación de ambas fases de manera simultánea la cual se ve interrumpida por el inicio de la cristalización de titanita ($\sim 650^{\circ}\text{C}$).

El modelo correspondiente al gabro de La Huerta (PVA19-2) se observa la cristalización cuasi-simultánea de plagioclasa, clinopiroxeno, hematita y ortopiroxeno, la cual continúa sin variaciones hasta aproximadamente 750°C . A partir de este punto se ve interrumpida la cristalización de piroxenos para iniciar la formación de una fase pos-magmática, la cual consiste en la cristalización de hornblenda, que va acompañada de un descenso abrupto de la cantidad de líquido y la cristalización de feldespato y cuarzo; asimismo se observa un aumento del contenido de plagioclasa en $\sim 2\%$ wt.

En el caso de la troctolita de La Huerta (PVA19-3) se observa la cristalización simultánea de plagioclasa, ortopiroxeno, olivino y otras fases accesorias. Sin embargo, este se ve interrumpido por un importante cambio en el contenido modal de olivino a partir de los $\sim 920^{\circ}\text{C}$, el cual desciende para dar paso a un

aumento en el contenido de ortopiroxeno y el inicio de cristalización de biotita; estas observaciones reiteran la formación de estas fases como producto de una reacción peritética.

En cuanto a los volúmenes modales finales obtenidos de los modelos, se observa que hay discrepancias importantes con respecto a los estimados mediante conteos modales. Se observa principalmente que hay una subestimación del contenido de plagioclasa, la cual es más prominente en las rocas gabróicas. Por otro lado, en las rocas graníticas se observa una subestimación del contenido en cuarzo que va acompañada de una sobrestimación del contenido de feldespato potásico. Estas discrepancias pueden atribuirse a una subestimación modal de las fases durante el análisis petrográfico, o una subestimación de los parámetros termodinámicos de formación de la solución haplogranítica por parte de los autores. A pesar de estas discrepancias, se observan importantes similitudes en la formación de las fases máficas que concuerdan con las observaciones petrográficas.

XI. DISCUSIÓN

i. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE LA HUERTA

El área de La Huerta se compone principalmente de una secuencia vulcanosedimentaria, conformada de tobas andesíticas intercaladas con calizas, ambas parcialmente metamorfizadas, la cual cubre aproximadamente el 40% del área de estudio. Esta roca encajonante se encuentra intrusionada por cuerpos plutónicos simples y compuestos, cuya composición oscila entre extremos graníticos a gabróticos, con una gran diversidad de rocas de composición intermedia. Las calizas que componen a la roca encajonante se describen como wackestones de bioclastos; las cuales contienen abundantes fósiles de nummulites, gasterópodos, bivalvos, equinodermos, ostrácodos y foraminíferos que sugieren un ambiente de plataforma calcárea somera. Tal como han descrito otros autores para algunas de las secuencias vulcanosedimentarias del occidente de México (Centeno-García, *et al.*, 2003).

Entre los microfósiles que destacan en las rocas calcáreas se encuentran orbitolinidos, los cuales son foraminíferos de plataformas continentales del Cretácico Tardío (~129-94 Ma). Por otra parte, los fechamientos relativos de isotopía de Sr en las rocas calcáreas arrojan intersecciones entre 156 y 161 Ma y 162 y 165 Ma, de acuerdo con la curva de evolución para el agua del mar, (McArthur *et al.*, 2012). Dichas edades (Jurásico superior) no corresponden con formaciones sedimentarias cercanas, y se consideran erróneas debido a la presencia de fósiles índice cretácicos. Durante la inspección petrográfica se consideró un grado de recristalización intermedio para las rocas calcáreas, el cual pudo ser provocado por metamorfismo de enterramiento y/o la intrusión consecutiva de cuerpos intrusivos primitivos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.7033$ y 0.7038). La intrusión de estos cuerpos pudo haber provocado la removilización del sistema isotópico de las calizas hacia valores más bajos, provocando una aparente edad del Jurásico.

En cuanto a las rocas metavolcánica que componen a esta secuencia, estas varían desde andesitas a andesitas basálticas con fenocristales de plagioclasa en una matriz vítrea parcialmente recristalizada. Cabe resaltar que esta secuencia volcánica presenta evidencias de metamorfismo de bajo grado (probablemente en facies de prehnita-pumpellyita) en las zonas alejadas a los plutones, y en facies de hornfels de piroxeno en el contacto con el cuerpo gabrótico de La Huerta. A pesar de que no se realizaron análisis geocronológicos en las andesitas de la roca encajonante, Montaño-Cortés *et al.* (2019) han propuesto una edad de deposición de ~120 Ma para las tobas andesitas y riolíticas de la zona de Punta Perula (en la porción noroeste de la zona de estudio), por lo que han propuesto la pertenencia de estas secuencias a la Fm. Tecalitlán.

De acuerdo con la edad estimada en las calizas (~129-94 Ma) y las observaciones realizadas por Montaño-Cortés *et al.* (2019), es probable que la secuencia vulcanosedimentaria que aflora en La Huerta sea parte de la Fm. Tecalitlán (~129-120 Ma). Por lo que estos depósitos corresponden a la actividad volcánica desarrollada en el margen pacífico mexicano durante la formación de un sistema de múltiples arcos volcánicos (o de un arco con un sistema de rift), debido a la subducción de la Placa de Farallón durante el Cretácico temprano (Centeno-García *et al.*, 2008).

En cuanto a las rocas plutónicas, el área de La Huerta se encuentra constituida de plutones gabróticos, cuarzodioríticos a graníticos con formas tabulares a semicirculares de dimensiones variables. Los cuerpos gabróticos de La Huerta y Juan Gil Preciado consisten en plutones compuestos, que afloran como cuerpos tabulares en dirección NW-SE, y están conformados de diversas litologías como son: gabros s.s., troctolitas, gabros de hornblenda y cuarzodioritas. En estos cuerpos máficos, la litología dominante son los gabros s.s. que se encuentran intrusionados por diques de troctolitas y otras rocas máficas (noritas y basaltos). Cabe mencionar que ambas litologías muestran texturas cumúlíticas (cuyo origen se tratará más adelante) en las

que se fecharon flogopitas de carácter post-cumulítico en ~ 87 Ma, que permiten establecer estas litologías como el pulso magmático más antiguo de la zona.

Las cuarzodioritas pertenecientes a estos cuerpos máficos muestran un carácter intrusivo hacia los gabros s.s., entre los cuales se establece un borde transicional que sugiere que la intrusión entre ambas litologías se dio en estado subsolidus. La edad de esta litología fue establecida por medio del sistema U-Pb en zircones en ~ 80 Ma. Cabe mencionar, que los gabros de hornblenda presentes en este cuerpo máfico no fueron caracterizados en este trabajo, sin embargo, se observan afloramientos de una litología similar al este de La Huerta (rocas plutónicas de El Totole).

Los plutones de mayor tamaño en el área de estudio corresponden a los plutones de Río Sila, El Chico y Cihuatlán, los cuales se caracterizan además por poseer formas semicirculares. Estos plutones son de composición principalmente granítica (*sensu lato*), con algunas variaciones mineralógicas y texturales; asimismo presentan edades de cristalización similares (~ 80 -83 Ma) basadas en U-Pb en zircones. El plutón de Río Sila es principalmente de composición monzogranítica (de biotita con anfíbol) con variaciones sienograníticas hacia el suroeste, y con presencia de enclaves cuarzodioríticos similares petrográficamente a las cuarzodioritas de La Huerta.

El plutón de El Chico es un intrusivo principalmente de composición granítica (*sensu lato*), con variaciones cuarzodioríticas hacia los bordes, donde se aprecian texturas antirapakivi las cuales se encuentran relacionadas con enclaves máficos dioríticos. Por otra parte, el granito de Cihuatlán es de composición monzogranítica, con variaciones leucograníticas (Panseri, 2007) y enclaves máficos enriquecidos en hornblenda. Estos enclaves despliegan texturas de desequilibrio en las hornblendas, que indican un emplazamiento polibárico, como ya había demostrado Panseri (2007) por medio de termobarometría convencional.

Las rocas plutónicas de El Totole consisten en un cuerpo gabróico (de hornblenda) de morfología tabular, orientado en dirección NW-SE. Estos gabros de hornblenda se encuentran intrusionados por un granitoide (de biotita), cuyo contacto está dado por estructuras de desmembramiento máfico. Como producto de la interacción en estado subsolidus entre ambas litologías, los gabros de hornblenda presentan texturas de desequilibrio que registran la mezcla entre ambos magmas. La edad en los gabros de hornblenda fue establecida en ~ 75 Ma (U-Pb en zircones); por la relación de intrusión con los granitoides estos deben tener una edad < 75 Ma, en contrapunto a la edad de ~ 80 Ma que obtuvo Panseri (2007) al considerar estos granitos como parte del plutón de Cihuatlán.

Hacia la porción norte de la zona de estudio aflora el plutón de Los Cimientos, de morfología tabular con orientación NW-SE, el cual se compone principalmente de tres litologías contrastantes: granodioritas, cuarzodioritas y gabros. La característica principal de este plutón es que representa la mezcla mecánica y química entre componentes granodioríticos y gabróicos a diferentes escalas, conformando litologías híbridas (cuarzodioritas). La edad de estas cuarzodioritas fue estimada entre 73-70 Ma (U-Pb en zircones y Rb-Sr en biotita), la cual se interpreta como la edad de la mezcla entre ambas litologías.

Además de los plutones antes descritos, se han documentados otros plutones con características similares a algunos de los plutones de La Huerta. Tal es el caso de las rocas plutónicas de Casimiro Castillo, que consisten en dioritas con cantidades significativas de material gabróico (Gastil *et al.*, 1976), de las cuales se han obtenido edades de enfriamiento de entre 67-68 Ma (K-Ar en biotitas y hornblendas). Por otro lado, se tiene registro de granodioritas de ~ 70 Ma (K-Ar en biotita) en los alrededores de Villa Purificación (Solé *et al.*, 2007). A pesar de que estas edades son de enfriamiento y no deben compararse con edades de cristalización, representan el único punto de comparación en la zona de estudio. Entre las rocas plutónicas que no fueron caracterizadas en este trabajo, se encuentran las que corresponden a los granitoides que

afloran al norte de Perula (al noroccidente de la zona de estudio) y las rocas que corresponden al cerro Huahuanton.

El siguiente registro de rocas ígneas en la zona corresponde a andesitas porfídicas, los cuales presentan rasgos de argilización y hematización, que también afectan a la secuencia vulcanosedimentaria y calizas de la Fm Tecalitlán. La intrusión de estas rocas subvolcánicas en los cuerpos calcáreos, tiene asociados yacimientos masivos de hierro compuestos de granate, hematita, magnetita, piroxenos, piritita, epidota, titanita, azufre y óxidos de cobre. La estructura de este yacimiento es similar a la observada en el área mineralizada de Peña Colorada, que consiste en gabros, dioritas y andesitas emplazadas en una secuencia vulcanosedimentaria cretácica (Camprubi *et al.*, 2018); por lo que es probable que esta mineralización tenga una edad similar a la observada en Peña Colorada (67-48 Ma).

El último evento magmático registrado en la zona corresponde a tobas riolíticas que descansan discordantemente sobre las rocas vulcanosedimentarias y plutónicas de La Huerta, las cuales hasta el momento no han sido caracterizadas. Sin embargo, se ha establecido una edad estratigráfica del Mioceno-Oligoceno (Rosales-Díaz, 2016), que corresponden a depósitos relacionados a la actividad volcánica que dio origen a la Sierra Madre Occidental.

ii. NATURALEZA DE LOS MAGMAS PRIMARIOS

i. Petrogénesis de las rocas gabróicas

De acuerdo con la composición geoquímica de elementos traza y mayores se ha establecido que los magmas que originaron a las rocas plutónicas de La Huerta (magmas primarios) están relacionados a un sistema de magmatismo de arco continental, interpretado con base en anomalías negativas de Nb, Ta, Zr, Hf, y enriquecimiento en elementos LILE (Rudnick & Gao, 2003; Donnelly *et al.*, 2004). Asimismo, mediante la composición isotópica Sr-Nd se ha establecido que los magmas primarios poseen una nula a baja componente cortical, lo cual sugiere que estos magmas provienen de una fuente mantélica primitiva que tuvo poca interacción con la corteza continental durante su ascenso y emplazamiento.

Las rocas gabróicas de La Huerta consisten en los gabros s.s. y troctolitas observadas en los cuerpos máficos de La Huerta y Juan Gil Preciado, así como los gabros de hornblenda de El Totole. La característica principal de estas rocas gabróicas es la presencia de texturas cumúlíticas conformadas predominantemente por cristales de plagioclasa, la cual indica que estas rocas se originaron por la precipitación y acumulación gravitacional en una cámara magmática. Dado el carácter cumúlítico de estas rocas, su composición de roca total de elementos mayores está en función (principalmente) por su mineralogía modal.

La petrogénesis de magmas gabróicos en sistemas de subducción está (típicamente) relacionada a la fusión parcial del manto litosférico por acción de los fluidos liberados durante el proceso de subducción. Los patrones de tierras raras en las rocas gabróicas analizadas muestran un enriquecimiento en las tierras raras ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE), característica que puede atribuirse a la fusión parcial de un manto enriquecido (EM) en estos elementos. Desde este punto de vista, el origen de las rocas gabróicas de La Huerta puede estar relacionado a un manto con un bajo historial de fusión parcial (manto fértil) o un manto que ha sido metasomatizado por los fluidos liberados durante el proceso de subducción (Donnelly *et al.*, 2004), tal como se observa en la Figura 54A.

En el caso de las rocas gabróicas analizadas, estas poseen una relación Th/Yb baja (<1 , relacionada a la fusión parcial de rocas metasedimentarias) mientras que la relación Sr/Nd es bastante alta (>20), por lo que el enriquecimiento en LREE puede relacionarse con la deshidratación de la placa en subducción (Figura 54B). Por otra parte, el contenido de HREE (Sm/Yb=1.5-2.5) parece ser congruente una baja tasa de fusión parcial de una peridotita de granate de ~20% para las rocas gabróicas de El Totole y las cuarzdioritas de Los

Cimientos, de ~18-20% para las troctolitas y ~22 % para los gabros s.s. de La Huerta y Juan Gil Preciado (Figura 54C).

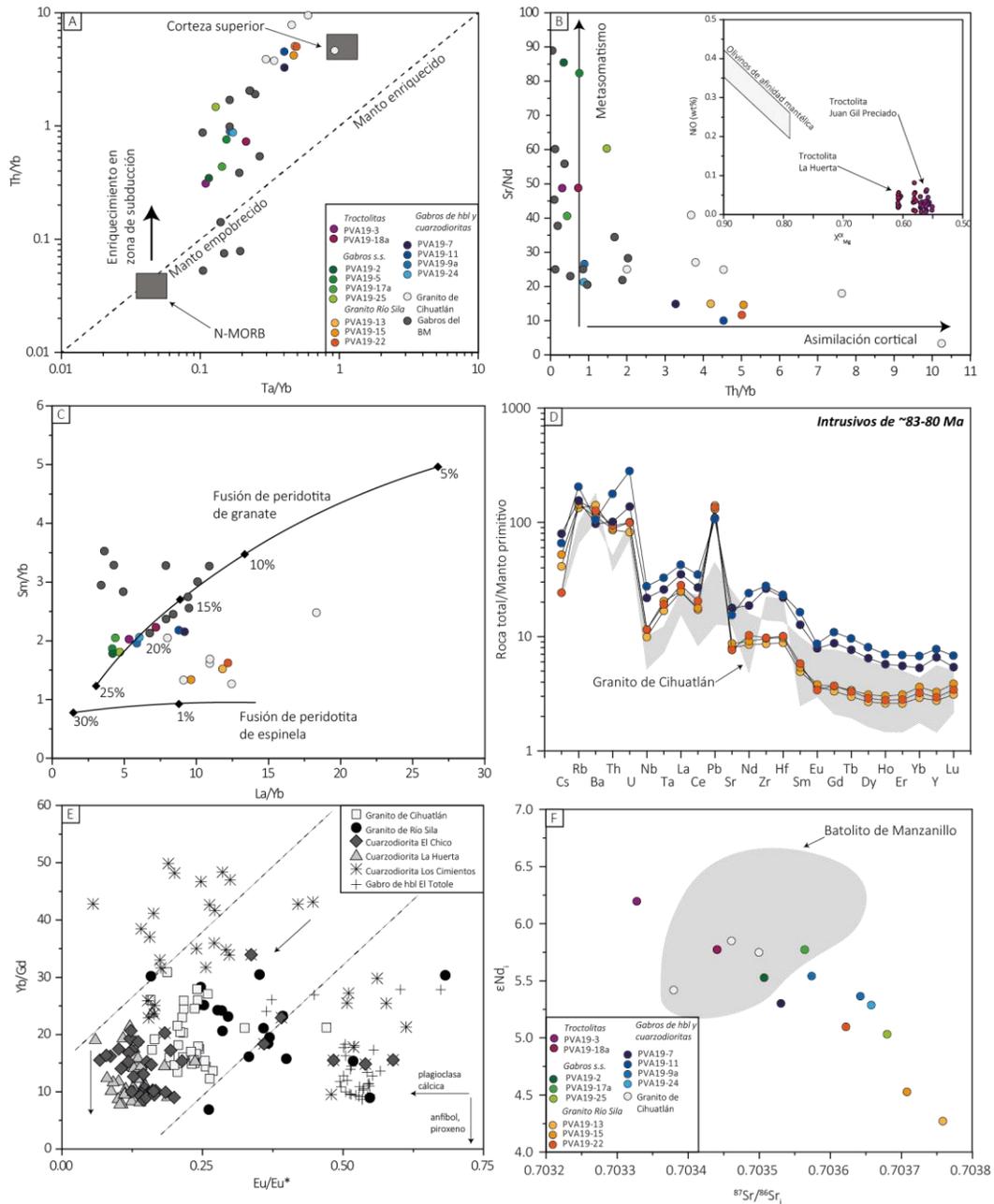


Figura 54. Diagramas de clasificación petrogenética de las rocas intrusivas de La Huerta.

A. Diagrama Ta/Yb vs Th/Yb modificado de Pearce (1983). B. Diagrama discriminador de procesos de Sr/Nd vs Th/Yb modificado de Woodhead et al. (1998). C. Curvas de fusión de peridotitas mantélicas, modificado de Johnson et al. (1990). D. Diagramas multielementales de los intrusivos graníticos a cuarzodioríticos de La Huerta, la zona en gris corresponde a los datos del granito de Cihuatlán obtenidos por Panseri (2007). E. Diagrama de variación geoquímica de elementos traza en zircones. F. Diagrama de ϵNd_1 vs $^{87}Sr/^{86}Sr_1$ de las rocas plutónicas de La Huerta. La simbología de las figuras B-D corresponde a la misma de la figura A.

A pesar de las similitudes geoquímicas entre estas litologías, existen diferencias en la mineralogía que indican fuentes y procesos magmáticos diferentes. En el caso de las rocas gabróicas, estas pueden ser

generadas por la fusión de regiones del manto con características diferentes; típicamente se considera que la formación de complejos máficos conformados por dunita-troctolita-gabro son formadas por la fusión de un manto seco, mientras que la sucesión de dunita-wherlita-gabro de hornblenda es formada por la fusión de un manto hidratado (Gaetani & Grove, 1998; Buchko *et al.*, 2012).

En el caso de las troctolitas, éstas poseen cristales intercumulus de olivino con composición de $\text{Fo}_{67-56}\text{Fa}_{43-38}$ (hialosiderita) en una textura de entramado de cristales de plagioclasa. La composición de estos cristales de olivino es inusual respecto a la composición típica de troctolitas ofiolíticas (Figura 54B), la cual suele ser de $\text{Fo}_{80}\text{Fa}_{20}$ (Renna & Tribuzio, 2011; O'Driscoll *et al.*, 2010). Sin embargo, se han observado composiciones hialosideríticas en olivinos de cuerpo máficos que cristalizaron bajo condiciones de saturación/sobresaturación de SiO_2 y subsaturación de H_2O (Koszowska *et al.*, 2007); otros autores han observado composiciones similares en los olivinos en troctolitas formadas por la diferenciación de cuerpos gabróticos (Shaw, 1997).

Otras fases de interés en esta litología son las micas oscuras, que han sido caracterizadas como flogopitas; estas poseen características geoquímicas afines a derivados mantélicos, tal es el caso de las bajas relaciones de $\text{Rb}/\text{Sr}=2.3$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=6.77$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.711562$ (Grégoire *et al.*, 2002; Efimov *et al.*, 2012; Fritschle *et al.*, 2013). La génesis de esta fase parece estar relacionada a reacciones peritéticas entre los cristales de olivino y ortopiroxeno con líquidos intersticiales, sin embargo, la importancia petrogenética de esta fase se tratará más adelante.

La petrogénesis de troctolitas ha sido discutida por diversos autores en el contexto de secuencias ofiolíticas. Las hipótesis más simples acerca de la génesis de estas litologías sugieren una generación por medio de cristalización fraccionada de un magma gabrótico en un sistema cerrado (Lissenberg & Dick, 2008). Otros autores (Suhr *et al.*, 2008) sugieren la formación de éstas en un sistema abierto, conformado por la cristalización fraccionada de un sistema gabrótico parcialmente hibridizado por magmas de tipo MORB para generar troctolitas ricas en olivino.

Las hipótesis más recientes (O'Driscoll *et al.*, 2010; Renna & Tribuzio, 2011) sugieren la intrusión continua de magmas tipo MORB en una secuencia mantélica en el que se desarrollan múltiples reacciones mineral-fundido para generar troctolitas. En un contexto de zona de subducción es también probable que la intrusión de magmas gabróticos (como los gabros s.s. descritos anteriormente) en el manto litosférico produzca magmas troctolíticos, cuya diferenciación puede generar troctolitas ricas en plagioclasa; tal como se ha observado en cuerpos máficos como estudiados por Buchko *et al.* (2012).

El caso de los gabros de hornblenda de El Totole (y rocas similares) es un caso distintivo respecto al resto de rocas gabróticas, sin embargo, son litologías comunes en zonas de magmatismo de zona de subducción (Xie *et al.*, 2019). La cantidad de anfíbol en esta litología indica que la fuente de origen es un magma saturado en agua (Sisson & Layne, 1993; Sisson & Grave, 1993; Prouteau *et al.*, 2001; Krawczynski *et al.*, 2012), por lo cual requiere de una fuente mantélica metasomatizada y sobresaturada en H_2O (Xie *et al.*, 2019). Entre las rocas que son geoquímicamente similares a los gabros de hornblenda, se encuentran las cuarzodioritas de Los Cimientos, El Chico y La Huerta (litologías híbridas) por lo que la petrogénesis de la parte máfica de las mismas puede obedecer a procesos similares (Figura 54A-C).

En el caso de los gabros del Batolito de Manzanillo, estos presentan afinidad a la fusión de una fuente mantélica empobrecida parcialmente enriquecida por procesos de metasomatismo en zona de subducción (Figura 54A-B), o por otra parte, el enriquecimiento puede atribuirse a una mezcla con material cortical. En comparación con las rocas gabróticas de La Huerta, los gabros de Manzanillo corresponden a grados de fusión de entre 10-20% de una peridotita de granate (Figura 54C).

ii. Petrogénesis de las rocas graníticas

La petrogénesis de rocas graníticas (*sensu lato*) ha sido tratada por diversos autores como resultados de cristalización fraccionada de magmas basálticos hidratados en la corteza inferior y la consiguiente fusión parcial de la misma, provocada por el calor latente de cristalización y la deshidratación de los basaltos (Annen *et al.*, 2006). Otros autores (Straub *et al.*, 2014; Gómez-Tuena *et al.*, 2018) sugieren que la generación de magma intermedios (que posteriormente evolucionan a silícicos por procesos de cristalización y asimilación) se da por la fusión parcial de piroxenitas, las cuales son conformadas por la hibridación entre peridotitas mantélicas y fundidos parciales provenientes del *slab* en subducción (probablemente melanges de subducción).

Trabajos más recientes abordan la petrogénesis de magmas graníticos en contextos de subducción continental por medio de observaciones geoquímicas, isotópicas y petrográficas, así como experimentos hidrotermales (Castro, 2019). Este autor propone la existencia de dos tipos de magmas graníticos tipo I durante la subducción de corteza oceánica bajo una corteza continental: granitos tipo I primarios y secundarios.

Los granitos tipo I primarios consisten en rocas graníticas de características calciálicas, los cuales son generados por la diferenciación de magmas parentales primarios, y generando residuos de composición granulítica en la corteza inferior (Lee *et al.*, 2006; Castro *et al.*, 2013). El origen de estos magmas primarios esta probablemente relacionado a la reacción entre fundidos parciales de diapiros de mélange de subducción y peridotitas mantélicas. Estos cuerpos graníticos generalmente conforman plutones con zoneamiento normal consistente en granodioritas y cuarzodioritas, estos últimos pueden relacionarse con la composición del magma parental (Castro, 2019). Entre otras características que resaltan en estos cuerpos graníticos son la presencia de cristales de anfíbol intersticiales, y secuencias de cristalización plagioclasa-anfíbol-biotita, así como la evidencia de anticristales de zircón y fases de afinidad granulítica (Castro, 2019).

En cuanto a los granitos tipo-I secundarios, estos son generados por la fusión parcial de la corteza inferior (de afinidad granulítica) debido al calor y fluidos cedidos por magmas intermedios a básicos generados por la fusión parcial de un manto metasomatizado (sanukitas). El origen de estos cuerpos graníticos y los magmas básicos asociados pueden estar relacionados a procesos de extensión y descompresión de un manto previamente metasomatizado durante un evento de subducción. Otros rasgos característicos de este tipo de granitos son la presencia de cristales de anfíbol euédral a subédral, así como *clots* de anfíbol y cristales de plagioclasa con núcleos cálcicos.

Las rocas graníticas estudiadas (plutones de Río Sila, El Chico, y Cihuatlán) presentan un comportamiento calciálico con tendencias magnesioanas a ferroanas, que permiten clasificarlas como rocas intrusivas de tipo I originadas en un ambiente de magmatismo de arco continental (o cordillerano). Típicamente las rocas intrusivas relacionadas a un arco magmático continental son de carácter magnesioano, en este caso las rocas graníticas de La Huerta están en el límite ferroano-magnesioano lo cual indica que sufrieron de procesos de fraccionamiento acompañados de un incremento en la fugacidad de oxígeno. Cabe mencionar que estas litologías poseen edades similares (~83-80 Ma) por lo que probablemente forman parte de un mismo evento magmático.

Como ya se mencionó en el apartado de Geoquímica, los patrones de REE de estas rocas presentan una pendiente negativa y patrones muy fraccionados ($La/Yb=7-20$), que obedecen el enriquecimiento de LREE sobre las HREE y parecen indicar una fuente magmática enriquecida. Esta observación se corrobora por los valores de Th/Yb de estas litologías, que concuerdan con patrones de asimilación o contaminación cortical (Figura 54B). Los diagramas de elementos incompatibles y elementos traza muestran anomalías negativas de Eu y Sr que pueden atribuirse al fraccionamiento de cristales de plagioclasa, dicha observación es corroborada por la composición de elementos traza en los zircones de estas rocas (Figura 54D). Por otra

parte, se observan ligeros empobrecimientos en MREE que pueden sugerir fraccionamiento de hornblenda o piroxeno (Figura 54D), el cual es consistente con lo observado en la composición geoquímica de los zircones (Figura 54E). Otros rasgos típicos de los granitos de arco continental es la presencia de anomalías negativas de Nb, Ta, Zr y Hf (Figura 54D), las cuales son observables para los dos primeros elementos y están relacionadas a contaminación y/o asimilación de material cortical (Rudnick & Gao, 2003).

Las cuarzodioritas de El Chico y La Huerta muestran similitudes geoquímicas en los elementos traza con los granitos de Río Sila (Figura 54C), que aunados a su similitud geocronológica (~83-80 Ma), sugieren un origen en común. En cuanto a la cuarzodiorita de La Huerta (PVA19-7), esta posee pocas similitudes con los gabros del cuerpo máfico de La Huerta más allá de la similitud geoquímica de las biotitas (con un alto contenido en flogopita) que sugieren un origen mantélico. Por otra parte, estas cuarzodioritas poseen una mineralogía que coincide con las fases que probablemente se fraccionaron de los granitos de Río Sila (plagioclasa y piroxenos) y son similares petrográficamente a los enclaves encontrados en esta litología. Con base en lo anterior, es probable que la cuarzodiorita de La Huerta sea una porción marginal y al borde del plutón granítico de Río Sila y, por lo tanto, se puede aproximar a la composición del magma parental que dio origen a este cuerpo plutónico.

En cuanto al plutón de El Chico, este es de composición predominantemente cuarzodiorítica con porciones graníticas hacia la parte central. Estos dominios cuarzodioríticos presentan rasgos de desequilibrio magmático, debido a la mezcla entre un material diorítico (pl, opx, cpx) y un material granítico (pl, qz, fs, hbl, bt) que es más intenso hacia el borde del plutón. Por consiguiente, se especula que al igual que en el plutón de Río Sila, el plutón de El Chico (principalmente granítico) generó un borde de enfriamiento cuarzodiorítico a diorítico que fue parcialmente asimilado por mecanismos de convección magmática por la parte granítica.

En el caso del granito de Cihuatlán, éste posee una composición granodiorítica a granítica con patrones de elementos traza y mayores similares al resto de rocas graníticas y cuarzodioríticas, que sugieren un origen magmático similar. Entre las diferencias que resaltan se encuentra una anomalía positiva de Pb menos prominente respecto al resto de intrusivos. Al igual que en los plutones antes descritos, el granito de Cihuatlán posee enclaves máficos de composición cuarzodiorítica ricos en anfíbol, los cuales indican una fuente enriquecida en fluidos, así como secuencias de cristalización plagioclasa-anfíbol-biotita.

Las firmas isotópicas iniciales de Sr-Nd (Figura 54F) recalculadas a ~80 Ma para estas litologías indican una fuente primitiva ($\epsilon_{\text{Nd}} = +4.2$ a $+5.8$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ - 0.7038). Estas observaciones pueden atribuirse a que durante la generación de los magmas primarios hubo poco aporte de material cortical en favor de un importante aporte de material mantélico con poca interacción previa con la corteza antigua.

Con base en las evidencias geoquímicas y petrológicas mostradas para estos plutones graníticos a cuarzodioríticos, es probable que estos correspondan a granitos tipo I primarios (Castro, 2019); por lo que probablemente se relacionan con procesos de diferenciaciones de magmas dioríticos emplazados en la corteza inferior, de los cuales aún se encuentran algunos restos en forma de enclaves y bordes de enfriamiento. Estos magmas primarios fueron generados, por la amalgamación de pulsos magmáticos heterogéneos y relativamente contemporáneos (probablemente provenientes del mélange de subducción y del manto astenosférico) para formar magmas dioríticos que posteriormente se diferenciaron y asimilaron material cortical para conformar los plutones graníticos de Río Sila, El Chico y Cihuatlán.

En cuanto a las rocas plutónicas de El Totole y Los Cimientos, estas presentan características petrográficas que indican hibridación entre magmas máficos y félsicos que pueden corresponder con rocas plutónicas de tipo I secundario. Es decir, el origen de estas litologías corresponde a la mezcla entre magmas graníticos

formados por la fusión de la corteza inferior y magma gabróticos formados por la fusión de un manto litosférico metasomatizado.

iii. CONDICIONES FÍSICAS DEL EMPLAZAMIENTO

La estimación de las condiciones físicas del emplazamiento de las rocas plutónicas de La Huerta se realizó por medio de diversos barómetros y termómetros, basados en la composición química de fases primarias. A continuación, se hacen diversos comentarios sobre la validez de las estimaciones, con base en relaciones petrográficas y geoquímicas.

Las presiones de emplazamiento de la mayoría de las rocas estudiadas fueron determinadas por medio del barómetro de saturación de Al en hornblenda de Mutch *et al.* (2016) entre 2.5 a 1.5 kbar (Figura 55C), los valores particulares de cada plutón y sus parámetros estadísticos descriptivos se encuentran en la Tabla 6. En el caso de los plutones graníticos y cuarzodioríticos de ~80 Ma (Cihuatlán, El Chico y Río Sila), sus presiones de emplazamiento varían conforme la disminución de la temperatura (equilibrio anfíbol-plagioclasa, Holland & Blundy, 1994) desde ~2.0 a ~1.0 kbar (Figura 55A). En cuanto al resto de plutones (gabro de hornblenda y cuarzodiorita Los Cimientos), la presión varía desde ~2.0 a ~2.1 kbar respecto a un aumento de temperatura (Figura 55A); siendo el plutón más profundo y joven el que posee una menor temperatura de anfíbol-plagioclasa.

En los intrusivos de ~80 Ma se observa una tendencia de aumento relativo del X_{Mg} consistente con la disminución de la temperatura, la cual es directamente proporcional a la disminución de presión de emplazamiento antes mencionada (Figura 55B). En contraparte, los intrusivos de 75-70 Ma (Los Cimientos y El Totole) muestran una tendencia conjunta de disminución de X_{Mg} que también es consistente con la variación de la presión respecto a la temperatura (Figura 55B). Esta correlación de la temperatura y presión con la composición de los anfíboles (X_{Mg}) puede obedecer a la disponibilidad de Fe^{+2} en el sistema magmático, la cual disminuye conforme el nivel de emplazamiento en la corteza de los plutones graníticos (~80 Ma). Esta observación es congruente con los valores de fugacidad de oxígeno, obtenida de acuerdo con Ridolfi *et al.* (2010), la cual controla el estado de oxidación del hierro.

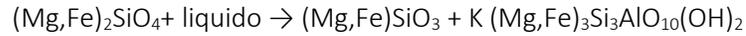
Por el contrario, en la tendencia de los intrusivos de 75-70 Ma se observa una disminución del parámetro X_{Mg} y disminución de la fugacidad de oxígeno, respecto al descenso de temperatura (Figura 55B). Esta tendencia obedece a un aumento de la profundidad de emplazamiento del plutón de Los Cimientos respecto al intrusivo de El Totole, la cual va acompañada de un proceso de hibridación máfico-félsica que es más intenso en las rocas de Los Cimientos que en el gabro de hornblenda de El Totole.

Las condiciones de emplazamiento del cuerpo máfico de la Huerta y Juan Gil Preciado, en ausencia de anfíbol, fueron exploradas por medio del equilibrio entre piroxenos, olivino y plagioclasa en las troctolitas que cortan a los cuerpos gabróticos en ~3.5 kbar (Figura 55C). Con base en la relación de intrusión con los gabros, se establece que esta presión corresponde a la presión mínima de emplazamiento para ambas litologías. Estas condiciones fueron determinadas en texturas coroníticas entre cristales de ortopiroxeno (y clinopiroxeno) alrededor de cristales de olivino, las cuales se han interpretado como producto de la siguiente reacción peritética:



Esta reacción peritética puede estar asociada a procesos de cristalización fraccionada alrededor de fases intercumulus. Sin embargo, también pueden ser producto de la intrusión de un material más evolucionado (rico en SiO_2) en el sistema magmático. Por otra parte, se ha observado que durante un proceso de despresurización del sistema magmático (<5 kbar), los cristales de olivino pueden reaccionar con el líquido residual para formar cristales de ortopiroxeno (Philpotts, 2009).

Además de las fases peritéticas ya mencionadas se observa la presencia de cristales de flogopita que probablemente tienen un origen similar. En sistemas gabróicos saturados en agua se ha planteado la siguiente reacción peritética a ~2.8 kbar y 1160 °C (Gupta, 2015), y la cual es observada en el modelo de cristalización realizado para esta litología (Figura 55D):



Con base en estas observaciones se puede plantear que la aproximación barométrica obtenida mediante el barómetro de Fumagalli *et al.* (2017) es congruente, y que a su vez también puede ser modelada mediante los algoritmos de MELTS (Gualda *et al.*, 2012; Ghiorso & Gualda, 2015).

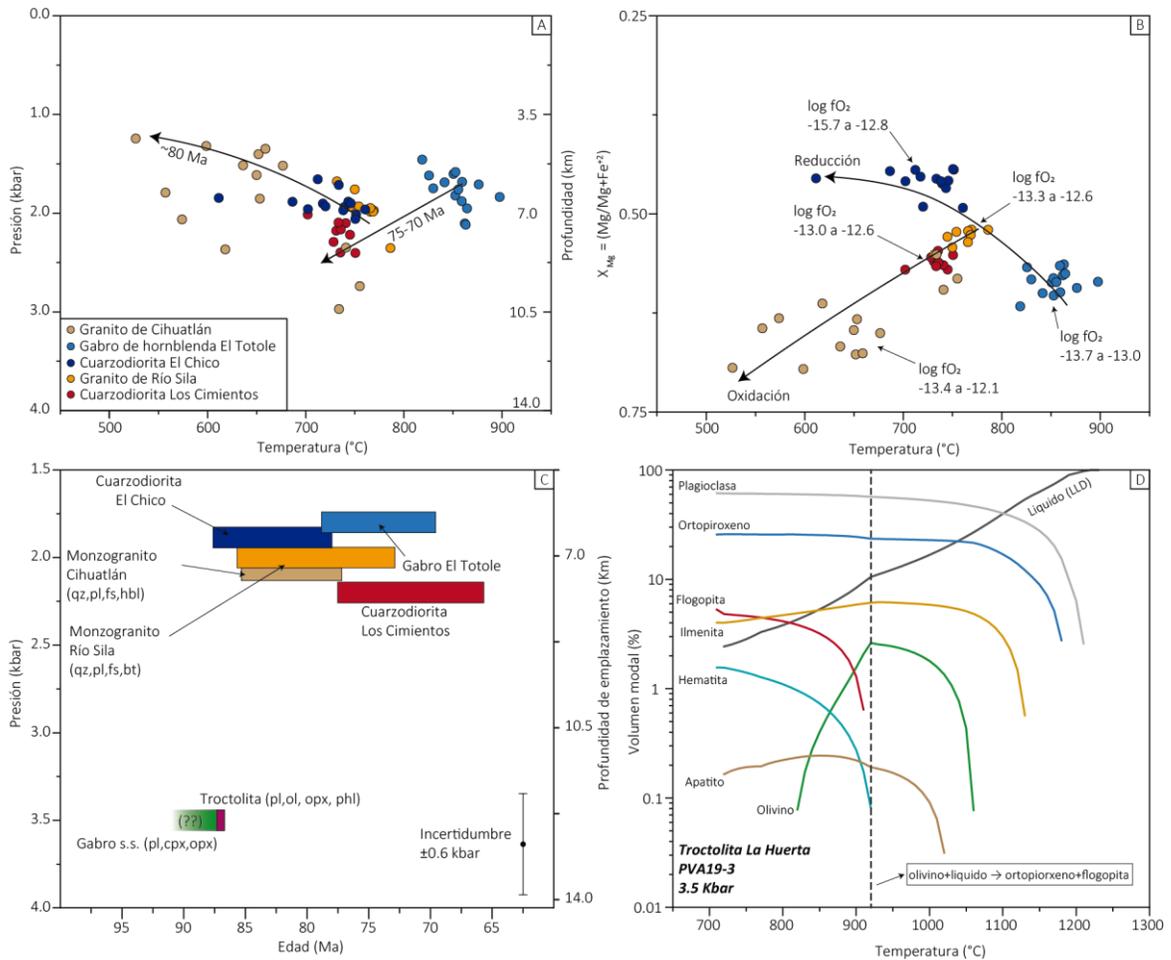


Figura 55. Resultados barométricos de las rocas plutónicas de La Huerta.

A. Diagrama de dispersión de los resultados de barometría individual de anfíbol respecto a la termometría de anfíbol plagioclasa. B. Diagrama de dispersión de la composición de los anfíboles analizados respecto a la termometría de anfíbol-plagioclasa. C. Resultados de la barometría de las rocas plutónicas de La Huerta y su correspondencia con la edad de cristalización. D. Secuencia de cristalización de la troctolita de La Huerta modelada en Rhyolite-MELTS.

De acuerdo a los datos barométricos obtenidos, las rocas gabróicas de La Huerta se emplazaron a ~12.2 km de profundidad, siendo la intrusión mas profunda del área de estudio (Figura 55C). El resto de rocas de La Huerta, principalmente granitoides, están emplazadas entre 3.5-11 km de profundidad (Figura 55A). De manera individual, el plutón de Cihuatlán presenta profundidades de emplazamiento de entre 4-11 km, con una profundidad media de 7-8 km (Figura 55A). El plutón monzogranítico de Río Sila muestra una

profundidad media 7 km, la cual es muy similar a la profundidad de el plutón de El Chico que es de ~6.6 km (Figura 55C). En el caso de la cuarzdiorita de Los Cimientos, esta presenta una profundidad de emplazamiento de ~7.7 km, mientras que el gabro de hornblenda de El Totole representa la intrusión mas somera de ~6.3 km de profundidad (Figura 55C).

Además de los datos barométricos se obtuvieron diversos resultados termométricos en cristales de zircón, anfíbol, biotita y piroxenos (Figura 56). Con base en estos resultados se observan tendencias de disminución progresiva de la temperatura conforme a las determinaciones en fases cada vez menos refractarias, tal es el caso de las rocas gabróicas y la mayoría de las rocas graníticas donde se observan tendencias piroxeno-anfíbol-biotita (Figura 56A) y zircón-anfíbol-biotita (Figura 56C), respectivamente.

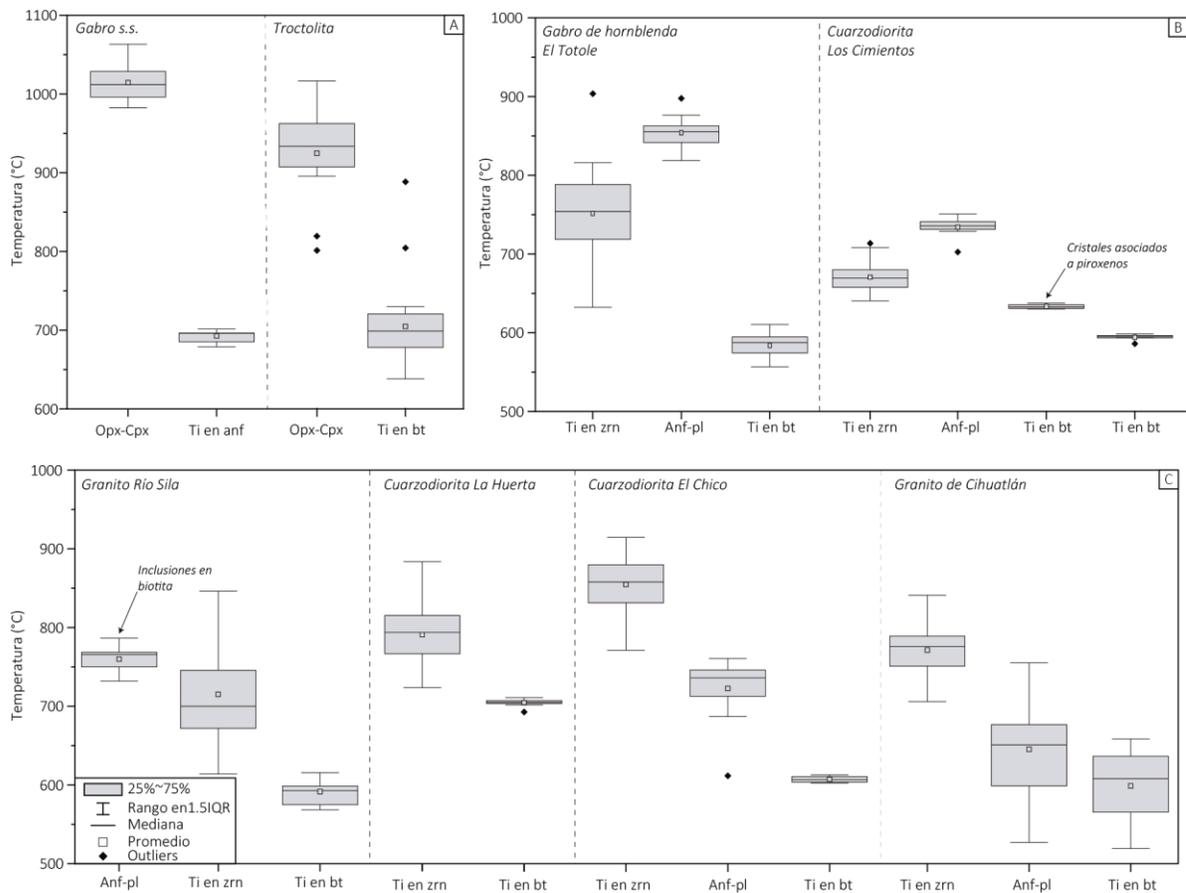


Figura 56. Resultados termométricos de las rocas plutónicas de La Huerta.

A. Temperaturas de cristalización de las rocas gabróicas de La Huerta. B. Temperaturas de cristalización del gabro de hornblenda de El Totole y la cuarzdiorita de Los Cimientos. C. Temperaturas de cristalización de las rocas plutónicas de ~80 Ma: granito de Río Sila, cuarzdiorita de La Huerta, cuarzdiorita El Chico y granito de Cihuatlán.

En las rocas graníticas se observa una discrepancia en el plutón granítico de Río Sila, en el que la temperatura obtenida mediante el equilibrio anfíbol-plagioclasa es mayor a la estimación obtenida mediante la concentración de Ti en zircón (Figura 56C). Esta irregularidad sugiere que los cristales de anfíbol (que en esta litología se encuentran como inclusiones en cristales de biotita) se conformaron antes de la cristalización del zircón, observación que se representa en los modelos de cristalización (Figura 53) donde el anfíbol cristaliza de forma temprana a <750°C. Por otra parte, se observa que las temperaturas estimadas mediante la composición química de los zircones en los plutones de ~80 Ma son similares para todas las

litologías, de entre ~850-750°C (Figura 56C). Por lo que es probable que este rango de temperatura represente el espectro de temperatura del magma primario que dio origen a estas litologías.

En el caso de los gabros de hornblenda (Figura 56B) la temperatura más alta corresponde a la obtenida por medio de los anfíboles (850°C), la cual es seguida por la obtenida en zircones (750°C) y biotitas (~580°C). Esta observación parece indicar que los cristales de zircón se formaron después de la consolidación de los cristales de anfíbol y plagioclasa, por lo que es probable que la edad obtenida en zircones (~75 Ma) corresponde al evento de composición granítica que intrusión a esta litología. Sin embargo, otros factores como la velocidad de cristalización o los coeficientes de distribución del Ti entre estas fases, podrían causar la cristalización tardía del zircón respecto los anfíboles.

La cuarzodiorita de Los Cimientos es una litología con rasgos de desequilibrio magmático provocado por la mezcla entre un magma gabróico y un magma granítico. En este caso se observa (Figura 56B) que la temperatura más alta corresponde a la obtenida en cristales de anfíbol (740°C), seguida por temperatura de zircón (670°C) y dos generaciones de cristales de biotita (630 y 590 °C, respectivamente). De acuerdo con las texturas observadas, las temperaturas obtenidas corresponden a las condiciones de mezcla entre ambos magmas de composición contrastante, por lo que las edades obtenidas en estas fases corresponden dicho evento magmático.

iv. EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE LOS INTRUSIVOS DE LA HUERTA

De acuerdo con las observaciones petrográficas, geoquímicas, geocronológicas y petrológicas, a continuación, se plantea el proceso de evolución magmática para las rocas plutónicas estudiadas en este trabajo. La evolución de las rocas intrusivas de La Huerta comenzó con la petrogénesis y emplazamiento de los cuerpos máficos de La Huerta y Juan Gil Preciado, los cuales se componen de litologías diversas como gabros *sensu stricto*, troctolitas, noritas y gabros de hornblenda. De acuerdo con las evidencias geoquímicas y petrológicas, el origen de estas rocas gabróicas está relacionado a magmas generados en un ambiente de subducción, específicamente por la fusión parcial (20-22%, Figura 54C) de un manto litosférico (peridotita de granate) metasomatizado por los fluidos liberados en un ambiente de subducción.

Los magmas primarios (de composición gabróica) generados por este proceso se emplazaron en la corteza continental inferior (de composición máfica). Estos magmas entraron en una etapa de estabilidad gravitacional, lo que provocó la cristalización fraccionada de fases máficas y sacos o bolsas (*batches*) de magma ricos en plagioclasa (Figura 57). Estos últimos generaron estructuras sub-horizontales (*mushes*) cristalinos de plagioclasa que al tener menor densidad que el medio que los rodea, sufren de inestabilidad gravitacional que produjo su ascenso y emplazamiento a niveles medios de la corteza (~12 km), tal como propone Ashwal (1993) para la generación de leucogabros y rocas anortosíticas. Estos *mushes* ricos en plagioclasa posteriormente conformaron entramados cumulíticos, donde se formaron orto y clinopiroxenos como fases intercumulus para conformar los gabros s.s de La Huerta y Juan Gil Preciado. Finalmente, la evolución de esta litología terminó con el desarrollo de fases post-magmáticas (anfíbol, albita, feldespato potásico, biotita, titanita) que reemplazaron parcialmente a las fases primarias.

La cristalización de los magmas gabróicos primarios en la corteza inferior, probablemente generó la fusión parcial de la misma, debido al calor latente liberado durante la cristalización para formar los *mushes* de plagioclasa (Figura 57). La interacción entre estos fundidos parciales y con el magma gabróico generó los magmas troctolíticos (Figura 57), cuya cristalización parcial en la corteza inferior provocó la formación de un *mush* de plagioclasa y su ascenso hacía la corteza media, de forma similar a como lo hicieron los cuerpos gabróicos antes descritos. Este *mush* de plagioclasa se emplazó en forma de diques en el gabro s.s. donde posteriormente se formaron fases intercumulus como olivino y fases postcumulíticas como piroxenos y flogopitas alrededor de los cristales de olivino.

El siguiente evento plutónico de la zona se dio entre ~83-80 Ma, el cual consiste en magmatismo de arco continental de composición principalmente granítica (Figura 57). Este evento tiene su origen en un sistema de subducción en donde los fundidos sobre la placa en subducción fueron mezclados con peridotitas mantélicas dando lugar a mezclas de magmas de composición intermedia (andesitas). Estos magmas primarios sufrieron procesos de diferenciación hacia composiciones graníticas por medio de la cristalización fraccionada de fases como anfíbol, piroxeno y plagioclasa (Figura 57). Asimismo, es probable que las flogopitas (de afinidad probablemente mantélica) observadas en las cuarzodioritas se formaran debido al intercambio catiónico con los cuerpos gabróticos.

Los sistemas magmáticos graníticos antes mencionados ascendieron y sucesivamente se emplazaron a niveles corticales someros (entre 6-8 km de profundidad) en forma de cuerpos semicirculares, conformando los plutones de Río Sila, El Chico y Cihuatlán. Cabe mencionar que las texturas haplograníticas y granofíricas observadas en las fases graníticas y sienograníticas de estos plutones, son consistentes con los resultados barométricos obtenidos.

Debido a su ascenso y emplazamiento relativamente rápido, estos plutones formaron bordes de enfriamiento de composición cuarzodiorítica a diorítica compuestos en el que se observan fases como orto y clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo, biotita flogopítica y anfíbol (Figura 57). Algunas de estas cuarzodioritas aún se conservan debido a la intrusión de estas hacia los gabros s.s. de La Huerta. Esta intrusión se dio en estado subsolidus para ambas litologías por lo que en el contacto se conformaron cavidades miarolíticas compuestas de feldespato potásico, piroxenos, magnetita y epidota. Estos bordes de enfriamiento en algunos casos fueron desmembrados y parcialmente asimilados por la parte interna de estos plutones (de composición granítica) mediante mecanismos de convección magmática (Figura 57). Mediante este proceso se conformaron enclaves comagmáticos de morfologías irregulares y bordes híbridos en los plutones caracterizados por la presencia de texturas antirapakivi y piroxenos con coronas de anfíbol.

En el caso del granito de Cihuatlán se reportan facies de grano fino (granito Playa de Oro, Panseri (2007) que pueden corresponder a fases someras del mismo plutón. Estas observaciones son corroboradas por resultados barométricos que se desvían de la media de ~2.0 kbar, y que alcanzan valores de hasta 1.2 kbar; asimismo se observan presiones de hasta 3 kbar que pueden corresponder a las fases profundas de este plutón. Los enclaves magmáticos presentes en este plutón tienen una composición similar a los gabros de hornblenda, por lo que su proceso de formación puede ser similar al de esta litología. Asimismo, se observan texturas de desequilibrio magmático alrededor los anfíboles en los enclaves, las cuales parecen indicar un evento de descompresión a los que probablemente se encuentren asociadas las fases más someras de este plutón.

El siguiente evento o pulso magmático registrado en la zona de estudio consiste en las rocas plutónicas de El Totole y Los Cimientos que muestran diversos grados de mezcla mecánica entre magmas gabróticos y graníticos. Las rocas más antiguas en El Totole corresponden a los gabros de hornblenda, los cuales tienen su origen en la fusión parcial de un manto metasomatizado y sobresaturado en agua durante un proceso de subducción. Estos magmas sufrieron fraccionamiento de plagioclasa y piroxenos (o anfíboles) durante su ascenso y hasta su emplazamiento a ~1.8 kbar, el cual fue probablemente promovido por su alto contenido en agua (Figura 57). Es probable que los enclaves del granito de Cihuatlán corresponden a intrusiones parcialmente asimiladas por el magma granítico en estado subsolidus (Figura 57).

A la par de la génesis de las rocas gabróticas y de acuerdo al modelo de Castro (2019), se generaron rocas graníticas por medio de la fusión parcial de la corteza inferior (de afinidad granulítica) la cual ha sido hidratada y metasomatizada por los fluidos liberados durante la subducción y por los magmas que se han formado y emplazado en esta zona (Figura 57). Estas rocas graníticas se emplazaron simultáneamente a los

gabros de hornblenda (~75 Ma), intrusionandolos en estado subsolidus y conformando litologías híbridas caracterizadas por la presencia de anfíbol con coronas de biotita y titanita (Figura 57).

El plutón de Los Cimientos representa un caso similar a las rocas de El Totole, puesto que consiste en diversos estadios de mezcla entre magmas gabróticos y graníticos, por lo que el origen de sus magmas primarios es probablemente similar (Figura 57). Las edades más antiguas observadas en los zircones de las cuarzodioritas (litología híbrida) probablemente corresponden a la edad de la parte gabrótica de este plutón (~75 Ma), mientras que la edad media del principal grupo de zircones corresponde a la parte granítica del mismo (~70 Ma). Las cuarzodioritas que representan la mezcla entre ambos magmas se emplazaron a ~1.8 kbar y poseen diversas texturas de hibridación, como plagioclasas con núcleos ricos en anortita y piroxenos con coronas de anfíbol y biotita. Estas biotitas se fecharon en ~73 Ma, edad que corresponde al evento de mezcla entre ambas litologías.

El último evento magmático consiste en andesitas y basaltos porfídicos con estructuras de diques o *feeder dykes*, los cuales se encuentran diseminados en el área de estudio, emplazados en la secuencia vulcanosedimentaria y provocando las mineralizaciones de hierro como las observadas en los alrededores de La Huerta.

Las observaciones antes descritas permiten clasificar a las rocas plutónicas de La Huerta en dos episodios. El primero consiste en magmatismo asociado directamente al proceso de subducción (87-80 Ma), es decir a magmas generados por el ascenso de fundidos desde la cuña del manto o como ha sido definido por Castro (2019): magmatismo tipo I primario. Por otra parte, la siguiente etapa de magmatismo (75-70 Ma) corresponde a magmatismo tipo I secundario (Castro, 2019) el cual puede estar asociado a la fusión de la corteza inferior debido a la deshidratación de magmas (tipo I primarios).

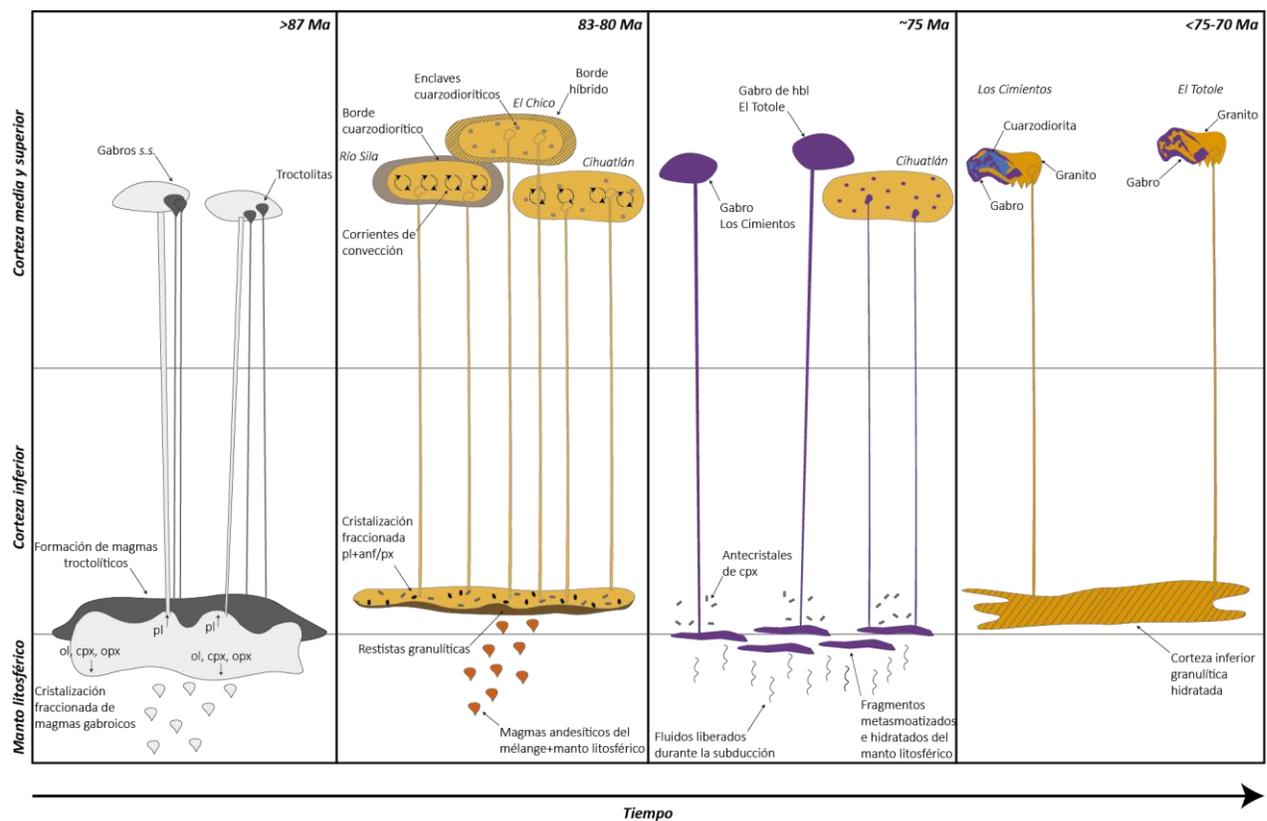


Figura 57. Modelo esquemático de evolución magmática para las rocas de plutónicas de La Huerta, no a escala (descripción en el texto).

V. CORRELACIONES LOCALES Y REGIONALES

De forma general se identificaron, al menos, tres eventos magmáticos emplazados en una secuencia vulcanosedimentaria de afinidad de plataforma continental depositada entre ~129-120 Ma: magmatismo gabrónico de >87-84 Ma, magmatismo granítico a cuarzodiorítico de ~83-80 Ma y un evento gabrónico-granítico de ~75-70 Ma.

Como se ha mencionado anteriormente, la secuencia vulcanosedimentaria que encajona a las rocas plutónicas de La Huerta se asume que tiene una edad aproximada de entre 129-120 Ma, la cual puede correlacionarse con los sistemas volcánicos de la Formación Tecalitlán. Este intervalo de edad corresponde a algunas de las edades observadas en ortoanfibolitas y ortogneisses de la secuencia metamórfica del Complejo Chimo-Yelapa (Schaaf et al., 2020). Se ha planteado que la génesis de estas rocas metamórficas está relacionada a un evento de magmatismo de arco insular (denominado Arco Chimo), contemporáneo al magmatismo de arco que conformó a algunas de las secuencias vulcanosedimentarias del Subterreno Zihuatanejo.

Litologías similares a las rocas gabrónicas de La Huerta (gabros y troctolitas, principalmente) no han sido observadas de forma extensa en el Batolito de Puerto Vallarta. Sin embargo, resalta la presencia de las rocas gabrónicas de Tomatlán (Figura 58B), las cuales se componen principalmente de anfíbol y plagioclasa, con cantidades menores de cristales de piroxeno, cuya edad fue obtenida por medio de U-Pb en zircones en ~83 Ma (Vite-Sánchez, 2019). Asimismo, en la Zona de Punta Mita (Figura 58B) se ha reportado la presencia de un cuerpo gabrónico clasificado como troctolita a gabro de olivino (Gabro Punta Monterrey) con características alcalinas (Vite-Sánchez, 2019), el cual a pesar de no ser caracterizado petrología y geocronológicamente puede ser un punto de comparación con las troctolitas de La Huerta.

Otro punto de comparación es el Batolito de Manzanillo, el cual posee un amplio volumen de una componente máfica caracterizada por los cuerpos máficos de Compuertas y La Fundición (Panseri, 2007). El cuerpo máfico de Compuertas corresponde a una fase de magmatismo máfico (67 Ma) previo al emplazamiento de la granodiorita de Chacala, por lo que no es probable una correlación con los gabros de La Huerta. En cuanto a las rocas gabrónicas de La Fundición, estas no han sido plenamente caracterizadas, aunque se considera parte del magmatismo que compone al Batolito de Manzanillo (Panseri, 2007).

Por otra parte, se ha reportado la presencia de rocas gabrónicas (Gabro Tierras Aradas) en el Batolito de Aquila (Figura 58B) las cuales presentan texturas y asociaciones minerales similares a los gabros s.s. de La Huerta, que consisten en una asociación primaria de plagioclasa (30-60%), clino y ortopiroxeno (20-50%) y anfíbol (30-40%), parcialmente reemplazada por una asociación secundaria de anfíbol, biotita, plagioclasa y cuarzo; esta asociación secundaria es atribuida a la intrusión consecutiva de magmas graníticos y gabrónicos entre 63-61 Ma (Gómez-Rivera, 2019). La edad de este cuerpo gabrónico ha sido acotada en ~84 Ma por medio del fechamiento de K-Ar en cristales de hornblenda (Murillo-Muñetón & Torres-Vargas, 1987), la cual es similar a la edad en cristales de biotita (~84 Ma) en los gabros de La Huerta por (Solé *et al.*, 2007) y la edad de cristales de flogopita en las troctolitas (>87 Ma) obtenidas en este trabajo.

El evento granítico de ~80 Ma es el más voluminoso de la zona de estudio, comprendiendo los plutones de Cihuatlán, El Chico y Río Sila (Figura 58A), el cual se correlaciona directamente con el magmatismo granítico-granodiorítico-tonalítico del Batolito de Puerto Vallarta (Köhler et al., 1988; Schaaf et al., 1995, 2003, 2020; Valencia et al., 2013), que también se observa en la zona de Punta Mita (Vite-Sánchez, 2019) y el Bloque de Los Cabos (Díaz-López, 2019). Las principales diferencias que existen entre las rocas graníticas de ambas zonas radica en las relaciones isotópicas iniciales de Sr-Nd, las cuales son más primitivas para las rocas de La Huerta respecto a los valores observados en el BPV.

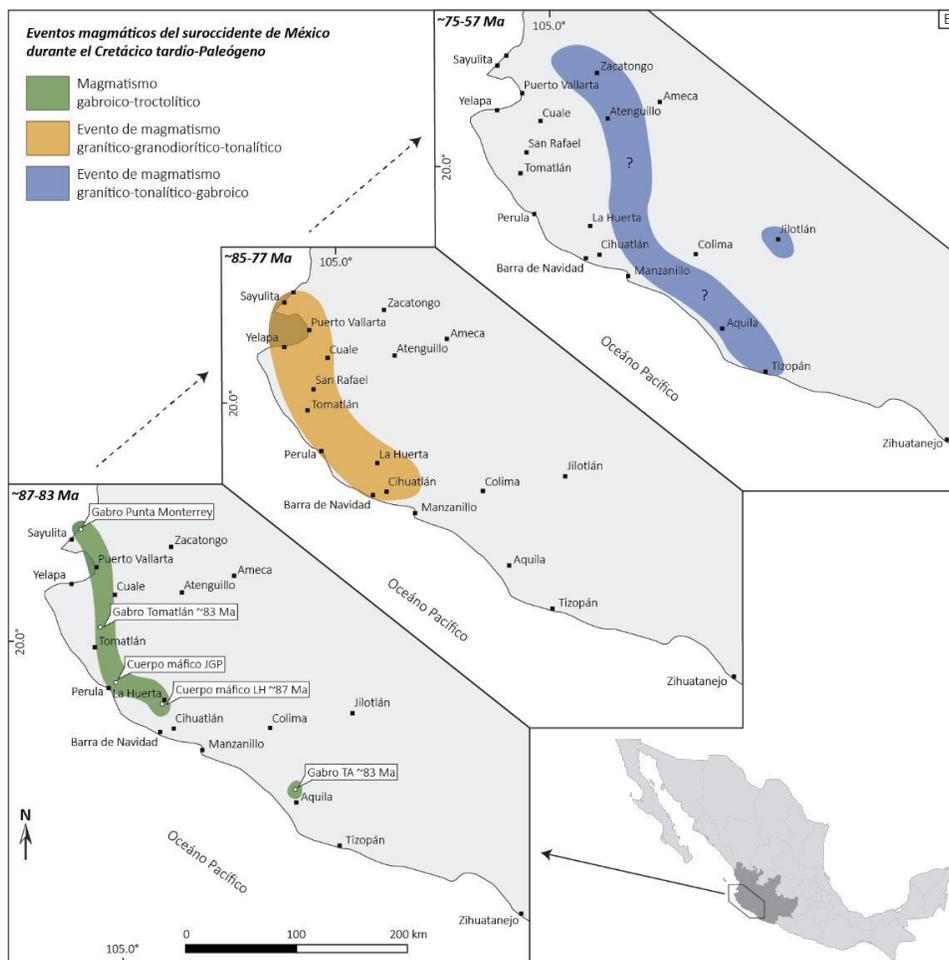
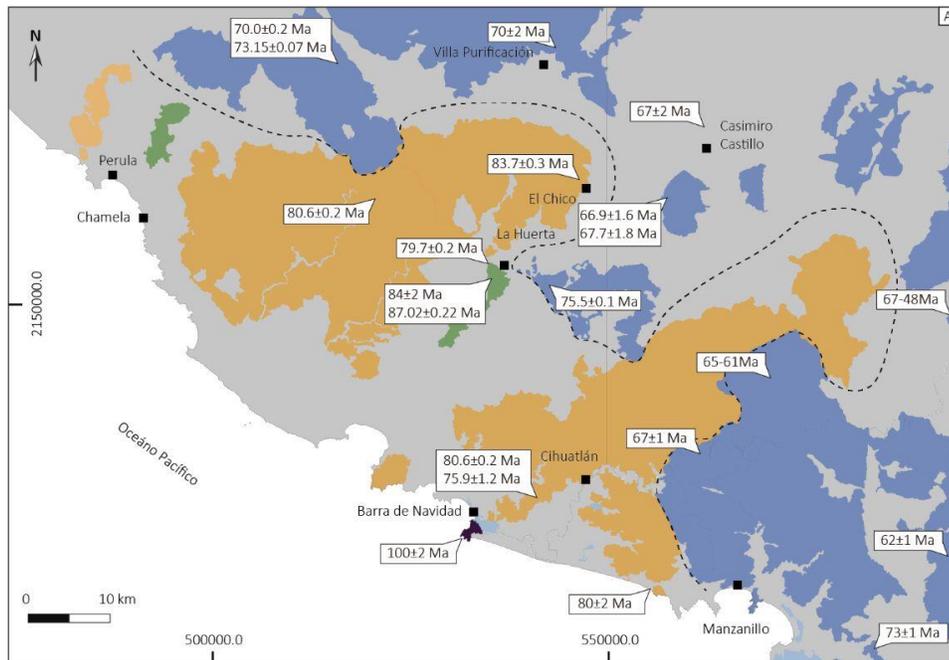


Figura 58. Extensión y distribución de los eventos magmáticos gabroico-troctolítico, granítico-granodiorítico-tonalítico y granítico-tonalítico-gabroico en La Huerta y en el suroccidente de México (descripción en la página siguiente).

A. Mapa geológico simplificado de las rocas plutónicas de La Huerta y el Batolito de Manzanillo, donde se hace la distinción entre los tres eventos magmáticos descritos en este trabajo. Así mismo se sugiere un límite difuso (línea punteada) que separa la actividad magmática afín al Batolito de Puerto Vallarta, de la actividad magmática de carácter híbrido (correspondiente al Batolito de Manzanillo). B. Extensión probable de la actividad magmática, antes mostrada, en la región suroccidental del país. Datos geocronológicos obtenidos de este trabajo y Gastil *et al.* (1976), Murillo-Muñetón & Torres-Vargas (1987), Zimmerman *et al.* (1987), Schaaf (1990), Panseri (2007), Solé *et al.* (2007), Valencia *et al.* (2013), Villanueva-Lascurain *et al.* (2016) y referencias ahí citadas, Salazar-Juárez (2017), Díaz-López (2019), Gómez-Rivera (2019) y referencias ahí citadas, Gutiérrez-Aguilar (2019), Schaaf *et al.* (2020).

El evento de magmatismo gabrónico-granítico registrado entre ~75-70 Ma parece no tener contraparte en el BPV, a pesar de que se han reportado edades de cristalización y enfriamiento de entre 78-74 Ma en las regiones de El Tuito, Punta Mita y el Bloque de Los Cabos (Perez-Venzor, 2013; Díaz-López, 2019; Vite-Sánchez, 2019; Schaaf *et al.*, 2020), sin embargo, estas rocas no presentan evidencias de mingling entre un sistema gabrónico-granítico. Por otra parte, en el BM el intrusivo de La Laguna (~73 Ma) presenta evidencias de mezcla mecánica entre dos fases magmáticas contrastantes, cuya evidencia se refleja en cristales de plagioclasa con zoneamiento complejo y cristales de anfíbol con restos de piroxenos en los núcleos. Asimismo, en el área de La Huerta se tiene registro de edades de enfriamiento de entre ~70-67 Ma en granodioritas, tonalitas y cuarzdioritas, las cuales pueden corresponder a este evento magmático (Figura 58A); por lo que es probable que la extensión de este evento magmático se encuentre hacia el norte de La Huerta (Figura 58A).

El esquema regional de edades de la zona de estudio y de los batolitos adyacentes (Batolito de Puerto Vallarta, Manzanillo, Aquila y Jilotlán) muestra un rango de edades de cristalización que oscila entre ~90-50 Ma (Figura 59A), el cual también se ve replicado en las edades de enfriamiento (Figura 59B). Tradicionalmente, se ha considerado que estos batolitos presentan rangos de edad bastante acotados, por ejemplo, de 90-80 Ma en el caso del Batolito de Puerto Vallarta o de ~65 Ma en el Batolito de Manzanillo. Sin embargo, en todos los casos se observan edades que oscilan entre 85 a 40 Ma, por lo que en todos los casos se tiene registro de diversos eventos magmáticos (Figura 59A-B).

A pesar de la mayoría de las edades recopiladas consisten en edades de enfriamiento, en su conjunto se pueden agrupar principalmente en dos eventos magmáticos: el primero de entre 85-77 Ma el cual corresponde al principal evento magmático que conforma al Batolito de Puerto Vallarta, y el segundo de 75-57 Ma que pertenecen a la mayoría de la actividad magmática registrada en el Batolito de Manzanillo (Figura 59C), así como un evento de magmatismo gabrónico de entre 87-84 Ma el cual permanece poco documentado. Bajo este esquema se puede considerar que los batolitos del suroccidente de México están principalmente conformados por el evento magmático granítico (con escasos pulsos gabrónicos) estilo Puerto Vallarta, al cual se superpone el magmatismo gabrónico-granítico del tipo Manzanillo. Al considerar las edades de enfriamiento, se observa que las rocas del Batolito de Puerto Vallarta están parcialmente afectadas por el evento magmático del Batolito de Manzanillo en la zona de Atenguillo (Figura 59D). Mientras que las rocas de La Huerta parecen representar una fase intermedia entre la actividad magmática de ambos batolitos (Figura 59D).

Además de la división geocronológica, otras características que permiten distinguir ambos eventos magmáticos son las siguientes. En el caso del magmatismo estilo Puerto Vallarta, éste consiste en actividad magmática principalmente calcálica de composición granítica-granodiorítica-tonalítica, con evidencias de asimilación de material cortical. Mientras que la actividad magmática del tipo Manzanillo consiste en magmatismo calcálico gabrónico-granítico (con múltiples etapas de mingling y mixing), de afinidad mantélica con poca o nula interacción de material cortical.

Las edades modelo de los granitoides de La Huerta (obtenidas en este trabajo) se encuentran entre 380-500 Ma, las cuales contrastan con las observadas en el Batolito de Puerto Vallarta que son de 500-1200 Ma

(Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 2020). Esta observación apoya el argumento sobre que los granitoides de Puerto Vallarta han asimilado componentes mas antiguos durante su formación, respecto a los granitoides de La Huerta y las rocas plutónicas del Batolito de Manzanillo. Estas ultimas poseen edades modelo de entre 290-550 Ma (Schaaf, 1990), y permiten distinguir al magmatismo de Manzanillo y La Huerta del de Puerto Vallarta. Por otra parte, las rocas gabróicas de La Huerta muestran edades modelo de entre 700-800 Ma que implica una fuente magmática mas antigua para este evento respecto a los granitoides de esta zona.

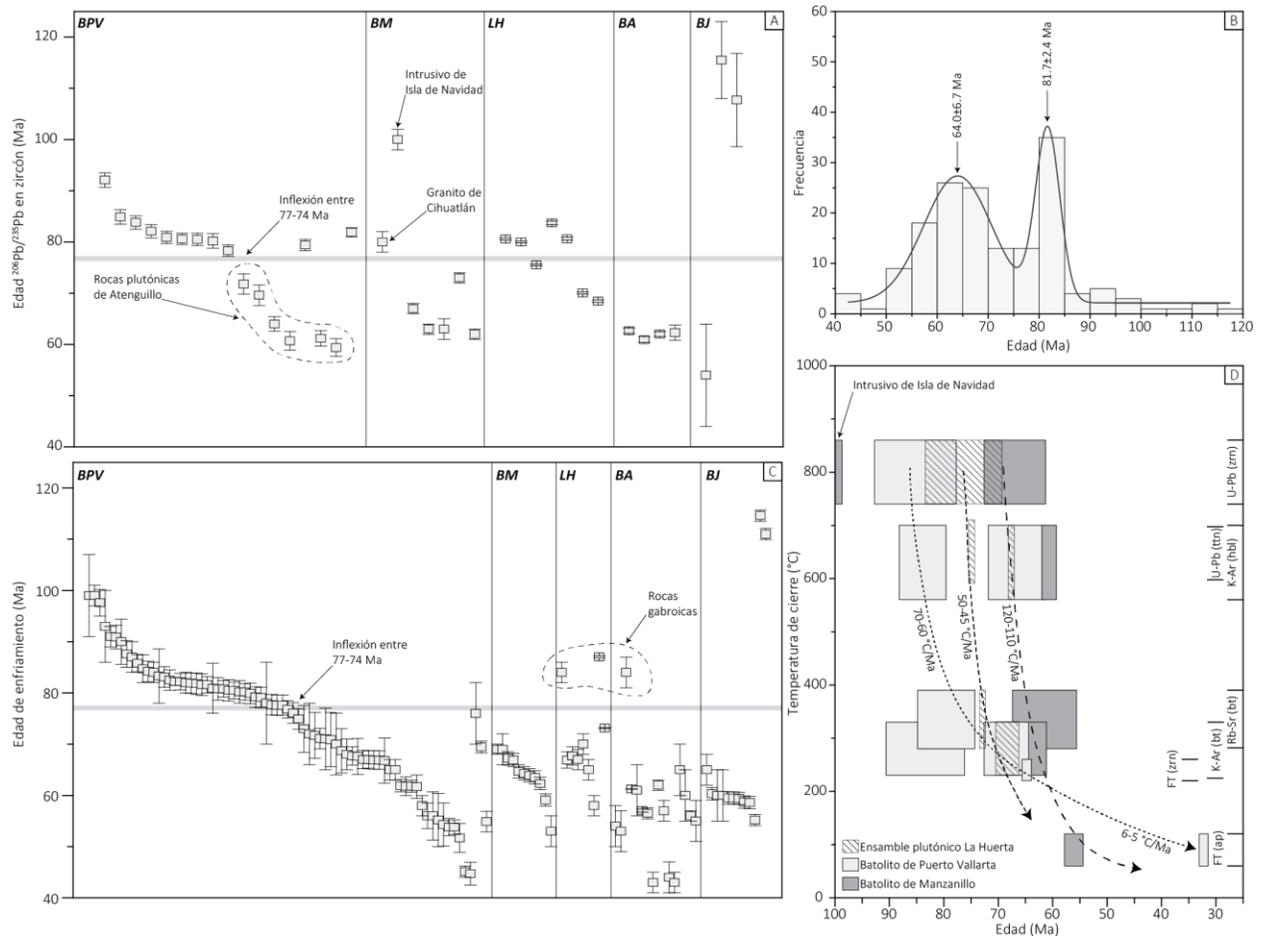


Figura 59. Estructura geocronológica de los Batolitos cretácicos del suroccidente de México.

A. Diagrama de dispersión de edades de cristalización (U-Pb en zircones) de los intrusivos cretácicos. B. Diagrama de dispersión de edades de enfriamiento de los intrusivos cretácicos, se incluyen edades de K-Ar en hornblenda y biotita, edades de isócrona Rb-Sr de biotita-roca total, U-Pb en titanita, así como edades de Ar-Ar en hornblenda. Los diagramas A-B están separadas por zonas que corresponden a Batolito de Puerto Vallarta (PBV), Batolito de Manzanillo (BM), La Huerta (LH), Batolito de Aquila (BA), Batolito de Jilotlán (BJ). C. Histograma de frecuencia de edades, donde se resalta la presencia de dos eventos magmáticos principales. En este diagrama se incluyen las edades de cristalización y enfriamiento presentadas en las figuras A y B. D. Diagrama de variación de edad contra temperatura de cierre isotópico para los eventos magmáticos de Puerto Vallarta, Manzanillo y La Huerta. Se muestran también las trayectorias y tasas de enfriamiento de cada uno de los eventos magmáticos, construidas con edades de U-Pb en zircon, U-Pb en titanita, K-Ar en hornblenda y biotita, Rb-Sr en biotita y trazas de fisión en zircones y apatitos. Datos obtenidos de Gastil *et al.* (1976), Murillo-Muñetón & Torres-Vargas (1987), Zimmerman *et al.* (1987), Schaaf (1990), Panseri (2007), Solé (2007), Valencia *et al.* (2013), Villanueva-Lascuráin *et al.* (2016) y referencias ahí citadas, Salazar-Juárez (2017), Díaz-López (2019), Gómez-Rivera (2019) y referencias ahí citadas, Gutiérrez-Aguilar (2019), Schaaf *et al.* (2020).

vi. IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Como ya se planteó en el apartado anterior las rocas plutónicas de La Huerta pueden clasificarse en al menos tres eventos magmáticos, siendo los más voluminosos y extensos los eventos de tipo Manzanillo y Puerto Vallarta. Estos presentan diferencias petrológicas, geoquímicas y geocronológicas que indican diferencias en el proceso petrogenético. En el caso del área de La Huerta, estas diferencias involucran la participación de diferentes reservorios del manto (con diferencias geoquímicas e isotópicas) y la participación de material cortical (por ejemplo: sedimentos y corteza continental).

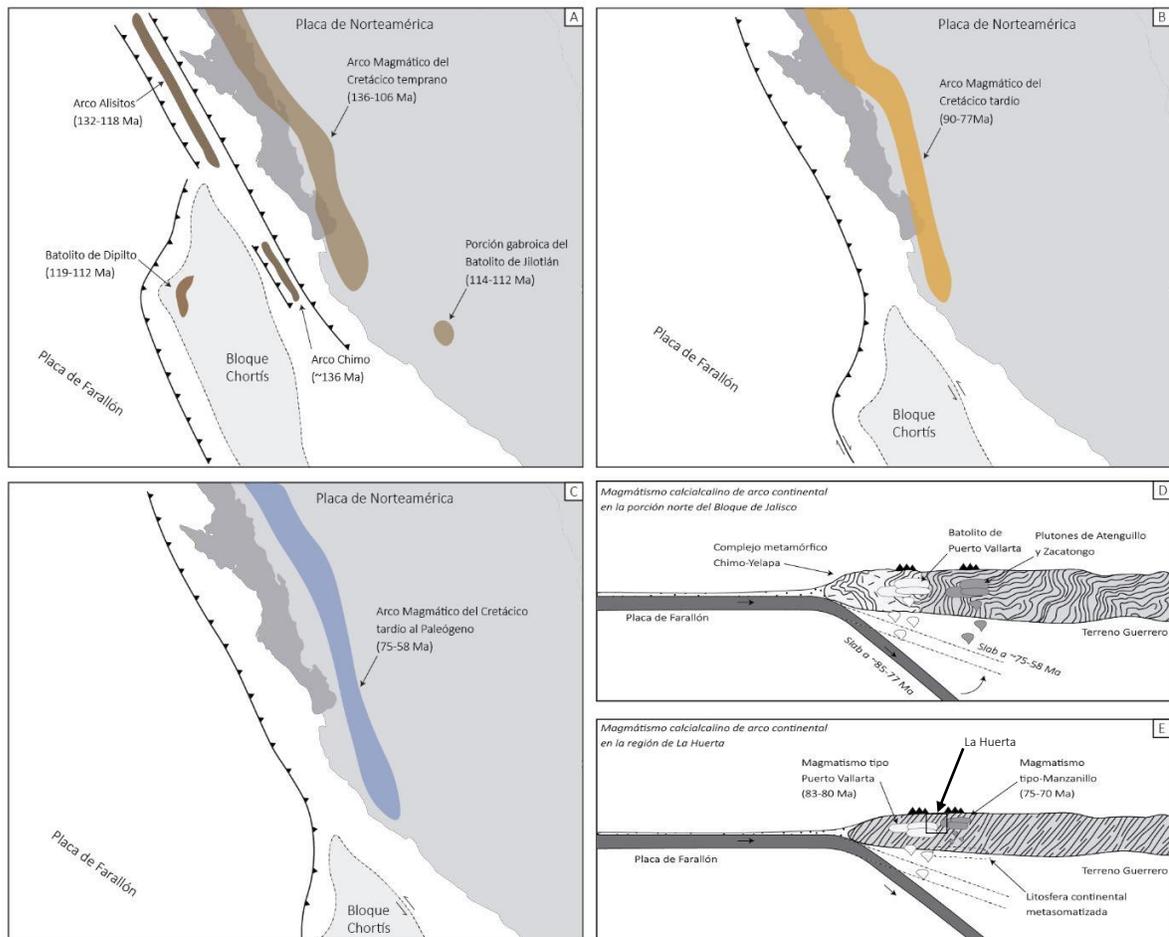


Figura 60. Modelo de evolución tectonomagmático para las rocas plutónicas del Batolito de Puerto Vallarta y el Batolito de Manzanillo.

A. Formación de los arcos magmático del Cretácico Temprano, Arco Alisitos y Arco Chimo, así como del Batolito de Dipilto en el Bloque Chortís. De acuerdo con los modelos propuestos por García-Amador et al. (2020) y Schaaf et al. (2020). B. Formación del arco magmático del Cretácico Tardío por la subducción de la Placa de Farallón bajo la Placa de Norteamérica. C. Formación del arco magmático del Cretácico Tardío al Paleógeno debido a la subducción de la Placa de Farallón, y la migración de este arco hacia el sureste debido al desplazamiento del Bloque Chortís por el margen Pacífico Mexicano. D. Modelo esquemático de la formación del Batolito de Puerto Vallarta (~85-77 Ma) y formación de las rocas plutónicas de Atenguillo-Zacatongo por un cambio en el ángulo del slab (75-58 Ma). E. Escenario de formación de las rocas plutónicas de La Huerta donde se muestran los dos principales episodios de magmatismo observados en el área.

La principal diferencia de las rocas plutónicas de La Huerta, en comparación con las rocas del Batolito de Puerto Vallarta, radica en las firmas isotópicas de Sr-Nd que indican una fuente mantélica más primitiva. Además, este comportamiento isotópico se extiende hasta los Batolitos de Manzanillo, Jilotlán y Aquila; por lo que es probable que el mecanismo petrogenético de estas rocas sea bastante similar al propuesto para las rocas de La Huerta.

Por otra parte, con base en el grado de participación de material cortical (isotópicamente evolucionado) se puede considerar que el magmatismo del tipo Manzanillo pertenece a un escenario de corteza continental adelgazada. Bajo este mismo argumento el magmatismo del tipo Puerto Vallarta está asociado a una corteza continental engrosada. Sin embargo, y a pesar de la consistencia de edades (~83-80 Ma) entre las rocas graníticas de La Huerta y el resto del Batolito de Puerto Vallarta, las primeras poseen firmas isotópicas primitivas que igualmente pueden relacionarse a un contexto de emplazamiento similar a las rocas del Batolito de Manzanillo. Esta aparente inconsistencia, puede atribuirse a que en la porción sur del Batolito de Puerto Vallarta hubo un menor reciclaje de material cortical antiguo. Mientras que en la parte norte la petrogénesis de este Batolito estuvo fuertemente influida por la asimilación de material más antiguo, como puede ser sedimentos reciclados durante la subducción o asimilación de corteza continental.

De acuerdo con el modelo tectónico establecido para el área de estudio, el magmatismo en la costa suroccidente de México está relacionado al proceso de subducción de la Placa de Farallón bajo la Placa de Norteamérica (Schaaf *et al.*, 2020) y el desplazamiento del Bloque Chortís respecto a la costa Pacífica Mexicana (e.g. Malfait & Dinkleman, 1972; Morán-Zenteno *et al.*, 2018; García-Amador *et al.*, 2020). Sin embargo, y como se planteó durante el marco geológico, la posición del Bloque Chortís durante el Cretácico Temprano (García-Amador *et al.*, 2020) no parece ser consistente con la formación del Arco Chimo y la actividad magmática del Cretácico en el oeste de México (Schaaf *et al.*, 2020). De acuerdo a datos paleomagnéticos del Batolito de Dipilto, en la parte central de Nicaragua, se ha reconstruido la paleo posición del Bloque Chortis frente a la costa actual de Jalisco y Baja California Sur para el Aptiano-Albiano (García-Amador *et al.*, 2020). Durante este mismo periodo, Schaaf *et al.* (2020) establecieron que se dio la formación y colisión del Arco Chimo hacia el bloque de Jalisco.

Sin embargo, se puede plantear un escenario donde el Bloque Chortís se encuentra frente a la costa de Jalisco y Baja California, pero con la existencia de una cuenca oceánica en medio de ambos bloques corticales. En dicha cuenca es probable que se dieron los procesos de subducción que formaron el Arco Chimo y las rocas plutónicas del Cretácico Inferior en la zona de Jalisco y Nayarit, tal como observan Schaaf *et al.* (2020). Posteriormente a la extinción de dicho arco y la colisión del Arco Chimo al Bloque de Jalisco, probablemente se dio el acercamiento del Bloque Chortís hacia el continente y comenzó su migración hacia el sureste tal como propone Morán-Zenteno *et al.* (2018).

Con base en este escenario, el evento magmático de Puerto Vallarta se dio en una corteza continental engrosada previamente al movimiento del Bloque Chortís. Siendo la primera fase de este magmatismo un periodo de actividad gábrica de entre 87-83 Ma, que se observa desde Punta Mita a Aquila en el estado de Michoacán. Posteriormente, se dio la actividad magmática, predominantemente granítica, del Batolito de Puerto Vallarta que se extiende desde Puerto Vallarta hasta Cihuatlán. Por otra parte, el evento magmático de Manzanillo en el suroccidente de México se extiende desde Atenguillo y Zacatongo (al noreste de Puerto Vallarta) hasta Aquila y Maruata en el estado de Michoacán. En el caso de las rocas plutónicas de Atenguillo-Zacatongo (principalmente de composición granítica), se ha establecido que su origen está relacionado a un cambio en el ángulo del slab durante el proceso de subducción (Valencia *et al.*, 2013). En la región de La Huerta el magmatismo se dio posteriormente al desplazamiento del Bloque Chortís por la costa de Jalisco y Colima, con una configuración del slab diferente a la que generó el magmatismo granítico de entre 83-80 Ma. Este cambio en la composición del slab, en combinación con un manto litosférico y una corteza inferior previamente metasomatizados por el proceso de magmatismo anterior, probablemente provocó la

actividad magmática de entre 75-70 Ma tal como fue descrita en la sección de evolución magmática de los intrusivos de La Huerta.

Por otra parte, otros procesos como la erosión por subducción de la placa de Farallón, y posteriormente la placa de Cocos, bajo esta región del territorio mexicano (*e.g.* Cavazos-Tovar *et al.*, 2020; Stern, 2020) han sido sugeridos para explicar la naturaleza del margen trunco en esta área. El modelo planteado en este trabajo no se opone a la posibilidad de que otros procesos, como el antes mencionado, sean responsables de los rasgos geológicos observados en el Ensamble Plutónico de La Huerta y los cuerpos batolíticos adyacentes.

XII. CONCLUSIONES

Las observaciones de campo, en conjunto con los resultados de los análisis petrográficos, revelan que el área de La Huerta se compone de al menos siete cuerpos plutónicos diversos en sus características litológicas, tamaño y morfología:

Las intrusiones de mayor tamaño consisten en plutones semicirculares que poseen un carácter predominantemente monzogranítico con bordes cuarzodioríticos, que corresponden a los plutones de Cihuatlán, El Chico y Río Sila.

Se identificaron dos cuerpos gabróticos, de morfología tabular, compuestos principalmente de gabros *sensu stricto* y troctolitas, con otras litologías subordinadas como gabros de hornblenda, y noritas. Se documentó la presencia de rocas gabróticas en el plutón de Los Cimientos, sin embargo, estas parecen ser más jóvenes.

Las dos intrusiones restantes (El Totole y Los Cimientos) representan diversos estados de mezcla magmática entre rocas graníticas a granodioríticas y gabros de hornblenda. En el caso del plutón de Los Cimientos tiene un gran porcentaje de estructuras y texturas de hibridación (20-30%), mientras que la hibridación en El Totole ronda entre el 10-15%.

La roca encajónante consiste en una secuencia vulcanosedimentaria de tobas andesíticas intercaladas con calizas, con diversos grados de metamorfismo. La edad de esta secuencia está acotada entre ~129-120 Ma, y puede correlacionarse con la actividad volcánica que conformó a los depósitos de la Formación Tecalitlán.

La composición geoquímica de elementos mayores y traza revela que el origen de las rocas plutónicas de La Huerta es afín a un ambiente de arco magmático continental. En el caso de las rocas gabróticas, su origen está relacionado a la fusión parcial de rocas mantélicas granatíferas metasomatizadas por el proceso de subducción. Mientras que la génesis de los gabros de hornblenda está relacionada a la fusión de un manto sobrehidratado. Finalmente, la petrogénesis de las rocas graníticas parece estar ligada a la mezcla de fundidos provenientes de un melange y de la cuña del manto.

Con base en las relaciones isotópicas iniciales de Sr-Nd, se sugiere que la fuente de los magmas parentales que dieron origen a las rocas de La Huerta están relacionados a una fuente mantélica poco evolucionada. Asimismo, es poco probable que estos magmas sufrieran procesos de asimilación cortical durante su ascenso y emplazamiento.

Las edades obtenidas, tanto en el sistema U-Pb en zircones como Rb-Sr en biotitas, así como la recopilación de edades para la zona de estudio muestran la existencia de al menos tres eventos magmáticos registrados en el área de La Huerta: magmatismo gabrótico de ~87-83 Ma, magmatismo granítico de ~83-80 Ma y magmatismo granítico-gabrótico de ~75-70 Ma.

La estructura interna de los zircones estudiados no revela la presencia de núcleos heredados, observación que refuerza la hipótesis de que los magmas no sufrieron procesos de asimilación durante su ascenso. Sin embargo, se observan texturas de disolución y corrosión en los zircones de los plutones con rasgos de hibridación. Por otra parte, la geoquímica de elementos traza de los zircones muestra fraccionamiento de fases como piroxenos, anfíboles y plagioclasa cálcica.

Los datos petrológicos revelan presiones de emplazamiento de ~3.5 kbar para las rocas gabrómicas y de entre 2.2-1.8 kbar para el resto de las litologías. Estas equivalen a ~12 km y ~6-7 km de profundidad, respectivamente.

Con base en los datos petrológicos e isotópicos es probable que la corteza continental en la que se emplazaron las unidades plutónicas del Ensamble Plutónico de La Huerta, sea una corteza adelgazada en comparación con la corteza donde se emplazó el magmatismo del Batolito de Puerto Vallarta.

A partir de los datos geoquímicos y petrológicos obtenidos en este trabajo se planteó un modelo de petrogenético y de emplazamiento que explica satisfactoriamente la diversidad litológica, geoquímica y geocronológica de las rocas intrusivas de La Huerta. Es probable que este modelo puede ser extrapolado a las rocas del Batolito de Manzanillo y Puerto Vallarta.

Con base en el espectro de edades del área de estudio (La Huerta) así como de los batolitos adyacentes, se plantea que el magmatismo del suroccidente de México está conformado principalmente por dos eventos magmáticos: magmatismo granítico tipo Puerto Vallarta, el cual es precedido por una etapa de magmatismo gabrómico, y magmatismo granítico-gabrómico del tipo Manzanillo.

Debido a la diversidad geoquímica, geocronológica y petrológica, así como el resto de las observaciones realizadas a nivel local y regional, se considera a las rocas plutónicas de esta zona como el Ensamble Plutónico de La Huerta, el cual representa el límite entre la actividad magmática que conformó a los Batolitos de Manzanillo y Puerto Vallarta. Los granitoides de Cihuatlán, El Chico y Río Sila representan la actividad magmática del Batolito de Puerto Vallarta en La Huerta. Mientras que, los plutones de Los Cimientos y El Totole forman parte del magmatismo del Batolito de Manzanillo.

De acuerdo con los modelos tectonomagmáticos más recientes, es probable que la transición entre ambos eventos magmáticos fuese provocada por una modificación del sistema de subducción entre las placas de Farallón y Norteamérica, por el paso del Bloque Chortís frente a la costa de Jalisco y Colima.

REFERENCIAS

- Aguilar-Hernández J.A., 2013, Metalogénesis del Batolito Aquila-Maruata y su Relación con los Depósitos de Hierro del Suroccidente de México. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, MSc tesis.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995, The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer: *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Anderson, J.L., 1996, Status of thermobarometry in granitic batholiths: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 87, 125-138.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., 2008, Thermometers and thermobarometers in granitic systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (1), 121-142.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006, The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones: *Journal of Petrology*, 47 (3), 509-539.
- Ashwal, L.D., 1993, *Anorthosites*. Berlin, Germany, 422 pp.
- Asimow, P.D., Ghiorso, M.S., 1998, Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations: *American Mineralogist*, 83, 1127-1132.
- Ávila-Ramos, F.J., Barrera-Ramos, C., 2011, Carta Geológico-minera y geoquímica La Huerta E13-B32. Servicio Geológico Mexicano.
- Babazadeh, S., Furman, T., Cottle, J.M., Raeisi, D., Lima, I., 2019, Magma chamber evolution of the Ardestan pluton, Central Iran: evidence from mineral chemistry, zircon composition and crystal size distribution: *Mineralogical Magazine*, 83 (6), 763-780.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts: *Lithos*, 80 (1-4) 155-177.
- Barrios-Rodríguez, F., Bastida-Jiménez, R., Rosales-Franco, E., 2000, Informe Carta Geológico-Minera Lázaro Cardenas E13-69. Consejo de Recursos Minerales.
- Bateman, P.C., Chappel, B.W., 1979, Crystallization, fractionation, and solidification of the Toulumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California: *Geological Society of America Bulletin*, 90, 465-482.
- Bermúdez-Santana, J.C., 1994, Estratigrafía de una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Inferior de la región de Tepalcatepec-Coalcomán, Michoacán, integrando métodos bioestratigáficos y radiométricos. México, D.F., Instituto Politécnico Nacional Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Maestría en Ciencias, 103p. (sin publicar).
- Blundy, J., Holland, T.J., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M., 2008, The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide District of Cuale, Guerrero terrane, West-Central Mexico: silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting: *Economic Geology*, 103, 141-159.
- Böhnell, H., Moran-Zenteno, D., Schaaf, P., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetic and isotopic data from southern Mexico and the controversy over the pre-Neogene position of Baja California: *Geofísica Internacional*, 31, 253-262.

-
- Buchko, I.V., Sorokin, A.A., Ponomarchuk, V.A., Izokh, A.E., 2012, Geochemical features and geodynamic setting of formation of the Lukinda dunite–troctolite–gabbro massif (southeastern framing of the Siberian Platform): *Russian Geology and Geophysics*, 53 (7), 636-648.
- Bustamante-García, J., Piñeiro-Ramírez, F., Praga-Pérez, J.J., Castillo-Nieto, F., 2006, Inventario físico de los recursos minerales del municipio de Aquila, Michoacán. Servicio Geológico Mexicano.
- Cabanis, B., Lecomte, M., 1989, Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination cristalline: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 309 (2), 2023 – 2029.
- Calmus, T., Poupeau, G., Bourgeois, J., Michaud, F., Mercier de Lepinay, B., Labrin, E., y Azdimousa, A., 1999, Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of the Mexican Pacific margin (18 to 25°N): new insights from apatite and zircon fission-track analysis of coastal and offshore plutonic rocks: *Tectonophysics*, 306, 163-182.
- Campa, M.F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Camprubí, A., Centeno-García, E., Tolson, G., Iriondo, A., Ortega, B., Bolaños, D., Abdullin, F., Portugal-Reyna, J.L., Ramos-Arías, 2018, Geocronología de depósitos minerales mexicanos. VII: los depósitos magmático-hidrotermales de óxidos de hierro ('clan IOCG') de Peña Colorada, Colima: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70 (3), 633-674.
- Castro, A., 2001, Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology*, 71, 31-49.
- Castro, A., 2013, Vogt, K., Gerya, T., 2013, Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma reamination in arcs: A test of Taylor's andesite model: *Gondwana Research*, 23 (4), 1554-1566.
- Castro, A., 2015, Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas. Paraninfo.
- Castro, A., 2019, The dual origin of I-type granites: the contribution from experiments: *Geological Society, London, Special Publications*, 491, 101-145.
- Castro-Ornelas, E., 2013, Petrogénesis de rocas graníticas de la porción suroccidental del Estado de Michoacán. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, MSc tesis.
- Cavazos-Tovar, J.G., Gómez-Tuena, A., Parolari, M., 2020, The origin and evolution of the Mexican Cordillera as registered in modern detrital zircons: *Gondwana Research*, 86, 83-103.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson, T.H., et al., (eds.), *The Mojave-Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper*, 393, 253-258.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane. A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México in *Geologic Transects across Cordilleran México. Guidebook for Field Trips of the 99th GSA Cordilleran Section Meeting*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Publicación Especial, 1, 201–228.
- Centeno-García, E., Suástegui-Guerrero, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: *The Geological Society of America Special Paper*, 436, 279-308.

-
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123 (9-10), 1776-1797
- Claiborne, L. L., Miller, C. F., Wooden, J. L., 2010, Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 511–531
- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons. Geochronological evidence for the incremental assembly of the Toulumne Intrusive Suite, California, *Geology* 32(5), 433-436.
- Coleman, D.S., Bartley, J.M., Glazner, A.F., Pardue, M.J., 2012, Is chemical zonation in plutonic rocks driven by changes in source magma composition or shallow-crustal differentiation?: *Geosphere* 8(6), 1568-1687.
- Corona-Chávez, P., 1999, El basamento litológico y tectónico del Estado de Michoacán in Garduño-Monroy, V.H., Corona-Chávez, P., Israde-Alcántara I., Menella, L., Bigioggero, B., Chiesa, S., Carta geológica de Michoacán escala 1:250,000: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 10-29.
- Corona-Esquivel, R., Alencáster, G., 1995, Rudists from Peña Colorada iron mine and La Minita sulfide deposit, states of Colima and Michoacán, SW Mexico *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12 (2), 185-190.
- Cuevas, S.F., 1981, Informe Geológico Final, prospecto Tepalcatepec: Poza Rica. Petróleos Mexicanos. Superintendencia General de Explotación, Zona Centro. Informe geológico IGPR-198 (sin publicar).
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, 1962, Rock-forming minerals, Sheet silicates, 3, Wiley.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980, A classificatio of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-elements analyses—It's relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, 29 (1-4), 183-210.
- Díaz-López, L.F., 2015, Geología, geoquímica y geocronología del Complejo Metamórfico Yelapa, Basamento del Batolito de Puerto Vallarta, Jal. Instituto Politécnico Nacional, BSc tesis, 241 pp.
- Díaz-López, L.F., 2019, Magmatismo del sector oriental del complejo plutónico de la paz, Baja California Sur, México: perspectiva a partir de datos petrológicos, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Universidad Nacional Autónoma de México, MSc tesis, 141 pp.
- Díaz-Rocha, D., 2019, Revalidación de dos diferentes técnicas de separación de zircones para obtener edades de rocas por el método U-Pb. Universidad Nacional Autónoma de México, BSc tesis, 116 pp.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113 (9), 1142-1160.
- Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., Spiegelman, M., 2004, Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics: *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 347–366.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S.E., Kluesner, J., Piñero-Lajas, D., Solari, L., 2015, Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record: *Geological Society of America Bulletin*, 127(5-6), 702-736.
- Economos, R.C., Memeti, V., Paterson, S.R., Miller, J.S., Erdmann, S., Zak, J., 2009, Causes of compositional diversity in a lobe of the Half Dome granodiorite, Tuolumne Batholith, Central Sierra Nevada, California: *Earth and environmental science transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100, 173-183.

-
- Efimov, A.A., Ronkin, Y.L., Malich, K.N., Leipikhina, G.A., 2012, New Sm-Nd and Rb-Sr (ID-TIMS) isotope data for apatite-phlogopite clinopyroxenites from the dunite “core” of the Konder Massif, Aldan Shield, Yakutia: *Doklady Earth Sciences*, 445 (2), 956-961.
- Faure, G., Mensing T., 2005, *Isotopes, Principles and Applications*: Nueva York, John Wiley & Sons, 897 pp.
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007, New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 429-437.
- Foster, M.D., 1960, Interpretation of the composition of trioctahedral mica: U.S. Geological Survey Professional Paper, 354-B, 11–48.
- Frey, J.M., Watson, E.B., 2007, New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Ti-in-rutile thermometers: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 429-437.
- Frey, F.A., Chappel, B.W., Roy S.D., 1978, Fractionation of rare earth elements in the Toulumne Intrusive Series, Sierra Nevada Batholith, California: *Geology* 6, 239-242.
- Fritschle, T., Prelevic, D., Foley, S.F., Jacob, D.E., 2013, Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: Indications from major and trace elements of phlogopite: *Chemical Geology*, 353, 267-279.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001, A Geochemical Classification for Granitic Rocks: *Journal of Petrology*, 42 (11), 2033-2048.
- Fu, B., Page, F.Z., Cavosie, A.J., Fournelle, J., Kita, N.T., Lackey, J.S., Wilde, S.A., Valley, J.W., 2008, Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 197-215.
- Fumagalli, P., Borghini, G., Rampone, E., Poli, S., 2017, Experimental calibration of Forsterite–Anorthite–Ca-Tschemak–Enstatite (FACE) geobarometer for mantle peridotites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172, 38.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1998, The influence of water on melting of mantle peridotite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131(4), 323–346.
- García-Amador, B. I., Alva-Valdivia, L.M., Palacios-García, N. B., Pompa-Mera, V., 2020, Paleomagnetism and geochronology of the Early Cretaceous Dipilto Batholith (NW Nicaragua): Chortís block large rotation with respect to SW North America: *Tectonics*, 39, 1-15.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Dou pant, J., Bushee, J., Jensky, W., Barthelmy, D., 1976, La zona Batolítica del sur de California y el occidente de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 37, 84-90.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Ruiz, J., 2008, Enhanced precisión, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (3), 1-18.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995, Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212.
- Ghiorso, M.S., Gualda, G.A.R., 2015, An H₂O–CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169, 53.
- Grajales-Nishimura, M., López-Infanzón, M., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración. Proyecto C-1160 (no publicado).

-
- Gray, W., Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M., 2008 Long-term geochemical variability of the Late Cretaceous Tuolumne Intrusive Suite, Central Sierra Nevada, California: Geological Society of London Special Publications, 304(1), 183-201.
- Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P., 2002, Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited: Contributions to Mineralogy and Petrology, 142, 603-625.
- Gómez-Ordaz, V., García-Ruíz, J.M., Vazquez-Tortoledo, R., 2002, Carta Geológico-Minera El Ranchito E13-B65. Consejo de Recursos Minerales.
- Gómez-Rivera, F.J., 2019, Análisis petrológico e isotópico del Complejo Batolítico Aquila, suroccidente de México. Universidad Nacional Autónoma de México, MSc, 103 pp.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S.M., 2018, Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt: Earth Science Reviews, 183, 153-181.
- González-Partida, E., Torres-Rodríguez, V., Stussi, J.M., Zimmermann, J.L., 1987, Análisis geoquímico de los granitoides aflorantes en el sector Puerto Vallarta-Río Grande de Santiago México. Litosfera 1, 33-49.
- Goswami, B., Roy, P., Basak, A., Bhattacharyya, 2018, Physico-chemical conditions of four calc-alkaline granitoid plutons of Chhotanagpur Gneissic Complex, eastern India: Tectonic implications: Journal of Earth System Sciences, 127, 120.
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R.V., Carley, T.L., 2012, Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems: Journal of Petrology, 53 (5), 875-890.
- Gutiérrez-Aguilar, F., 2019, Geocronología, isotopía Sr-Nd y modelado de fases en equilibrio: avances en la petrogénesis del complejo metamórfico chimo-yelapa en el estado de Jalisco, México. Universidad Nacional Autónoma de México, MSc tesis 187 pp.
- Gutiérrez-Aguilar, F., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Arrieta-García, G.F., Hernández-Treviño, T., Linares-López, C., Phase equilibrium modelling of the amphibolite facies metamorphism in the Yelapa-Chimo Metamorphic Complex: Geoscience Frontiers, in press.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D., 2012, Nomenclature of the amphibole supergroup: American Mineralogist, 97 (11-12), 2031-2048.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., 2005, The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms: American Mineralogist, 90 (2-3), 316-328.
- Holland, T., 2014, AX: A program to calculate activities of mineral endmembers from chemical analyses (usually determined by electron microprobe). Descargado de <http://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/research-projects/tim-hollands-software-pages/ax>.
- Holland, T.J.B., Blundy, J.D., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 433-447.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003, The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53 (1), 27-62.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., Ando, A., 1995, 1994 Compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series": Geostandards Newsletter, 19 (2), 135-214.

-
- Iriondo, A., Kunk, M., Winick, J., 2004, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM scientific collaboration. Part II. Open-File Report.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B., Shimizu, N., 1990, Melting in the oceanic upper mantle: Anion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites: *Journal of Geophysical Research*, 95, 2661–2678.
- Kawamoto, T., 1992, Dusty and honeycomb plagioclase: indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49 (3-4), 191-208.
- Kistler, R.W., Chappel, B.W., Peck, D.L., Bateman, P.C., 1986 Isotopic variation in the Toulumne Intrusive Suite, Central Sierra Nevada, California: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94, 205-220.
- Köhler, T.P., Brey, G.P., 1990, Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54 (9), 2375-2388.
- Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmerman, R., Negendank, J., Tobschall, H., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur (Mexico): *Geofísica International*, 27, 519-542.
- Koszowska, E., Wolska, A., Zuchiewicz, W., Cuong, N.Q., Pécskay, Z., 2007, Crustal contamination of Late Neogene basalts in the Dien Bien Phu Basin, NW Vietnam: Some insights from petrological and geochronological studies: *Journal of Asian Earth Sciences*, 29 (1), 1-17.
- Krawczynski, M.J., Grive, T.L., Behrens, H., 2012, Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 317-339.
- Lee, C.T.A., Cheng, X., Horodyskyj, U., 2006, The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 222-242.
- Le Maitre, R.W., (editor), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A.R., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 236 pages.,
- Lindsley, D.H., Andersen, D.J., 1983, A two pyroxene thermometer: *Journal of Geophysical Research*, 88, A887-A906.
- Lissenberg, C.J., Dick, H.J.B., 2008, Melt–rock reaction in the lower oceanic crust and its implications for the genesis of mid-ocean ridge basalt: *Earth and Planetary Science Letters*, 271 (1-4), 311-325.
- Locock, A.J., 2014, An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations: *Computers & Geosciences*, 62, 1-11.
- Lozano-Santa Cruz, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace elements analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (3), 329-359.
- Luo, B., Zhang, H., Xu, W., Guo, L., Pan, F., Yang, H., 2015, The Middle Triassic Meiwu Batholith, West Qinling, Central China: Implications for the Evolution of Compositional Diversity in a Composite Batholith: *Journal of Petrology*, 56 (6), 1139-1172.

-
- Malfait, B.T., Dinkelman, M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate: *GSA Bulletin*, 83 (2), 251-272.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A., 2012, Strontium isotope stratigraphy: *The Geologic Time Scale*, 2012, 127-144.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Michaud, F., Barrier, E., Geysant, J.F., Bourgois, J., 1987, Una serie de plataforma Mesozoica (Thitoniano, Cretácico superior) en el estado de Colima, oeste de México: *Universidad Autónoma de Nuevo León, Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares*, 2, 63-65.
- Mills, D.R., Glazner, A., Coleman, D., 2009, Scale of pluton/wall rock interaction near May Lake, Yosemite National Park, CA, USA: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 263-281.
- Montaño-Cortés, P., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., 2019, Paleomagnetism and isotopes of Hf in Lower Cretaceous rocks of the Guerrero Terrain, Chamela Bay and Cocinas Island (Jalisco, Mexico): tectonic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36 (3), 289-307.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E. A., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico: *Earth-Science Reviews*, 183, 85–114.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldsteins, S.L., Pérez-Arvizu, O., Solís-Pichardo, G., 2009, Lithospheric removal as a Trigger for Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, 50, 2157-2186.
- Murillo-Muñetón, G., Torres-Vargas, R., 1987, Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana. Proyecto C-2010. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, p.78.
- Mutch, E.F.J., Blundy, J.D., Tattich, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R.A., 2016, An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 85.
- Neave, D.A., Putirka, K.D., 2017, A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones: *American Mineralogist*, 102 (4), 777-794.
- Nelson, W.R., Dorais, M.J., Christiansen, E.H., Hart, G.L., 2013, Petrogenesis of Sierra Nevada plutons inferred from Sr, Nd and O Isotopic signatures of mafic igneous complexes in Yosemite Valley, California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 397-417.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D., Solari, L., Luna-González, L., Schaaf, P., 2014, A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico: *Gondwana Research*, 26 (3-4), 834-868.
- O'Driscoll, B., Emeleus, C.H., Donaldson, C.H., Daly, J.S., 2010, Cr-spinel Seam Petrogenesis in the Rum Layered Suite, NW Scotland: Cumulate Assimilation and in situ Crystallization in a Deforming Crystal Mush: *Journal of Petrology*, 51 (6), 1171-1201.
- Otten, M.T., 1984, The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 189-199.
- Panseri, M., 2007, Il Batolite di Manzanillo (Messico sud-occidentale): Analisi Strutturale, Petrologia, Geochimica e Geocronologia: Milano, Dottorato di Ricerca XX Ciclo Scienze della Terra, Università degli studi di Milano-Bicocca, PhD Thesis, 122 pp.

Pantoja-Alor, J., 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 44, 1-20.

Pantoja-Alor, J., Estrada-Barraza, S., 1986, Estratigrafía de los alrededores de la mina de Fierro de el Encino, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 47 (1), 1-15.

Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., y Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: Geochemistry, Geophysics, Geosystems. (G3)/11, paper number Q0AA06.

Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins in Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. eds. Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230-249.

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, 956-983.

Peccerillo, R., Taylor S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81

Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction: Geostandards and Geoanalytical Research, 36 (3), 247-270.

Perez-Venzor, 2013, Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del bloque de Los Cabos, Baja California Sur, México, Universidad Nacional Autónoma de México, PhD tesis, 324 p.

Pimentel, R. A., 1980, Prospecto Soyatlán de Adentro. Porción SW del Edo. de Michoacán y SE del Edo. de Jalisco mediante imágenes de satélite. Tesis Profesional, Instituto Politécnico Nacional-Pemex, IGPR-191 (no publicado).

Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001, Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust: Nature, 410, 197-200.

Putirka, K.D., 2008, Thermometers and barometers for volcanic systems: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, 61-120.

Ratajeski, K., Glazner, A.F., Miller, B.V., 2001, Geology and geochemistry of mafic to felsic plutonic rocks in the Cretaceous intrusive suite of Yosemite Valley, California: Geological Society of America Bulletin, 113(2), 1486-1502.

Reid, J.B., Murray, D.P., Don Hermes, O., Steig, E.J., 1993, Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada. How important is it?: Geology, 21(7), 587-590.

Renna, M.R., Tribuzio, R., 2011, Olivine-rich Troctolites from Ligurian Ophiolites (Italy): Evidence for Impregnation of Replacive Mantle Conduits by MORB-type Melts: Journal of Petrology, 52 (9), 1763-1790.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160, 45-66.

Rodríguez, F.D., 1980, Prospecto Tecalitlán. Petróleos Mexicanos Informe Geológico, 237 pp.

Rosales-Díaz, U., Ávila-Ramos, F.J., Cureño-Suriano, R., Salazar-Reyes, J., 2016, Carta Geológico-minera y geoquímica Miguel Hidalgo E13-B31. Servicio Geológico Mexicano

Rudnick, R., Gao, S., 2003, Composition of the continental crust: Treatise on Geochemistry, 3,1-64.

-
- Salazar-Juárez, J., 2017, Evolución magmática del complejo intrusivo de Jilotlán (Jalisco). Universidad Nacional Autónoma de México, MSc tesis, 138 pp.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. University of Munich, PhD tesis, 202 pp.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenoliths suite: *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D, Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339-1350
- Schaaf, P., Hall, B.V., Bissig, T., 2003, The Puerto Vallarta Batholith and Cuale Mining District, Jalisco, Mexico – High diversity parenthood of continental arc magmas and Kuroko-type volcanogenic massive sulphide deposits, in Morán-Zenteno, D.J., ed., *Guidebook for the Field-Trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America*, Volume: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial. 1, 183-199.
- Schaaf, P., Díaz-López, F., Gutiérrez-Aguilar, F., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., Arrieta-García, G., Solari, L., Ortega-Obregón, C., 2020, Geochronology and geochemistry of the Puerto Vallarta igneous and metamorphic complex and its relation to Cordilleran arc magmatism in northwestern Mexico: *Lithos* 352-353, 105224.
- Shand, S.J., 1943, *The Eruptive Rocks*, 2nd edn. New York: John Wiley, 444 pp.
- Shaw, C.S.J., 1997, The petrology of the layered gabbro intrusion, eastern gabbro, Coldwell alkaline complex, Northwestern Ontario, Canada. Evidence for multiple phases of intrusion in a ring dyke: *Lithos*, 40 (2-4), 243-259.
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole compositions in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkocsy, C., Stracke, A., Günther, D., 2012, Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy: *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356 (15), 162-173.
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Ma, C., 2018, Mineral chemistry and Ti in zircon thermometry: Insights into magmatic evolution of the Sangan igneous rocks, NE Iran: *Geochemistry*, 78 (2), 205-214.
- Siégel, C., Bryan, S.E., Allen, C.M., Gust, D.A., 2018, Use and abuse of zircon-based thermometers: A critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons: *Earth-Science Reviews*, 176, 87-116.
- Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993, Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 143-166.
- Sisson, T.W., Layne, G.D., 1993, H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes: *Earth and Planetary Science Letters*, 117 (2-3), 619-635.
- Spencer, C.J., Kirkland, C.L., Taylor, R.J.M., 2016, Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology: *Geoscience Frontiers*, 7 (4), 581-589.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010, U-Pb zircon geochronology by an integrated LAICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18

-
- Soldadi, F., Sawyer, E.W., 2008, Formation of igneous layering in granodiorite by gravity flow. A field, microstructure and geochemical study of the Tuolumne Intrusive Suite at Sawmill Canyon, California: *Journal of Petrology*, 49(11), 2009-2042.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E., 2007, Edades K-Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24 (1), 104-119.
- Stern, C.R., 2020, The role of subduction erosion in the generation of Andean and other convergent plate boundary arc magmas, the continental crust and mantle: *Gondwana Research*, 88, 220-249.
- Storey, C.D., Jeffries, T.E., Smith, M., 2006, Common lead-corrected laser ablation ICP-MS U-Pb systematics and geochronology of titanite: *Chemical Geology*, 227, 37-52.
- Straub, S.M., Zellmer, G.F., Gómez-Tuena, A., Espinasa-Pereña, R., Martin-del Pozzo, A.L., Stuart, F.M., Langumir, C.H., 2014, A genetic link between silicic slab components and calc-alkaline arc volcanism in central Mexico: *Geological Society, London, Special Publications*, 385 (1), 31-64.
- Suhr, G., Hellebrand, E., Johnson, K., Brunelli, D., 2008, Stacked gabbro units and intervening mantle: A detailed look at a section of IODP Leg 305, Hole U1309D: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q10007.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: in Saunders, A.D. Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*: Geological Society, London, Special Publication, 42, 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., 2000, Melanges in southern México: Geochemistry and metamorphism of las Ollas Complex (Guerrero terrane): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1309-1320.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero, Suastegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, 119 (9-10), 1052-1065.
- Tritlla, J., Camprubí, A., Corona-Esquivel, R., Centeno-García, E., Iriando, A., Sánchez-Martínez, S., Gasca-Durán, A.A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., 2003, Estructura y edad del depósito de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente Fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 182-201.
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L., 1958, The origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O: *Geological Society of America Memories*, 174.
- Valencia, V.A., Righter, K., Rosas-Elguera, J., Lopez-Martínez, M., Grove, M., 2013, The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for the relation to the Guerrero composite terrane: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 166, 801-824.
- Valdez-Moreno, G., 2006, Evolución geoquímica e isotópica del complejo volcánico de Colima: Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Ph.D. Thesis, 183 pp.
- Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology: *Geoscience Frontiers*, 9 (5), 1479-1493.
- Villanueva-Lascuráin, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J., Corona-Chávez, P., 2016, Age and origin of the gabbros in the Jilotlán pluton, Jalisco: primitive magmatic rocks in the southern part of the Guerrero terrane: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33 (1), 136-156.

-
- Vite-Sánchez, O., 2019, Interacción de rocas intrusivas y metamórficas en el batolito de Puerto Vallarta (Zona de Punta Mita): evidencias geoquímicas y geocronológicas. Universidad Nacional Autónoma de México, MSc tesis, 131 pp.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 2005, Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest earth: *Science*, 308, 841-844.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006, Crystallization thermometers for zircon and rutile: *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433.
- Wood, B.J., Banno, S., 1973, Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 109-124.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: *Earth and Planetary Science Letters*, 45 (2), 326-336.
- Woodhead, J.D., Eggins, S.M., Johnson, R.W., 1998, Magma Genesis in the New Britain Island Arc: Further Insights into Melting and Mass Transfer Processes: *Journal of Petrology*, 39 (9), 1641-1668.
- Xie, F., Lang, X., Tang, J., Ma, D., Zou, B., 2019, Late Cretaceous magmatic activity in the southern Lhasa terrane: insights from the Dazhuqu hornblende gabbro and the Xietongmen granite porphyry: *International Geology Review*, 61 (13), 1642-1665.
- Ziberna, L., Green, E.C.R., Blundy, J.D., 2017, Multiple-reaction geobarometry for olivine-bearing igneous rocks: *American Mineralogist*, 102 (12), 2349-2366.
- Zimmermann, J.L., Stussi, J.M., González-Partida, E., Arnold, A., 1988, K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta–Rio Santiago Batholith (Jalisco, Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 267.

ANEXO

í. RESUMEN DE LOS ANÁLISIS Y PROCEDIMIENTOS REALIZADOS A CADA MUESTRA

	Clave	Litología	X	Y	Petrografía	Química mineral	Geoquímica			Geocronología		
							Elementos mayores	Elementos traza	Isotopia Sr-Nd	U-Pb en zircones	U-Pb en titanita	Rb-Sr en biotita
Granito de Cihuatlán	Ms18a	Granito de hbl	539886	2124871	x							
	Ms18b	Tonalita de hbl	539886	2124871	x					x	x	
	Ms19	Granito de hbl	547674	2128148	x							
Cuerpo máfico La Huerta	PVA19-2	Leucogabros.s.	534649	2150267	x		x	x	x			x
	PVA19-3	Troctolita	536296	2152858	x	x	x	x	x			
	PVA19-4	Gabro de hornblenda	536336	2152216	x							
	PVA19-5	Gabro s.s.	536162	2151146	x		x	x				
	PVA20-1b	Gabro s.s.	536800	2153873	x							
Cuerpo máfico Juan Gil Preciado	PVA19-17a	Gabro s.s.	492931	2168280	x		x	x	x			
	PVA19-17b	Basalto-andesita	492931	2168280	x							
	PVA19-17c	Norita	492931	2168280	x							
	PVA19-18a	Troctolita	493493	2168766	x	x	x	x	x			
	PVA19-18b	Basalto porfídico	493493	2168766	x							
Plutón El Totole	PVA19-8	Gabro de hornblenda	541509	2153423	x							
	PVA19-9	Cuarzodiorita	541669	2153366	x							
	PVA19-9a	Cuarzodiorita porfídica	541669	2153366	x	x	x	x	x	x		
Plutón El Chico	PVA20-10	Granito de bt y hbl	544124	2151804	x							
	PVA19-11	Cuarzomonzodiorita	546014	2163476	x	x	x	x	x	x		
	PVA20-11	Granito de hbl	543665	2159719	x							
Cuarzodiorita La Huerta	PVA20-12	Granito de bt y hbl	541797	2160193	x							
	PVA19-7	Cuarzodiorita	536049	2144177	x	x	x	x	x	x		
	PA20-1a	Cuarzodiorita	536800	2153873	x							
	PVA20-2	Cuarzodiorita de bt	536503	2153966	x							
Granito de Río Sila	PVA20-4	Cuarzodiorita	530553	2148619	x							
	PVA19-13	Granito de bt	526690	2158095	x		x	x	x			
	PVA19-14	Granito de bt	520582	2164303	x							
	PVA19-15	Granito de bt	518148	2165640	x	x	x	x	x			
	PVA19-19	Granito de bt	493811	2168405	x							
	PVA19-21a	Granito de bt	498875	2166035	x							
	PVA19-21b	Aplita granítica	498875	2166035	x							
	PVA19-22	Granito de bt	505919	2166543	x		x	x	x	x		
	PVA20-3	Granito de bt	530580	2148401	x							
	PVA20-6	Granito de bt	532442	2149766	x							
Plutón Los Cimientos	PVA20-17	Sienogranito	506830	2149169	x							
	PVA20-18	Granito de biotita	506594	2152164	x							
	PVA19-23	Cuarzodiorita	519159	2177917	x							
	PVA19-24	Cuarzodiorita	518450	2178406	x	x	x	x	x	x		x
	PVA19-25	Microgabro	510532	2184011	x		x	x	x			
Rocas del encajonante	PVA20-14	Granodiorita	516584	2179586	x							
	PVA20-15	Microgabro	511362	2183756	x							
	PVA19-1	Andesita	529024	2138966	x							
	PVA19-6	Hornfeld qz-fs	535981	2154079	x							
	PVA19-10	Marmol	544870	2156475	x							
	PVA19-12a	Wackestone	533554	2154071	x				x			
	PVA19-12b	Mineralización de hierro	533554	2154071	x							
	PVA19-12c	Calcsilicato	533554	2154071	x							
	PVA19-16	Toba riolítica	491032	2166416	x							
	PVA19-20	Toba riolítica	495304	2167204	x							
	PVA20-5	Andesita fracturada	530076	2148134	x							
	PVA20-7	Toba riolítica	532939	2154149	x							
	PVA20-8	Andesita porfídica	532947	2154193	x							
	PVA20-9	Andesita porfídica	533454	2153988	x							
PVA20-13	Wackestone	533654	2154203	x								
PVA20-16	Toba riolítica	504635	2146650	x								
PVA20-19	Toba riolítica	491708	2164567	x								

ii. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS DE U-Pb EN ZIRCONES

	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)										Disc. %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$									
MS18a_Zrn-01	0.0534	0.0045	0.0072	0.0124	0.0003	0.0040	0.0003	-0.15	79.7	1.9	86.9	6.6	300.0	180.0	79.7	1.9	8.3				
MS18a_Zrn-02	0.0581	0.0060	0.0160	0.0127	0.0005	0.0048	0.0005	0.14	81.6	3.2	96.0	15.0	400.0	310.0	81.6	3.2	15.0				
MS18a_Zrn-03	0.0490	0.0055	0.0099	0.0128	0.0004	0.0043	0.0004	-0.16	81.7	2.7	82.9	9.6	150.0	240.0	81.7	2.7	1.4				
MS18a_Zrn-04	0.0534	0.0067	0.0098	0.0130	0.0004	0.0057	0.0010	-0.22	83.3	2.3	94.0	9.0	310.0	210.0	83.3	2.3	11.4				
MS18a_Zrn-05	0.0510	0.0067	0.0060	0.0124	0.0004	0.0044	0.0004	0.01	79.1	2.5	84.0	11.0	150.0	250.0	79.1	2.5	5.8				
MS18a_Zrn-06	0.0534	0.0057	0.0091	0.0089	0.0004	0.0039	0.0004	-0.16	80.7	2.6	88.0	8.2	350.0	210.0	80.7	2.6	8.3				
MS18a_Zrn-07	0.0460	0.0036	0.0081	0.0124	0.0003	0.0042	0.0003	-0.24	79.7	2.2	78.1	5.5	60.0	170.0	79.7	2.2	-2.0				
MS18a_Zrn-08	0.0530	0.0089	0.0090	0.0130	0.0005	0.0045	0.0006	-0.11	81.7	3.4	94.0	13.0	480.0	310.0	81.7	3.4	13.1				
MS18a_Zrn-09	0.0602	0.0073	0.0180	0.0122	0.0004	0.0058	0.0008	-0.06	83.5	3.2	104.0	12.0	280.0	240.0	83.5	3.2	19.7				
MS18a_Zrn-10	0.0477	0.0061	0.0084	0.0110	0.0022	0.0050	0.0005	-0.20	81.0	2.7	81.0	9.9	130.0	190.0	81.0	2.7	3.7				
MS18a_Zrn-11	0.0630	0.0088	0.0160	0.0123	0.0005	0.0042	0.0006	-0.11	78.9	3.0	102.0	13.0	690.0	270.0	78.9	3.0	22.6				
MS18a_Zrn-12	0.0475	0.0044	0.0081	0.0074	0.0015	0.0041	0.0003	0.02	79.7	1.9	79.5	6.9	40.0	180.0	79.7	1.9	-0.3				
MS18a_Zrn-13	0.0502	0.0065	0.0120	0.0129	0.0004	0.0047	0.0004	0.28	82.5	2.5	88.0	11.0	240.0	240.0	82.5	2.5	6.3				
MS18a_Zrn-14	0.0502	0.0058	0.0080	0.0097	0.0016	0.0042	0.0004	-0.29	80.9	2.2	85.0	8.8	110.0	240.0	80.9	2.2	4.8				
MS18a_Zrn-15	0.0496	0.0074	0.0830	0.0120	0.0003	0.0044	0.0005	-0.11	80.5	2.1	82.0	12.0	90.0	290.0	80.5	2.1	1.8				
MS18a_Zrn-16	0.0496	0.0041	0.0855	0.0064	0.0015	0.0040	0.0003	-0.05	80.1	1.9	83.1	6.0	140.0	160.0	80.1	1.9	3.6				
MS18a_Zrn-17	0.0462	0.0057	0.0810	0.0120	0.0004	0.0041	0.0004	-0.18	81.5	2.7	78.0	11.0	-20.0	260.0	81.5	2.7	-4.5				
MS18a_Zrn-18	0.0514	0.0059	0.0910	0.0126	0.0003	0.0048	0.0004	-0.11	80.8	2.0	90.0	9.4	270.0	210.0	80.8	2.0	10.2				
MS18a_Zrn-19	0.0610	0.0092	0.0960	0.0126	0.0006	0.0048	0.0005	-0.04	80.4	3.5	92.0	14.0	630.0	290.0	80.4	3.5	12.6				
MS18a_Zrn-20	0.0590	0.0120	0.1060	0.0127	0.0005	0.0053	0.0007	-0.20	81.6	3.2	101.0	17.0	400.0	350.0	81.6	3.2	19.2				
MS18a_Zrn-21	0.0534	0.0091	0.0950	0.0140	0.0027	0.0059	0.0006	0.26	81.2	3.3	92.0	14.0	210.0	300.0	81.2	3.3	11.7				
MS18a_Zrn-22	0.0556	0.0094	0.0796	0.0094	0.0014	0.0045	0.0006	0.15	79.5	2.6	77.3	8.9	-10.0	300.0	79.5	2.6	-2.8				
MS18a_Zrn-23	0.0490	0.0097	0.0800	0.0124	0.0004	0.0050	0.0006	0.12	80.0	2.7	77.0	15.0	100.0	330.0	80.0	2.7	-3.9				
MS18a_Zrn-24	0.0585	0.0077	0.1010	0.0160	0.0025	0.0046	0.0005	0.18	80.0	3.0	97.0	15.0	520.0	270.0	80.0	3.0	17.5				
MS18a_Zrn-25	0.0565	0.0074	0.1000	0.0120	0.0006	0.0053	0.0007	-0.02	85.0	3.8	96.0	12.0	420.0	260.0	85.0	3.8	11.5				
MS18a_Zrn-26	0.0517	0.0050	0.0895	0.0086	0.0017	0.0037	0.0003	0.04	81.0	2.1	86.8	8.0	210.0	190.0	81.0	2.1	6.7				
MS18a_Zrn-27	0.0590	0.0089	0.1000	0.0124	0.0003	0.0044	0.0006	0.00	79.7	2.0	96.0	13.0	360.0	270.0	79.7	2.0	17.0				
MS18a_Zrn-28	0.0552	0.0081	0.0980	0.0140	0.0005	0.0048	0.0005	-0.22	83.2	3.1	94.0	13.0	260.0	290.0	83.2	3.1	11.5				
MS18a_Zrn-29	0.0503	0.0059	0.0730	0.0086	0.0012	0.0042	0.0004	0.02	79.9	3.0	84.5	8.0	230.0	220.0	79.9	3.0	5.4				
MS18a_Zrn-30	0.0540	0.0100	0.0730	0.0140	0.0011	0.0039	0.0006	0.02	64.5	3.5	70.0	13.0	290.0	380.0	64.5	3.5	7.9				
MS18a_Zrn-31	0.0550	0.0099	0.0680	0.0121	0.0006	0.0045	0.0006	-0.21	77.5	3.5	90.0	15.0	260.0	350.0	77.5	3.5	13.9				
MS18a_Zrn-32	0.0495	0.0057	0.0900	0.0098	0.0014	0.0041	0.0004	0.23	79.4	2.6	88.0	9.1	210.0	230.0	79.4	2.6	9.8				
MS18a_Zrn-33	0.0497	0.0081	0.0880	0.0125	0.0004	0.0041	0.0003	-0.15	80.0	2.4	85.4	7.4	200.0	190.0	80.0	2.4	6.3				
MS18a_Zrn-34	0.0508	0.0044	0.0884	0.0070	0.0017	0.0040	0.0003	-0.09	81.2	2.2	85.9	6.6	210.0	180.0	81.2	2.2	5.5				
MS18a_Zrn-35	0.0508	0.0044	0.0884	0.0070	0.0017	0.0040	0.0003	-0.09	81.2	2.2	85.9	6.6	210.0	180.0	81.2	2.2	5.5				
MS18a_Zrn-36	0.0508	0.0044	0.0884	0.0070	0.0017	0.0040	0.0003	-0.09	81.2	2.2	85.9	6.6	210.0	180.0	81.2	2.2	5.5				
PVA19-7_Zrn-01	0.0469	0.0031	0.0813	0.0123	0.0002	0.0039	0.0002	-0.11	79.0	1.5	79.3	4.9	80.0	140.0	79.0	1.5	0.4				
PVA19-7_Zrn-02	0.0521	0.0032	0.0827	0.0120	0.0003	0.0038	0.0002	-0.11	77.0	1.6	80.5	4.7	160.0	130.0	77.0	1.6	4.3				
PVA19-7_Zrn-03	0.0502	0.0078	0.0895	0.0130	0.0027	0.0003	0.0041	0.0003	81.0	2.2	87.0	12.0	290.0	230.0	81.0	2.2	6.9				
PVA19-7_Zrn-04	0.0620	0.0043	0.1015	0.0065	0.0018	0.0043	0.0003	0.16	75.9	2.0	98.0	6.5	650.0	150.0	75.9	2.0	22.6				
PVA19-7_Zrn-05	0.0497	0.0033	0.0845	0.0054	0.0014	0.0040	0.0002	-0.01	79.6	1.6	82.2	5.1	180.0	140.0	79.6	1.6	3.2				
PVA19-7_Zrn-06	0.0468	0.0027	0.0812	0.0045	0.0002	0.0041	0.0002	0.29	79.9	1.4	79.2	4.4	36.0	120.0	79.9	1.4	-0.9				
PVA19-7_Zrn-07	0.0509	0.0030	0.0856	0.0050	0.0023	0.0040	0.0002	-0.18	78.9	1.4	83.3	4.7	290.0	130.0	78.9	1.4	5.3				
PVA19-7_Zrn-08	0.0494	0.0039	0.0837	0.0067	0.0017	0.0038	0.0002	0.37	81.4	1.8	83.0	6.2	160.0	150.0	81.4	1.8	1.9				
PVA19-7_Zrn-09	0.0647	0.0340	0.1210	0.0440	0.0038	0.0044	0.0092	-0.01	83.1	24.0	116.0	120.0	710.0	100.0	83.1	24.0	28.4				
PVA19-7_Zrn-10	0.0559	0.0098	0.1010	0.0129	0.0004	0.0044	0.0006	0.36	82.8	2.6	98.0	18.0	470.0	240.0	82.8	2.6	15.5				
PVA19-7_Zrn-11	0.0475	0.0025	0.0825	0.0043	0.0017	0.0042	0.0002	0.17	80.4	1.6	80.4	4.1	68.0	110.0	80.4	1.6	-1.0				
PVA19-7_Zrn-12	0.0490	0.0029	0.0850	0.0043	0.0017	0.0040	0.0002	0.09	80.8	1.7	82.8	4.0	130.0	130.0	80.8	1.7	2.4				
PVA19-7_Zrn-13	0.0497	0.0034	0.0833	0.0052	0.0014	0.0041	0.0002	-0.07	79.2	1.6	81.2	4.9	170.0	130.0	79.2	1.6	2.5				
PVA19-7_Zrn-14	0.0610	0.0047	0.1104	0.0080	0.0030	0.0046	0.0002	-0.05	83.0	1.8	106.3	7.2	610.0	130.0	83.0	1.8	21.9				
PVA19-7_Zrn-15	0.0504	0.0040	0.0880	0.0075	0.0026	0.0045	0.0003	0.30	80.9	1.5	86.0	6.9	230.0	160.0	80.9	1.5	5.9				
PVA19-7_Zrn-16	0.0486	0.0038	0.0833	0.0051	0.0017	0.0046	0.0004	0.48	81.4	1.8	81.2	4.8	150.0	130.0	81.4	1.8	-0.2				
PVA19-7_Zrn-17	0.0681	0.0075	0.1080	0.0140	0.0015	0.0044	0.0004	0.33	73.7	2.6	104.0	13.0	830.0	180.0	73.7	2.6	29.1				
PVA19-7_Zrn-18	0.0469	0.0027	0.0836	0.0051	0.0019	0.0041	0.0002	0.22	81.4	1.7	81.4	4.7	40.0	120.0	81.4	1.7	-1.2				
PVA19-7_Zrn-19	0.0482	0.0028	0.0848	0.0051	0.0014	0.0040	0.0002	0.32	80.5	1.4	82.5	4.8	100.0	120.0	80.5	1.4	0.4				
PVA19-7_Zrn-20	0.0459	0.0035	0.0845	0.0062	0.0017	0.0040	0.0002	0.05	81.6	1.8	81.9	5.8	50.0	150.0	81.6	1.8	2.4				
PVA19-7_Zrn-21	0.0526	0.0036	0.0937	0.0066	0.0016	0.0041	0.0002	0.34	80.8	1.8	90.9	5.8	360.0	140.0	80.8	1.8	11.1				
PVA19-7_Zrn-22	0.0509	0.0035	0.0858	0.0031	0.0017	0.0039	0.0002	0.03	75.1	1.9	74.0	5.6	10.0	140.0	75.1	1.9	-1.5				
PVA19-7_Zrn-23	0.0464	0.0045	0.0827	0.0088	0.0014	0.0052	0.0004	0.15	79.2	1.8	83.5	5.4	250.0	140.0	79.2	1.8	5.1				
PVA19-7_Zrn-24	0.0509	0.0035	0.0858	0.0031	0.0017	0.0039	0.0002	0.03	75.1	1.9	74.0	5.6	10.0	140.0	75.1	1.9	-1.5				
PVA19-7_Zrn-25	0.0461	0.0045	0.0827	0.0088	0.0014	0.0052	0.0004	0.15	79.2	1.8	83.5	5.4	250.0	140.0	79.2	1.8	5.1				
PVA19-7_Zrn-26	0.0496	0.0032	0.0839	0.0051	0.0012	0.0042	0.0003	-0.08	78.0	1.4	82.7	4.7	170.0	130.0	78.0	1.4	5.7				
PVA19-7_Zrn-27	0.0514	0.0094	0.0878	0.0180	0.0022	0.0044	0.0007	-0.30	84.2	2.4	85.3	16.0	210.0	250.0	84.2	2.4	8.1				
PVA19-7_Zrn-28	0.0678	0.0074	0.1199	0.0130	0.0003	0.0056	0.0006	-0.21	80.8	1.9	114.9										

Relaciones isotópicas																		
	Edades corregidas (Ma)																	
	$^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$	Dise. %				
PV19-9a_Zm-01	0.0539	0.0642	0.0850	0.0117	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	170.0	74.8	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-02	0.0513	0.0638	0.0819	0.0116	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	170.0	74.8	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-03	0.0503	0.0639	0.0824	0.0118	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	150.0	75.6	1.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-04	0.0483	0.0634	0.0788	0.0117	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	74.7	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-05	0.0509	0.0635	0.0805	0.0116	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	150.0	74.3	1.5	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-06	0.0530	0.0640	0.0872	0.0118	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	160.0	75.5	1.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-07	0.0622	0.0637	0.1003	0.0120	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	160.0	76.7	1.5	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-08	0.0492	0.0637	0.0804	0.0119	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	75.0	1.9	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-09	0.0651	0.0640	0.1180	0.0134	0.0004	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	240.0	85.9	2.4	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-10	0.0493	0.0636	0.0775	0.0116	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	74.3	1.2	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-11	0.0498	0.0636	0.0812	0.0118	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	160.0	75.6	1.8	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-12	0.0521	0.0637	0.0825	0.0116	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	74.4	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-13	0.0521	0.0637	0.0825	0.0116	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	74.4	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-14	0.0535	0.0653	0.0799	0.0109	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	74.4	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-15	0.0538	0.0638	0.0851	0.0114	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	73.2	1.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-16	0.0507	0.0632	0.0970	0.0143	0.0005	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	84.0	2.9	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-17	0.0478	0.0636	0.0742	0.0099	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	75.1	1.9	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-18	0.0650	0.0662	0.1090	0.0116	0.0004	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	210.0	74.2	2.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-19	0.0495	0.0640	0.0845	0.0123	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	170.0	78.5	2.2	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-20	0.0502	0.0630	0.0826	0.0120	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	150.0	76.7	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-21	0.0472	0.0633	0.0750	0.0118	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	150.0	75.4	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-22	0.0639	0.0639	0.1090	0.0122	0.0004	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	240.0	77.9	2.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-23	0.0482	0.0629	0.0776	0.0116	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	74.5	1.6	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-24	0.0489	0.0633	0.0815	0.0120	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	77.1	1.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-25	0.0455	0.0630	0.0739	0.0118	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	130.0	75.8	1.4	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-26	0.0488	0.0629	0.0778	0.0116	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	140.0	74.2	1.9	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-27	0.0474	0.0628	0.0769	0.0117	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	130.0	75.1	2.4	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-28	0.0487	0.0629	0.0783	0.0119	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	120.0	76.1	1.4	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-29	0.0504	0.0635	0.0808	0.0116	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	150.0	76.4	2.0	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-30	0.0498	0.0632	0.0782	0.0117	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	130.0	75.2	1.8	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-31	0.0487	0.0649	0.0796	0.0117	0.0004	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	190.0	75.2	2.5	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-32	0.0505	0.0641	0.0799	0.0118	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	170.0	75.6	1.9	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-33	0.0525	0.0646	0.0857	0.0122	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	170.0	77.8	1.9	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-34	0.0510	0.0632	0.0827	0.0118	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	130.0	75.7	1.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-35	0.0520	0.0635	0.0867	0.0122	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	130.0	78.1	1.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-36	0.0512	0.0640	0.0867	0.0122	0.0003	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	130.0	78.1	1.7	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-37	0.0523	0.0631	0.0845	0.0120	0.0002	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	130.0	76.9	1.5	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-38	0.0618	0.0671	0.1030	0.0119	0.0004	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	160.0	76.0	2.3	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-39	0.0596	0.0639	0.0869	0.0112	0.0005	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	150.0	71.8	3.3	3.0	37.4
PV19-9a_Zm-40	0.0621	0.0646	0.0950	0.0117	0.0004	0.0086	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	180.0	75.0	2.4	3.0	37.4
PV19-11_Zm-01	0.0780	0.0120	0.1450	0.0240	0.0032	0.0066	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	0.0009	290.0	84.5	3.6	3.0	37.4
PV19-11_Zm-02	0.0514	0.0682	0.0970	0.0160	0.0033	0.0066	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	280.0	85.0	2.5	3.0	37.4
PV19-11_Zm-03	0.2760	0.0480	0.5730	0.3600	0.0155	0.0034	0.0230	0.0170	0.0170	0.0170	0.0170	0.0170	0.0170	3360.0	180.0	99.1	21.0	78.2
PV19-11_Zm-04	0.0630	0.0693	0.1070	0.0160	0.0033	0.0066	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	300.0	85.0	2.9	3.0	37.4
PV19-11_Zm-05	0.0507	0.0649	0.0922	0.0099	0.0032	0.0066	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	210.0	84.8	2.5	3.0	37.4
PV19-11_Zm-06	0.0660	0.0689	0.1080	0.0140	0.0028	0.0066	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	300.0	82.0	3.4	3.0	37.4
PV19-11_Zm-07	0.1240	0.0170	0.2520	0.0350	0.0140	0.0066	0.0113	0.0017	0.0017	0.0017	0.0017	0.0017	0.0017	2070.0	210.0	89.4	2.8	60.3
PV19-11_Zm-08	0.0560	0.0699	0.0920	0.0160	0.0025	0.0066	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	300.0	80.0	4.0	3.0	37.4
PV19-11_Zm-09	0.0640	0.0699	0.1060	0.0160	0.0028	0.0066	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	300.0	81.9	3.7	3.0	37.4
PV19-11_Zm-10	0.1140	0.0120	0.2230	0.0250	0.0142	0.0066	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	230.0	90.8	3.7	3.0	37.4
PV19-11_Zm-11	0.0710	0.0120	0.1250	0.0230	0.0135	0.0066	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	0.0067	290.0	86.1	2.6	3.0	37.4
PV19-11_Zm-12	0.1550	0.0460	0.3180	0.3800	0.0151	0.0028	0.0114	0.0110	0.0110	0.0110	0.0110	0.0110	0.0110	230.0	96.4	17.0	66.6	37.4
PV19-11_Zm-13	0.0870	0.0150	0.1510	0.0280	0.0140	0.0066	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	230.0	89.8	4.1	3.0	37.4
PV19-11_Zm-14	0.0901	0.0150	0.1510	0.0280	0.0140	0.0066	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	0.0061	230.0	89.8	4.1	3.0	37.4
PV19-11_Zm-15	0.0501	0.0688	0.0890	0.0150	0.0029	0.0066	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	300.0	84.5	4.0	3.0	37.4
PV19-11_Zm-16	0.0536	0.0679	0.0990	0.0140	0.0030	0.0066	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	300.0	83.0	3.5	3.0	37.4
PV19-11_Zm-17	0.0519	0.0662	0.0940	0.0110	0.0034	0.0066	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	300.0	85.9	2.5	3.0	37.4
PV19-11_Zm-18	0.0830	0.015																

Relaciones isotópicas																		
Ejemplar	Edades corregidas (Ma)																	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Best age (Ma)	Disc. %				
PVA19-22_Zm-01	0.0470	0.0034	0.0084	0.0056	0.0126	0.0003	0.0041	0.0002	0.11	80.5	1.9	78.3	5.3	40.0	140.0	80.5	1.9	-2.8
PVA19-22_Zm-02	0.0470	0.0067	0.1200	0.0126	0.0126	0.0004	0.0053	0.0007	-0.51	80.5	2.3	115.0	10.0	840.0	250.0	80.5	2.3	30.0
PVA19-22_Zm-03	0.0639	0.0067	0.1100	0.0126	0.0044	0.0043	0.0043	0.0003	0.03	81.6	2.4	106.0	9.5	610.0	200.0	81.6	2.4	23.0
PVA19-22_Zm-04	0.0511	0.0027	0.0856	0.0042	0.0123	0.0002	0.0040	0.0002	0.11	79.0	1.5	83.3	3.9	210.0	110.0	79.0	1.5	5.2
PVA19-22_Zm-05	0.0476	0.0017	0.0766	0.0028	0.0118	0.0002	0.0036	0.0001	-0.15	75.8	1.4	74.9	2.6	74.0	81.0	75.8	1.4	-1.3
PVA19-22_Zm-06	0.0610	0.0057	0.1040	0.0088	0.0125	0.0004	0.0043	0.0003	-0.16	80.3	2.4	100.0	8.1	670.0	200.0	80.3	2.4	19.7
PVA19-22_Zm-07	0.0535	0.0034	0.0940	0.0057	0.0129	0.0003	0.0041	0.0002	0.20	82.9	1.8	91.1	5.2	330.0	140.0	82.9	1.8	9.0
PVA19-22_Zm-08	0.0529	0.0047	0.0930	0.0091	0.0133	0.0003	0.0041	0.0003	-0.18	85.3	1.9	91.6	8.1	290.0	180.0	85.3	1.9	6.9
PVA19-22_Zm-10	0.0542	0.0079	0.0930	0.0140	0.0122	0.0004	0.0042	0.0004	-0.18	78.4	2.3	89.0	12.0	340.0	250.0	78.4	2.3	11.9
PVA19-22_Zm-11	0.0690	0.0110	0.1110	0.0170	0.0124	0.0007	0.0044	0.0007	0.27	79.4	4.1	106.0	15.0	790.0	320.0	79.4	4.1	25.1
PVA19-22_Zm-12	0.0456	0.0031	0.0824	0.0056	0.0129	0.0003	0.0042	0.0002	-0.06	82.7	1.8	80.2	5.3	-20.0	140.0	82.7	1.8	-3.1
PVA19-22_Zm-13	0.0700	0.0091	0.1280	0.0170	0.0135	0.0006	0.0051	0.0006	0.29	86.7	3.9	121.0	15.0	680.0	290.0	86.7	3.9	28.3
PVA19-22_Zm-14	0.0669	0.0047	0.1160	0.0083	0.0127	0.0003	0.0045	0.0002	0.19	81.4	2.0	110.8	7.6	830.0	160.0	81.4	2.0	26.5
PVA19-22_Zm-15	0.0553	0.0040	0.0920	0.0066	0.0129	0.0003	0.0045	0.0003	-0.05	82.5	2.1	89.2	6.1	350.0	150.0	82.5	2.1	7.5
PVA19-22_Zm-16	0.0601	0.0046	0.1072	0.0079	0.0125	0.0003	0.0046	0.0003	-0.17	80.0	2.0	103.1	7.2	620.0	170.0	80.0	2.0	22.4
PVA19-22_Zm-18	0.0562	0.0036	0.0878	0.0060	0.0114	0.0002	0.0037	0.0001	0.05	73.2	1.5	86.8	5.5	390.0	140.0	73.2	1.5	15.7
PVA19-22_Zm-21	0.0638	0.0054	0.0880	0.0100	0.0130	0.0004	0.0040	0.0003	-0.17	77.0	2.4	88.0	9.3	410.0	210.0	77.0	2.4	13.5
PVA19-22_Zm-22	0.0685	0.0059	0.1388	0.0180	0.0138	0.0005	0.0060	0.0008	-0.03	88.5	3.1	124.6	15.0	890.0	210.0	88.5	3.1	29.0
PVA19-22_Zm-23	0.0544	0.0140	0.0980	0.0320	0.0127	0.0005	0.0051	0.0013	-0.09	81.3	3.3	95.0	27.0	400.0	320.0	81.3	3.3	14.4
PVA19-22_Zm-24	0.0507	0.0041	0.0830	0.0066	0.0123	0.0003	0.0041	0.0002	-0.03	78.8	1.9	81.7	6.0	210.0	170.0	78.8	1.9	3.5
PVA19-22_Zm-25	0.0560	0.0051	0.1020	0.0091	0.0127	0.0003	0.0043	0.0004	-0.10	81.4	2.0	98.0	8.3	560.0	180.0	81.4	2.0	15.9
PVA19-22_Zm-26	0.0576	0.0050	0.0990	0.0083	0.0127	0.0003	0.0043	0.0004	-0.25	81.2	2.1	95.6	7.7	470.0	190.0	81.2	2.1	15.1
PVA19-22_Zm-27	0.0602	0.0090	0.1037	0.0190	0.0124	0.0005	0.0041	0.0007	0.57	79.6	3.2	100.1	16.0	580.0	220.0	79.6	3.2	20.5
PVA19-22_Zm-28	0.0504	0.0058	0.0850	0.0100	0.0122	0.0004	0.0042	0.0003	0.49	78.0	2.4	82.0	9.3	170.0	220.0	78.0	2.4	4.9
PVA19-22_Zm-29	0.0525	0.0083	0.0920	0.0150	0.0127	0.0005	0.0044	0.0005	-0.24	81.4	2.8	89.0	13.0	340.0	250.0	81.4	2.8	8.5
PVA19-22_Zm-30	0.0640	0.0077	0.1130	0.0150	0.0132	0.0004	0.0045	0.0006	0.17	84.2	2.5	108.0	14.0	770.0	270.0	84.2	2.5	22.0
PVA19-22_Zm-31	0.0673	0.0042	0.1082	0.0061	0.0117	0.0002	0.0037	0.0002	-0.06	75.0	1.4	104.2	5.5	850.0	170.0	75.0	1.4	28.0
PVA19-22_Zm-32	0.0479	0.0019	0.0820	0.0031	0.0124	0.0002	0.0037	0.0001	0.33	79.4	1.5	79.9	2.9	101.0	88.0	79.4	1.5	0.6
PVA19-22_Zm-33	0.0609	0.0048	0.1078	0.0100	0.0134	0.0004	0.0053	0.0004	0.12	85.6	2.4	103.7	9.0	630.0	150.0	85.6	2.4	17.5
PVA19-22_Zm-34	0.0684	0.0056	0.1090	0.0097	0.0120	0.0004	0.0057	0.0005	0.04	77.1	2.7	105.0	8.7	870.0	160.0	77.1	2.7	26.6
PVA19-22_Zm-37	0.0493	0.0041	0.0834	0.0070	0.0123	0.0003	0.0039	0.0003	-0.08	78.9	2.0	81.2	6.5	130.0	160.0	78.9	2.0	2.8
PVA19-24_Zm-01	0.0481	0.0040	0.0739	0.0062	0.0110	0.0002	0.0037	0.0005	-0.06	70.3	1.5	72.3	5.8	140.0	160.0	70.3	1.5	2.8
PVA19-24_Zm-02	0.0620	0.0150	0.0850	0.0230	0.0099	0.0005	0.0033	0.0009	-0.34	63.6	2.9	63.0	20.0	780.0	290.0	63.6	2.9	23.4
PVA19-24_Zm-03	0.0629	0.0072	0.0928	0.0120	0.0110	0.0003	0.0039	0.0005	0.15	70.7	2.0	77.0	11.0	180.0	270.0	70.7	2.0	8.2
PVA19-24_Zm-04	0.0629	0.0073	0.0928	0.0120	0.0110	0.0003	0.0039	0.0005	0.36	70.2	2.0	88.7	9.8	660.0	240.0	70.2	2.0	20.9
PVA19-24_Zm-06	0.0506	0.0053	0.0756	0.0080	0.0109	0.0003	0.0036	0.0003	-0.14	70.0	1.6	73.7	7.5	180.0	220.0	70.0	1.6	5.0
PVA19-24_Zm-07	0.0569	0.0120	0.0870	0.0230	0.0112	0.0004	0.0043	0.0010	-0.02	71.4	2.4	86.0	20.0	420.0	350.0	71.4	2.4	17.0
PVA19-24_Zm-08	0.0478	0.0034	0.0734	0.0058	0.0111	0.0002	0.0033	0.0003	0.23	71.3	1.5	71.8	5.5	90.0	150.0	71.3	1.5	0.7
PVA19-24_Zm-09	0.0506	0.0043	0.0768	0.0070	0.0109	0.0002	0.0034	0.0004	0.27	69.8	1.2	74.9	6.6	250.0	180.0	69.8	1.2	6.8
PVA19-24_Zm-10	0.0513	0.0048	0.0863	0.0083	0.0121	0.0003	0.0045	0.0005	0.07	77.2	1.7	83.8	7.8	220.0	190.0	77.2	1.7	7.9
PVA19-24_Zm-11	0.0510	0.0100	0.0790	0.0150	0.0110	0.0006	0.0044	0.0008	0.02	70.2	3.6	77.0	14.0	90.0	370.0	70.2	3.6	8.1
PVA19-24_Zm-12	0.0495	0.0052	0.0753	0.0085	0.0110	0.0002	0.0044	0.0005	0.22	70.2	1.4	74.6	8.3	230.0	210.0	70.2	1.4	5.9
PVA19-24_Zm-13	0.0498	0.0047	0.0743	0.0071	0.0108	0.0002	0.0039	0.0003	-0.07	69.5	1.2	73.6	7.0	130.0	190.0	69.5	1.2	5.6
PVA19-24_Zm-14	0.0559	0.0074	0.0796	0.0130	0.0103	0.0003	0.0050	0.0006	0.30	66.1	1.6	77.6	12.0	450.0	230.0	66.1	1.6	14.8
PVA19-24_Zm-16	0.0531	0.0041	0.0819	0.0071	0.0109	0.0003	0.0041	0.0004	-0.06	69.7	1.6	79.7	6.6	330.0	150.0	69.7	1.6	12.5
PVA19-24_Zm-17	0.0503	0.0061	0.0742	0.0088	0.0108	0.0003	0.0044	0.0005	-0.13	72.4	8.3	72.4	8.3	110.0	230.0	69.4	1.9	4.1
PVA19-24_Zm-18	0.0521	0.0047	0.0820	0.0080	0.0110	0.0002	0.0044	0.0003	-0.10	70.3	1.4	80.0	7.5	250.0	190.0	70.3	1.4	12.1
PVA19-24_Zm-19	0.0673	0.0074	0.0943	0.0100	0.0106	0.0003	0.0035	0.0006	-0.19	68.0	1.9	91.2	10.0	770.0	240.0	68.0	1.9	25.4
PVA19-24_Zm-20	0.0630	0.0069	0.0770	0.0092	0.0103	0.0003	0.0034	0.0003	-0.10	66.0	1.8	75.0	8.7	220.0	250.0	66.0	1.8	11.0
PVA19-24_Zm-21	0.0481	0.0034	0.0755	0.0056	0.0110	0.0002	0.0029	0.0003	-0.06	70.8	1.1	73.8	5.3	110.0	140.0	70.8	1.1	4.1
PVA19-24_Zm-22	0.0526	0.0048	0.0754	0.0080	0.0107	0.0003	0.0034	0.0004	0.47	68.3	1.9	73.8	7.9	280.0	190.0	68.3	1.9	7.5
PVA19-24_Zm-24	0.0569	0.0060	0.0840	0.0087	0.0107	0.0003	0.0034	0.0004	-0.13	68.5	1.7	82.0	8.2	430.0	210.0	68.5	1.7	16.5
PVA19-24_Zm-25	0.0520	0.0043	0.0795	0.0073	0.0108	0.0002	0.0035	0.0003	0.14	69.4	1.5	77.5	6.8	290.0	180.0	69.4	1.5	10.5
PVA19-24_Zm-27	0.0490	0.0045	0.0742	0.0068	0.0108	0.0002	0.0034	0.0002	-0.04	69.1	1.4	73.6	6.4	210.0	170.0	69.1	1.4	6.1
PVA19-24_Zm-28	0.0565	0.0086	0.0870	0.0130	0.0114	0.0005	0.0048	0.0006	0.09	73.1	3.5	84.0	13.0	530.0	260.0	73.1	3.5	13.0
PVA19-24_Zm-29	0.0485	0.0030	0.0742	0.0049	0.0110	0.0002	0.0037	0.0002	0.01	70.4	1.1	72.6	4.6	120.0	130.0	70.4	1.1	3.0
PVA19-24_Zm-30	0.0511	0.0051	0.0732	0.0077	0.0107	0.0003	0.0037	0.0003	-0.01	68.8	1.7	72.6	7.2	170.0	200.0	68.8	1.7	5.2
PVA19-24_Zm-31	0.0470	0.0056	0.0714	0.0086	0.0110	0.0003	0.0039	0.0004	0.00	70.6	1.8	69.7	8.2	40.0	240.0	70.6	1.8	-1.3
PVA19-24_Zm-32	0.0497	0.0040	0.0747	0.0068	0.0105	0.0003	0.0035	0.0004	0.28	70.5	1.8	73.0	6.4	160.0	170.0	70.5	1.8	3.4
PVA19-24_Zm-33	0.0518	0.0052	0.0772	0.0078	0.0110	0.0003	0.0038	0.0004	0.05	67.1	1.6	75.2	7.3	280.0	190.0	67.1	1.6	10.8
PVA19-24_Zm-34	0.0582	0.0053	0.0															

iii. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS DE U-Pb EN TITANITA

	Relaciones isotópicas						Rho	Edades corregidas (Ma)					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	Pb corr age (Ma)	$\pm 2\sigma$
MS18a_Ttn-01	0.2290	0.0140	0.5040	0.0270	0.0152	0.0005	-0.15	97.4	3.4	412.0	18.0	72.5	3.2
MS18a_Ttn-02	0.2220	0.0130	0.4650	0.0230	0.0156	0.0006	0.06	99.6	3.9	387.0	16.0	75	4
MS18a_Ttn-03	0.2490	0.0170	0.5720	0.0390	0.0169	0.0006	0.30	107.8	3.8	464.0	27.0	77.4	4.3
MS18a_Ttn-04	0.2190	0.0140	0.4670	0.0290	0.0156	0.0005	-0.12	100.0	3.1	387.0	20.0	76.4	3.5
MS18a_Ttn-05	0.1048	0.0045	0.1882	0.0078	0.0130	0.0003	-0.13	83.1	1.7	174.9	6.7	76.8	1.7
MS18a_Ttn-06	0.2910	0.0170	0.7650	0.0430	0.0189	0.0008	0.17	120.8	4.9	574.0	25.0	80.7	5
MS18a_Ttn-07	0.2270	0.0110	0.4690	0.0210	0.0154	0.0006	0.22	98.7	3.5	389.0	15.0	73.8	3.5
MS18a_Ttn-08	0.2240	0.0130	0.4930	0.0270	0.0158	0.0005	0.11	101.1	3.1	411.0	18.0	75.7	3
MS18a_Ttn-09	0.2370	0.0110	0.5340	0.0270	0.0159	0.0004	0.08	101.6	2.8	433.0	18.0	75	2.8
MS18a_Ttn-10	0.2360	0.0130	0.5390	0.0280	0.0165	0.0004	0.22	105.7	2.7	438.0	19.0	78.3	3
MS18a_Ttn-11	0.2520	0.0120	0.5920	0.0270	0.0172	0.0005	0.23	110.0	3.4	473.0	17.0	78.5	3.5
MS18a_Ttn-12	0.3060	0.0180	0.7860	0.0370	0.0189	0.0009	0.23	120.5	5.4	590.0	20.0	77	5.2
MS18a_Ttn-13	0.2840	0.0230	0.6670	0.0400	0.0171	0.0010	-0.16	109.3	6.0	516.0	25.0	75.3	6.7
MS18a_Ttn-14	0.2500	0.0160	0.6150	0.0300	0.0175	0.0007	-0.01	112.4	4.6	485.0	19.0	81	5.2
MS18a_Ttn-15	0.2790	0.0180	0.6520	0.0460	0.0176	0.0008	0.42	113.0	5.0	510.0	29.0	76.5	4.6
MS18a_Ttn-16	0.2760	0.0150	0.5990	0.0330	0.0157	0.0005	-0.10	100.4	3.3	478.0	20.0	69.4	3.7
MS18a_Ttn-17	0.2990	0.0160	0.7230	0.0370	0.0175	0.0007	0.32	112.0	4.6	550.0	22.0	73.5	4.4
MS18a_Ttn-18	0.2570	0.0140	0.5750	0.0290	0.0162	0.0006	0.12	103.4	3.7	459.0	19.0	72.4	3.7
MS18a_Ttn-19	0.2510	0.0180	0.5770	0.0330	0.0165	0.0007	-0.05	105.5	4.1	460.0	21.0	76.7	4.9
MS18a_Ttn-20	0.2380	0.0130	0.5630	0.0300	0.0171	0.0007	0.12	109.5	4.2	451.0	19.0	79.2	4.4
MS18a_Ttn-21	0.2630	0.0180	0.6620	0.0410	0.0186	0.0006	0.10	118.6	3.9	520.0	25.0	84.6	4.6
MS18a_Ttn-22	0.3350	0.0270	0.8220	0.0600	0.0181	0.0010	0.25	115.6	6.4	608.0	32.0	71	7.5
MS18a_Ttn-23	0.2300	0.0170	0.5400	0.0340	0.0173	0.0006	-0.08	110.3	4.0	436.0	23.0	83	4.9
MS18a_Ttn-24	0.2570	0.0200	0.5990	0.0410	0.0168	0.0008	0.05	107.6	5.0	480.0	25.0	75.3	5.1
MS18a_Ttn-25	0.2280	0.0100	0.5020	0.0210	0.0160	0.0004	0.09	102.2	2.6	412.0	14.0	76.4	2.7
MS18a_Ttn-26	0.2120	0.0120	0.4430	0.0210	0.0154	0.0006	-0.03	98.2	3.5	372.0	15.0	76.1	3.7
MS18a_Ttn-27	0.2230	0.0130	0.4940	0.0240	0.0158	0.0006	0.00	101.1	3.6	409.0	16.0	75.7	4
MS18a_Ttn-28	0.3180	0.0210	0.7880	0.0530	0.0182	0.0007	0.21	116.2	4.3	590.0	29.0	70.7	4.5
MS18a_Ttn-29	0.2400	0.0140	0.5330	0.0310	0.0163	0.0005	-0.04	104.2	3.1	431.0	21.0	75.7	3.3
MS18a_Ttn-30	0.2470	0.0150	0.5610	0.0360	0.0163	0.0006	0.25	104.3	3.7	449.0	23.0	74.9	3.8

iv. CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA EN ZIRCONES

P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U		
MS18a_Zrn-01	-170	92.2	8.9	3310	1.48	0.0036	8.17	0.976	4.91	9.86	1.89	60.2	22.78	280	107.9	479	885	172.8	7650	5.4	328	436.0	
MS18a_Zrn-02	220	98.7	8.1	700	0.78	0.031	3.31	0.96	0.5	1.74	0.3	10.2	4.05	53.6	22	110.6	247	54	8530	1.8	38.13	116.1	
MS18a_Zrn-03	180	96.8	7.8	1668	0.55	0.015	4.29	1.126	3.03	6.25	1.23	30.2	10.84	139.7	57.2	261	520	105	8750	2.9	108.9	196.0	
MS18a_Zrn-04	-50	74.9	5.4	657	0.67	0.006	5.96	0.813	0.99	2.28	0.28	8.66	3.78	50.9	21.1	103	223	49.7	9530	5.2	65.1	346.3	
MS18a_Zrn-05	-300	119.1	7.4	983	1.05	0	4.83	0.79	0.41	3.56	0.40	12	5.25	66.5	30.4	155	367	82.3	9090	3.2	61.12	196.7	
MS18a_Zrn-06	-110	95.2	10.8	1470	0.48	0.01	4.22	1.03	2.56	6.44	0.96	31.5	10.88	132	51.5	227.4	414	83.2	8520	2.3	86.4	148.8	
MS18a_Zrn-07	-70	88.1	4.9	1006	0.419	0.009	4.45	0.86	2.37	4.05	1.3	17.5	6.28	79.4	31.5	154.1	366	80.8	8990	4.1	187.2	302.0	
MS18a_Zrn-08	-100	89.5	4.5	791	0.55	0.036	3.67	0.89	0.58	2.97	0.34	13.3	5.27	66.1	26.6	123	251	50.5	9600	1.2	37.1	86.4	
MS18a_Zrn-09	-70	102.2	7.1	729	0.67	0.0045	3.4	0.94	0.48	1.95	0.356	10.35	4.17	54.2	23.6	116.2	266	57.1	9920	1.8	41	119.2	
MS18a_Zrn-10	-70	88	9.9	1890	0.55	0.012	5.88	0.92	3.1	5.5	1.2	37.2	12.5	107.2	62.5	178	524	108.9	9360	3.2	114.9	195.0	
MS18a_Zrn-11	260	96.7	8.8	1243	0.61	0.022	3.58	1.05	2.37	6.22	1.14	26.5	9.48	109.2	47.1	208	353	71.1	8370	1.6	59.46	106.4	
MS18a_Zrn-13	-40	116.5	10.4	2056	1.45	0.159	8.27	1.063	2.9	5.98	1.16	35.5	13.46	167.9	68.7	313	626	126.2	8150	4.8	259.9	357.0	
MS18a_Zrn-14	-240	97.4	9.3	2300	0.89	0.02	5.81	1.04	3.51	8.62	1.34	41.7	16.3	190	78.1	353	656	134	7860	3.2	139	209.0	
MS18a_Zrn-15	230	111.4	10	1041	0.73	0	6.67	0.93	0.91	3.13	0.52	17.2	6.51	82.3	34	162.5	344.4	72.6	9320	3.2	114.7	228.4	
MS18a_Zrn-16	520	128.2	10.7	1037	1.08	0	4.51	0.849	0.88	2.88	0.462	14.67	6.04	74.3	32.87	166.1	376	83.9	8550	2.5	55.1	187.0	
MS18a_Zrn-17	330	90.7	5.3	1578	0.72	0	5.74	0.897	2.42	5.62	1.3	26.4	10.15	127.5	51.8	246.1	550	113.1	10090	5.3	249.3	419.0	
MS18a_Zrn-18	380	109.4	10.9	1431	0.73	0.036	4.4	1.02	1.87	4.99	1	28.8	10.51	124.4	48.8	217	435	87.5	8270	2.1	82.6	157.1	
MS18a_Zrn-19	310	115.8	9.2	1556	1.17	0.034	6.6	0.95	1.68	4.86	0.76	25	9.13	122.7	51	245	503	107.6	9070	3.8	130	260.0	
MS18a_Zrn-20	380	97.4	12.8	1361	0.54	0.009	3.74	0.95	2.8	6.3	1.19	30.2	10.78	121.9	46.3	204	362	72.5	7800	1.3	52	82.3	
MS18a_Zrn-21	270	111.4	12.2	1238	0.86	0	3.78	1.08	1.86	4.17	0.75	23.2	8.89	99.5	41.4	189	376	77.7	7940	1.5	55.1	103.6	
MS18a_Zrn-22	470	106.1	10	974	0.52	0.0043	3.39	0.9	1.47	4.03	0.68	18.7	6.87	83	32.6	148.4	305	63.6	8590	1.3	43.5	95.4	
MS18a_Zrn-23	-70	131.2	10.8	966	1.23	0	5.19	0.847	0.77	2.31	0.439	13.4	5.37	68.5	30.5	157.1	370	80.9	8260	2.1	54.2	158.2	
MS18a_Zrn-24	-540	107.1	11.9	1156	0.96	0.027	4.18	0.83	0.97	3.61	0.58	20.2	7.34	94.8	37.8	175.7	360	73.3	7820	1.8	67.9	143.0	
MS18a_Zrn-25	60	90.8	7.1	1438	0.49	0.014	4.25	0.98	2.78	5.07	0.73	26.6	9.6	118.5	48.2	216	417	82.8	8820	2.1	98.5	168.9	
MS18a_Zrn-26	800	101.8	8	1010	0.55	0.006	4.29	0.91	1.27	3.9	0.64	18.5	6.6	81	32.8	153	310	63.4	9470	1.5	57	121.0	
MS18a_Zrn-27	560	193.9	11.8	1834	2.22	0	8.9	1.01	1.38	3.98	0.83	23.9	10.01	132.6	59.9	293	640	132.9	8770	4.0	135.9	315.9	
MS18a_Zrn-28	-410	124.3	7.4	972	0.89	0.012	4.51	0.83	0.65	2.39	0.42	15	5.62	73.7	20.7	154.8	340	74.4	8570	2.5	61.6	169.6	
MS18a_Zrn-29	150	96.8	8.1	669	0.67	0.026	3.91	1.03	0.77	2.4	0.34	10.6	4.02	48.9	21	105	225	45.4	8970	1.4	43.9	103.4	
MS18a_Zrn-30	-80	96.8	17.7	1748	0.65	0.029	4.77	1.009	2.87	6.94	1.16	33.8	12.97	153.3	61.3	266.3	492	97.8	8080	2.0	101.8	155.3	
MS18a_Zrn-31	-490	101.1	14.1	706	0.64	0.01	6.83	1.05	1.16	3.63	0.315	14.5	5.02	64.3	25.2	105.9	235	49.6	8880	1.1	39.3	79.6	
MS18a_Zrn-32	400	89.3	9.8	757	0.46	0	3.36	0.8	1.1	3.41	0.361	13.8	5.09	60.6	33	115.9	235	49.6	8880	1.1	39.3	79.6	
MS18a_Zrn-33	-100	106.8	11.3	896	0.88	0.034	6.24	0.9	1.07	2.23	0.41	12.5	5.39	70.1	28.4	136.9	303	60.8	10310	2.7	107.5	243.4	
MS18a_Zrn-35	-1600	97	7.1	2190	1.01	0	6.12	0.932	3.69	7.99	1.22	43.2	15.9	192	75.3	334	622	123	8160	3.9	195	298.0	
MS18a_Zrn-36	1700	116.2	11.2	2206	1.12	0.034	6.81	0.98	3.01	7.36	1.37	42.9	15.58	192.9	74.8	343	654	130.4	9070	4.3	187.3	313.6	
PVA19-7_Zrn-01	2900	122.5	11.7	2846	4.71	0.032	32.6	1.048	6.41	13.28	1.4	64.9	22.4	288.7	96	409	730	134.3	8150	10.0	748	823	
PVA19-7_Zrn-02	400	67.3	6.4	1600	2.65	1.03	21.1	1.53	6.5	7.8	0.75	37.6	12.71	139.5	51.6	234	460	91	12710	14.6	477	1328	
PVA19-7_Zrn-03	900	71	14	5080	5.73	1.04	32.2	1.51	10.8	20.4	1.75	111.8	39	436	159	669	1167	214	7300	14.6	1156	997	
PVA19-7_Zrn-04	-1400	85.7	12.6	1410	3.13	0.47	22.4	0.98	2.59	5.18	2.08	28.2	10.5	123	48.4	209	404	78.7	7140	6.9	491	523	
PVA19-7_Zrn-05	130	94.7	8.7	4110	3.76	0.048	26.78	1.31	8.54	20.4	2.56	100.7	34.2	376	133.9	578	980	177.8	8020	11.5	845	870	
PVA19-7_Zrn-06	620	98.5	8.6	5480	5.1	0.087	40.9	1.54	11.3	29.4	2.56	138.6	45.8	493	172.5	699	1151	203.2	7540	15.2	1294	1272	
PVA19-7_Zrn-08	970	80.9	10.3	7350	8.61	1.3	52.4	1.88	14.4	34.1	3.54	181.8	60.2	647	231	932	1475	266	7550	18.2	2090	1363	
PVA19-7_Zrn-09	410	91	11.4	1205	2.27	0.062	19.5	0.96	1.73	4.87	0.44	23.2	8.3	102.7	38.7	177	327	63.6	10050	7.2	497	503	
PVA19-7_Zrn-10	460	126.7	14.3	4810	3.96	0.188	41.9	1.62	14.3	26.4	3.45	120.9	40.73	441	154.5	631	1094	186.4	8790	11.7	1102	1081	
PVA19-7_Zrn-11	350	89.1	25.5	3510	3.91	0.058	25.4	1.45	8.8	21.6	1.63	94	31.6	347	123	518	910	162	9330	8.2	697	690	
PVA19-7_Zrn-12	40	98.2	12.1	4630	4.24	0.077	32.3	1.62	10.68	24.8	1.77	121.2	39.3	430	150.5	626	1053	184.6	7630	13.0	901	960	
PVA19-7_Zrn-13	120	81.9	12.7	4060	3.57	0.088	24.3	1.43	7.37	16.4	1.67	94.8	32.5	369	133.8	567	960	176.3	8850	11.4	907	891	
PVA19-7_Zrn-14	430	105.6	14.8	1950	4.04	0.56	33.8	1.04	4.29	6.79	0.71	35.7	13.59	169.6	63.6	285	516	93.6	8300	11.0	1010	738	
PVA19-7_Zrn-15	-60	87	100	3480	4.3	0.068	26.9	1.36	11	19.4	1.52	92.3	30	337	115.3	503	876	165.8	7880	10.7	655	660	
PVA19-7_Zrn-16	-30	143.7	20.8	2370	6.56	0.045	29.9	1.07	3.39	8.6	0.76	39.2	15.3	193.4	74.7	349	686	128.5	8470	9.5	510	791	
PVA19-7_Zrn-17	-150	75.2	5.5	980	1.77	0.018	14.1	0.94	2.05	3.74	0.36	18.5	7	82	32.2	146	290	57.5	11690	7.0	260	475	
PVA19-7_Zrn-18	-30	86.4	880	1080	3.33	0.34	10.1	1.13	28.2	8.1	5.3	68.4	22	81	94	35.5	156	317	65.7	10030	7.6	95	476
PVA19-7_Zrn-19	310	94.4	14.1	4420	5.26	0.063	28	1.42	12.26	28.1	2.04	124.9	38.9	426	144	593	966	170.2	7110	11.4	767	833	
PVA19-7_Zrn-20	550	104.6	11.1	4420	5.26	0.063	28	1.42	12.26	28.1	2.04	124.9	38.9	426	144	593	966	170.2	7110	11.4	767	833	
PVA19-7_Zrn-21	20	125.1	11.8	2220	4.86	0.034	24.4	1.154	3.56	8.5	0.82	41.3	14.4	183	72.9	335	654	125.6	8970	9.6	447	665	
PVA19-7_Zrn-23	140	82.9	5.5	3020	3.93	0.059	28.7	1.45	7.2	12.9	1.26	73.8	24.2	275	102.2	438	790	149	9540	11.2	716	816	
PVA19-7_Zrn-24	180	71.9	14.1	2810	3.05	0.05	23.1	1.31	7.08	15.1	0.92	71.2	23.3	264	96.7	411	711	137.8	6860	8.3	627	612	
PVA19-7_Zrn-25	310	99.4	31.5	2410	3.59	0.28	26.6	1.27	5.76	11.5	1.56	55.5	19	224	82	363	653	122.					

P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	
PVA19-9a_Zrn-01	170	319	6.1	6860	4.18	0.298	49.3	3.44	36.9	47.2	16.1	179.1	54.7	579	199.3	865	1846	365	7810	7.3	894	613
PVA19-9a_Zrn-02	230	196.9	10.4	4770	3.06	0.037	33	1.37	10.87	25.1	8.85	118.4	37	397	146.6	626	1285	268.5	7470	8.4	981	623
PVA19-9a_Zrn-03	940	306	10.9	6290	3.12	0.32	42.2	3.12	42.3	14.37	158.7	48.3	527	183	811	1674	346	7280	6.7	794	530	
PVA19-9a_Zrn-04	90	190.5	10	3600	4.16	0.043	28.2	1.12	4.71	13.7	4.99	66.8	23.9	280	108.7	492	1087	227.1	6950	7.2	680	610
PVA19-9a_Zrn-05	480	309	9.1	6840	4.01	0.395	53.6	4.06	43.2	5.4	17.38	191.5	58	612	204.8	774	1801	367	7340	7.1	992	611
PVA19-9a_Zrn-06	1140	282	8.4	6170	3.97	0.262	44.8	2.75	30.1	36.9	13.25	148.6	48	518	179.8	780	1631	338	7770	8.1	877	618
PVA19-9a_Zrn-07	1220	305	8	6670	3.94	0.252	54.1	3.64	39.9	52.4	17.6	194.5	48	518	179.8	780	1631	338	7770	8.1	877	618
PVA19-9a_Zrn-08	650	188	3.9	2160	2.12	0	18.8	0.861	1.36	4.14	2.14	28.5	12.25	161.4	67.9	340	794	183	8680	7.1	448	584
PVA19-9a_Zrn-09	-1790	171	10.2	3260	3.5	0.082	24.6	0.97	13.2	5.7	1.68	33.4	14.6	181	74.3	379	871	187	9150	9.0	445	479
PVA19-9a_Zrn-10	-2190	145.7	11.3	3930	5.85	0.86	90.8	1.59	6	9.4	5.08	56.5	22	292	126.5	634	1571	350	18600	74.5	2324	4761
PVA19-9a_Zrn-11	520	288	7.3	6030	3.41	0.298	45.4	3.16	35.3	48.1	15.83	174.6	50.6	535	183.1	770	1604	334	7310	6.6	801	497
PVA19-9a_Zrn-12	180	216.3	5.4	3720	2.15	0.134	25.4	2.03	18.5	25.4	7.96	93	29.6	324	120.9	536	1191	258	8060	6.4	506.3	544
PVA19-9a_Zrn-14	770	82.9	1.8	565	0.41	0	4.89	0.97	0.77	2.4	0.57	9.6	3.39	40.7	17.5	89	231	55.4	11060	3.9	66.1	319
PVA19-9a_Zrn-15	750	220.9	5.6	4910	2.71	0.141	30.5	20.9	19.5	30.2	10.72	116.5	36.5	403	148	671	1488	316.9	7530	6.0	616	509
PVA19-9a_Zrn-16	200	137	3.3	1820	2.4	0.006	23.6	0.95	1.5	3.51	1.37	24.9	9.8	125	57	285	670	151	11150	8.1	530	660
PVA19-9a_Zrn-17	1000	294	10.5	6470	3.6	0.305	44.8	3.42	36.9	48.5	16.55	179.1	53.7	556	191.7	830	1647	342	6840	5.8	794	487
PVA19-9a_Zrn-18	930	126.7	30	1730	0.92	0.072	9.75	1.06	6.3	9.2	3.23	40	12.48	148.2	55.1	251	580	130.3	7170	2.5	169.2	193.2
PVA19-9a_Zrn-19	0	116	3.2	1070	0.97	0.026	9.5	0.95	2.45	5	1.67	20.8	6.7	84	33.1	155	368	83	10140	4.7	156	360
PVA19-9a_Zrn-20	1650	207.7	12.2	4460	4.39	0.037	33.3	1.24	7.75	17	6.53	89.1	31	353	133.7	603	1241	259.7	6990	9.0	527	592
PVA19-9a_Zrn-21	960	228.9	4.7	3400	2.36	0.036	22.5	1.31	7.38	15	5.83	68.9	23.83	273.4	106.5	501	1192	273.4	7980	7.0	527	592
PVA19-9a_Zrn-22	260	183	8.2	3030	1.65	0.097	17.1	1.59	11.1	18.5	6.73	71.3	23	257	96	445	972	211.6	6800	4.1	299.6	291.7
PVA19-9a_Zrn-23	1480	267.3	5	6100	3.56	0.168	46.7	2.71	27.7	43.5	13.98	160.2	48.1	515	179.7	774	1546	320.3	6860	7.6	1005	673
PVA19-9a_Zrn-24	1340	291	7	5280	3.71	0.24	43.2	2.84	26.3	35.9	11.52	135.7	40.3	436	152.6	667	1350	279	8170	8.7	944	733
PVA19-9a_Zrn-25	930	185.9	10.7	4640	3.49	0.04	37.6	1.063	7.78	22.5	8.6	109.7	35.7	390	137.9	595	1193	245.3	7960	9.6	1367	874
PVA19-9a_Zrn-26	860	183.2	11.3	3790	2.79	0.035	28.9	1.025	3.73	13.18	5.86	82.7	28.05	323	118.2	534	1109	232.3	7750	7.2	841	629
PVA19-9a_Zrn-27	860	261	6.1	3260	2.32	0.038	24.4	1.36	8.2	14.7	5.3	66	20.9	252	103	489	1191	271	7720	8.6	583	761
PVA19-9a_Zrn-28	2050	178.7	11.1	4440	3.3	0.011	35.6	1.01	7.38	19.8	7.96	100.3	32.9	367	131.5	577	1148	232.4	7690	9.8	1283	885
PVA19-9a_Zrn-29	2100	270	5.2	5920	3.48	0.267	43.5	3.23	33.6	43.3	15	162	48.7	505	176.5	776	1534	324	6960	6.1	830	512
PVA19-9a_Zrn-30	1400	296	26.1	6730	3.9	0.283	49.7	3.57	40.6	51.5	16.2	185	56.9	579	199.4	852	1760	359	6970	6.3	951	591
PVA19-9a_Zrn-31	1300	251	6	3300	2.68	0.07	22.5	1.45	9.2	13.1	4.61	59.9	20.6	244	98.7	465	1096	235	6800	6.0	589	594
PVA19-9a_Zrn-32	830	242.3	11	4770	2.76	0.222	33.5	2.4	22.4	32.6	11.35	124.7	38.1	414	148.7	664	1412	300.4	7390	6.2	637	510
PVA19-9a_Zrn-34	3900	216	5.2	4410	2.61	0.078	27.7	1.68	16.5	26.3	8.8	107	33.4	371	136	593	1281	272	6780	5.5	519	473
PVA19-9a_Zrn-35	-1100	184.9	13.5	4950	3.98	0	35.4	13.7	10.2	24	8.45	113.8	37.1	403	146.4	637	1343	282	6810	8.1	1080	700
PVA19-9a_Zrn-36	3700	104.2	3	907	1.31	0	11.6	0.79	0.8	2	0.56	11.9	4.4	63.4	27.4	141.7	361	85.7	13670	7.6	238	735
PVA19-9a_Zrn-37	-1100	212.4	14.1	3580	4.63	0	38.3	0.92	24.1	9.61	4.07	68.6	24.52	296	114.4	107	1059	227.5	8570	10.8	1073	812
PVA19-9a_Zrn-39	-1800	140	1500	2130	2.12	0.084	14.3	1.31	6.7	10.9	4.37	46.9	15.6	170	67	317	727	161	7790	4.5	287	410
PVA19-9a_Zrn-40	13000	202	4.3	2790	2.44	0.026	26.2	0.96	2.94	7.2	2.3	44.8	16.5	211	86	421	1024	239	10460	10.3	726	960
PVA19-9a_Zrn-41	-20000	176	6.9	3160	1.84	0.006	20.9	1.34	10.4	15.6	5.98	73.1	24	276	98.3	459	1081	231	8290	5.4	386	483
PVA19-11_Zrn-01	200	69.7	16.9	402	0.82	0	4.42	0.763	0.34	1.84	0.12	7.13	2.81	34	13.09	61.7	124	26.28	8890	1.4	46	98.5
PVA19-11_Zrn-02	270	82.5	21.1	1095	0.92	0.013	5.8	0.53	3.51	5.73	0.59	26.1	8.38	100.4	36.2	161	275	54.6	8070	2.2	100.8	149.2
PVA19-11_Zrn-03	-210	80.7	24.7	416	0.63	0.039	3.5	0.55	0.4	1.48	0.128	7	2.93	34.9	13.9	64.1	134.5	27.1	8840	1.1	38.5	83.8
PVA19-11_Zrn-04	-200	90.2	23.8	992	0.74	0	5.89	0.95	4.08	6.4	0.6	26.2	8.09	90.6	32	141.4	253	49.7	8350	1.6	89.3	129.5
PVA19-11_Zrn-05	-190	86.9	15.8	1227	0.68	0.0038	7.53	1.09	5.28	9.23	0.83	34.7	10.77	116.9	42.1	178.2	312	60	8600	2.6	122.1	175.2
PVA19-11_Zrn-06	-160	86.2	28.4	870	0.75	0	5.29	0.808	2.67	5.95	0.61	24.1	7.41	82.3	30.1	129.5	237	47.6	8350	1.5	77.8	118.1
PVA19-11_Zrn-07	-320	75	19.7	397	0.91	0.059	4.28	0.67	0.84	1.93	0.161	6.8	2.96	35	12.37	61.2	127	26.2	9030	1.7	61.2	131.6
PVA19-11_Zrn-08	130	74.6	21.3	416	0.77	0.008	4.32	0.702	0.71	1.63	0.187	8.75	2.99	35.5	14.11	62.7	132.8	26.9	8280	1.2	46.3	93.9
PVA19-11_Zrn-09	460	70.8	13.3	498	0.71	0.024	4.45	0.69	0.47	2.31	0.104	9.61	3.21	42.2	16.09	73.7	148.5	29.9	8680	1.3	50.4	97.3
PVA19-11_Zrn-10	40	83.6	23.5	921	0.55	1.8	7.4	0.91	3.8	5.8	0.64	23.6	7.48	85.1	29.9	131	240	46.4	8320	1.6	84.9	123.7
PVA19-11_Zrn-11	70	71.4	20.5	586	0.96	0	6.07	0.71	0.61	2.16	0.138	11	3.92	47.8	18.64	89.7	177.6	36.4	9270	2.2	73.5	144
PVA19-11_Zrn-12	-90	71.1	21.6	508	0.9	0.44	6.6	0.79	1.23	2.22	0.33	10	3.92	44.9	17.2	80.7	153.1	31.2	8450	1.8	66.7	125.3
PVA19-11_Zrn-13	-200	71.8	16.2	895	0.54	0	4.71	0.9	2.03	4.62	0.55	23.4	7.47	83.5	31	130.1	239.3	47.8	8390	1.8	74.4	110.5
PVA19-11_Zrn-14	-170	74.4	18.8	657	0.68	0.02	4.34	0.73	1.23	3.55	0.34	14.4	5.25	60.7	22.4	100.5	187.5	37.6	8310	1.3	50.9	84.2
PVA19-11_Zrn-15	-130	86.1	18.8	583	1.08	0.181	5.25	0.922	1.17	3.11	0.218	12.8	4.35	50.9	20.29	90.4	178.9	35.3	8730	1.3	54.25	95.9
PVA19-11_Zrn-16	-20	70.4	13.1	587	1.19	0	5.45	0.758	0.41	2.01	0.187	10.51	3.83	50.1	19.61	89.9	180.6	36.8	9490	1.7	71.8	133.3
PVA19-11_Zrn-17	-240	74.6	9.1	629	1.45	0	5.0046	0.72	0.752	0.75	2.24	0.189	9.85	3.98	50	20.26	40.7	10310	2.5	95.5	198.4	
PVA19-11_Zrn-18	-180	73.4	20.2	399	0.97	0	4.17	0.769	0.43	1.38	0.125	9.44	3.98	50.1	19.61	89.9	180.6	36.8	9490	1.7	71.8	133.3
PVA19-11_Zrn-19	-410	87	24.1	1286	0.64	0.051	6.28	1.06	5.76	8.28	0.78	35.1	11.6	126.2	44.8	186.5	323	63.9	8050	2.2	121.4	157.5
PVA19-11_Zrn-20	-34																					

P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Th	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	
PVA19-22_Zrn-01	14000	310	5.9	3760	3.28	0.042	22.7	1.13	4.42	10	3.17	61	23	284	120.8	601	1410	311	7980	7.5	369	594
PVA19-22_Zrn-02	50000	121.3	2.7	1001	1.18	0	6.51	0.87	0.88	1.82	0.83	12.5	5.57	74.8	31.7	154.5	393	82.8	1020	2.2	103.7	196.1
PVA19-22_Zrn-03	-1100	76.9	6.6	2040	5.78	0.05	55.5	1.41	4.41	1.73	29.3	11.49	153	64	311	729	148.9	7930	3.2	256	243	
PVA19-22_Zrn-04	-5200	230.6	7	2750	2.45	0.043	34	0.89	3.14	7.51	3.85	39.6	13.76	190.5	83.7	450	1196	292	6460	9.6	606	719.4
PVA19-22_Zrn-05	-20600	290.6	16.9	21480	78.4	0.254	84.3	5.06	75.1	135.2	24.6	193	204.3	682	267.2	4170	743	7510	49.2	16060	4290	
PVA19-22_Zrn-06	-1400	198.2	11.6	3150	3.94	0.047	45.8	0.99	4.8	8.6	3.96	63.5	21.4	267.7	103.8	482	968	197.9	7780	3.6	300.9	276
PVA19-22_Zrn-07	-2500	232	8.9	4920	7.8	0.073	109	1.07	6.3	11.3	3.56	78.1	28.2	360	144	681	1430	289	8500	12.3	1260	1050
PVA19-22_Zrn-08	700	115.5	3.9	1334	7.5	0.193	38.6	0.96	2.2	3.4	0.77	20.3	7.66	101.4	44	216	488	103.4	12340	6.4	397	499
PVA19-22_Zrn-09	-3700	125.9	5.6	1111	3.05	7.9	42.5	3.39	11.5	3.99	0.67	16.6	6.34	85.7	36.1	178.2	415	86	11170	2.9	121.3	235
PVA19-22_Zrn-10	-200	93.7	1.8	512	1.12	0	11.26	0.746	0.16	1.11	0.138	5.1	2.83	35.5	15.55	83	195.7	42.8	11240	1.1	34.82	85.2
PVA19-22_Zrn-11	-800	141.5	6.9	2037	11.25	1.13	87.6	1.21	3.12	5.24	1.07	32.5	12.29	163	66.8	322	714	146.6	10130	9.3	581	669
PVA19-22_Zrn-12	-600	87.7	2.9	709	1.66	0.03	15.5	0.81	0.74	2.35	0.45	11.2	4.21	54.5	22.6	113.2	251	54.7	11400	1.6	73.4	133
PVA19-22_Zrn-13	500	154.5	9.5	3390	9.48	0.48	96.7	0.94	3.93	10.3	3.19	64.7	23.1	276	109.4	511	987	195.7	11540	5.9	670	487
PVA19-22_Zrn-14	280	119.5	3	1342	5.98	0.03	50.7	0.93	0.99	3.5	0.65	18.9	7.8	102.9	43.8	215.8	474	102.5	11870	5.6	299	390
PVA19-22_Zrn-15	340	176.5	4.2	2024	11.18	0.24	63.4	0.94	3.92	3.82	0.66	22.4	10.1	140.2	64	334	793	169.1	11580	5.3	220	385
PVA19-22_Zrn-16	-2100	215	14	5740	4.87	0.29	59.5	2.57	26.7	41.2	14.5	159	45	487	169	722	1404	297	8060	10.2	1460	787
PVA19-22_Zrn-17	-1020	105.5	2.1	1353	2.99	0	37	0.739	0.62	3.61	0.765	19.9	8.17	109.8	45	223	480	98.8	10950	2.6	149.4	223.8
PVA19-22_Zrn-18	-1550	157	3	3050	5.33	0.072	39.8	0.86	3.5	9.8	1.98	54	19.6	246	96	437	890	180	10680	4.3	246	330
PVA19-22_Zrn-19	-800	207	3.4	2190	6.3	0.016	28.9	0.91	0.9	3.47	1.01	28.8	11.36	164.2	70.6	352	813	170.6	10460	3.7	165.3	335
PVA19-22_Zrn-20	-810	162.7	3.5	2117	9.86	0.31	67.6	0.9	1.38	4.11	0.84	18.5	11.62	162.2	68.5	336	746	159.8	10250	6.6	510	556
PVA19-22_Zrn-21	-1070	136.5	1.4	1384	7.21	0.024	48.6	0.82	0.63	2.79	0.39	18.4	7.38	106.9	46	227.4	534	116.1	11030	4.8	270.8	358.3
PVA19-22_Zrn-22	-1280	147.7	2.8	2698	8.28	0.34	79.3	1.15	4.5	9.31	2.33	49.5	18.7	230.3	90.1	408	792	160.5	10140	4.8	468	388.8
PVA19-22_Zrn-23	-1800	160	5.6	10600	15.6	5.1	228	3.15	28.7	53	10.6	241	80	930	334	1380	2330	422	8090	7.9	1440	780
PVA19-22_Zrn-24	-130	154.4	9	1055	1.37	0.041	21	0.95	4.15	8.8	2.56	43.8	14.79	180.3	68.7	324	684	142.9	8570	2.5	169.4	196.8
PVA19-22_Zrn-25	-710	129.9	2.3	2410	4.85	0.226	57.3	1.04	2.9	6.2	1.82	39	14.3	189	77	370	818	178	9720	4.9	425	318
PVA19-22_Zrn-26	-610	130.9	4.1	1426	5.61	2.7	40.8	1.64	4.9	4.12	0.84	18.1	7.52	105.9	45.2	229	534	118.1	10160	3.4	116.8	226.6
PVA19-22_Zrn-27	-390	147	18.5	7790	31.3	1.12	344	2.67	42.5	12.98	190.2	60.6	665	232.8	998	1763	327	9520	13.3	3740	1102	
PVA19-22_Zrn-28	-420	401	5.8	10920	25.8	0.049	271.9	1.36	11.03	27	7.86	157.3	59.3	766	316	1488	3048	613	8290	31.6	4680	2470
PVA19-22_Zrn-29	680	118.5	3.4	1790	1.96	0.064	15.77	0.89	2.11	5.59	1.21	30.2	11.4	143	58.8	277	619	132.6	9970	4.5	201	323
PVA19-22_Zrn-30	-2970	141.7	3.6	1445	5.82	23.5	95	88	40.4	11.2	1.57	23.7	8.8	110.9	47	239.2	545	117.9	10320	3.2	139.9	269
PVA19-22_Zrn-31	-610	172	4.6	2280	7.78	0.167	42	0.74	1.35	4.03	0.888	29.9	12.99	179	75.1	361	808	170	10690	5.7	337	476.2

PVA19-24_Zrn-01	37000	102.2	1.4	1288	4.52	41	118	14.5	56	13.6	0.85	21.2	6.82	90.8	39.4	209	548	120.7	11730	6.4	156.1	520
PVA19-24_Zrn-02	-1200	80.1	4.9	571	2.57	0.108	23.3	0.7	0.6	1.44	0.42	5.71	2.83	37.8	16.6	87.1	246	61	10670	3.1	126	290.3
PVA19-24_Zrn-03	3700	84.2	2	748	4.05	2.1	28.9	1.17	1.73	1.91	0.234	7.43	3.42	47.8	21.68	122.4	370	85.1	10720	3.6	114.8	296.9
PVA19-24_Zrn-04	2900	178.7	3.2	1670	1.93	0.0036	41.2	0.864	2.17	5.22	2.14	30.3	10.4	127	51.4	244	537	114	7810	3.1	235	276
PVA19-24_Zrn-05	4900	94.4	4.6	867	4.47	8	46.5	2.6	8.1	2.77	0.56	11.88	4.42	57.9	25.8	138.4	402	92	10190	4.0	167.6	376
PVA19-24_Zrn-06	6000	65.9	3.1	486	2.41	17	43.2	2.7	6.3	1.81	0.25	5.25	2.06	28.6	13.74	77.1	245	55.2	10510	2.3	68.4	210.8
PVA19-24_Zrn-07	5490	252	2	3010	4.92	0	10.91	0.717	0.72	3.63	0.181	27.5	13.6	200	90.5	477	1176	254	11730	8.8	200	806
PVA19-24_Zrn-08	-870	93	3.6	603	2.63	0.047	27	0.664	0.32	1.25	0.281	6.56	2.66	36.9	16.27	97.1	308	81.6	12210	6.2	271	559
PVA19-24_Zrn-09	-120	97.1	2.7	843	4.3	0	25.8	0.74	0.28	1.62	0.349	8.57	3.77	52.7	24	140.1	414	99.4	11280	4.2	118.4	335
PVA19-24_Zrn-10	-630	104.7	2.9	484	0.574	0.025	6.34	0.827	0.48	1.66	0.66	7.75	2.76	33	13.89	75.3	230.7	56.1	9130	1.0	31.71	82.4
PVA19-24_Zrn-11	-90	98	8.4	917	4.23	0.0067	24.8	0.729	0.27	1.89	0.603	10.14	4.22	59.3	27.1	149.2	433	102.4	10010	3.6	130.2	300
PVA19-24_Zrn-12	860	87.8	3.3	1480	4.35	0.26	33.7	0.96	1.11	3.27	0.45	18.6	7.77	106	45.4	236	587	121.9	12510	5.4	208	469
PVA19-24_Zrn-13	4680	109.5	3.5	1393	10.81	76.2	127.9	7.35	25.9	6.09	0.92	17.6	6.97	98.1	42.7	234	632	138.8	12200	6.1	180.7	524.1
PVA19-24_Zrn-14	1340	82.1	3.5	1854	3.62	15	70.1	4.46	15.4	7.41	0.79	29.3	10.6	145.7	58.7	295	689	144.1	12040	6.5	268	508.9
PVA19-24_Zrn-15	380	161.9	3.1	1217	2.71	0.029	17.11	0.78	0.51	2.08	0.275	13.9	6.44	84.5	37.7	203.5	514	113.3	11280	3.1	94.9	259
PVA19-24_Zrn-16	-350	210	2.5	1635	7.88	0.034	34.3	0.78	0.91	3.23	0.76	19.5	8.73	114	50.6	266	678	151.3	10480	4.7	203	383.8
PVA19-24_Zrn-17	4100	86.2	2.3	858	3.93	35	106	8.9	37	6.7	1.6	13.8	5.1	59.3	24.9	130.5	351	87.2	11460	4.6	127	242
PVA19-24_Zrn-18	520	242	3.1	2530	3.3	0.039	26.2	0.87	2.63	6.91	2.96	35.4	13.79	181	76.5	381	899	205	7600	3.7	204.7	344
PVA19-24_Zrn-19	890	138.7	4.1	1544	10.11	9.2	56.5	3.4	10.3	4.09	0.69	18.9	7.78	106.1	48.3	253	660	143.7	10930	6.2	193	524
PVA19-24_Zrn-20	1070	106	2.8	2170	5.34	9.7	67	2.9	13.1	6.5	0.77	35.7	13.2	168	71.3	344	815	166	12480	7.3	379	773
PVA19-24_Zrn-21	700	92.3	2.5	842	4.41	5.8	35.3	1.99	3.8	2.33	0.41	9.72	3.91	53.5	23.96	134.8	414	94.8	11140	3.4	127.5	362.4
PVA19-24_Zrn-22	1740	95	2.9	1068	4.11	21.2	68	6	31	7.9	0.62	14.9	5.48	71	33	176.2	491	108.9	11630	4.8	128.6	473
PVA19-24_Zrn-23	-170	201.5	6.3	5270	7.03	0.126	171.8	2.21	21.6	35.4	11.26	14.5	43.3	45.8	165.1	714	1374	267.9	8900	6.7	716	594
PVA19-24_Zrn-24	-490	118.6	2	560	0.88	0	14.9	0.746	0.49	1.98	0.64	7.4	3.12	38.7	16.3	84	201	44.2	9690	1.1	40	92
PVA19-24_Zrn-25	520	498	9	6050	8.62	0.041	160.8	1.16	7.9	14.6	6.84	79.4	29.4	389	170	806	1855	338	7030	11.2	1132	1096
PVA19-24_Zrn-26	230	100.2	3	991	5.34	0.054	35	0.82	0.68	2.21	0.441	11.03	4.43	63.1	28.94	160.6	460					