



Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica

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.

Tesis

Que para optar por el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Fabián Gutiérrez Aguilar

Director de Tesis:

Dr. Peter Schaaf
(Instituto de Geofísica, UNAM)

Miembros del Comité Tutor:

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
(Instituto de Geología, UNAM)

Dra. Laura Mori
(Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Pedro Corona Chávez
(Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH)

Dra. Vanessa Colás Ginés
(Instituto de Geología, UNAM)

Ciudad Universitaria, CD MX, febrero de 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Índice

Resumen	7
Abstract	9
Introducción	11
Localización del Área de Estudio	12
Trabajos Previos	12
Planteamiento del Problema y Objetivos	14
Marco Geológico	15
Terreno Compuesto Guerrero (TCG)	15
Subterreno Tahue	16
Subterreno Zihuatanejo	16
Complejo Arteaga	17
Secuencia volcanosedimentaria Zihuatanejo	18
Secuencia Huetamo	18
Complejo Las Ollas	18
Subterreno Guanajuato	19
Subterreno Arcelia	20
Subterreno Teloloapan	21
Bloque Jalisco	22
Modelo tectónico del Terreno Compuesto Guerrero	23
Metodología	26
Trabajo de campo	27
Trabajo analítico	27
Petrografía	27
Geoquímica.....	27
Química mineral	28
Termobarometría	28
Geoquímica isotópica	29
Preparación de las muestras.....	29
Separación de elementos	30
Medición de Sr-Nd mediante TIMS	31
Geocronología	32
Resultados	33
Unidades Geológicas	33
Unidad metasedimentaria	33
Paragneis de biotita.....	33
Paragneis de silimanita/granate	36
Calci-silicatos	37
Unidad metaígneas	37
Ortogneis de biotita	37
Ortogneis de anfíbol	38

Anfibolitas	40
Granitoides del BPV	40
Granito	40
Granodiorita	40
Tonalita	41
Análisis Petrográfico.....	43
Unidad metasedimentaria.....	43
Paragneis de biotita.....	43
Paragneis de silimanita y/o granate	45
Calci-silicato.....	48
Unidad metaígne.....	50
Ortogneis de biotita	50
Ortogneis de anfíbol	52
Anfibolita.....	54
Granitoides.....	56
Química Mineral	61
Anfíbol.....	61
Biotita	63
Plagioclasa.....	65
Granate.....	66
Geoquímica.....	72
Análisis mineralógico modal y normativo.....	72
Elementos mayores.....	73
MALI.....	73
Índice de Saturación de Aluminio	74
Diagrama de Clasificación de FeOt.....	75
Diagrama de Clasificación Química de Sedimentos	76
Elementos Traza y Tierras Raras (REE).....	77
Elementos Traza	77
Tierras Raras (REE).....	79
Diagramas de discriminación tectono-magmática.....	81
Geoquímica Isotópica y Geocronología	85
Isotopía	85
Edades U-Pb en zircón y monacita	89
Paragneis (PVF-1705)	89
Paragneis (PVF-1708)	90
Paragneis (PVF-1711)	91
Ortogneis de Anfíbol (PVF-1715A).....	92
Anfibolita (PVF-1715D).....	92
Ortogneis de Biotita (PVF-1717)	93
Ortogneis de Biotita (PV-1306).....	94
Granodiorita (PVF-1723A).....	95
Tonalita (PVF-1723B).....	96
Rb-Sr en Micas	97

Termobarometría.....	100
Termobarometría Convencional en Orto-Derivados.....	100
Anfibolita (PVF-1703)	100
Ortogneis de Anfíbol (PVF-1715A).....	100
Termobarometría Convencional en Granitoides	101
Granodiorita (PVF-1723A).....	102
Tonalita (PVF-1723B).....	103
Modelado de Fases en Equilibrio.....	104
Paragneis de silimanita (PVF-1705).....	104
Paragneis de silimanita (PVF-1708).....	105
Discusión de Resultados	107
La naturaleza química y petrológica de los protolitos en el CMCY.....	107
Condiciones del Proceso Metamórfico	110
Unidad Metasedimentaria.....	110
Unidad Metaígneas.....	113
Batolito de Puerto Vallarta	117
Geocronología U-Pb	117
Pérmico-Jurásico	117
Jurásico	118
Cretácico temprano.....	119
Metamorfismo en el Cretácico temprano	120
Cretácico temprano-Paleógeno.....	122
Batolito de Puerto Vallarta	122
Unidad metasedimentaria	124
Isotopía	125
Modelo geológico evolutivo.....	129
Conclusiones	133
Referencias.....	134
Anexos	149

Resumen

El Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa (CMCY) está localizado en la parte norte, central y occidental de Cabo Corrientes en el Bloque de Jalisco, México. El Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa representa el basamento del Batolito de Puerto Vallarta (BPV), un cuerpo ígneo de $\sim 9000 \text{ km}^2$ expuesto en la margen occidental del Pacífico Mexicano. El CMCY se compone de una secuencia metasedimentaria y metaígneas de alto grado intrusionada por cuerpos graníticos no deformados del Batolito de Puerto Vallarta.

Los resultados del análisis de elementos mayores y traza en rocas meta-ígneas y granitoides evidencian que la composición de los magmas que dan origen a estas litologías son: alcalino-cálcicos, calco-alcalinos y cálcicos, generados en un ambiente de arco de islas y un arco volcánico continental, respectivamente. Por otra parte, los resultados de la isotopía de Sr-Nd revelan valores de $\epsilon\text{Nd}_i = -8.36$ a -5.45 , $\epsilon\text{Sr}_i = 67.72$ - 125.28 y $t\text{Nd} = 1387$ - 1775 Ma en los paragneises, $\epsilon\text{Nd}_i = -4.74$ - 5.64 , $\epsilon\text{Sr}_i = -10.66$ - 81.79 y $t\text{Nd} = 352$ - 1234 Ma para ortogneises de anfíbol y biotita. Los valores en anfíbolitas son de ϵNd_i entre 3.91 a 8.09 , $\epsilon\text{Sr}_i = -10.73$ a 80.64 y $t\text{Nd} = 491$ - 531 Ma y finalmente para los granitoides se obtuvieron $\epsilon\text{Nd}_i = -1.87$ a 5.2 , $\epsilon\text{Sr}_i = -8.4$ - 10.24 y $t\text{Nd} = 522$ - 1422 Ma.

Las edades U-Pb en 3 paragneises sugieren edades máximas de depósito de U-Pb en ~ 260 - 180 Ma. Las edades U-Pb en zircones de ortogneises de biotita evidencian un magmatismo jurásico (~ 164 Ma). Edades del Cretácico temprano (~ 135 Ma) de una anfíbolita y un ortogneis de anfíbol indican la edad de emplazamiento de su protolito. El rango de edad de ~ 120 - 112 Ma en estas muestras indica un evento tectonotérmico en el Albiano-Cenomaniano, similarmente, una edad U-Pb en monacitas de un paragneis soporta esta hipótesis. Finalmente, nuevos datos geocronológicos del BPV arrojan una edad de cristalización de ~ 83 Ma.

Los resultados que arrojan los modelados sugieren que la asociación mineral silimanita + granate + biotita + plagioclasa + liq, se generó en condiciones de ~ 6 - 7.5 kbar y ~ 710 - 730 °C, sugiriendo que la unidad metasedimentaria alcanzó su equilibrio en facies de anfíbolita. Por otro lado, datos de P-T en dos granitoides del BPV arrojan como resultados presiones de ~ 4.3 - 4.5 kbar y temperaturas de ~ 656 - 670 °C.

Los nuevos resultados sugieren una evolución tectónica para el Complejo Metamórfico Chimo Yelapa de la transición de una margen pasiva continental (~280-180 Ma) a un régimen de arco continental (~160-135 Ma). La yuxtaposición del Arco Chimo hacia la placa de Norteamérica es la principal causa del metamorfismo y fusión parcial del CMCY durante el Cretácico temprano (~120-112 Ma). Finalmente, la cristalización/emplazamiento del Batolito de Puerto Vallarta se da durante el Cretácico tardío (~83 Ma). Estos eventos se encuentran asociados a la convergencia de la Placa Farallón hacia la Placa de Norteamérica desde el Jurásico hasta el Cretácico tardío en el NW de México.

Palabras Clave: CMCY, Batolito de Puerto Vallarta, U-Pb, Sr-Nd, Modelado de fases

Abstract

The Chimo-Yelapa Metamorphic Complex (CYMC) is located in the north, central and western part of Cabo Corrientes in Jalisco, Mexico. The CYMC represent the basement of the Puerto Vallarta Batholith (PVB), which is a plutonic body of $\sim 9000 \text{ km}^2$ exposed at the western part of the Mexican Pacific margin. The CYMC is composed by a sequence of high grade metasedimentary and metaigneous, which are intruded by granitic bodies undeformed from to Puerto Vallarta Batholith.

The results of major and trace elements in the metaigneous and granitoids indicate that the composition of the magmas from these lithologies are: alkaline-calcic, calcic-alkaline and calcic, which are generated in a setting of island arc and a continental volcanic arc, respectively. In other hand, the Nd-Sr geochemistry show $\epsilon\text{Ndi} = -8.36$ to -5.45 , $\epsilon\text{Sri} = 67.72$ - 125.28 and $t\text{Nd} = 1387$ - 1775 in paragneisses, $\epsilon\text{Ndi} = -4.74$ - -5.64 , $\epsilon\text{Sri} = -10.66$ - 81.79 Ma and $t\text{Nd} = 352$ - 1234 in orthogneisses, $\epsilon\text{Ndi} = 3.91$ - 8.09 , $\epsilon\text{Sri} = -10.73$ - 80.64 and $t\text{Nd} = 491$ - 531 Ma in amphibolites and $\epsilon\text{Ndi} = -1.87$ to 5.2 , $\epsilon\text{Sri} = -8.4$ - 10.24 and $t\text{Nd} = 522$ - 1422 for PVB.

U-Pb zircon ages from three paragneisses suggest a maximum depositional age of c. 280–180 Ma. Late Jurassic magmatism (~ 164 Ma) is evidenced by U-Pb zircon ages from biotite-orthogneiss sample. The U-Pb zircon ages from an amphibole-orthogneiss and an amphibolite indicate the emplacement of their protolith at c. 135 Ma. The age range, c. 120–112 Ma, in these samples indicate a tectono-thermal event at Albian-Cenomanian, similarly, one paragneiss yield monazite U-Pb ages of ~ 120 - 117 , supporting this hypothesis. Finally, new geochronological data from PVB yields an igneous crystallization of ~ 83 Ma.

Phase equilibria modelling was performed in two sillimanite-bearing paragneisses. Our pseudosections indicate that mineral assemblage sillimanite + garnet + biotite formed at ~ 6 – 7.5 kbar and ~ 710 – 730 °C, which are the first thermobarometrical data in the region. New P-T data in two granitoids of PVB yield pressures of ~ 4.3 - 4.5 kbar and temperatures of ~ 656 - 670 °C.

The data suggest a tectonic evolution for the Chimo-Yelapa Metamorphic Complex as a transition from a passive continental margin regime (~ 280 – 180 Ma) to a continental arc setting (~ 135 Ma.). The juxtaposition of the Chimo Arc to North America Plate is responsible

of the metamorphism and partial melting of the CYMC during the Early Cretaceous (~120-112 Ma). Finally, the crystallization/emplacement of Puerto Vallarta Batholith was during the Late Cretaceous. These events were associated to the convergence of the Farallon and North America plates during the Jurassic to the Late Cretaceous in the NW of Mexico.

Keywords: CYMC, Puerto Vallarta Batholith, U-Pb, Sr-Nd, Phase equilibria modelling

Introducción

El modelado térmico de cinturones orogénicos ha tenido repercusiones importantes en la comprensión del metamorfismo tipo barroviario, demostrando como el sepultamiento, el calentamiento interno y las tasas de erosión están íntimamente ligadas a producir rutas presión-temperatura-tiempo ($P-T-t$) en sentido horario (Jamieson et al., 1998). La petrología, geocronología, isotopía y termobarometría son herramientas utilizadas para extraer datos de escenarios naturales con el objetivo de poder compararlos con modelos teóricos existentes (p.ej. Weller et al., 2013). Descifrar las escalas de tiempo de procesos como pico metamórfico, fusión parcial y retrogresión son, por lo tanto, claves para el entendimiento de la dinámica y crecimiento de la corteza en zonas de subducción (Jamtveit, 2010).

Los arcos magmáticos continentales que se forman en grandes zonas de subducción han sido interpretados como uno de los principales procesos de generar cinturones orogénicos (Schwartz et al., 2014). El Batolito de Puerto Vallarta (BPV) es uno de los cuerpos graníticos más grandes de México y representa un ente geológico crucial para el entendimiento de la evolución tectónica en el NW de México.

Diferentes estudios geológicos en el Batolito de Puerto Vallarta lo han documentado exclusivamente como un cuerpo granítico homogéneo, además, estos estudios previos han sido preferentemente enfocados en tratar de constreñir la edad de cristalización del BPV (Gastil et al., 1978; Zimmerman et al., 1988; Ortega-Gutiérrez, 1992; López-Ramos, 1995; Schaaf et al., 1995; Calmus et al., 1999; Bissig et al., 2008; Valencia et al., 2013; Ortega-Gutiérrez, 2014; Montaña, 2016). Sin embargo, Valencia et al. (2013) y Díaz-López (2016) describen por primera vez el Complejo Metamórfico Yelapa en el noreste del Batolito de Puerto Vallarta en las regiones de Yelapa y Chacala, el cual está compuesto por esquistos, paragneises y ortogneises. No obstante, estos trabajos aportan exclusivamente datos geocronológicos de edades máximas de depósito (Valencia et al., 2013; Díaz-López, 2016).

Por ello, el Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa (CMCY) fue utilizado como un caso de estudio natural del metamorfismo tipo barroviario. El CMCY es representado por una secuencia metamórfica de alto grado, la cual permite extraer información que tiene repercusiones directas en el contexto tectónico regional en el occidente de México. En este trabajo se presentan los resultados de isotopía Sr-Nd, geocronología y termobarometría

obtenidos en rocas del CMCY y BPV, los cuales son utilizados como base para generar un modelo tectónico evolutivo del área de estudio.

Localización del Área de Estudio

El área de estudio pertenece al Bloque Jalisco, la cual se encuentra localizada en la parte noroccidental del estado de Jalisco en el municipio de Cabo Corrientes, en las localidades de Yelapa, Chimo y Corrales (Figura 1). El área está delimitada por las coordenadas 13Q 420000-450000 en su longitud oeste y 2240000-2270000 en su latitud norte. Al norte de su frontera se encuentra el municipio de Puerto Vallarta, al oeste el Océano Pacífico, al este el poblado de Chacala y al sur se encuentra el poblado de Aquiles Serdán (Figura 1).



Figura 1. Mapa de la región del área de estudio. En el recuadro blanco se presentan las localidades que limitan el área que abarca las zonas visitadas para su estudio.

Trabajos Previos

González-Partida et al. (1987) describen principalmente a las rocas del Batolito de Puerto Vallarta como granitos y granodioritas con una edad jurásica para su evento de

emplazamiento de estos cuerpos graníticos. Por su parte, Zimmerman et al. (1988) realizan un trabajo geocronológico basado en el método K-Ar en donde se proponen tres edades principales de cristalización; 85 ± 5 Ma para el sector suroccidental, 65 ± 5 Ma en el sector central y 55 ± 5 Ma en el sector nororiental. Sin embargo, el método K-Ar fue aplicado a roca total lo cual lo hace cuestionable.

Por otra parte, Köhler et al. (1988) proponen principalmente un rango de edad de cristalización acotado en 88 ± 2 y 97 ± 3 Ma, además aportan una tasa de enfriamiento de 35 °C/Ma para el intervalo de 100 a 80 Ma. No obstante, Schaaf (1990) y Schaaf et al. (2003) establecen las características geoquímicas e isotópicas de las rocas graníticas que componen al Batolito de Puerto Vallarta, sugiriendo una afinidad calco-alcalina generada en un ambiente de arco volcánico continental. Además, Schaaf (1990) presenta edades K-Ar y Rb-Sr en biotitas y hornblendas que, en lo general, arrojan edades de cristalización en ~ 83 Ma. Las características de las edades modelo de Nd, indican edades mucho más antiguas que las edades de cristalización, sugiriendo el aporte una componente de corteza cortical de edad proterozoica durante la generación de los magmas que dan origen al BPV (Schaaf, 1990).

Schaaf et al. (1995) discuten los posibles mecanismos que generan la migración del magmatismo hacia el SE de México, implicando principalmente un cambio en el régimen de subducción de la Placa Farallón por debajo de la Placa de Norteamérica durante el Cretácico tardío. En ese trabajo de investigación se proponen dos principales modelos tectónicos para dar una explicación al truncamiento de la margen Pacífica: 1) Un desplazamiento lateral izquierdo del denominado Bloque Chortis hacia el SE. 2) Un proceso denominado “erosión por subducción” causado por un aumento en la tasa de subducción de la Placa Farallón.

Es hasta el 2013 cuando Valencia y colaboradores reportan por vez primera edades de las rocas metamórficas que afloran hacia el occidente del BPB, sugiriendo edades máximas de depósito de los protolitos de esquistos cuarzo-feldespáticos en un rango de ~ 161 - 246 Ma. Por su parte, Díaz-López (2016) reporta la edad del protolito de un ortogneis en la región de Corrales en ~ 128 Ma y edades máximas de depósito de los protolitos de los paragneises en la región de Yelapa en ~ 240 - 264 Ma.

Planteamiento del Problema y Objetivos

El Batolito de Puerto Vallarta está principalmente compuesto por granitos, granodioritas y tonalitas, sin embargo, recientemente se han documentado unidades metamórficas de alto grado que constituyen el basamento del BPV y que han sido poco descritas. El presente trabajo surge a partir de la escasez de trabajos geológicos de las diferentes unidades litológicas pre-mesozoicas presentes en la región del NW del Batolito de Puerto Vallarta. Estas rocas, por lo tanto, poseen un interés geológico particular ya que representarían el basamento donde ocurrió el emplazamiento del Batolito de Puerto Vallarta.

Con ello surge la siguiente interrogante base de esta investigación, ¿cuál es la naturaleza, origen metamórfico y deformativo de las rocas del basamento del Batolito de Puerto Vallarta? Para dar respuesta a la pregunta anterior, en este trabajo se presentarán los resultados petrográficos, geocronológicos, isotópicos y termobarométricos, los cuales fueron realizados con el principal objetivo de comprender el tipo de metamorfismo y la evolución tectónica en la región de estudio.

Para discutir y generar una resolución a la problemática planteada, a continuación se enuncian los siguientes objetivos particulares:

1. Definir las composiciones de los protolitos que dan origen a las rocas metamórficas del CMCY.
2. Identificar y caracterizar las firmas geoquímicas e isotópicas de las rocas del Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa y las rocas del Batolito de Puerto Vallarta.
3. Precisar las edades de los protolitos del CMCY, la edad de evento metamórfico del CMCY y la edad de cristalización/emplazamiento del BPV.
4. Constreñir las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales se desarrolló el evento metamórfico del CMCY, así como las condiciones termodinámicas de cristalización/emplazamiento del BPV.
5. Proponer un escenario tectónico con el objetivo de explicar la evolución geológica que dio origen al Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa y al Batolito de Puerto Vallarta.

Marco Geológico

Terreno Compuesto Guerrero (TCG)

El Bloque Jalisco pertenece al Terreno Compuesto Guerrero (TCG) localizado en la margen del Pacífico Mexicano. Es considerado como el terreno más grande de México, principalmente compuesto por sucesiones vulcano-sedimentarias que van del Jurásico al Cretácico tardío (Centeno-García et al., 2008). Las características del basamento así como la estratigrafía del TCG han generado que diferentes autores lo cataloguen como un terreno conformado por subterrenos (Figura 2) (Campa y Coney, 1983; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; Talavera-Mendoza et al., 2007; Centeno-García et al., 2008).

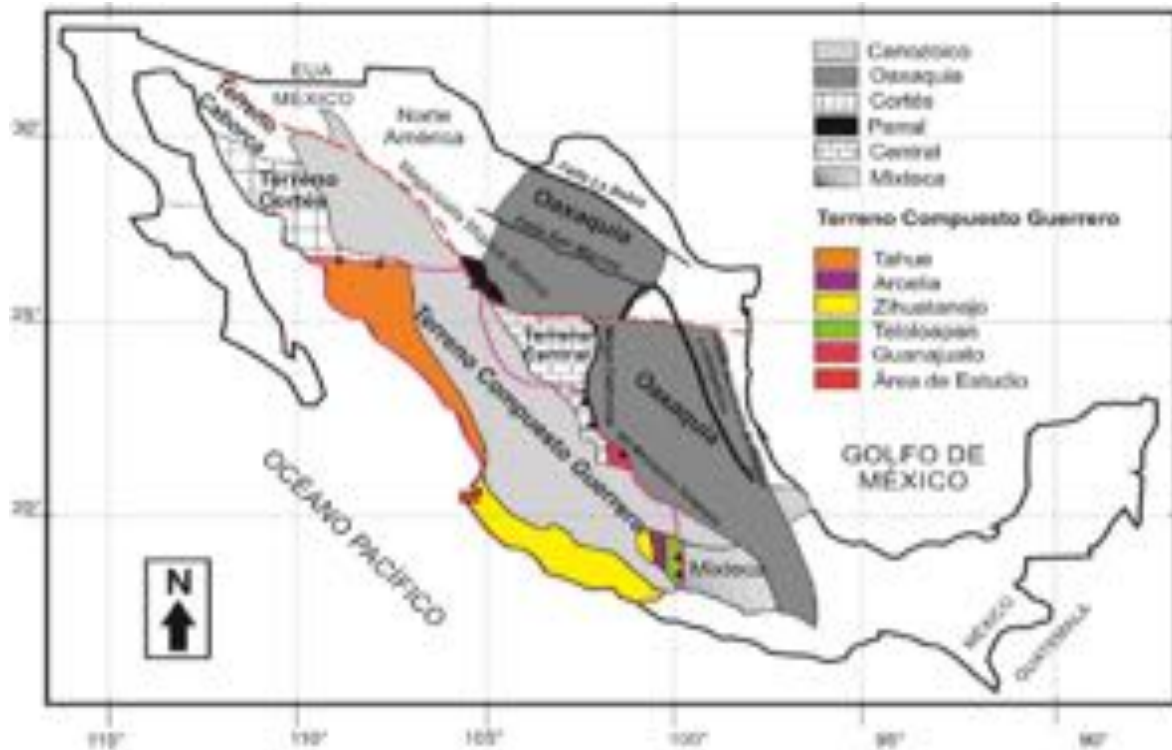


Figura 2. Mapa esquemático de México mostrando los principales terrenos tectonoestratigráficos y la distribución de los cinco subterrenos que componen al Terreno Guerrero (Modificado de Centeno-García et al., 2008).

Con base en la clasificación de Centeno-García et al. (2008), el TCG es constituido por cinco subterrenos: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan (Figura 2).

Subterreno Tahue

El Subterreno Tahue se localiza en la parte norte-occidental del Terreno Guerrero (Figura 2). Se considera que el complejo metamórfico El Fuerte representa el basamento de este terreno, conformado por rocas ordovícicas de arcos de islas las cuales se encuentran deformadas y metamorfizadas en facies de esquistos verdes (Roldán-Quintana et al., 1993; Poole y Perry, 1998). Turbiditas del Pensilvánico-Pérmico deformadas y sin indicios de metamorfismo se encuentran en contacto incoforme con el complejo metamórfico El Fuerte, ambas unidades son cubiertas por rocas vulcanosedimentarias que forman parte del Arco Guerrero (Centeno-García et al., 2008). Estas rocas son cortadas por cuerpos intrusivos máficos y ultramáficos de edad cretácica (Arredondo-Guerrero y Centeno-García, 2003). El Terreno Tahue contiene en su estratigrafía al Gneis Francisco el cual presenta una edad del Triásico tardío (Keppie et al., 2006).

Subterreno Zihuatanejo

El Subterreno Zihuatanejo es el terreno más grande del ensamble que constituyen al TCG, comprendiendo la porción este y central (Figura 3) (Centeno-García et al., 2008).

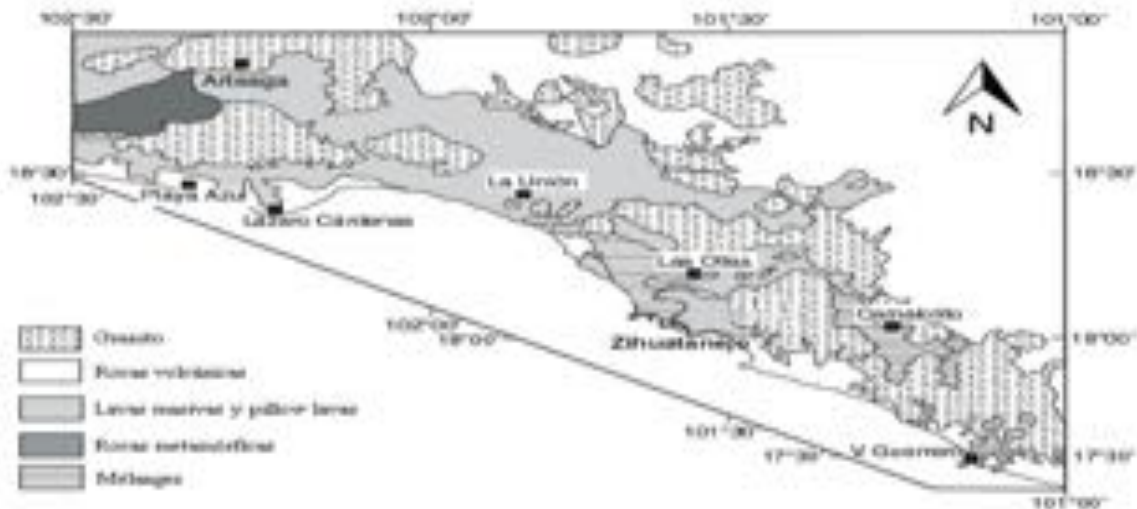


Figura 3. Mapa geológico del Terreno Zihuatanejo (Modificado de Talavera-Mendoza et al., 2007)

Este terreno consiste principalmente de 4 grupos litológicos principales: el Complejo Arteaga, secuencia volcanosedimentaria Zihuatanejo, secuencia sedimentaria Huetamo y el Complejo Las Ollas.

Complejo Arteaga

El Complejo Arteaga constituye el basamento del Subterreno Zihuatanejo, compuesto por una secuencia metamorfizada y deformada en facies de esquistos verdes hacia anfibolitas (Figura 4) (Talavera-Mendoza et al., 2007). El mayor volumen que comprende a este complejo se componen primordialmente de turbiditas distales en alternancia con lutitas, areniscas, pedernal y conglomerados, además de bloques de lava basáltica almohadillada y gabros con patrones de elementos mayores y traza típicos de rocas de afinidad de piso oceánico (MORB) presentes en la secuencia turbidítica (Centeno-García et al., 2003). Edades por el método K/Ar y radiolarios son del Triásico Medio-Triásico tardío hasta edades del Jurásico temprano (Grajales y López, 1984). El Complejo Arteaga se encuentra intrusionado en el Jurásico por el granitoide Tumbiscatío y el granitoide Macías (163 ± 3 Ma) y en el Cretácico por el granitoide El Pedregoso (105 ± 4 Ma) (Centeno-García et al., 2008).

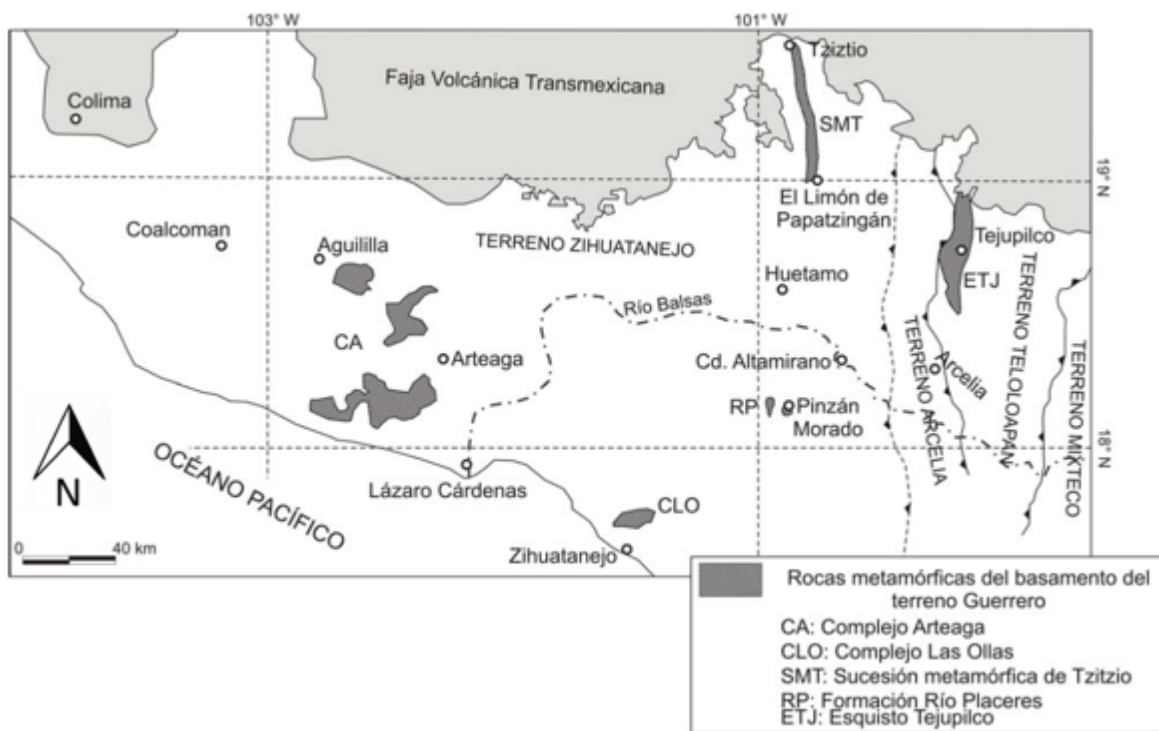


Figura 4. Mapa esquemático de las rocas del basamento del Terreno Guerrero (Modificado de Elías-Herrera, 2004; Centeno-García et al., 2008).

La interpretación tectónica de este complejo con base en sus patrones estructurales y litológicos ha sido que forman parte de un complejo de subducción (Centeno-García et al., 2008).

Secuencia volcanosedimentaria Zihuatanejo

La Secuencia volcanosedimentaria Zihuatanejo es asociada principalmente a arcos volcánicos, constituida principalmente por riolitas-andesitas en intercalación con conglomerados volcanoclasticos, lentes de caliza y areniscas (Centeno-García et al., 2008). El arco volcánico presenta una firma composicional shoshoníticas-alcalinas interpretando estos patrones como un arco de islas maduro (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). La secuencia además presenta abundantes fósiles como rudistas, gasterópodos, microfósiles, registros fósiles y vertebrados (Centeno-García et al., 2008).

Secuencia Huetamo

La Secuencia Huetamo se encuentra aflorando en la región de Huetamo y Ciudad Altamirano, consta de aproximadamente 4500 m de rocas sedimentarias del Jurásico tardío-Cretácico tardío, aunque la base de la secuencia no se encuentra expuesta es inferida a ser discordante con un basamento metamórfico representado por el Complejo Arteaga (Talavera-Mendoza et al., 2007). Esta secuencia se compone principalmente por depósitos volcanoclasticos del Titoniano, lutitas, lavas almohadilladas de la formación Angao y turbiditas volcanoclasticas de la formación San Lucas, mientras que la cima de la secuencia es primordialmente representada por calizas arrecifales aptianas y capas rojas de la formación Cutzamala y El Cajón (Talavera-Mendoza et al., 2007).

Complejo Las Ollas

El Complejo Las Ollas representa un mélange conformado por bloques exóticos de caliza, cuarcita, radiolarita, toba, basalto almohadillado, gabro y rocas ultramáficas serpentinizadas, con una edad inferida del Cretácico inferior (Figura 5) (Talavera-Mendoza, 2000). Los elementos mayores y elementos traza de basaltos, gabros y hornblenditas representarían olistolitos de un arco volcánico. Además, algunos bloques máficos contienen relictos de glaucofano + lawsonita + tremolita + Mg-clorita + mica blanca + albita, paragénesis que indica condiciones de metamorfismo de facies de esquisto azul. Se ha interpretado como un complejo de subducción con vergencia hacia el oeste (Talavera-Mendoza, 2000).

Por otro lado, Ortega-Flores (2017) indican que en el sector central-este el Complejo Las Ollas consiste de un basamento triásico compuesto por rocas siliciclasticas de la

Formación Zacatecas, el cual está sobre yacido tectónicamente por rocas volcanoclásticas jurásicas asociadas a un arco continental, mientras que éstas a su vez se encuentran tectónicamente sobre yacidas por una sucesión jurásica-cretácica de lavas almohadilladas, lavas masivas, radiolaritas, areniscas, lutitas y tobas.

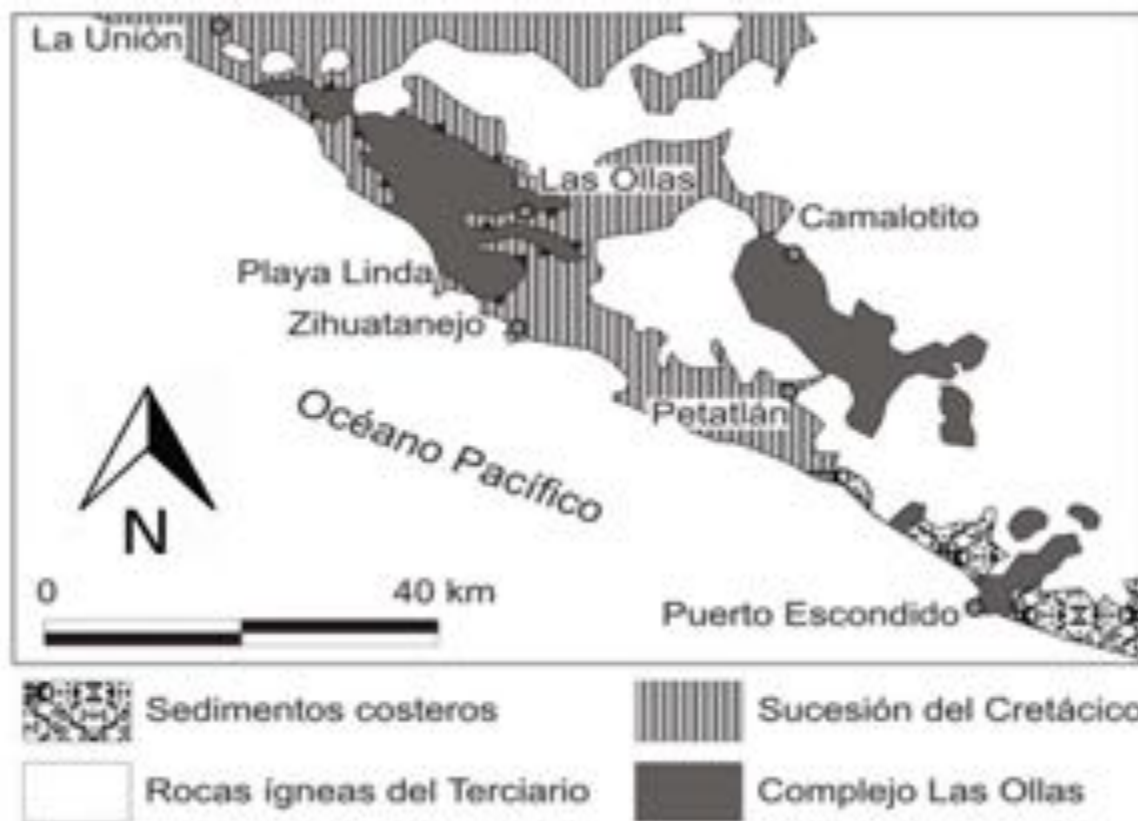


Figura 5. Mapa de la región de Zihuatanejo mostrando la distribución del Complejo Las Ollas (Modificado de Talavera-Mendoza, 2000).

Subterreno Guanajuato

El Subterreno Guanajuato está ubicado en la porción este-central del Terreno Compuesto Guerrero (Figura 2) y se ha sido interpretado como una sección cortical completa hacia un arco de islas que parece carecer de un basamento más antiguo (Ortiz-Hernández, 1992). Se ha interpretado como el remanente de un cuenca oceánica entre el arco Guerrero y la margen continental (Freydier et al., 2000). Este terreno se formó a partir de una serie de eventos tectónicos que colocaron rocas de la corteza inferior (gabro, tonalita, serpentinita, wehrlita y enjambres de diques) sobre pillow lavas, riolitas, turbiditas, lutitas y calizas, con edades pobremente conocidas pero se infiere que tienen una edad titoniana (Ortiz-Hernández

et al., 2003). Hasta el momento no se reportan rocas más viejas del Jurásico tardío que sugieran la presencia de un basamento en el Subterreno Guanajuato, por lo cual se ha interpretado como el remanente de una cuenca oceánica, cuyo cierre originó una zona de sutura entre el Terreno Guerrero y la margen continental (Martini et al., 2011).

Subterreno Arcelia

El subterreno Arcelia forma un cinturón N-S de aproximadamente 15 Km de ancho por 250 km de largo. El límite hacia el oriente es representado por un sistema de cabalgaduras de bajo ángulo, sobreponiendo esta unidad con el Terreno Teloloapan (Figura 6) (Talavera-Mendoza et al., 1993; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Mientras que en la parte occidental el límite está inferido por una falla de cabalgadura mayor que como consecuencia generaría la sobreposición de las sucesiones del Terreno Zihuatanejo en el Terreno Arcelia (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Dos sucesiones estratigráficas han sido propuestas por Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) las cuales se presentan a continuación:

- Sucesión de trásarco. Se compone por lavas almohadilladas, lavas masivas, brecha autoclástica, hialoclastita, rocas ultramáficas y diques doleríticos, cubiertas por rocas sedimentarias pelágicas constituidas por radiolaritas y filitas (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías-Herrera et al., 2000). Las interpretaciones de sus firmas químicas muestran patrones de rocas de piso oceánico (MORB), así como basaltos de isla oceánica (OIB) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías-Herrera et al., 2000).
- Sucesión de arco. Las lavas de esta sucesión presentan patrones de elementos mayores y elementos traza típicos de un arco magmático, el cual se desarrolló a lo largo de una margen de subducción a la par de la de la formación de la cuenca trásarco.

El Subterreno Arcelia presenta evidencias de metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes, además de estar intensamente deformadas (Talavera-Mendoza et al., 1993; Elías-Herrera et al., 2000). Se obtuvieron edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre ~103 y ~93 Ma en lavas de la parte norte del Subterreno Arcelia (Elías-Herrera et al., 2000). Por otro lado, en el área de Palmar Chico-San Pedro Limón, se reportan edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda variando entre ~111 y ~99 Ma (Delgado et al., 1990). La interpretación tectónica ha sido

considerada como un arco insular inmaduro, en donde el piso oceánico se relaciona a un periodo de extensión en un ambiente de trásarco (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998).

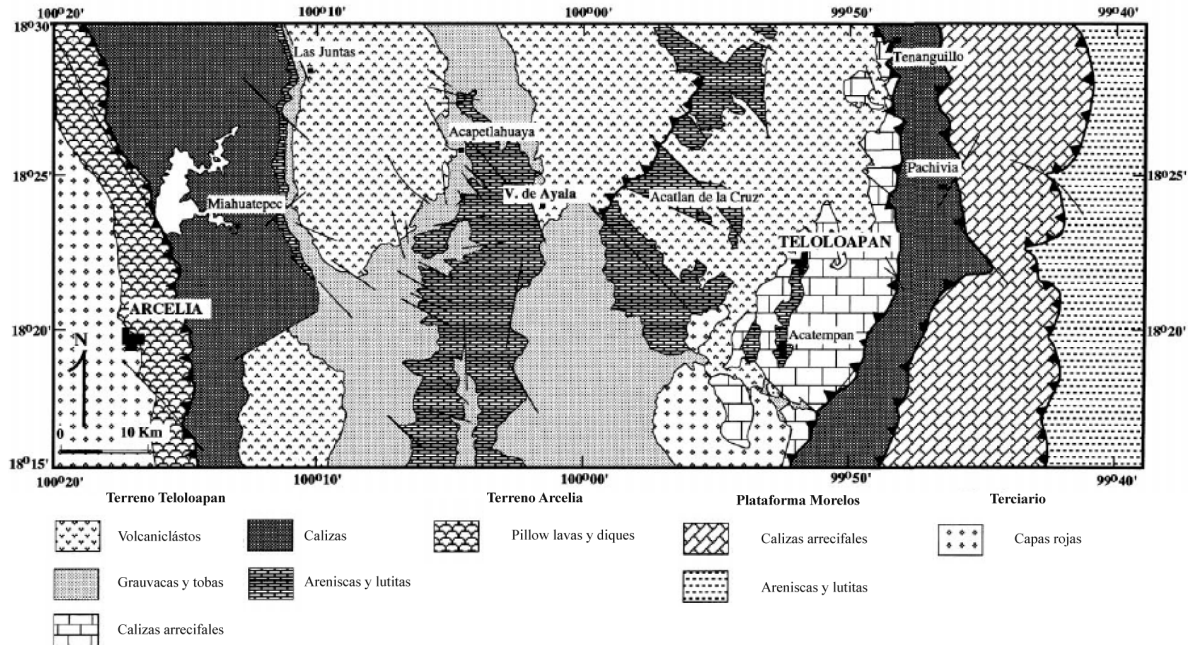


Figura 6. Mapa geológico de los Terrenos Arcelia y Teloloapan (Modificado de Ramírez-Espinoza et al., 1991).

Subterreno Teloloapan

El Subterreno Teloloapan se ubica en la parte suroriental del Terreno Compuesto Guerrero. El límite oeste es cabalgado por el Subterreno Arcelia, mientras que hacia el norte es cubierto por rocas de la Faja Volcánica Mexicana (Figura 6) (Ortega-Flores, 2017). Está constituido por una secuencia volcanosedimentaria de lavas masivas y lavas almohadilladas en intercalación con rocas sedimentarias, la naturaleza de las rocas volcánicas es de tipo arco de islas maduro (Talavera-Mendoza et al., 2007; Centeno-García et al., 2008). En las partes superiores de la secuencia las lavas tienen a intercalarse con flujos detritos y calizas, mientras que toda la sucesión se encuentra en contacto concordante por grauvacas y lutitas tobáceas y calizas del Aptiano superior (Ortega-Flores, 2017). El Subterreno Teloloapan se encuentra intensamente deformada y con presencia de metamorfismo en facies de esquistos verdes (Elías-Herrera, 2004; Talavera-Mendoza et al., 2007). Además, rocas pre-Jurásico tardío son

consideradas como el posible basamento del Subterreno Teloloapan relacionándolas con el esquisto Tejupilco (Elías-Herrera et al., 2000; Elías-Herrera, 2004).

Bloque Jalisco

El Bloque Jalisco está localizado en la parte occidental de México, constituido por rocas plutónicas de afinidad calco-alkalina, por lo que estas rocas forman en su mayoría al Batolito de Puerto Vallarta (Figura 7) (Schaaf et al., 2018). Existe un consenso general para la edad del Batolito de Puerto Vallarta, el cual se ha determinado para una edad cretácica (80-100 Ma) (Gastil et al., 1978; Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013; Díaz-López, 2016).

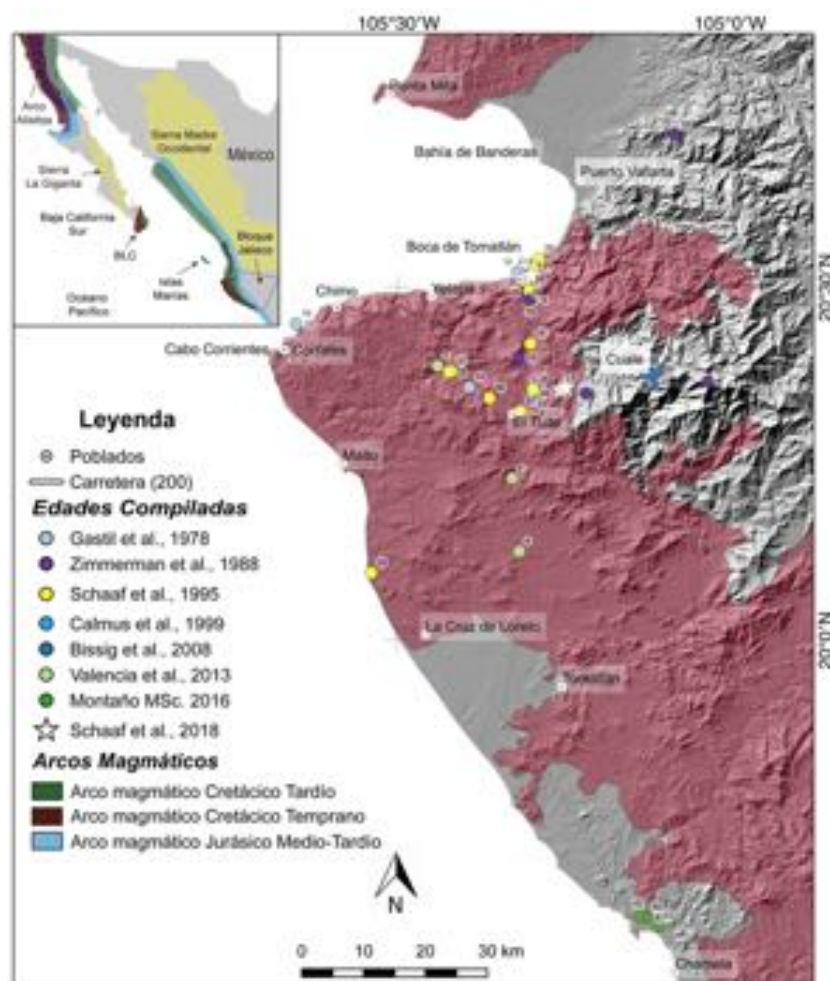


Figura 7. Localización del Batolito de Puerto Vallarta. Los círculos en colores representan la localización de los trabajos geocronológicos previamente realizados por diferentes autores; Se muestran los diferentes arcos magmáticos generados desde el Jurásico hasta el Cretácico tardío (Modificado de Schaaf et al., 2018).

En la parte norte del Batolito de Puerto Vallarta el límite se encuentra definido por flujos de lava andesítica-dacítica y rocas volcanoclásticas (Valencia et al., 2013). El límite hacia la parte occidental se compone de sulfuros masivos vulcanogénicos, alojados en una secuencia vulcanosedimentaria de edades del Triásico tardío que es intrusionada por granitoides del Jurásico (Bissig et al., 2008; Valencia et al., 2013; Schaaf et al., 2018). Mientras que en la parte sur se encuentra delimitado por andesitas, tobas, brechas y areniscas aptianas posiblemente de la Formación Tecalitlán (Montaño-Cortes, 2016).

Recientemente, se han reportado afloramientos de esquistos pelíticos y granodioritas del Cretácico temprano en la región de Ahuacatlán; esquistos cuarzo-feldespáticos y esquistos pelíticos con edades máximas de depósito del Jurásico en la región de Yelapa, Mascota y Cuale (Valencia et al., 2013; Díaz-López, 2016). Estas rocas metamórficas representarían el basamento del Batolito de Puerto Vallarta (Díaz-López, 2016). Sin embargo, esta interpretación aún es muy especulativa debido a la ausencia de datos geoquímicos, geocronológicos y estructurales. Finalmente, una sucesión de flujos volcánicos han sido reportados en Unión de Tula, las cuales presentan firmas geoquímicas similares a las del Batolito de Puerto Vallarta sugiriendo una posible correlación magmática (Valencia et al., 2013).

Modelo tectónico del Terreno Compuesto Guerrero

Diferentes modelos tectónicos han sido propuestos para dar explicación al origen del Terreno Compuesto Guerrero, así, como en otros terrenos de la Cordillera de Norte América. El TCG fue interpretado como un arco oceánico acrecionado hacia la parte central de México en el Cretácico tardío debido al cierre de una cuenca oceánica por un proceso de subducción (Lapierre et al., 1992; Tardy et al., 1994; Dickinson and Lawton, 2001). Otros autores han sugerido que el TCG podría representar uno o más sistemas complejos de diferentes arcos que evolucionaron relativamente cerca del continente (Campa y Ramírez, 1979; Ramírez-Espinosa et al., 1991; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Centeno-García et al., 2003; Centeno-García, 2005). Por lo cual, basados en información geológica disponible se han logrado identificar seis principales etapas que dieron origen al Terreno Guerrero (Figura 8) (Centeno-García et al., 2008) las cuales se resumen a continuación.

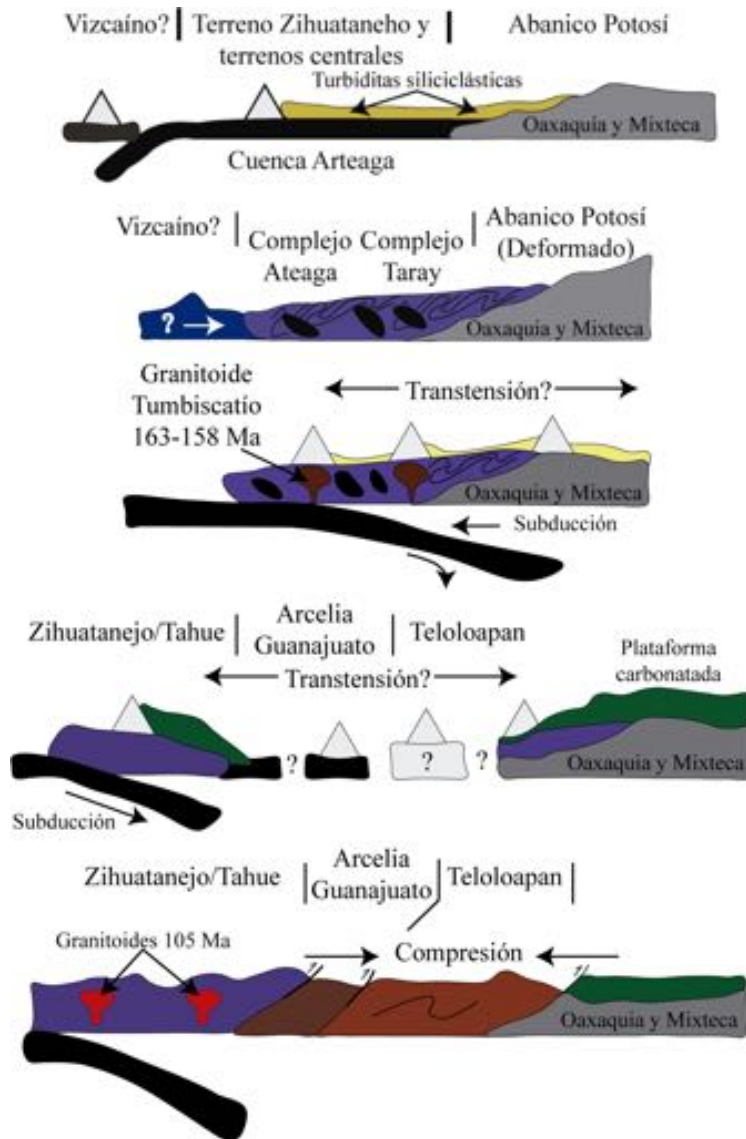


Figura 8. Modelo tectónico evolutivo del Terreno Compuesto Guerrero (Modificado de Centeno-García et al., 2008).

Centeno-García et al. 2008 proponen en primer lugar una margen pasiva en occidente de México en el Triásico, en está margen se depositaron los sedimentos continentales acarreados por el abanico Potosí. Posteriormente, en el Jurásico temprano un proceso de subducción tuvo como consecuencia la acreción de corteza oceánica hacia el occidente de México generando un prisma de acreción (Figura 8). La exhumación del prisma de acreción y el desarrollo de un arco continental tomó lugar durante el Jurásico medio. Por otro lado, el cese del magmatismo en la parte central de México y Terreno Oaxaqueño, sugiere un cambio de localización de la zona de subducción, como consecuencia de este proceso se desarrolló

una plataforma carbonatada sobre el arco y rocas más antiguas (Figura 8) (Centeno-García et al., 2008). Una mayor fase de orogénesis en el Cretácico tardío-Paleógeno temprano es registrado en México que genera a los pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Figura 8) (Fitz-Díaz et al., 2018). Esta fase de deformación es contemporánea a la orogenia Laramide en el occidente de Norteamérica (Figura 8) (Fitz-Díaz et al., 2018). El evento final de amalgamación del Terreno Compuesto Guerrero probablemente se llevó a cabo durante este evento orogénico, además, el significativo transporte tectónico es sugerido por la cantidad de acortamiento que se produjo en el norte del Subterreno Zihuatanejo, Subterreno Arcelia y Subterreno Teloloapan (Figura 8) (Salinas-Prieto et al., 2000).

Metodología

La metodología utilizada para la realización de este trabajo tiene como fundamento dos partes esenciales: la metodología de trabajo de campo y la metodología analítica; de las cuales se desprende la información cartográfica, petrográfica, geoquímica, geocronológica y termobarométrica obtenida, con el objetivo de discutir las características geológicas que se presentan en la región de Chimo-Yelapa en el estado de Jalisco (Figura 9).

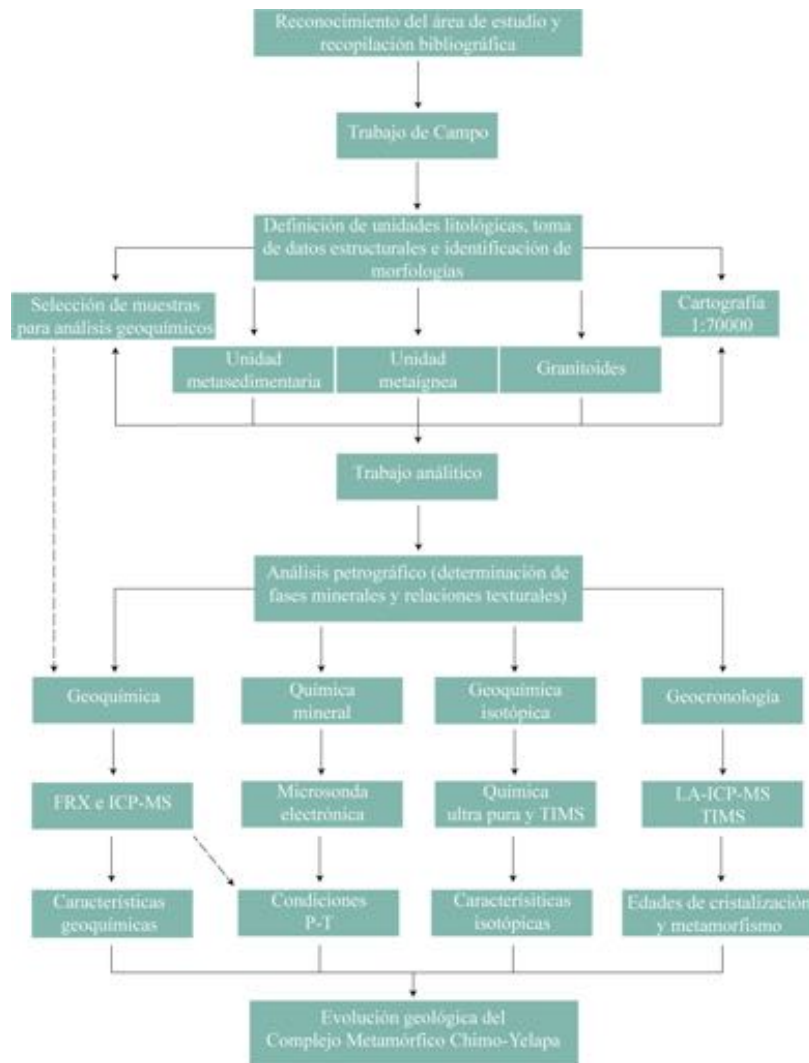


Figura 9. Síntesis de la metodología aplicada para el estudio geológico del Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa.

Trabajo de campo

El trabajo de campo tuvo como finalidad determinar las unidades litológicas del área de estudio. El trabajo de campo se llevó a cabo en dos jornadas de campo, cada una de ellas constando de 8 días. El trabajo de campo consto de muestreo sistemático obteniendo 30 muestras de rocas para su posterior análisis petrográfico. Además, durante el trabajo de campo se obtuvieron datos estructurales para la realización de un mapa geológico a escala 1:70,000.

Por otro lado, los modelos digitales de elevación que se utilizaron como base del mapa se obtuvieron del sitio de internet del INEGI. La digitalización final del mapa geológico se llevó a cabo mediante el uso del software QGIS 2.2 (Quantum GIS Development Team, 2014).

Trabajo analítico

Petrografía

El objetivo principal del análisis petrográfico fue determinar la mineralogía y las relaciones texturales de las rocas que afloran en la región del área de estudio. El estudio petrográfico constó de las 30 muestras recolectadas en campo, y éste se realizó mediante microscopía óptica de luz transmitida. La identificación de fases minerales y toma de fotografías se llevó a cabo en un microscopio petrográfico de marca Olympus el cual tiene objetivos 4x, 10x, 40x y 100x

Geoquímica

La preparación de las muestras para los análisis geoquímicos que se utilizaron en este capítulo, da inicio con el uso de una prensa hidráulica y un pulverizador de discos de acero, los cuales pertenecen al Taller de Molienda y Separación de Minerales del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Por lo cual, se obtuvieron tres fracciones que se utilizaron para elementos mayores, elementos traza e isotopía. Los datos de fluorescencia de rayos X se obtuvieron en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, siguiendo la metodología analítica propuesta en Lozano-Santa Cruz y Bernal (2005). Por otro lado, los datos de elementos traza se obtuvieron mediante el uso de ICP-MS en el Laboratorio de Estudios

Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, la metodología descrita en Mori et al. (2007).

Química mineral

Los análisis de química mineral se obtuvieron a partir del análisis de 6 muestras que fueron seleccionadas debido a su paragénesis mineral, sus relaciones texturales y el equilibrio que se presentan en éstas muestras (ausencia de bordes de reacción, ex-soluciones, etc.). Uno de los principales objetivos de llevar a cabo el análisis mediante microsonda electrónica es el de elucidar las principales grupos minerales y así definir sus principales clases químicas. Además, el uso de los datos de química mineral servirá para conocer las condiciones termodinámicas alcanzadas para llegar al equilibrio.

Los análisis de microsonda electrónica primeramente se realizaron en la Unidad de Micro-Análisis del Cemie-Geo en el Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia. Para llevar a cabo los análisis se utilizó una microsonda JEOL JXA-8230 mediante espectrometría de dispersión de longitud de onda de rayos-X (WDS) utilizando un haz enfocado con las condiciones de medición de 15 kV y 10 nA. Posteriormente, se realizó una segunda ronda de análisis cuantitativos y mapeos de distribución elemental en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) en el Instituto de Geofísica en el campus CDMX. Para estos análisis se empleó una microsonda JEOL JXA-8900R con condiciones de medición de 15 kV y 10 nA para análisis mediante WDS y 15 kV, 10 nA y 25 Ms para las imágenes de distribución elemental.

Termobarometría

Para conocer las condiciones termodinámicas de equilibrio en las que se desarrollaron las rocas metamórficas con protolito ígneo, se emplearon cálculos con base en la termobarometría convencional utilizando el termómetro anfíbol-plagioclasa de Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994) y el barómetro cuarzo-anfíbol-plagioclasa de Bahdra y Bhattacharya (2007). Mientras que para elucidar las condiciones termobarométricas de cristalización de los granitoides se empleó el termómetro convencional anfíbol-plagioclasa de Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994) y el barómetro aluminio en hornblenda de Mutch *et al.* (2016). Adicionalmente, se utilizó el termómetro titanio en zircón de Watson *et al.* (2006).

Con el objetivo de elucidar las condiciones del metamorfismo en las rocas del CMCY de las rocas metasedimentarias, se realizaron modelados de diagramas de fases en equilibrio (pseudosecciones), los cuales fueron construidos con el software Perple_X 6.7.3 (Conolly, 1990, 2009) y la base de datos hp02 (Holland y Powell, 2003; Conolly y Kerrick, 2002). El modelado se llevó a cabo en un sistema de 10 componentes MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂ (MnNCKFMASH), junto con los siguientes modelos de solución sólida: Plagioclasa (Newton et al., 1980), feldespato-K (Thompson y Hovis, 1979), granate (Holland y Powell, 1998), biotita (Tajcmanova et al., 2009), mica blanca (Holland y Powell, 1998), cloritoide (White et al., 2000), clorita (Holland et al., 1998), melt (Holland y Powell, 2001) y ortopiroxeno (Holland y Powell, 1998). Cordierita, ilmenita, cuarzo y aluminosilicatos se consideraron como fases ideales. El contenido de agua se consideró en exceso debido a que en las muestras existe un alto volumen de fases hidratadas (micas). La incertidumbre de la localización de los límites de las paragénesis mineral es ± 1 kbar y ± 50 °C (Holland, 2008; Palin et al., 2016; Powell). Adicionalmente se modelaron isoplejas de composición de los *end-members* de granate junto con el geotermómetro Ti en biotita de Henry et al. (2005), el cual fue calibrado para metapelitas que contienen rutilo y/o ilmenita. La precisión del geotermómetro es estimada en ± 24 °C en altas temperaturas (Henry et al., 2005). Las concentraciones de elementos para roca total utilizados son a partir de datos de Fluorescencia de rayos X (FRX), los cuales fueron obtenidos mediante un espectrómetro Rigaku ZSK Primus II en el Instituto de Geología de la UNAM.

Geoquímica isotópica

Los análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (UNAM), Instituto de Geofísica, UNAM. El principal objetivo fue obtener las concentraciones y relaciones isotópicas de los elementos Rb, Sr, Sm, Nd, mediante la técnica de Dilución Isotópica (ID), siguiendo la metodología que se enuncia a continuación.

Preparación de las muestras

Las muestras se vacían en bombas de digestión de 15 ml para proceder a pesarlas en una balanza de precisión analítica de cinco dígitos. Posteriormente, se añade un trazador (*spike*) de ⁸⁴Sr-¹⁴⁹Sm-¹⁴⁵Nd con base en las concentraciones de Nd medidas mediante ICP-

MS. Se procede a pesar nuevamente las bombas de digestión con las muestras y el trazador. Una vez realizado estos pasos, a las bombas de digestión se les añade 7 ml de ácido fluorhídrico (HF). Las muestras se tapan y se colocan dentro de parrillas de digestión a una temperatura de aproximadamente 90 °C durante 48 h. Realizado este paso, se agrega ácido clorhídrico 6N (HCl 6N) y se dejan reposar durante 12 h dentro de las parrillas. Pasado este tiempo se destapan las bombas y se procede a la evaporación total con el uso de las parrillas. Logrado este paso, se agrega HCl 2N para generar una nueva solución. Esta solución se transfiere a vasos de 50 ml con el uso de 20 ml de HCl 2N, esto servirá para la división del material; una proporción para la separación de Sr, Sm y Nd y la otra proporción para la separación de Rb. A la proporción utilizada para la separación de Rb se le añade un *Split* de Rb (trazador de ^{87}Rb). La cantidad del trazador dependerá de la concentración de Rb en la muestra; a mayor concentración de Rb se añade mayor cantidad del trazador. Una vez realizado todos los pasos anteriores, las soluciones se colocan en las campanas de extracción para secarlas mediante luz infrarroja.

Separación de elementos

En la primera etapa se separa el Sr y REE, homogenizando los vasos que contienen las muestras con 1 ml de HCl 2N. El acondicionamiento de la resina de las columnas se genera al agregar 30 ml de HCl 2N. Realizado este acondicionamiento, se agregan las muestras con el uso de una pipeta de tipo Pasteur. Después, se agregan 4 ml de HCl 2N, luego 16 ml de HCl 2N dejando drenar los ácidos en las columnas. La separación de los elementos se realiza con el uso de diferentes concentraciones (2N y 6N) y volúmenes de ácidos clorhídricos (<http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>). La limpieza de las columnas se lleva a cabo con la incorporación de 120 ml de HCl 6N. Se obtendrán dos alícuotas para Sr y REE, respectivamente, las cuales se colocan bajo luz infrarroja en campanas de extracción para su evaporación total.

La obtención de Rb se lleva con el mismo procedimiento previamente descrito, sin embargo, para llevar a cabo la separación se requieren diferentes volúmenes de ácidos. En primer lugar, se añaden 63 ml de HCl 2N a las columnas de intercambio catiónico. Posteriormente, 10 ml de HCl 2N se adicionan a las columnas y se dejan filtrar, lo cual servirá para recolectar el Rb en vasos de 10 ml. La limpieza de las columnas se crea a partir de

adicionar 220 ml de HCl ~6N Finalmente, las muestras de Sr y Rb se colocan bajo luz infrarroja en las campanas de extracción para su evaporación.

En la segunda etapa se lleva a cabo la separación de Sm y Nd con el uso de columnas de intercambio catiónico, sin embargo, estas son de menor tamaño que las empleadas en la primera fase. En primer lugar, se diluyen las muestras en 200 µl de HCl 0.18N y se acondiciona la resina de las columnas con 7 ml de HCl 0.18N. Posteriormente, se agrega la muestra con una pipeta Pasteur y además se agregan 600 µl de HCl 0.18N. El paso siguiente sirve para separar el Nd y Sm, sin embargo, al ser variables los volúmenes y concentraciones de ácido, se refiere al lector a la página de internet del LUGIS en donde se proporcionan las hojas de trabajo para este paso. La limpieza de las columnas consta de añadir 10 ml de HCL ~6N. Finalmente, las soluciones de Nd y Sm se colocan bajo luz infrarroja en las campanas de extracción para su evaporación.

Medición de Sr-Nd mediante TIMS

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. El TRITON cuenta con 9 colectores Faraday mientras que el Finnigan con 8. Todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos encima de filamentos de renio. Se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd por cada muestra.

El software integrado arroja *outliers* dependiendo de la estabilidad de la señal. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) se refieren a los errores (desviación estándar) durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1 SE (M) = 1\sigma_{abs} / \text{raiz } n$. 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): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 13 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 74)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511847 \pm 3 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 22)$. 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: 0.07 ng Rb, 7.54 ng Sr, 0.10 ng Sm y 0.51 ng Nd (blancos de procedimiento total).

Geocronología

Los fechamientos U-Pb mediante LA-ICP-MS fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Campus Juriquilla de la UNAM. Los zircones separados de las muestras fueron montados en una resina epóxica para ser desbastados unos 20 μm y posteriormente se procedió a pulir el montaje aproximadamente hasta la superficie ecuatorial para que así quedaran expuestos. Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar externo para zircón, además las incertidumbres 2 sigma se determinaron de acuerdo a Paton et al. (2010). Las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, edades y errores son calculados de acuerdo a Petrus y Kamber (2012). El tamaño de los spots fue de 23 micras para zircones y de 10 micras para monacitas utilizando el protocolo analítico de Solari et al. (2010). Los datos fueron medidos empleando un ICP-MS Thermo iCapQc acoplado a una estación de trabajo de laser excímero.

Por otro lado, los fechamientos de Rb-Sr en micas fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica de la UNAM. Los isótopos de Sr fueron medidos utilizando el espectrómetro de masas TRITON PLUS. Los valores isotópicos son ajustados a la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ para el valor del estándar NBS 987 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Las incertidumbres relativas en los valores de la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ son del 2%. Las edades reportadas presentan un error igual a 1σ .

Resultados

Unidades Geológicas

La región de Chimo-Corrales en el estado de Jalisco se caracteriza por la presencia de rocas graníticas así como de unidades metamórficas de alto grado, con evidencia de grados de fusión parcial (estructuras estromáticas y estructuras de parches). La columna estratigráfica se construye a partir de una sucesión metamórfica o Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa (CMCY), compuesto por litodemas metaígneos y metasedimentarios que constituye la roca encajonante de los granitoides del Batolito de Puerto Vallarta (BPV) (Figura 10). Las rocas graníticas del BPV abarcan el 70% del área en la zona de estudio, mientras que las rocas metamórficas el 30% (Figura 10). Del mismo modo, la unidad metasedimentaria representa el 80% del total de rocas metamórficas expuestas en el CMCY, aflorando cerca de las poblaciones de Chacala, Yelapa y Chimo (Figura 10). En contra parte, la unidad metaígneas abarca el 20% del total de rocas metamórficas del CMCY, y afloran principalmente en el transecto Maito-Corrales (Figura 10). Sin embargo, en los poblados de Chimo y Yelapa existen afloramientos importantes del litodema metaígneos (Figura 10). Con base en criterios estructurales, texturales y composicionales, se agrupan las unidades litológicas respecto al evento metamórfico y post-metamórfico.

Unidad metasedimentaria

La unidad metasedimentaria se clasifica con base en su estructura, morfología migmatítica (grados de fusión parcial) y sus texturas. La secuencia en estudio es composicionalmente heterogénea y está constituida por: 1) paragneises de silimanita y/o granate, 2) paragneises de biotita y 3) lentes de calci-silicatos.

Paragneis de biotita

Los paragneises de biotita es la unidad con mayor abundancia en la zona de Chimo-Yelapa. Los paragneises poseen una composición pelítica-psammitica con una asociación mineral de biotita + silimanita + plagioclasa + cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico (Figura 11a). Esta unidad presenta una estructura bandeada con textura granoblástica en las zonas leucocráticas y lepidoblástica en los dominios melanocráticos. Además, es posible

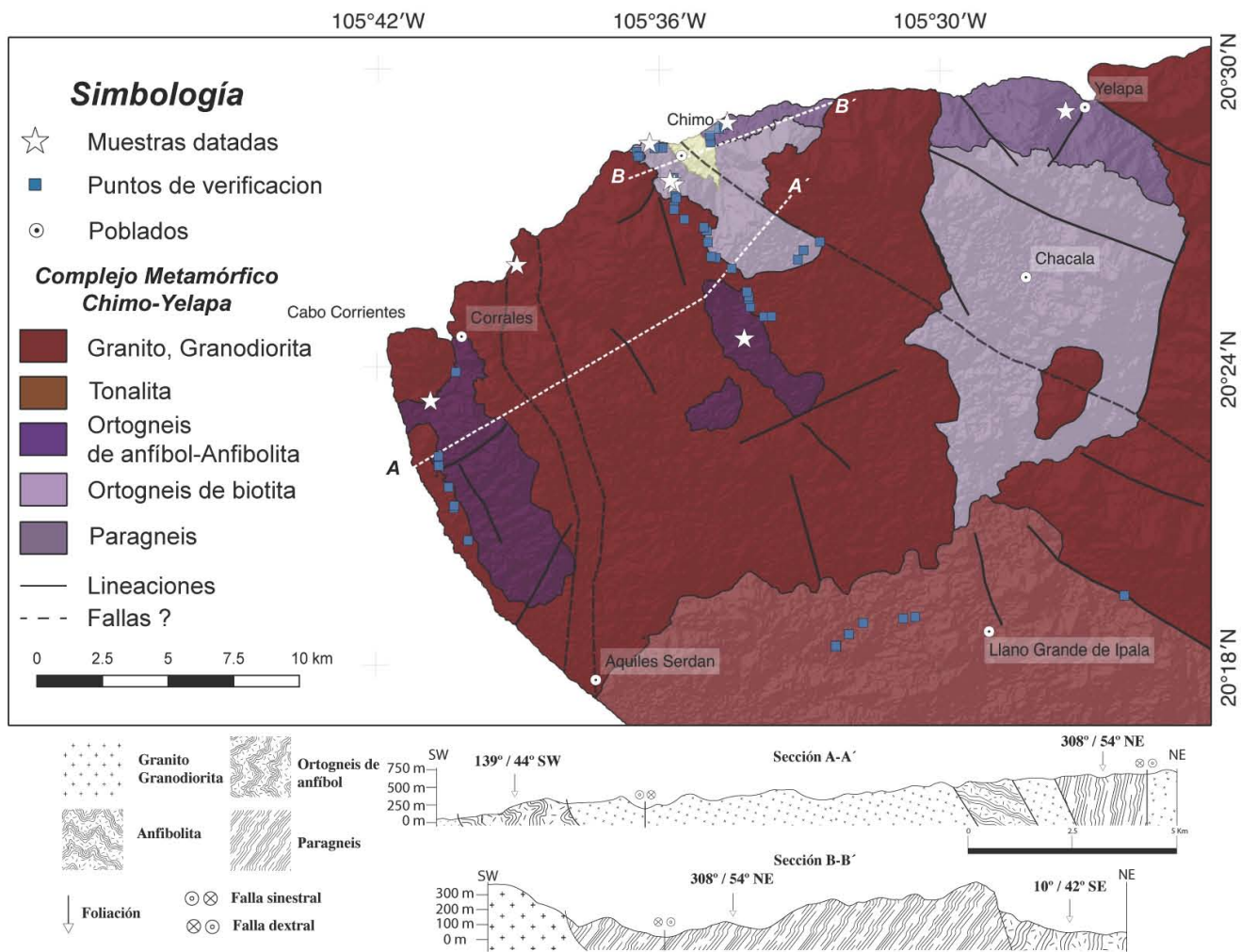


Figura 10. Mapa geológico del Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa. Escala 1:70000.

observar morfologías migmatíticas con estructuras tipo estromática, parche y malla con dimensiones de aproximadamente 30 cm (Figura 11b). Además, la formación de estructuras en forma de boudines y pliegues puede relacionarse al aumento de fundido que se generó durante el proceso de fusión parcial (Figura 11c). Por lo general, la silimanita se presenta bajo forma de porfidoblastos euedrales de color azul con tamaños de 3-5 cm pueden encontrarse en estructuras migmatíticas en forma de parches de composición cuarzo-feldespática. Además, se pueden apreciar algunos intercrecimientos de biotita en los porfidoblastos de silimanita (Figura 11d). La foliación de los paragneises de biotita es NW-SE con echados 50° hacia el NE.

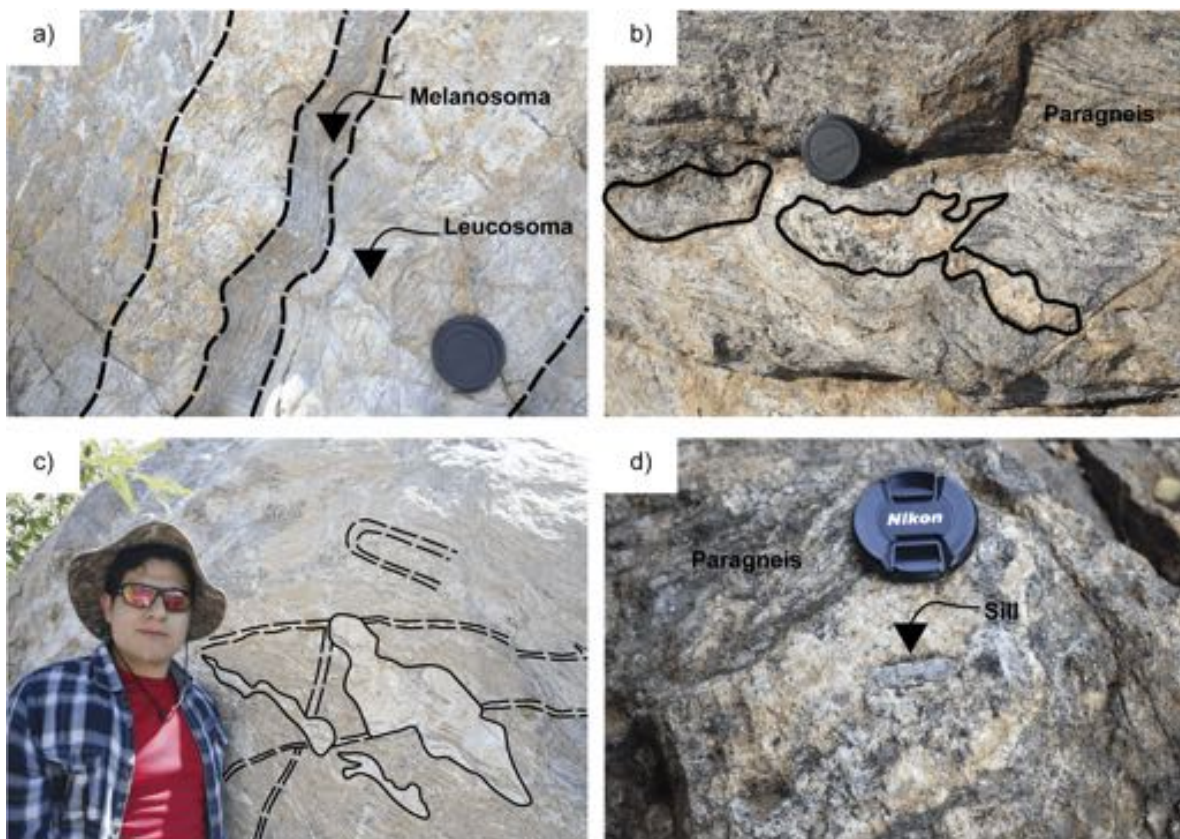


Figura 11. Unidad metasedimentaria. a) Paragneis con estructura estromática compuestas por bandas leucocráticas y melanocráticas. b) Paragneis con estructura en parche de composición cuarzo-feldespática. c) Paragneis con estructuras migmatíticas en boudin y plegamiento, cortadas por una generación de diques. d) Porfidoblasto de silimanita con intercrecimientos de biotita en una matriz granoblástica cuarzo-feldespática.

Paragneis de silimanita/granate

Los paragneises de silimanita y/o granate es la segunda unidad más abundantes en la zona de estudio (Chimo-Yelapa). Los paragneises tienen una composición pelítica-psammitica y poseen una asociación mineral de biotita + silimanita + plagioclasa + granate + cuarzo + feldespato potásico + muscovita (Figura 12a). Esta unidad tiene estructuras migmatíticas (estromáticas) con bandas leucocráticas y melanocráticas.

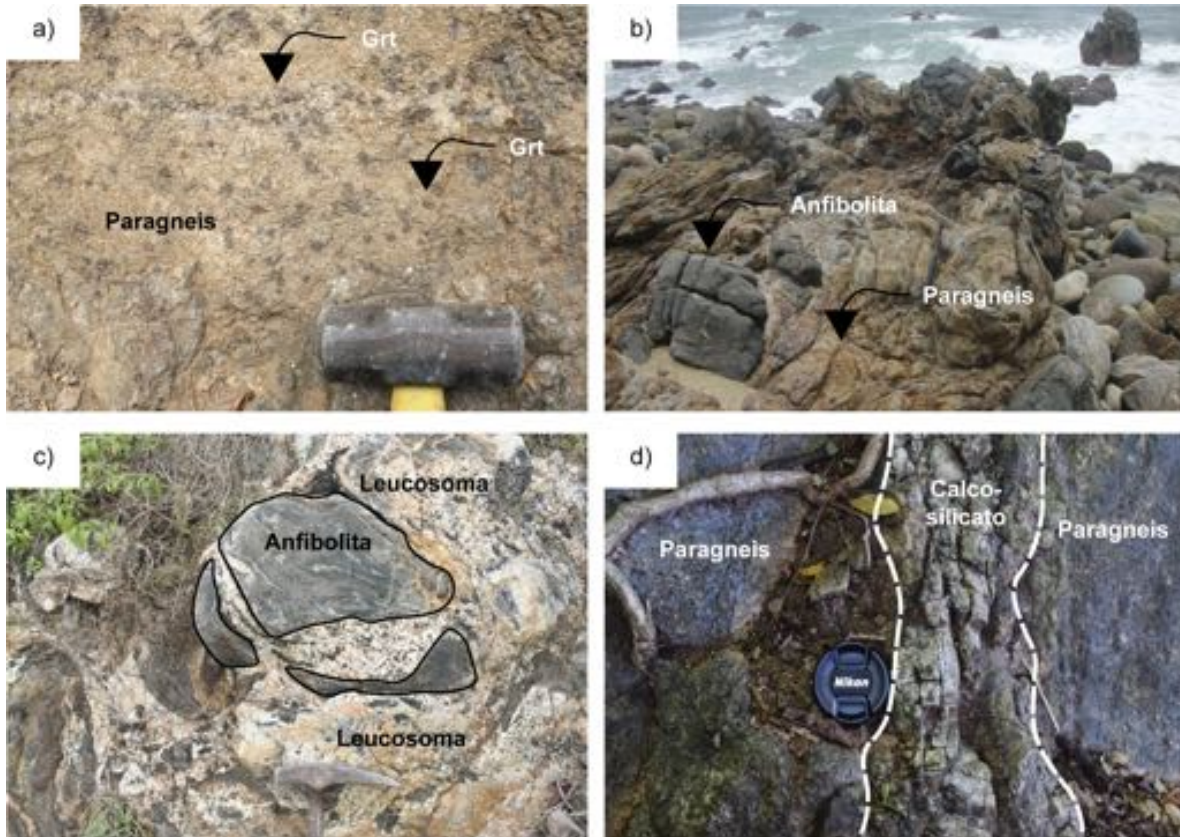


Figura 12. Unidad metasedimentaria. a) Porfidoblastos de granates anedrales en una banda leucocrática de un paragneis. b) Lentes de tamaños métricos de anfibolita embebidos en un paragneis de granate/silimanita. c) Lente de una anfibolita con evidencias de grados de fusión parcial formando estructuras en parche. d) Lente de calco-silicato altamente fracturado en un paragneis.

Las bandas melanocráticas registra una textura granoblástica que consiste de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico (Figura 12a). Por otro lado, las bandas melanocráticas tienen una textura lepidoblástica compuesta de biotita, silimanita y porfidoblastos de granate (Figura 12a). Los porfidoblastos de granate con tamaños de 1-2 cm, presentan formas subedrales a anedrales. Esta fase mineral se asocia principalmente a

los dominios leucocráticos. Sin embargo, es posible encontrarlos en los dominios melanocráticos (Figura 12a). La foliación predominante de esta unidad es NW-SE con echados 50-55° hacia el NE. Es posible observar lentes anfibolíticos pertenecientes a la secuencia metaígne, los cuales se encuentran embebidos en los paragneises, principalmente estos lentes tienen texturas granoblásticas a nematoblásticas compuestas por anfíbol + plagioclasa (Figura 12b). En los lentes anfibolíticos, la fusión parcial está representada por estructuras en parche de composiciones cuarzo-feldespáticas (Figura 12c).

Calci-silicatos

Los calci-silicatos tienen una menor abundancia en la zona de estudio, estos se observan con formas de lentes de tamaños de aproximadamente de 1 m en asociación con los paragneises (Figura 12d). Los lentes tienen estructuras masivas con una asociación mineral de calcita, titanita y clinopiroxeno. La principal textura visible es de tipo granoblástica, además, texturas relacionadas a la fusión parcial no se observaron en esta litología.

Unidad metaígne

La secuencia metaígne está compuesta por ortogneises de biotita, ortogneises de anfíbol y anfibolitas. Una de las características principales que se puede apreciar a nivel de afloramiento son diferentes grados de fusión parcial, que pueden llegar a generar morfologías y estructuras migmatíticas. Así, hacia los poblados de Chimo y Yelapa, los afloramientos de la unidad metaígne son principalmente de ortogneises de biotita y anfibolitas, mientras que los ortogneises de anfíbol afloran únicamente en el camino de Maito hacia Corrales.

Ortogneis de biotita

Los ortogneises de biotita afloran principalmente en la parte este del CMCY en los poblados de Chimo-Yelapa. Estos se componen de la siguiente paragénesis mineral: biotita + plagioclasa + feldespato-K + cuarzo \pm anfíbol. La estructura predominante de los ortogneises es foliada con bandas leucocráticas de textura granoblástica compuesta por plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Mientras que las bandas melanocráticas tienen texturas lepidoblásticas a nematoblásticas generadas por biotita y anfíbol, las cuales son de espesores de 3-5 cm (Figura 13a). La orientación de los planos de foliación tiene una tendencia hacia el NE-SW con echados 40-45° hacia el SE. Además, se pueden apreciar cúmulos de minerales máficos en formas de boudines paralelos a los planos de foliación

(Figura 13a). Los planos de foliación son cortados por intrusiones de diques cuarzo-feldespáticos relacionados al evento del emplazamiento del Batolito de Puerto Vallarta (Figura 13b). Finalmente, son visibles pequeñas estructuras de microfallas y microplegamientos (Figura 13c).

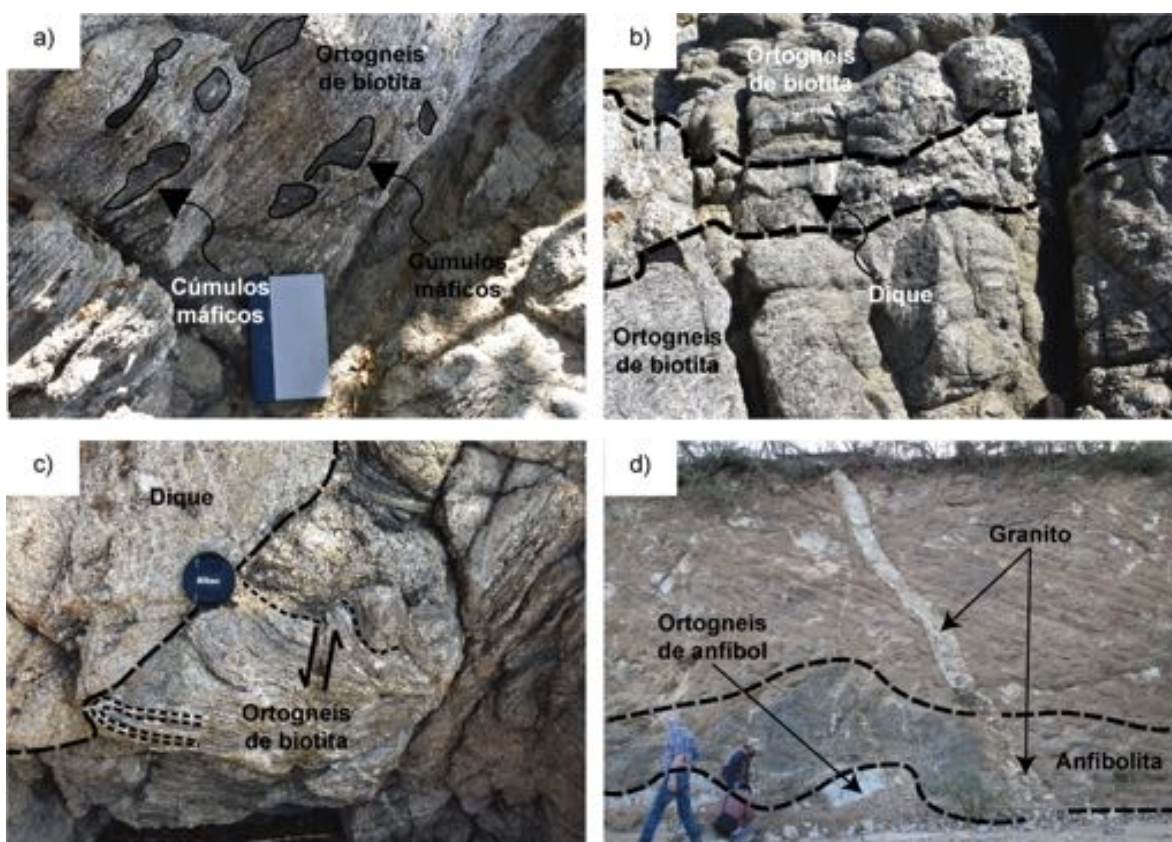


Figura 13. Unidad metaígneá. a) Ortogneis de biotita con bandas leucocráticas y melanocráticas, además se aprecian cúmulos máficos paralelos a los planos de foliación b) Ortogneis de biotita que es cortado por un dique cuarzo-feldespático el cual es paralelo a los planos de foliación. c) Estructuras de deformación en ortogneis de biotita causadas por la intrusión de diques cuarzo-feldespáticos. d) Relaciones de contacto entre ortogneis de anfíbol, anfíbolitas y granitoides.

Ortogneis de anfíbol

Los ortogneises de anfíbol afloran únicamente en la parte occidental del CMCY, en la región de Corrales. Los ortogneises están compuestos mayoritariamente por anfíbol + plagioclasa + feldespato potásico \pm cuarzo. Su estructura foliada es determinada por bandas leucocráticas de plagioclasa + feldespato-K mientras que las bandas melanocráticas son conformadas por anfíbol. El tamaño de estas bandas es de 3-5 cm de espesor (Figura 13d). La orientación de los planos de foliación en esta litología tiene una predisposición NW-SE

con un echado de 40-45° hacia el SW. En lo particular, en esta unidad se encuentran bloques anfibolíticos de tamaños de 3-5 m con contactos difusos (Figura 13d).

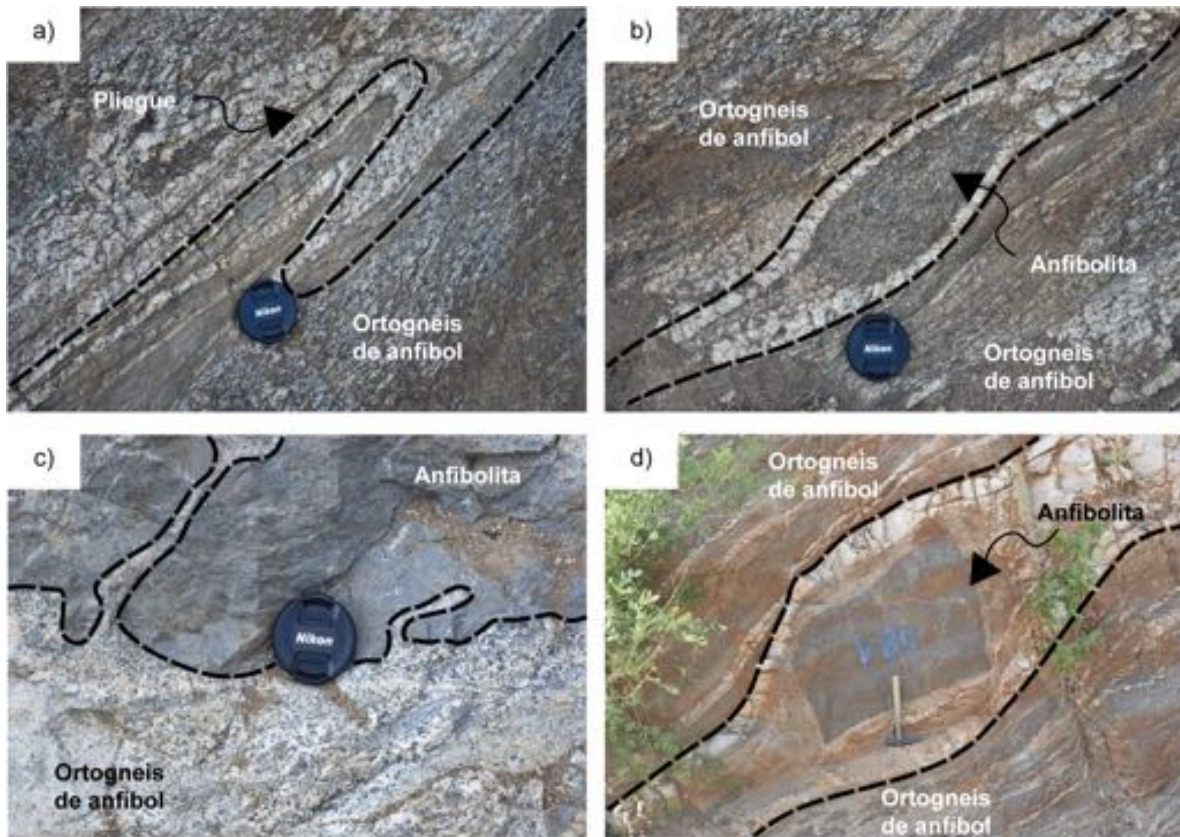


Figura 14. Unidad metaígneá. a) Pliegue isoclinal generado por el flujo de los materiales durante el proceso de fusión parcial. b) Cúmulo restítico compuesto mayoritariamente por anfíbol y plagioclasa entre bandas leucocráticas; pequeños cristales de anfíbol en las bandas pueden ser apreciados. c) Contacto difuso y vetas de ortogneis de anfíbol intrusionando a una anfibolita masiva. d) Bloque anfibolítico anguloso en banda leucocrática paralela a los planos de foliación de un ortogneis de anfíbol.

Otra relación de contacto es la presencia de pequeñas vetas leucocráticas relacionadas al proceso de generación de fusión parcial que se puede observar tanto en los ortogneises de anfíbol como en las anfibolitas (Figura 13d). Finalmente, cuerpos graníticos cortan tanto a ortogneises de anfíbol y anfibolitas. Cabe resaltar el carácter migmatítico en los ortogneises de anfíbol, el cual se manifiesta con bandas leucocráticas y melanocráticas que forman pliegues isoclinales, dando indicios de la competencia de estas bandas en el momento en que se encontraban en estados dúctiles durante el proceso de fusión parcial (Figura 14a). Además, pequeños bloques restíticos de anfíbol se encuentran alojados entre las bandas leucocráticas,

en donde estos dos niveles mineralógicos son marcados por contactos rectos. También se puede observar en las bandas leucocráticas pequeños cristales de anfíbol con orientaciones aleatorias (Figura 14b).

Anfibolitas

Por otra parte, las anfibolitas tienen estructuras masivas con texturas granoblásticas, compuestas por anfíbol y plagioclasa. Se les encuentra en contacto con los ortogneises de anfíbol, en donde estos contactos son difusos y pequeñas vetas provenientes de los ortogneises de anfíbol cortan a las anfibolitas (Figura 14c). Morfologías tipo schöllén en formas de bloques angulares se encuentran embebidos en bandas leucocráticas (Figura 14d).

Granitoides del BPV

Granito

En el área de estudio, los granitos pertenecientes al BPV afloran principalmente en el camino que va de Maito hacia Corrales, forman cuerpos masivos leucocráticos con tamaños de afloramientos de aproximadamente 30 m. (Figura 15a). Se componen principalmente de cuarzo + plagioclasa + feldespato-K \pm biotita, creando una textura fanerítica equigranular. Los cristales de plagioclasa, feldespato-K y cuarzo presentan formas euedrales con tamaños de 0.5-1 cm en general, sin embargo, en ciertas zonas aisladas pueden apreciarse fenocristales de tamaños aproximados de 2-3 cm (Figura 15b). Se puede observar un alto fracturamiento y una intensa meteorización, generando zonas con alto contenido de arcillas.

Granodiorita

Por otro lado, las granodioritas conforman una de las mayores litologías en la zona de estudio, aflorando cerca de los poblados de Yelapa, Chimo, Chacala y Corrales, en este último poblado las granodioritas pueden ser observadas en afloramientos de tamaños de 100 m de largo, con cuerpos masivos compuestos por una paragénesis mineral de plagioclasa + cuarzo \pm biotita \pm anfíbol (Figura 15c). En su conjunto esta mineralogía presenta una textura fanerítica inequigranular y, además, como característica principal, enclaves tonalíticos con una paragénesis de anfíbol + plagioclasa \pm cuarzo \pm biotita. Estos enclaves muestran formas elongadas y tamaños desde 20 cm hasta 1 m (Figura 15c, d). Los contactos entre los enclaves y la granodiorita suelen ser de tipo difuso (Figura 15d). Otra de las características distintivas de los enclaves presentes en las granodioritas son sus formas lobuladas que difieren en forma

y textura. Se observa una textura totalmente afanítica compuesta por anfíbol y plagioclasa y los bordes de contacto carecen de un rasgo de reacción entre las dos rocas (Figura 16a).

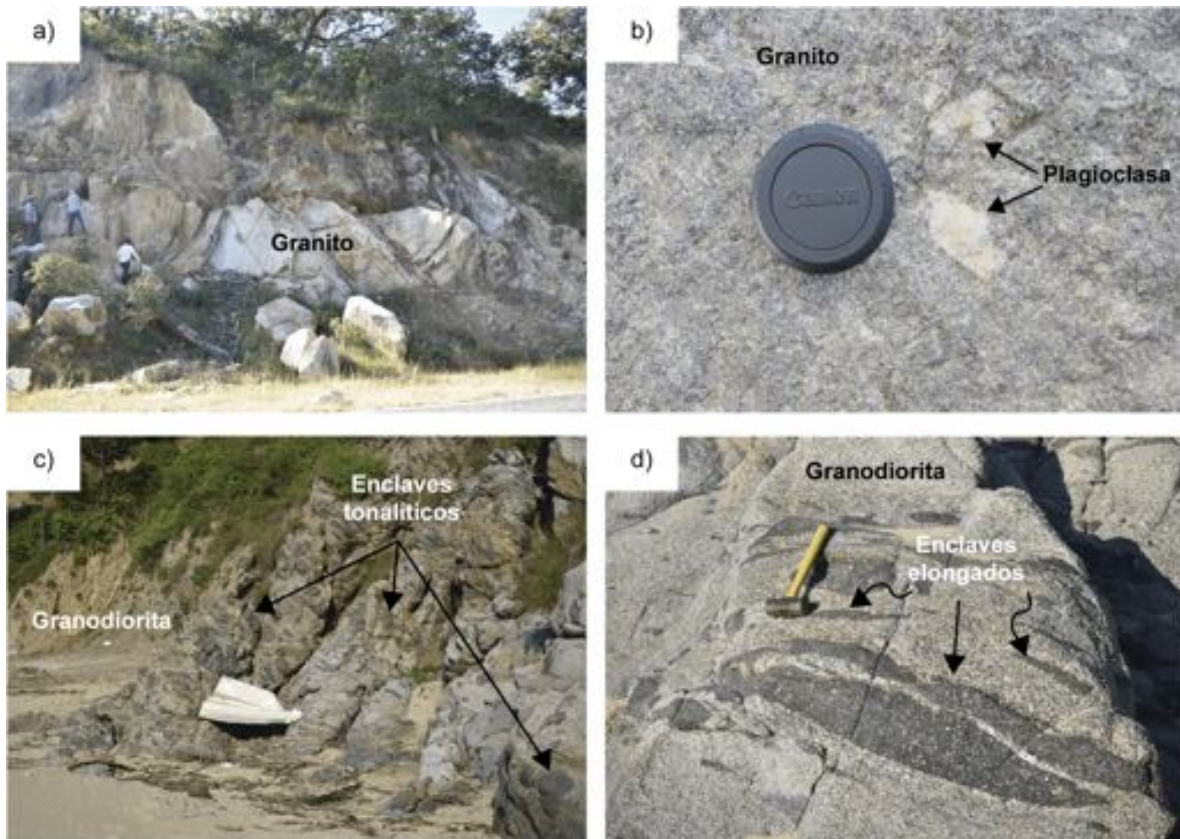


Figura 15. Granitoides. a) Granito “sensu stricto” exhibiendo alto fracturamiento y alteración en la parte superior. b) Granito alterado en el cual se presentan fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica compuesta por cuarzo + plagioclasa + biotita. c) Granodiorita con presencia de enclaves máficos equigranulares. d) Bordes difusos en la parte superior de un enclave máfico con fenocristales de plagioclasa.

Tonalita

Por otra parte, rocas tonalíticas se presentan exclusivamente en el camino hacia Corrales del poblado de Maito, con tamaños de afloramientos de hasta 30 m. Estas se componen principalmente de anfíbol + plagioclasa ± cuarzo ± titanita y exhiben formas masivas con texturas faneríticas equigranulares. Un rasgo esencial en esta unidad es la presencia de una zona de brecha, en la cual bloques angulosos de la misma tonalita se encuentran inmersas hacia el núcleo de la unidad (Figura 16b). Ocasionalmente, pueden exhibirse fenocristales de anfíbol y titanitas en una matriz de plagioclasa equigranular (Figura

16c). Finalmente, se observaron diques aplíticos compuestos por plagioclasa + cuarzo ± feldespato-K interpretados como parte del BPV debido a su semejanza en composición

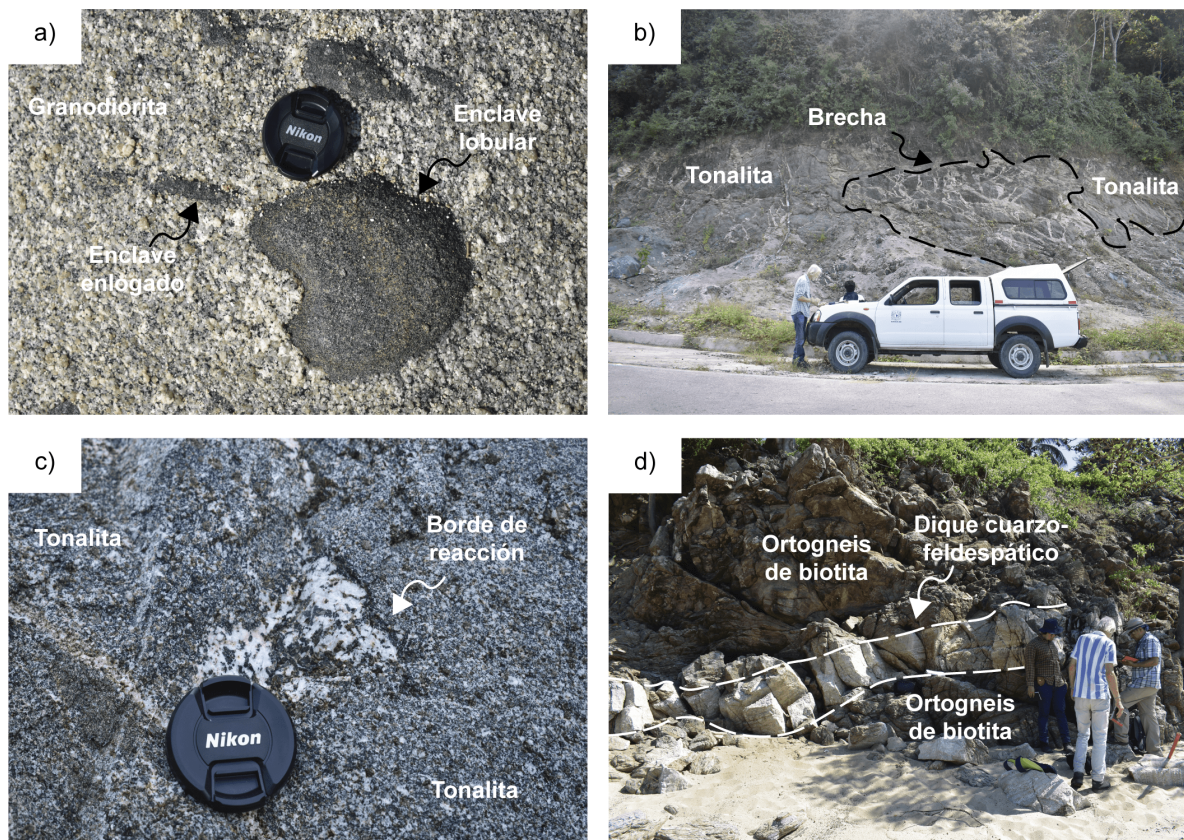


Figura 16. Granitoides. a) Enclave con forma lobular exhibiendo contactos rectos con granodiorita. b) Brecha con bloques angulosos en el núcleo de una tonalita. c) Fenocristales de anfíbol y titanita bordeados por plagioclasa en una tonalita. d) Último evento del emplazamiento del BPV en forma de un dique cuarzo-feldespático cortando a la foliación de un ortogneis de biotita.

mineralógica. Estos cuerpos son tabulares con espesores aproximados de 1 m, cortando tanto a la unidad metamórfica así como a la unidad ígnea (Figura 16d).

Análisis Petrográfico

El análisis petrográfico del área en estudio se realizó a partir de un total de 30 secciones de lámina delgada (Tabla 1), Se resaltan las principales paragénesis minerales, texturas dominantes y relaciones texturales entre fases minerales que componen tanto al CMYC y BPV con el principal objetivo de elucidar la petrogénesis del litodema en estudio, grado metamórfico y evolución metamórfica. Las abreviaciones de los minerales utilizadas en el texto, figuras y tablas se tomaron de la nomenclatura propuesta por Whitney y Evans, (2010).

Unidad metasedimentaria

Paragneis de biotita

En primer lugar, los paragneises de biotita tienen una textura tipo foliada con texturas granoblásticas inequigranulares, con una asociación mineralógica dominante de cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico (Figura 17a, b). Por otro lado, se pueden observar dominios con geometrías de planos, los cuales generan una textura lepidoblástica compuesta por bt + ms (Figura 17b). Las abundancias de las fases minerales son las siguientes: biotita (~ 45%), cuarzo (~ 20%), plagioclasa (~ 15%), muscovita (~ 10%), cordierita (~ 5%), feldespato-k (~ 5%), zircón (> 1%), apatito (> 1%) y monacita (> 1%).

La biotita es el mineral de mayor abundancia en este litodema con formas euedrales a subedrales con bordes rectos en contacto con pl y ms, con tamaños de los cristales de ~1-2 mm. Una textura poiquilítica incipiente con inclusiones de zrn es observada en algunos cristales y estas inclusiones llegan a generar halos de pleocroísmo en la bt (Figura 17c). El cuarzo es el segundo mineral más abundante en esta roca, con cristales totalmente anedrales y extinción ondulante. En general, los bordes de qz en contacto con el resto de las fases minerales son ondulados y en algunos cristales es posible observarse un fracturamiento mecánico (Figura 17a).

Por otra parte, la plagioclasa tiene formas subedrales a anedrales con tamaños de ~2 mm. Sus bordes en contacto con qz son ondulados, con bt son difusos y con pl son rectos. Por lo general, inclusiones de qz y bt están presentes en pl, además, el maclado en algunos

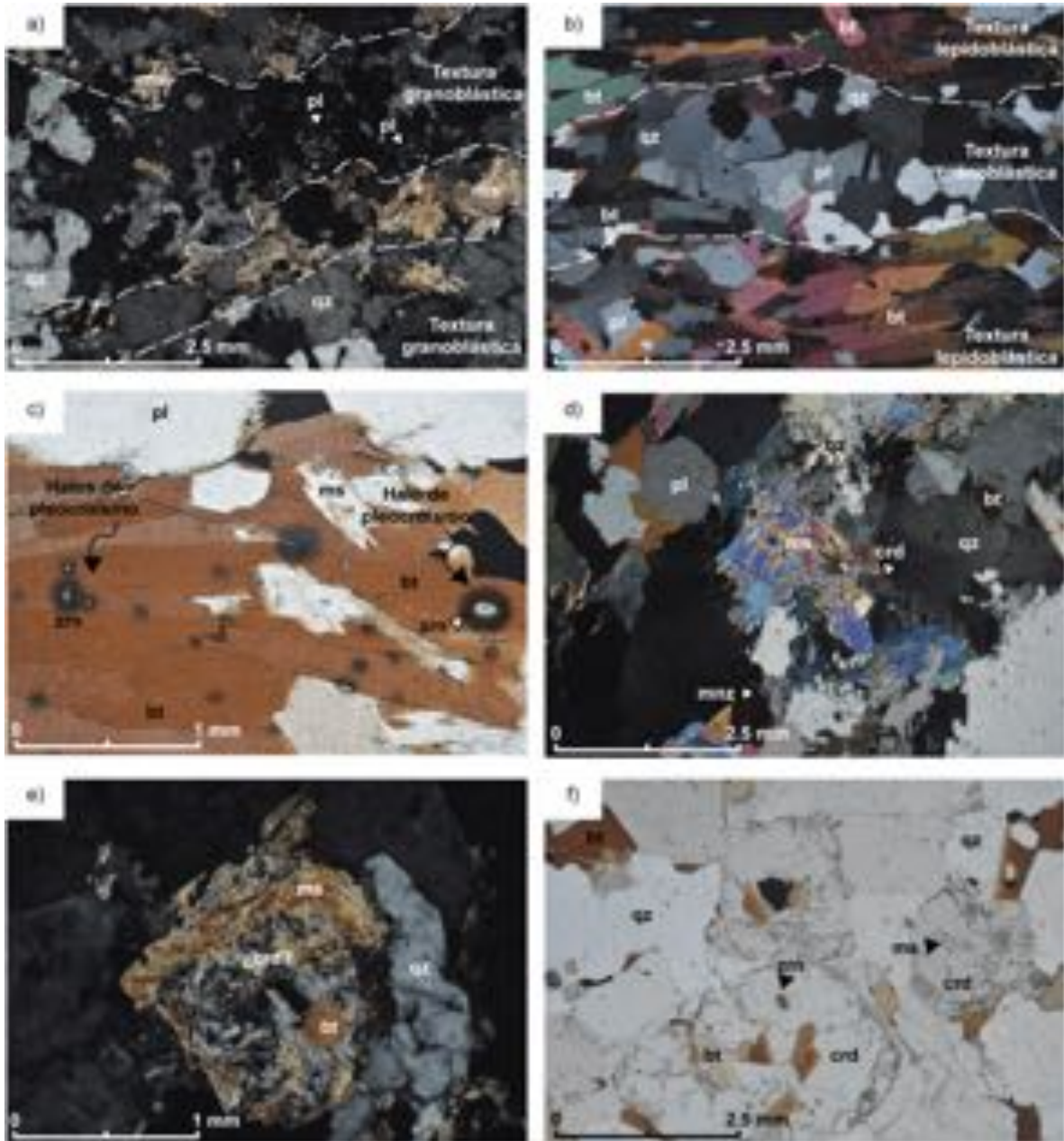


Figura 17. Paragneis de biotita. a) Textura granoblástica compuesta por qz y pl, también se puede observar ms rellenando espacios intersticiales. b) Intercalación de bandas leucocráticas y melanocráticas generando una estructura gnéisica. c) Halos de pleocroísmo generados por el decaimiento isotópico de elementos radioactivos que están presentes en la estructura cristalina del zrn. d) Ms anedral en contacto con bt y qz probablemente reaccionando para generar crd. e) Posible pseudomorfo de crd sustituido por ms. f) Cristales de crd con inclusiones de bt junto con una inclusión de zrn generando un halo de pleocroísmo.

cristales suele ser interrumpido por fracturamientos del cristal. También es común encontrar texturas de exsolución en algunos cristales de pl (Figura 17a, d). La muscovita se encuentra en formas euedrales a subedrales con tamaños de 0.5-1 mm. Los bordes en contacto con bt,

pl y qz son rectos, sin embargo, cuando la ms está en contacto con crd, estos bordes suelen ser difusos. Solo en cierto sitios de la lámina la ms se observa en formas anedrales en contacto con qz y bt. Se pueden observar patrones de alteración en cristales redondeados de ms (Figura 17d, e).

La cordierita tiene formas subedrales redondeadas, con tamaños ~ de 1-2 mm. En contacto con qz y ms, sus bordes son difusos y se pueden encontrar pequeñas inclusiones de ms en los núcleos de la crd (Figura 17f). El feldespato potásico representa una fase minoritaria, en formas subedrales hacia anedrales con tamaños de ~1-2 mm. Sus bordes son rectos en contacto con pl, bt y ms, pero ondulados y difusos en contacto qz. Zircón, apatito y monacita se encuentran como fases accesorias, frecuentemente como inclusiones en bt, pl y crd (Figura 17c, d, f).

Paragneis de silimanita y/o granate

Los paragneises de silimanita tienen una textura lepidoblástica compuesta principalmente por cristales orientados e intercalados de bt y sil. Los porfidoblastos de granate son comunes y estos se asocian a los dominios melanocráticos. Por otro lado, dominios leucocráticos están presentes y generan una textura granoblástica inequigranular compuesta por qz, pl y fsp (Figura 18a). Las abundancias de las fases minerales son las siguientes: biotita (~ 40%), cuarzo (~ 20%), plagioclasa (~ 10%), silimanita (~ 10%), granate (~ 10%), muscovita (~ 5%), feldespato-k (~ 5%), zircón (> 1%), apatito (> 1%), monacita (> 1%), y óxidos (> 1%).

La biotita por su parte es el mineral con mayor abundancia en este litodema y se presenta en formas euedrales a subedrales con bordes rectos en contacto con pl y tamaños de granos entre 2-3 mm. Generalmente, se encuentra en intercalación con sil y en menor proporción con ms. Además se observaron cristales poiquilíticos de bt con inclusiones de sil, zrn y mnz. En ciertos dominios pueden observarse agregados con orientaciones aleatorias compuestos bt, sil y ms y halos pleocroicos generados por zrn (Figura 18b, c). La bt en dominios granoblásticos inequigranulares rellena espacios intersticiales (Figura 18a). El cuarzo se presenta con mayor abundancia en el dominio leucocrático y con menor abundancia en las zonas melanocráticas. Sus formas son anedrales con extinciones ondulantes y el contacto con otras fases minerales es en general ondulado (Figura 18a).

Por otra parte, la plagioclasa presenta formas subedrales con tamaños variables entre 3-5 mm. Los bordes son rectos a endentados en contacto con qz y pl, mientras que bordes en contacto con bt son rectos, aunque en ciertos cristales este contacto puede pasar a ser difuso. Además, el maclado en algunas plagioclasas es de tipo mecánico y con extinciones ondulantes. En lo general, la plagioclasa se observa como fase de inclusión en grt y en los dominios lepidoblásticos se encuentra asociada a rellenar espacios entre sil y bt (Figura 18a).

Así, la silimanita por su parte se presenta con formas euedrales hacia subedrales en cortes que pueden ser observados tanto en sección basal como longitudinal con tamaños entre 3-5 mm. Una característica distintiva de la sil es su ocurrencia en dos hábitos cristalinos; prismáticos y fibrosos. Cuando se encuentra en contacto con fases como ms, bt y qz, los bordes de la sil son de patrones difusos y los hábitos por lo general son fibrosos. En contra parte, cuando los cristales de sil son prismáticos estos se presentan en formas euedrales y es común poderse encontrarse como inclusión en bt con formas fibrosas generando patrones ondulados (Figura 18b, c). Es poco común encontrar en coexistencia a polimorfos de Al, sin embargo, pequeños relictos de probable ky pueden ser observados en sección longitudinal y con extinciones oblicuas, estos a su vez se encuentran disgregados en zonas donde la sil con formas prismáticas se encuentra altamente fracturada (Figura 18d).

Una de las fases distintivas en este litodema es el granate, el cual se observa como porfidoblasto en asociación con los dominios melanocráticos. Los cristales de grt tienen formas subedrales hacia anedrales con tamaños de cristal entre 2.5-5 mm y con patrones de abundantes fracturas que ocupadas por biotita. Es representativa en el grt la textura poiquiloblástica con inclusiones redondeadas de qz, pl, bt y ox (Figura 18e). No se observaron cristales de sil o ky como inclusiones en grt.

La muscovita exhibe formas subedrales con tamaños de 0.5-1 mm y se asocia a los dominios melanocráticos. Sin embargo, es posible observarle en las texturas granoblásticas rellenando espacios intersticiales, así, en lo general puede encontrarse formando junto con la bt una textura lepidoblástica. En casos particulares, ciertos cristales de ms se encuentran en intercrecimiento con bt y en contacto con qz y sil fibrosa (Figura 18f). El feldespato-K tiene formas subedrales con tamaños de grano entre 1-2 mm. Sus bordes son rectos en contacto con qz y pl, y hacia los núcleos de los cristales de fsp es común observar sericita secundaria

(Figura 18a). El zircón y la monacita son fases accesorias comunes en este litodema que por lo general su ocurrencia es como mineral de inclusión, relacionada a fases de bt y pl. Los zircones se identifican al generar halos de pleocroísmo en bt, pero cuando estos están como inclusión en pl los halos de pleocroísmo no están presentes. Por su parte la mnz se caracteriza por sus formas monoclinicas, colores cafés y alta birrefringencia.

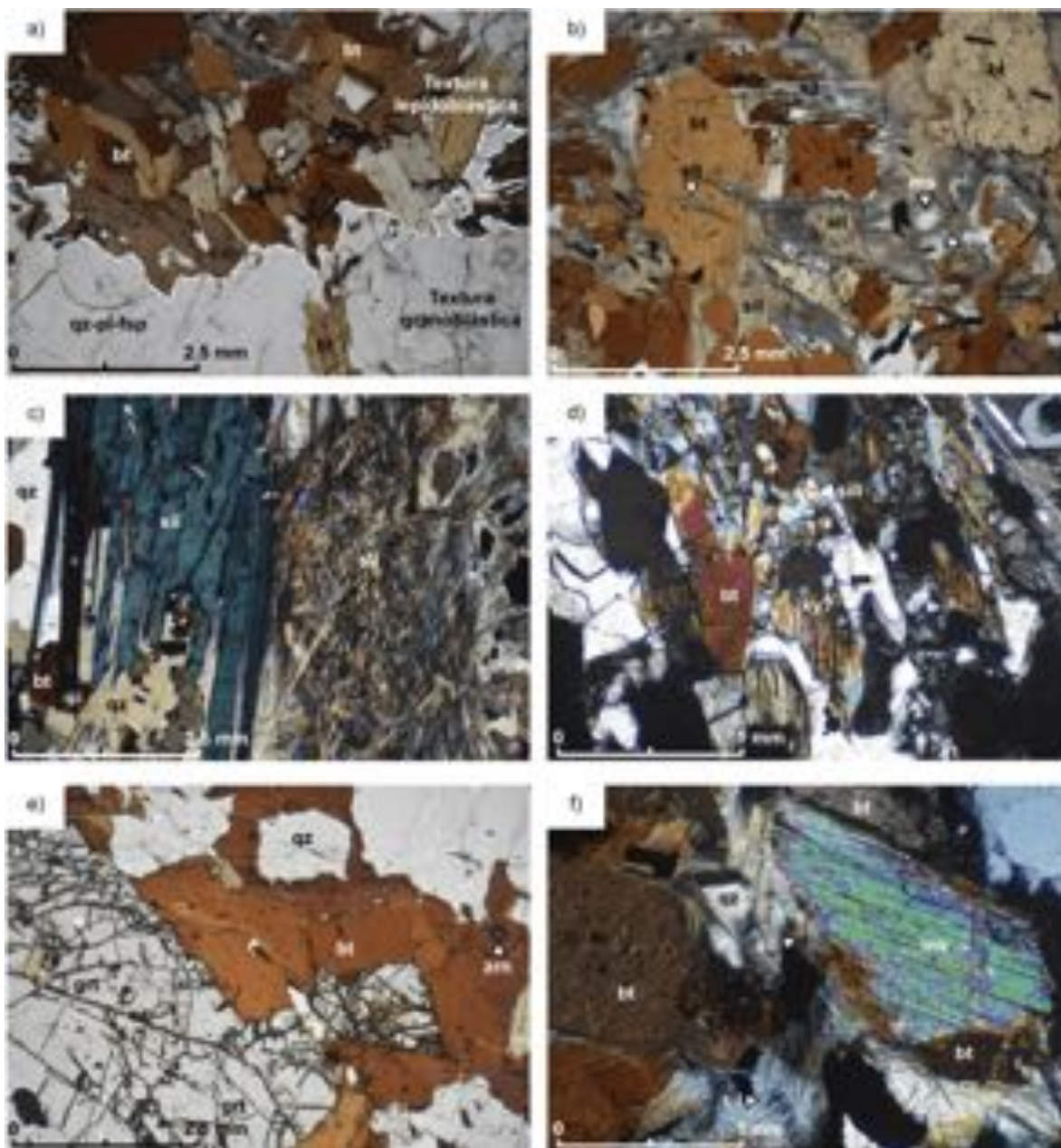


Figura 18. Paragneis de silimanita y/o granate. a) El dominio melanocrático es compuesto por bt que genera una textura lepidoblástica y por su parte el dominio leucocrático compuesto por pl-qz-fsp genera una textura granoblástica inequigranular, además se puede observar un cristal de bt relleno de espacios intersticiales en

el dominio leucocrático. b) Mosaico de bt y ms con orientaciones aleatorias y la presencia de sil fibrolítica, generando patrones ondulatorios. c) Se observa el contacto entre cristales de dos generaciones de sil, hacia la izquierda una sil con habito prismático y en la parte derecha una sil con habito fibrolítico. d) Cristales con propiedades ópticas dando indicios de posibles relictos de ky en un agregado compuesto por sil, bt y qz. e) Porfidoblasto de grt subedral el cual al contacto con bt presenta bordes rectos; en los cristales de bt se aprecian inclusiones de zrn generando halos de pleocroísmo. f) Cristal de ms con bordes compuestos de bt en contacto con qz y sil fibrolítica.

Calci-silicato

Los calci-silicatos tienen una textura granoblástica inequigranular con minerales silicatados con formas idioblásticas (di, scp y ttn) tanto en formas aisladas así como en pequeños conjuntos (Figura 19a). Adicionalmente, mosaicos de pl pueden estar presentes en zonas aisladas de la muestra. Las abundancias de la asociación mineral es: calcita (~ 80%), diópsido (~ 10%), plagioclasa (~ 5%), escapolita (~ 3%) y titanita (~ 2%).

El componente mayoritario es la calcita con ocurrencia de granos gruesos de tamaños de 2-5 mm con formas subedrales, los cuales en su conjunto forman un mosaico equigranular. Sin embargo, en sus uniones no es posible observar puntos triples. En ciertos cristales de cal se pueden observar altos grados de recristalización dentro de su estructura, esto se manifiesta en formas de bandas de cal secundaria que llegan a cortar el crucero del cristal donde se aloja (Figura 19b). Es posible observar pequeños grados de deformación con geometrías en formas de bandas con colores de birrefringencia del 3^{er} orden, las cuales pueden ser cortadas por fracturas secundarias (Figura 19c). Los bordes entre cal son frecuentemente endentados, mientras que al contacto con las fases silícicas estos son rectos. Por su parte, el diópsido se presenta con cristales idioblásticos con formas redondeadas y tamaños de 0.5-1 mm. Se pueden observar sus bordes en formas rectas al contacto con cal, mientras que en contacto con scp estos bordes tienden a ser difusos (Figura 19a). La pl se presenta con formas subedrales, las cuales forman pequeños agregados generando mosaicos equigranulares. Los contactos entre estos cristales pueden llegar a formar puntos triples de 120°, mientras que en contacto con cal los bordes de ambas fases son rectos (Figura 19d). Los cristales de las pl frecuentemente presentan alteración secundaria con cristales de sericita.

Por otra parte, la escapolita se presenta al igual que di como idioblasto con formas redondeadas, colores de interferencia de 1^{er} orden y tamaños de granos de 0.5 mm (Figura

19e). Las scp muestran bordes rectos en contacto con cal pero no así con di. Por otra parte, la titanita es el mineral con menor abundancia en el litodema, con formas euedrales a subedrales y tamaños de 0.1-3 mm.

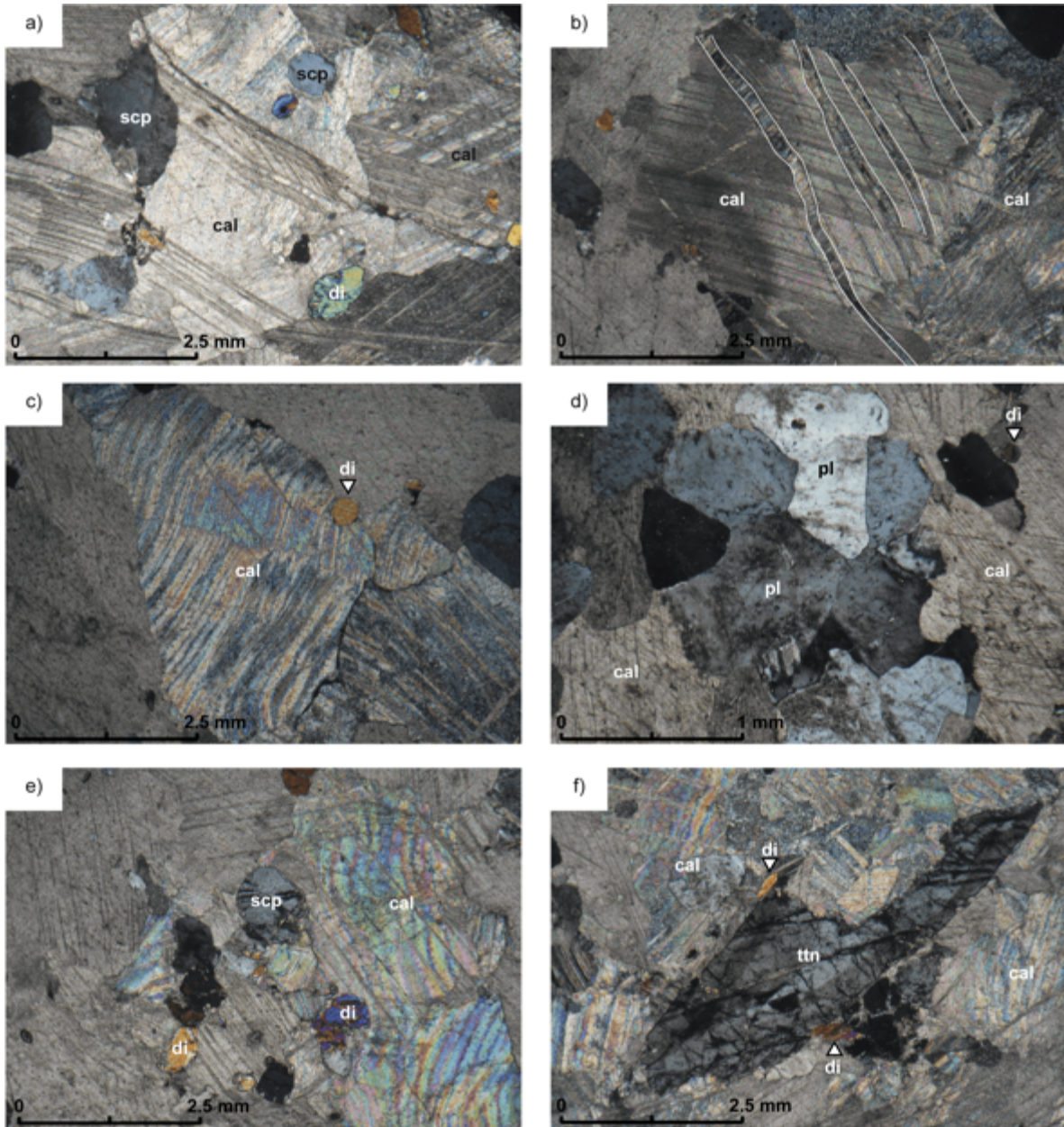


Figura 19. Calco-silicato. a) Textura granoblástica inequigranular con fases de scp y di idioblásticas. b) Filones de cal recristalizada que cortan el crucero de un cristal de cal. c) Cristal de cal con presencia de bandas con colores de birrefringencia de 3^{er} orden en contacto con un cristal de di. d) Mosaico equigranular conformado por pl, además de presentarse alteración secundaria compuesta por sericita e) Cristal redondeado de scp idioblástica en contacto con di y cal. f) Cristal de titanita altamente fracturado el cual presenta un

zonamiento junto con textura poiquilítica con inclusiones de minerales opacos, se pueden observar pequeños cristales de di en contacto con ttn.

Cuando son de tamaños de aproximadamente 0.1 mm sus ocurrencias son totalmente euedrales y se dan como inclusión en cal, mientras que cuando se presenta con tamaños mayores, sus formas son subedrales con bordes difusos. Los cristales gruesos de ttn llegan a presentar patrones de zonamiento, además de tener una textura poiquilítica con inclusiones de minerales opacos (Figura 19f).

Unidad metaígneas

Ortogneis de biotita

El ortogneis de biotita tiene una textura granoblástica inequigranular foliada leucocrática compuesta por pl + qz + fsp y planos esquistosos con texturas lepidoblásticas melanocráticas compuestas primordialmente por biotita (Figura 20a). El ortogneis de biotita tiene las siguientes abundancias minerales: plagioclasa (~ 40%), cuarzo (~ 30%), feldespato-K (~ 15%), biotita (~ 10%), zircón (~ 3%), apatito (~ 2%) y monacita (> 1%).

La plagioclasa tiene formas euedrales hacia subedrales con tamaños de granos entre 1-2 mm, en donde sus bordes son generalmente rectos en contacto con feldespato-k, y cuarzo, mientras que con biotita estos tienden a ser sinuosos. Además, se observa que las plagioclasas presentan un maclado polisintético que se modifican hacia un maclado mecánico (Figura 20b). Es común encontrar que los núcleos de pl presenten una textura de tamiz (Figura 20c).

El cuarzo ocurre con formas subedrales hacia anedrales con tamaños de granos de aproximadamente 0.5 mm. Su ocurrencia es principalmente en la textura granoblástica, sin embargo, en ciertos sitios se encuentra también con formas de recristalización (Figura 20b, c). Por otro lado, el feldespato-K muestra formas subedrales con tamaños de 1-2 mm. Se observan núcleos con textura de tamiz pero no fue posible identificar la mayoría de las fases que componen estos núcleos. No obstante, es posible observar que una de las fases que conforman estos núcleos es el apatito (Figura 20d).

Por otra parte, la biotita es la fase máfica más abundante en este litodema, presentando formas euedrales a subedrales llegando a formar texturas lepidoblásticas (Figura 20a). Existen bordes rectos en la textura lepidoblástica y bordes difusos cuando se encuentra en

contacto con pl (Figura 20e). Además, se presenta una textura poiquilitica generada por fases de zircón y monacita (Figura 20e, f). Ahora bien, fases de carácter accesorio como zircón, apatito y monacita se identificaron principalmente como inclusiones. El zircón es inclusión principalmente en bt, mientras que el ap se asocia a fases como pl y fsp, y la monacita se asocia principalmente con bt (Figura 20d, e, f).

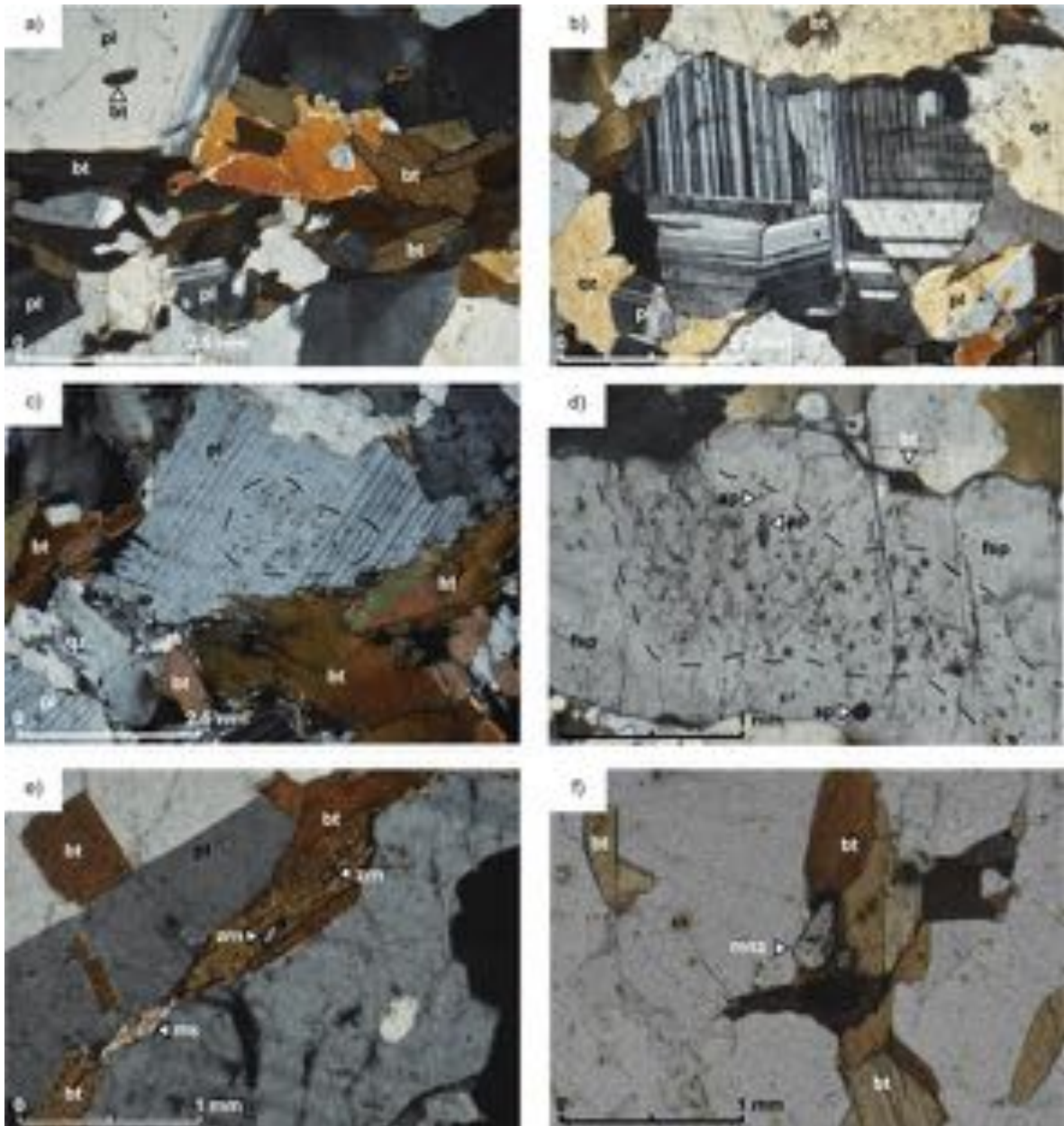


Figura 20. Ortogneis de biotita. a) Textura granoblástica inequigranular de pl + fsp con una intercalación de bt generando una textura lepidoblástica incipiente. b) Mosaico de plagioclasas en donde se observan maclados polisintéticos así como maclados mecánicos. c) Mosaico de cuarzo recristalizado y biotita en contacto difuso

con una plagioclasa subedral que presenta un núcleo con textura de tamiz. d) Cristal de fsp con un núcleo con textura de tamiz en donde se alcanza a apreciar que una de las fases es ap. e) Cristal de bt con textura poiquilítica generada por zrn, además se observa ms como fase secundaria. f) Cristal de mnz que ocurre como inclusión en biotita, generando un pequeño halo pleocroico.

Ortogneis de anfíbol

El ortogneis tiene una textura granoblástica inequigranular ligeramente foliada en los dominios leucocráticos compuestos por pl + qz + fsp y una textura nematoblástica a granoblástica en los dominios máficos representada por amp + ttn (Figura 21a). Las abundancias de las fases minerales son las siguientes: plagioclasa (~ 40%), anfíbol (~ 30%), cuarzo (~ 10%), titanita (~ 10%), feldespato-K (~ 5%), epidota (~ 3%), zircón (~ 1%) y apatito (~ 1%).

La plagioclasa como mineral mayoritario tiene formas euedrales a subedrales con tamaños de 0.5-1 mm. Indicios de fusión parcial se pueden observar principalmente en la textura granoblástica y por ende, se identificaron dos generaciones de pl; la pl 1 formando mosaicos inequigranulares con bordes rectos y la pl 2 que ocupa espacios intersticiales junto con fsp y qz generados posterior al proceso de fusión (Figura 21a,b,c).

Por otra parte, en la parte máfica el anfíbol ocurre como la segunda fase con mayor presencia en el ortogneis, con formas subedrales hacia anedrales con tamaños de 2-3 mm. Su ocurrencia, debido al proceso de fusión parcial que se registra en este litodema se da en forma de cristales peritéticos frecuentemente con bordes rectos en contacto con fases como pl, qz y el mismo amp. Una de las características principales en el amp es la generación de una textura poiquilítica que se desarrolló a partir de inclusiones redondeadas de pl 2 y en menor cantidad de qz (Figura 21c). Además, en ciertos cristales se puede apreciar una alteración, en la cual, cristales de ep secundaria se aprecian consumiendo bordes de amp y en algunos casos ttn (Figura 21d).

Por su parte, tiene formas anedrales y tamaños de cristal de aproximadamente 1 mm. Su principal ocurrencia se da rellenando espacios intersticiales en los mosaicos de pl. La titanita tiene formas subedrales (ttn1) y anedrales (ttn2) con tamaños aproximados de 1 mm. La ttn 1 se asocia principalmente a la fase de amp en donde puede ocurrir en los bordes de éste con contactos entre estas dos fases totalmente rectos. Adicionalmente se pueden observar

inclusiones de pl en ttn 1 (Figura 21e), y bordes de ttn difusos si se encuentra ep secundaria (Figura 21d). Por otro lado, la ttn 2 ocurre en forma de inclusión en amp, presentando una textura de corona de reacción con minerales isotrópicos (ilm?) (Figura 21f). Finalmente, la ocurrencia de fases minerales accesorias como apatito y zircón es abundante, los cuales se encuentran primordialmente como inclusiones en pl 1 (Figura 21f).

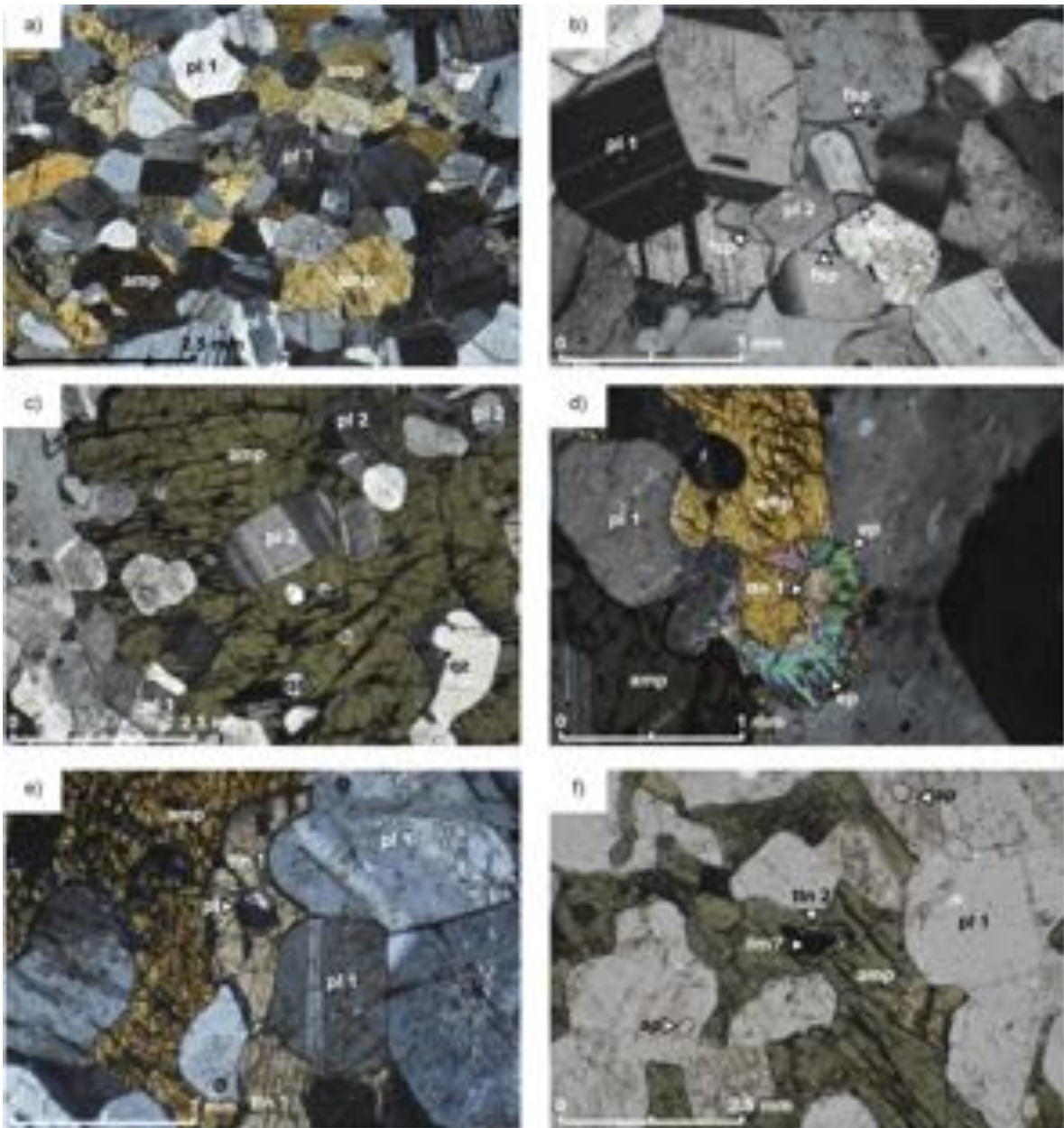


Figura 21. Ortogneis de anfíbol. a) Textura granoblástica inequigranular compuesta por pl 1, además de presentarse una textura granoblástica a nematoblástica generada por amp. b) Textura granoblástica en donde se aprecia un cristal cuspidado de feldespato-K en contacto con cristales de pl 2 redondeada. c) Se observa un

crystal de anfíbol peritético con textura poiquilítica compuesta por inclusiones de pl 2 y qz con formas redondeadas. d) Cristal de ttn 1 y amp que está siendo reemplazado por epidota anedral. e) Cristal de anfíbol en contacto con ttn 1 subedral la cual tiene una inclusión de ¿pl 2? redondeada. f) Cristal de anfíbol en el cual se aloja una inclusión de un mineral isotrópico (ilm?) que presenta una textura de corona de reacción compuesta por ttn 2.

Anfibolita

La anfibolita tiene una textura granoblástica inequigranular conformada por amp + pl. Una segunda textura de tipo nematoblástica se observa en dominios máficos compuesta por amp (Figura 22a, b). Las abundancias de las fases minerales son las siguientes: anfíbol (~ 50%), plagioclasa (~ 20%), biotita (~ 10%), cuarzo (~ 5%), titanita (~ 5%), clinopiroxeno (~ 5%), epidota (~ 2%), clorita (~ 1%), apatito (~ 1%) y zircón (~ 1%).

El anfíbol generalmente presenta formas euedrales a subedrales con tamaños de 1-2 mm. En estas fases donde la anfibolita muestra texturas granoblásticas, no se llega a apreciar una orientación preferencial de los cristales, mientras que en las zonas foliadas esta orientación se puede observar generando una textura nematoblástica. El amp puede presentar una textura poiquilítica con inclusiones de pl y óxidos. En algunos cristales de amp es posible observar inclusiones de cpx (Figura 22c).

Por otra parte, la plagioclasa presenta formas subedrales con tamaños de cristal de 1-2 mm. Esta fase (pl 1) se caracteriza por ocupar espacios intersticiales en donde la textura granoblástica es dominada por amp (Figura 22a). Sin embargo, no es así donde se presenta una estructura foliada ya que la pl 1 forma mosaicos equigranulares (Figura 22b). En ciertos sitios se pueden observar texturas que evidencian fusión parcial (formas redondeadas de pl), donde los dominios de la pl 2 forman inclusiones en amp (Figura 22d). Texturas de reemplazamiento secundario por sericita están presentes en la pl 1.

Las biotitas muestran formas subedrales con tamaños de 1 mm y se observan con orientaciones preferenciales que forman una textura lepidoblástica. Sus bordes son rectos en contacto con las demás fases presentes (Figura 22e). La titanita tiene formas subedrales y anedrales con tamaños de 0.5 mm. Generalmente, la ttn1 se observa subedral en los mosaicos granoblásticos de pl + amp, mientras que la ttn2 se presenta con una textura de desequilibrio representada por coronas de reacción de fases isotrópicas (ilm?) (Figura 22f). Por otra parte, la epidota se presenta con formas anedrales y tamaños menores a 0.5 mm, asociándose

principalmente a la fase amp. La clorita se encuentra con formas subedrales representando una alteración secundaria afectando principalmente al amp. El apatito y zircón se encuentran como fases accesorias en forma de inclusiones en pl 1.

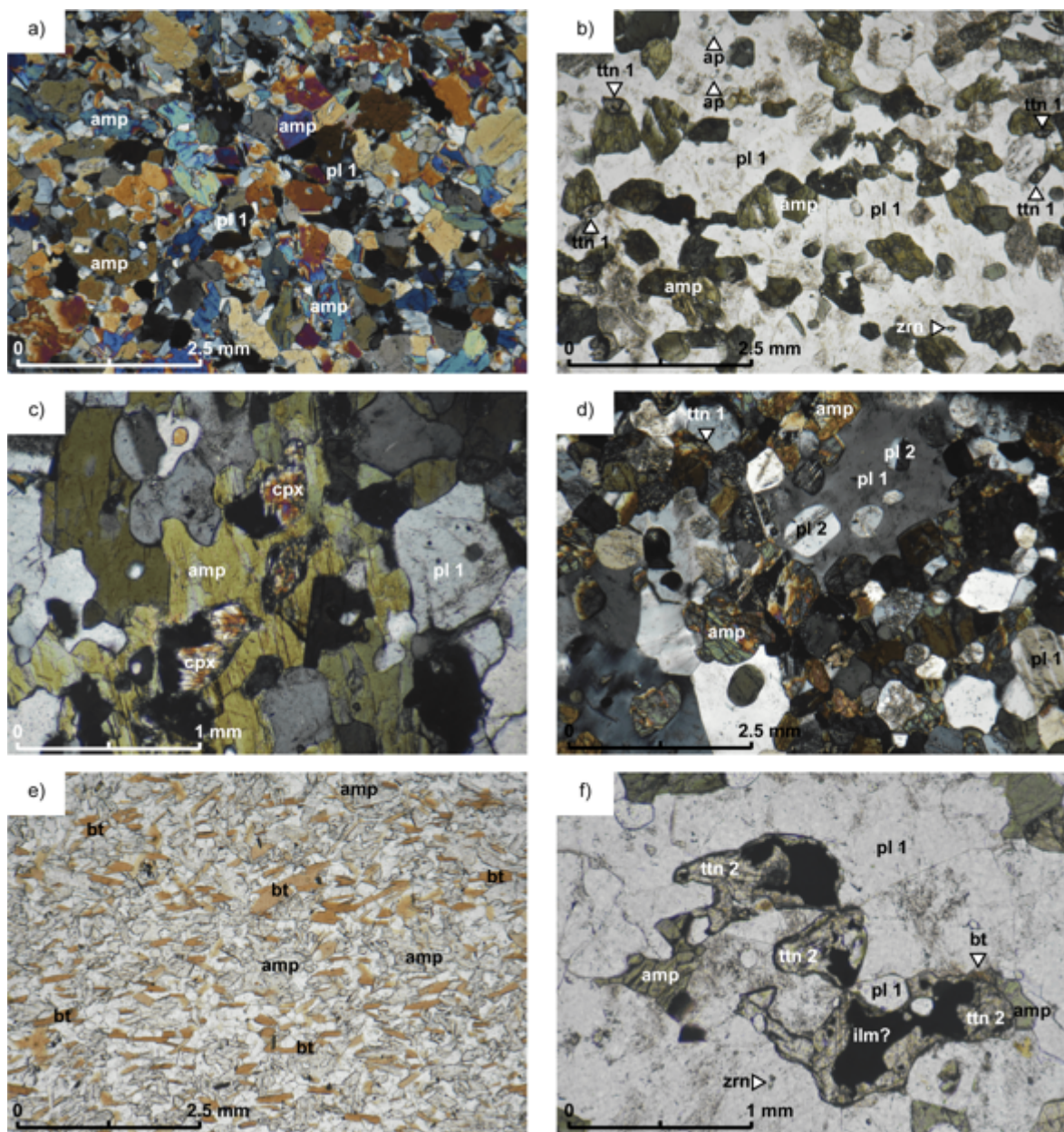


Figura 22. Anfibolita. a) Textura granoblástica inequigranular compuesta por pl 1 + amp. b) Textura nematoblástica compuesta por amp y una primera generación de ttn 1, además se observa una textura granoblástica conformada por pl 1. c) Cristal de anfíbol con textura poiquilitica con inclusiones de cpx anedral. d) Textura granoblástica equigranular conformada por amp + pl 1 + ttn 1, en donde se observa un cristal de pl 1 con una textura poiquilitica con inclusiones de pl 2 con formas redondeadas, pudiendo evidenciar un proceso de fusión parcial. e) Cristales de bt generando una textura lepidoblástica incipiente en

intercalación con amp y pl. f) Cristales de ilm? con una textura en formas de coronas de reacción compuestas por una segunda generación de ttn.

Granitoides

Los granitoides de la zona de estudio son compuestos en lo general por la siguiente paragénesis mineral: Plagioclasa, cuarzo, feldespato-K, biotita, anfíbol, titanita, clinopiroxeno, zircón y apatito, los cuales en su conjunto generan texturas faneríticas hipidiomórficas en todas las muestras analizadas (Tabla 1). Los porcentajes varían de acuerdo al litotipo analizado. Se realizó un conteo de punto y los resultados se presentan en la tabla 2 y la representación gráfica se muestra en el capítulo de Geoquímica.

La plagioclasa se presenta con formas euedrales hacia subedrales con tamaños de granos de 1-3 mm. El maclado presente en la mayoría de las pl es polisintético, aunque en algunos cristales es posible observar un zonamiento oscilatorio (Figura 23a). Es observable que ciertas pl tienen núcleos y bordes con texturas de tamiz, alteración secundaria de sericita y texturas poiquilíticas con inclusiones de amp y bt (Figura 23b). Los cuarzos presentan formas subedrales hacia anedrales con tamaños de grano de 1-2 mm. Sus bordes son ondulados en contacto con fases como pl, fsp y bt (Figura 23a, c). Por otro lado, los feldespatos-K presentan formas subedrales con tamaños de 2-3 mm. Sus bordes son rectos a sinuosos en contacto con fases como bt, pl, ttn y qz. Así, algunos cristales de fsp muestran inclusiones de bt y amp, además, se pueden observar inter-crecimientos de qz anedral (Figura 23d).

Por otra parte, las biotitas tienen ocurrencia en formas euedrales hacia subedrales con tamaños de cristal de 1-2 mm. Generalmente ocurren en pequeños mosaicos en asociación con pl, qz y fsp en donde sus bordes son rectos a sinuosos (Figura 23d). Algunas biotitas pueden ocurrir como inclusión en pl y amp (Figura 23b), y zrn y tur? se observan como inclusiones en biotita. Por su parte, el anfíbol se presenta como fenocristales euedrales hacia subedrales con tamaños de 2-3 mm, frecuentemente con una textura poiquilítica con inclusiones de bt y pl (Figura 23e). Esta fase se asocia principalmente a pl, bt y qz, en donde se observa que sus bordes son rectos. Sin embargo, estos bordes son difusos en contacto con pl, bt, y ttn (Figura 23f).

Por otro lado, las titanitas se presentan como fases accesorias con formas subedrales hacia anedrales, asociándose principalmente con amp (Figura 23e). Otras fases accesorias como el zircón y apatito tienen su ocurrencia principalmente como inclusiones en pl y qz (Figura 23c, f).

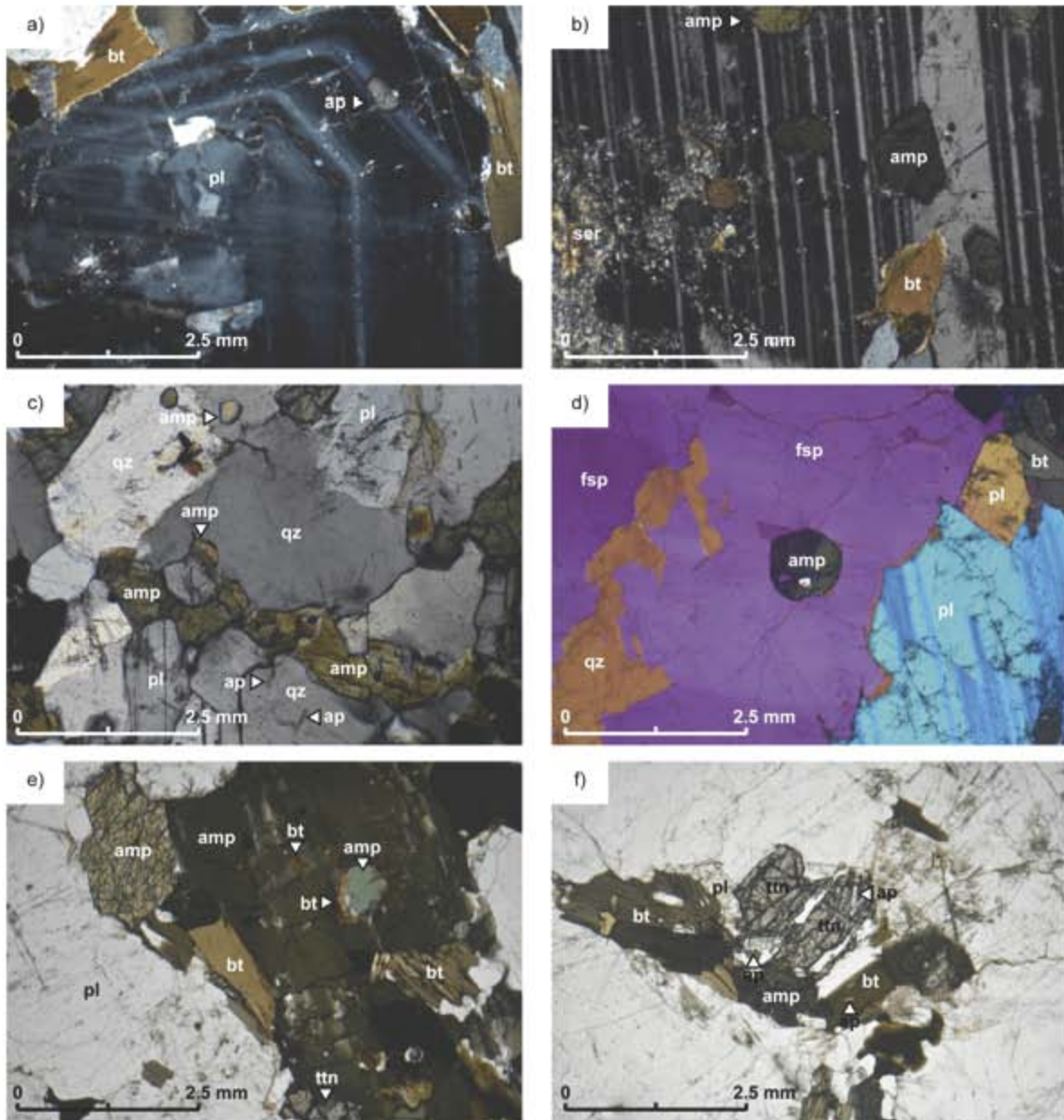


Figura 23. Granitoides. a) Fenocristal de plagioclasa con zonamiento oscilatorio, la cual se encuentra en contacto con biotita. b) Plagioclasa con textura poiquilítica compuesta por fases como anfíbol y biotita, además se aprecia una alteración secundaria compuesta por sericita. c) Textura fanerítica hipidiomórfica compuesta por qz + pl + amp. El qz presenta inclusiones de ap. d) Fotomicrografía tomada con placa de cuarzo, observándose un fenocristal de feldespato-K con inclusión de amp y un intercrecimiento de qz. e) Cristal de

anfíbol con una textura poiquilítica generada por amp, bt y ttn. f) Amp + bt + ttn en una matriz fanerítica equigranular compuesta por pl, además se pueden observar fases accesorias de ap como inclusión en ttn.

Tabla 1. Síntesis petrográfica de las muestras analizadas del CMYC.

Muestra	Coordenadas (13Q)		Litología	Paragénesis																					
	E	N		qz	pl	amp	bt	amp	cpx	sil	ky	grt	crd	ms	ttn	chl	zrn	ox	cal	ep	ap	mnz	di	sep	
PVF-1701	451631	2255742	Paragneis (bt)	x	x	x	x					x	x			x								x	
PVF-1702	448802	2260610	Granito	x	x	x	x	x								x									
PVF-1703	439202	2258988	Anfibolita	x	x		x	x										x						x	
PVF-1703B	439202	2258988	Anfibolita	x	x		x	x						x				x						x	
PVF-1704	438025	2262266	Paragneis (bt)	x	x	x	x	x										x							
PVF-1705	437989	2262666	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x	?	x		x			x	x					x	x	
PVF-1706	437970	2262936	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x	?		?	x			x	x					x	x	
PVF-1707	437917	2262850	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x	?			x			x	x					x	x	
PVF-1708	437830	2262789	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x	?	x		x			x	x					x	x	
PVF-1709	439395	2264551	Anfibolita	x	x		x	x							x			x						x	
PVF-1709B	439395	2264551	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x		x		x			x	x						x	
PVF-1710	439395	2264551	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x				x			x	x						x	
PVF-1710B	439395	2264551	Anfibolita	x	x		x	x									x							x	
PVF-1711	433880	2261035	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x				x			x							x	
PVF-1712	440594	2256932	Paragneis (bt)	x	x	x	x							x	x		x	x					x	x	
PVF-1713A	431727	2253808	Granito	x	x	x	x	x							x		x						x		
PVF-1713B	431727	2253808	Anfibolita																						
PVF-1714	429998	2256975	Granito	x	x	x	x	x							x		x	x						x	
PVF-1715A	428956	2254612	Ortogneis (amp)	x	x	x		x							x		x						x	x	
PVF-1715B	428956	2254612	Anfibolita	x	x			x	x						x			x						x	
PVF-1715C	428956	2254612	Granito	x	x	x	x	x							x	x	x								
PVF-1715D	428970	2254604	Anfibolita	x	x										x	x								x	
PVF-1716	439577	2264620	Calci-silicato		x											x								x	x
PVF-1717	439958	2264957	Ortogneis (bt)	x	x	x	x								x			z						x	
PVF-1719	437868	2263999	Paragneis (sil)	x	x	x	x			x					x			x	x					x	x
PVF-1721A	454342	2247786	Granito	x	x		x										x							x	
PVF-1721B	454342	2247786	Granito	x	x		x										x							x	
PVF-1722	448077	2246846	Tonalita	x	x	x	x	x																	x
PVF-1723A	432142	2259665	Granodiorita	x	x	x	x	x									x		x					x	x
PVF-1723B	432142	2259665	Tonalita	x	x	x		x								x		x						x	x

Abreviaciones tomadas de la nomenclatura propuesta por Whitney y Evans, (2010).

Tabla 2. Conteo de puntos de las muestras analizadas del CMYC y BPV.

Muestra	Qz	Pl	Fsp	Amp	Bt	Ttn	Ilm	Ep	Chl	Zrn	Ap	Total
PVF-1709 (Anfibolita)	35	410	10	300	5	13	8	5	12	0	2	800
PVF-1715A (Ortogneis de anfíbol)	73	401	68	245	10	15	15	1	3	1	8	840
PVF-1715D (Anfibolita)	51	341	20	345	32	31	10	2	30	0	0	862
PVF-1717 (Ortogneis de biotita)	100	346	70	130	230	0	0	1	2	9	0	888
PVF-1721A (Granodiorita)	176	296	110	98	115	0	6	0	6	6	2	815
PVF-1721B (Granito)	250	222	245	6	135	0	2	0	5	5	0	870
PVF-1722 (Tonalita)	47	328	58	335	32	0	5	1	2	4	0	812
PVF-1723A (Granodiorita)	127	313	126	106	100	10	7	2	4	5	0	800
PVF-1723B (Tonalita)	90	322	50	270	37	20	5	1	6	3	0	804

Abreviaciones tomadas de la nomenclatura propuesta por Whitney y Evans, (2010).

Química Mineral

Las muestras elegidas para estudiar la química mineral junto con su clasificación litológica se presentan en la Tabla 3.

Tabla 3. Muestras seleccionadas para el análisis de microsonda electrónica.

Muestra	Coordenadas (13Q)		Litología
	E	N	
PVF-1703	439202	2258988	Anfibolita
PVF-1705	437989	2262666	Paragneis (sil)
PVF-1708	437830	2262789	Paragneis (sil)
PVF-1715A	428956	2254612	Ortogneis (amp)
PVF-1723A	432142	2259665	Granodiorita
PVF-1723B	432142	2259665	Tonalita

Anfibol

Los análisis obtenidos en cristales de anfíbol se realizaron principalmente en contacto con plagioclasas. De acuerdo con la clasificación de Hawthorne et al. (2012), los anfíboles estudiados son de tipo cálcico en donde su clase química varía de acuerdo a la litología analizada y por el intercambio edenítico ($\text{NaAl}^{\text{IV}}\text{-Si}_{-1}$). Los datos obtenidos se muestran en la tabla 4. La normalización de los datos (átomos por unidad de fórmula; apfu) fueron hechas con base en 23 oxígenos empleando el software AX de Holland, (2014).

Los anfíboles analizados en la muestra PVF-1703 son hornblendas con una componente de Fe-edenita con base en la clasificación de Hawthorne et al. (2012) (Figura 24a). Estos presentan un contenido de Si = 6.74-6.98 apfu, mientras que el valor de X_{Mg} tiene valores constantes entre 0.49 y 0.54 (Figura 24a). Por otra parte, el contenido de Na + K en el sitio estructural A se caracteriza por tener una variación que va de 0.33 a 0.43 (Figura 24b). Además, el rango de composición en el sitio estructural B de Na es de 0.05-0.11 apfu (Figura 24c). Así mismo, los anfíboles de esta muestra presentan un rango de $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.02\text{-}1.26$ apfu (Tabla 4).

Por otro lado, los anfíboles estudiados en la muestra PVF-1715A son en su mayoría edenitas con base en la clasificación de Hawthorne et al. (2012) (Figura 24a). Así, el contenido de Si varía de 6.54 a 6.71 apfu mientras que el valor de X_{Mg} es 0.56-0.61 (Figura 24a). La suma de Na + K en el sitio estructural A es de 0.49-0.56 (Figura 24b), mientras que

el contenido de Na en el sitio B va de 0.03 a 0.07 apfu (Figura 24c). Además, la variación de Al^{IV} en los anfíboles tienen un rango de 1.29-1.49 apfu (Tabla 4).

Para la muestra PVF-1723A, los cristales analizados son hornblendas con una componente de Fe-edenita con base en la clasificación de Hawthorne et al. (2012) (Figura 31a). El contenido de Si en esta muestra presenta un rango de 6.37 a 6.87 apfu y el valor de X_{Mg} es 0.48-0.55 (Figura 24a). El valor de Na + K en el sitio A presenta un rango de 0.44-0.60 (Figura 24b), mientras que el contenido de Na en el sitio estructural B tiene un rango de 0.00 a 0.11 apfu (Figura 24c). El valor de Al^{IV} presenta un rango de 1.13-1.63 (Tabla 4).

Los cristales de anfíbol de la muestra PVF-1723B caen en el campo de las hornblendas con un componente edenítico según la clasificación de Hawthorne et al. (2012) (Figura 24a). El contenido de Si presenta una variación en su contenido que va de 6.38 a 6.76 apfu y el X_{Mg} es 0.53-0.71 (Figura 24a). El valor de Na + K en el sitio A se presenta con una variación de 0.43-0.57 (Figura 24b), y por su parte el contenido de Na en el sitio B presenta un rango que va de 0.00 a los 0.06 apfu (Figura 24c). El Al^{IV} tiene un rango de 1.24-1.62 (Tabla 4).

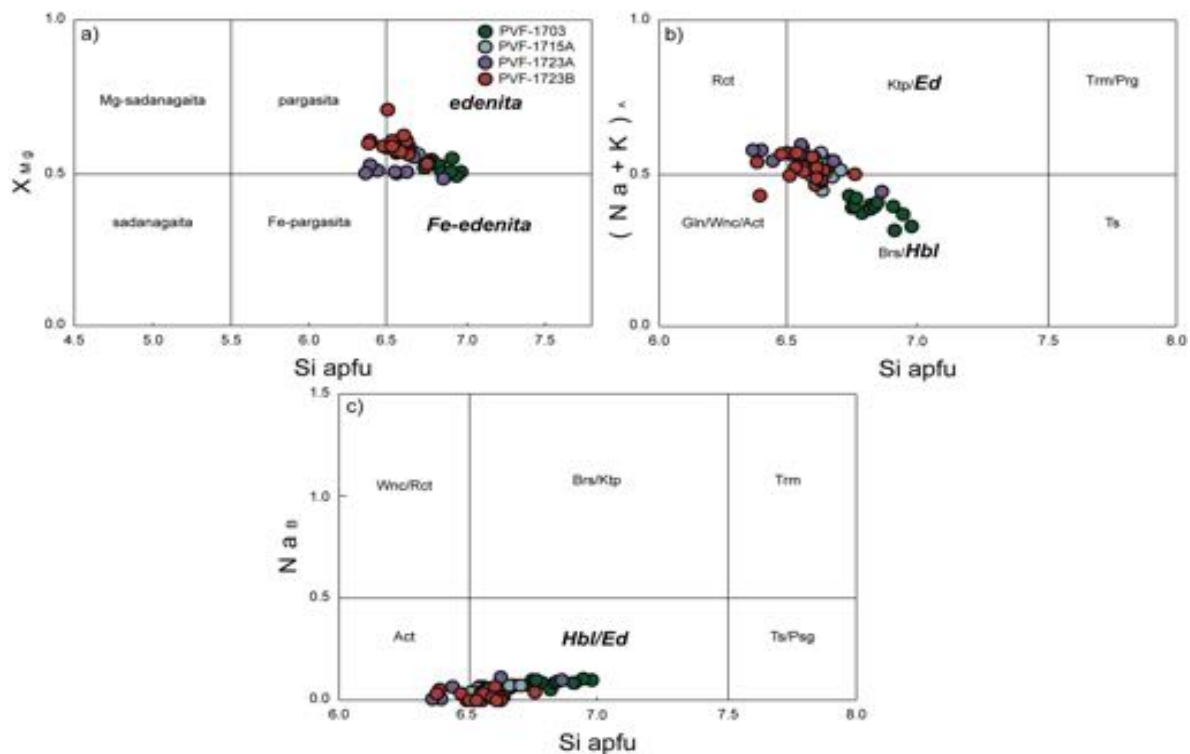


Figura 24. Diagramas de clasificación de anfíbol siguiendo la clasificación propuesta por Hawthorne et al. (2012). Diagrama X_{Mg} vs Si (apfu) en donde $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$. Se puede observar que la mayor parte de los cristales analizados son hornblendas con una componente edenítica. b) Diagrama (Na vs K)_A en donde el

Na y K se encuentran en el sitio estructural A. Se observa que los cristales analizados representan hornblendas y edenitas. c) Diagrama Na_B vs Si (apfu) en donde el Na se encuentra en el sitio estructural B; Se puede observar que la mayor parte de los cristales caen en el campo de clasificación de las hornblendas y edenitas. apfu: átomos por unidad de fórmula.

Biotita

El análisis de micas en las muestra PVF-1703, PVF-1723A y PVF-1723B se realizó en los sitios de la matriz en donde la mica estuviese preferentemente en contacto con anfíbol y plagioclasas, mientras que en el caso para las muestras PVF-1705 y PVF1708 los análisis se llevaron a cabo en sitios en donde estuviese en contacto con granate y en una matriz gnéssica compuesta principalmente por silimanita, biotita, cuarzo y plagioclasa. La estequiometría calculada fue con base en 11 oxígenos, empleando el software AX de Holland, (2014) para el cálculo de los átomos por unidad de fórmula (Tabla 4).

Así, las biotitas de la muestra PVF-1703 pueden clasificarse con el diagrama propuesto por Deer *et al.* (1962) dentro de la solución sólida flogopita-annita, con un contenido de aluminio octaedral Al (IV) que va de 1.00 a 1.11 apfu y un valor de $X_{Mg} = 0.42-0.45$ (Figura 25a). Además, el contenido del Si presenta un intervalo de 2.89-3.01 apfu (Tabla 4), junto con una concentración de Fe^{2+} de 1.33-1.42 apfu (Figura 25b), mientras que el contenido de Ti es de 0.13-0.18 apfu (Figura 25c). Finalmente el valor de la suma de Mg, Fe y Mn es entre 2.38 y 2.52 (Figura 25d).

Por otro lado, para las biotitas de la muestra PVF-1705 se puede apreciar que hay una tendencia hacia la solución sólida eastonita-siderofilita, con un contenido de Al (IV) = 1.25-1.38 apfu y un valor de $X_{Mg} = 0.37-0.43$ (Figura 25a). El contenido de Si en esta muestra presenta un rango de 2.62 a 2.75 apfu (Tabla 4), junto con un contenido de $Fe^{2+} = 1.20-1.39$ apfu (Figura 25b). El contenido de Ti presenta una variación que va de 0.15-0.21 apfu (Figura 25c), mientras que Fe + Mg + Mn presenta un rango que va de 2.11 a 2.23 (Figura 25d).

Ahora bien, las biotitas de la muestra PVF-1708 caen en la clasificación de Deer *et al.* (1962) dentro del campo de la solución sólida flogopita-annita con una tendencia hacia el campo de las flogopitas, presentando valores de Al (IV) = 1.16-1.21 apfu y valores de $X_{Mg} = 0.34-0.41$ (Figura 25a). En cuanto a su contenido de Si se presenta un intervalo que va de 2.79 a 2.84 apfu (Tabla 4) y un rango en el contenido de Fe^{2+} de 1.32 a 1.51 apfu (Figura

25b). Así, el Ti se presenta con valores que van de 0.15 a 0.18 apfu (Figura 25c) y Fe + Mg + Mn tienen un intervalo de 2.19 a 2.30 (Figura 25d).

Las biotitas en la muestra PVF-1723A se ubican justamente en un punto intermedio de la solución sólida flogopita-annita, con valores de Al (IV) = 1.03-1.12 apfu y X_{Mg} = 0.49-0.50 (Figura 25a). El contenido de Si por su parte se caracteriza por un intervalo de 2.89 a 2.97 apfu (Tabla 4) y el contenido de Fe^{2+} varía de 1.18 a 1.23 apfu (Figura 25b). Por su parte el Ti presenta un intervalo de 0.14 a 0.19 apfu (Figura 25c) y la suma de Fe, Mg y Mn se encuentra en un intervalo de 2.37 a 2.47 (Figura 25d).

Finalmente, la muestra PVF-1723B se ubica en la clasificación de Deer *et al.* (1962) en el campo de la solución sólida flogopita-annita con una tendencia hacia el campo de las annitas, con valores de Al (IV) = 1.09-1.19 apfu y de X_{Mg} = 0.55-0.57 (Figura 25a). El contenido de Si en las micas de esta muestra varía de 2.81 hasta 2.91 (Tabla 4) y los valores en el contenido de Fe^{2+} caen en el rango de 1.08-1.12 apfu (Figura 25b). El contenido presente de Ti es de 0.15 hasta 0.23 (Figura 25c) y la sumatoria de los elementos Fe, Mg y Mn tienen valores en el intervalo de 2.45 a 2.51 (Figura 25d).

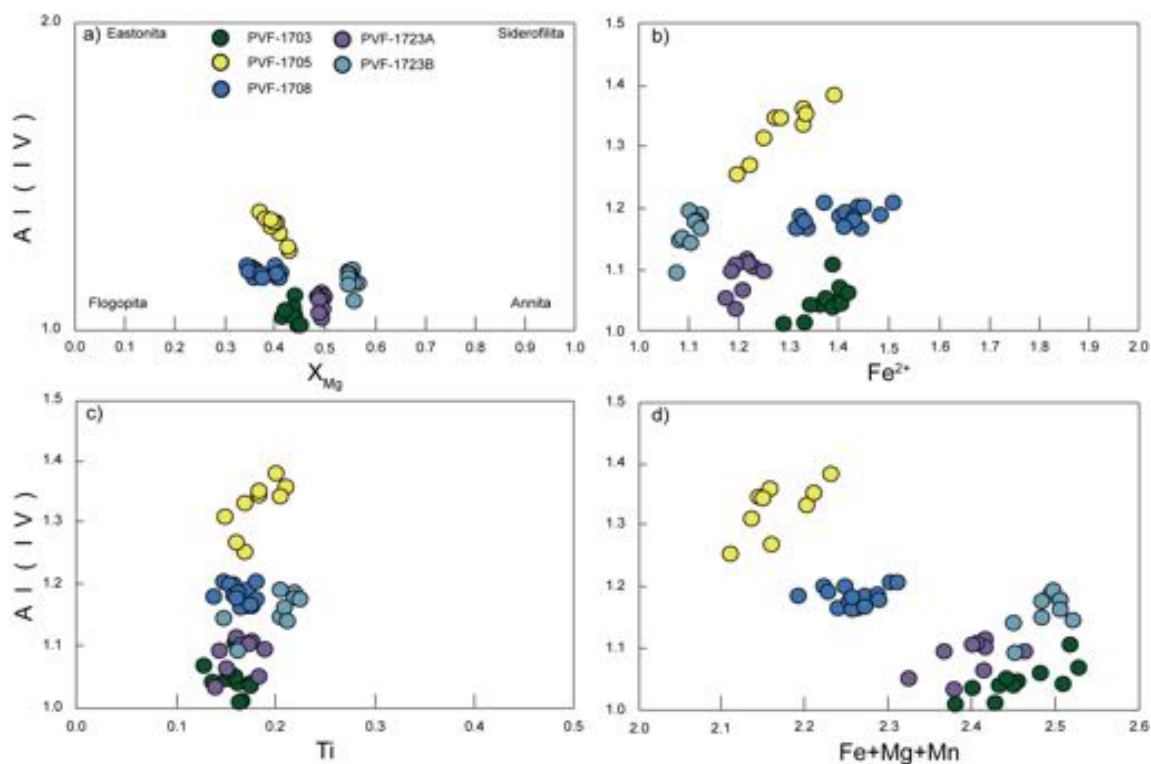


Figura 25. a) Diagrama de clasificación de biotitas de Deer *et al.* (1962). b) Diagrama que muestra las variaciones en el contenido de Fe^{2+} . c) Diagrama de las variaciones en el contenido de Ti. d) Diagrama de la sumatoria de Fe + Mg + Mn.

Plagioclasa

El análisis del grupo de las plagioclasas se llevó a cabo en sitios texturalmente en equilibrio con otras fases minerales (ausencia de coronas de reacción, bordes rectos, ausencia de texturas de tamiz, texturas poiquilíticas, etc.). Por tal motivo, las muestras PVF-1703 y PVF-1715A, pertenecientes a un protolito ígneo, se eligieron plagioclasas en contacto con anfíbol, siguiendo el mismo criterio para las muestras PVF-1723A y PVF-1723B, mientras que para las muestras PVF-1705 y PVF-1708 se eligieron plagioclasas en equilibrio con sillimanita, granate y biotita. El cálculo de los átomos por unidad de fórmula (apfu) fueron realizados con base en 8 oxígenos (Tabla 4).

Las plagioclasas en la muestra PVF-1705 se caracterizan por un contenido de Si de 10.50-11.25 apfu (Tabla 4), con un contenido de An_{11-28} y de Ab_{69-78} (Figura 26). Por otro lado, las plagioclasas en la muestra PVF-1708 presentan un intervalo en el contenido de Si que va de 10.64 a 11.28 apfu (Tabla 4), junto con An_{20-27} y Ab_{72-79} (Figura 26).

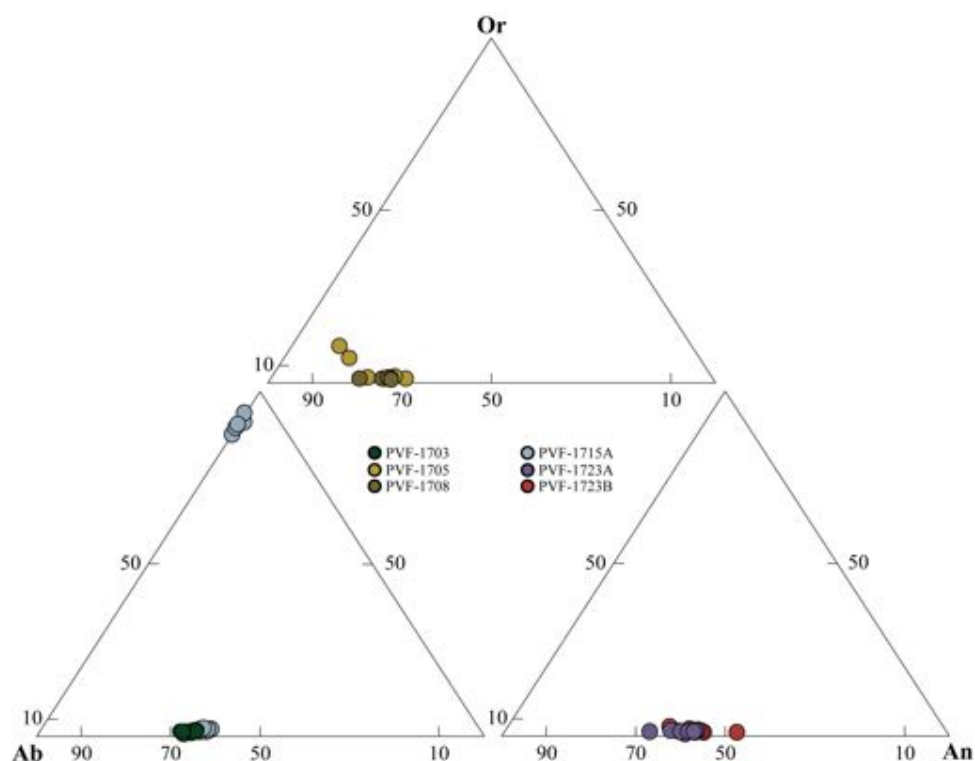


Figura 26. Diagrama ternario de clasificación Albíta-Anortita-Ortoclasa (Ab-An-Or) para plagioclasas aplicado para las muestras estudiadas del CMCY y BPV.

Por su parte, las plagioclasas de la muestra PVF-1703 presentan un contenido de Si entre 10.54 y 10.80 apfu (Tabla 4), caracterizándose principalmente por An_{32-35} y Ab_{63-67} (Figura 26). Por otra parte, la muestra PVF-1715A contiene feldespato-K y plagioclasas, las cuales en su conjunto presentan un contenido de Si de 10.55 a 12.11 apfu (Tabla 4). Las plagioclasas tienen valores de An_{36-38} y Ab_{60-65} , mientras que en los feldespatos los valores son de Or_{89-93} (Tabla 4 y Figura 26).

Por otro lado, las plagioclasas de la muestra PVF-1723A muestran un contenido de Si de 10.35 a 10.88 apfu (Tabla 4), con valores de An_{33-43} y Ab_{56-66} (Figura 26). Así mismo, las plagioclasas de la muestra PVF-1723B presentan valores en el contenido de Si entre 10.14 y 10.60 (Tabla 4), mientras que los contenidos de la componente anortita van de 39% a 52% y el contenido de la componente albita muestra un rango de 54-61% (Figura 26).

Granate

El análisis de la fase de granate se llevó a cabo en las muestras PVF-1705 y PVF-1708 en donde se realizó una sección de 20 análisis a lo largo de los porfidoblastos de granate de las respectivas muestras analizadas. Las dos muestras presentan una paragénesis mineral compuesta por biotita, silimanita, granate y plagioclasa, en las cuales se seleccionaron cristales en contacto con biotita que no presentaron texturas de desequilibrio (coronas de reacción, bordes difusos, etc.) con el fin de obtener la química mineral del granate cuando este estuvo en condiciones de equilibrio en el pico de P-T. El cálculo de la fórmula mineral se llevó a cabo con base en 8 oxígenos y el cálculo del contenido de Fe^{3+} se basó en la metodología propuesta por Spear, (1993). Los resultados se muestran en la tabla 4.

Los resultados de la química mineral demuestran que el granate analizado en la muestra PVF-1705 presenta un enriquecimiento en la componente almandino y con valores homogéneos de $X_{Fe} = 0.85-0.86$ de núcleo a borde (Tabla 4). Por otra parte, se puede observar que el granate en análisis presenta valores de borde a núcleo en la componente Alm de 0.74 a 0.78, junto con valores homogéneos en su componente Py = 0.12-0.14. También se observó un enriquecimiento hacia los bordes y empobrecimiento en los núcleos en la componente Sps = 0.11-0.05 y, además se pueden observar patrones planos en la componente Grs = 0.02-0.03 (Figura 27).

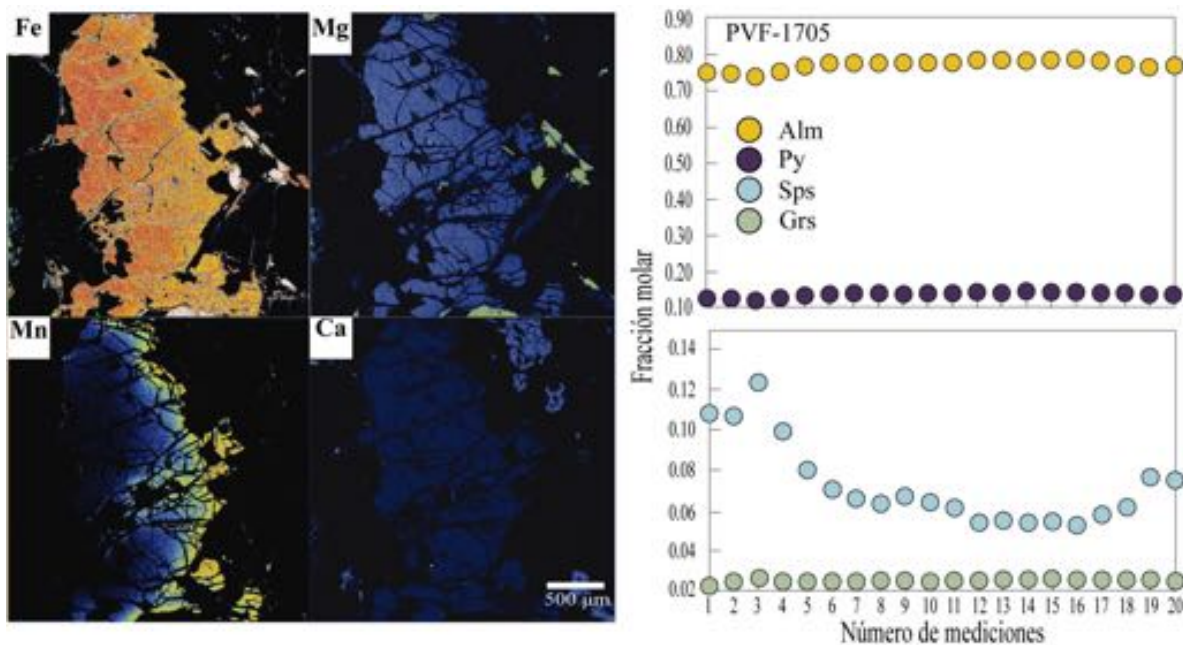


Figura 27. Mapas de distribución elemental de Fe, Mg, Mn y Ca de granate que se encuentran asociados con perfiles de fracción molar de los miembros extremos de granate para la muestra PVF-1705. Colores cálidos corresponden a altas concentraciones del elemento analizado mientras que colores oscuros representan bajas concentraciones elementales.

Por lo que se refiere al granate analizado de la muestra PVF-1708, la composición que presenta este cristal tiene un mayor enriquecimiento en la componente almandino, con valores homogéneos de $X_{Fe} = 0.82-0.85$ de núcleo a borde (Tabla 4). Así, se puede observar que de núcleo a borde, el granate se caracteriza por tener un ligero enriquecimiento en su componente $Alm = 0.76-0.78$, mientras que se presenta un empobrecimiento en la componente $Py = 0.17-0.13$, junto con patrones horizontales en su componente $Grs = 0.02-0.03$ y en la componente $Sps = 0.04-0.05$ (Figura 28).

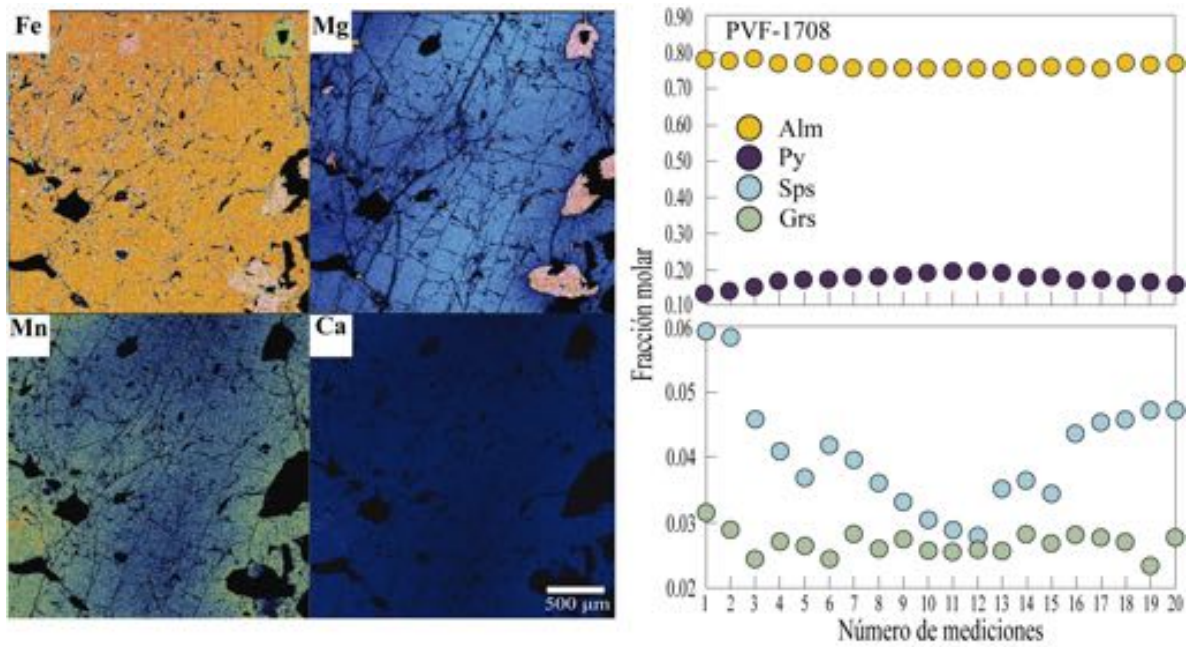


Figura 28. Mapas de distribución elemental de Fe, Mg, Mn y Ca de granate que se encuentran asociados con perfiles de fracción molar de los miembros extremos de granate en la muestra PVF-1708. Colores verdes corresponden a altas concentraciones del elemento analizado mientras que colores oscuros representan bajas concentraciones elementales.

Tabla 4. Análisis representativos de microsonda para las muestras estudiadas del CMYC.

Muestra	PVF-1703					PVF-1705				
	Mineral	Amp	Amp	Pl	Bt	Bt	Grt	Bt	Bt	Pl
Localización	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo
% peso										
SiO ₂	46.76	44.58	60.44	39.44	39.96	37.28	36.76	35.52	34.6	61.20
TiO ₂	0.92	0.98	0.00	2.70	2.99	0.02	0.03	3.30	3.55	0.03
Al ₂ O ₃	6.90	7.64	24.62	13.86	13.53	21.31	20.94	20.62	20.0	24.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	20.12	20.30	0.04	22.33	21.28	32.48	30.78	20.36	21.97	0.00
MnO	1.02	0.99	0.01	0.58	0.45	5.11	7.39	0.20	0.28	0.00
MgO	9.64	9.55	0.00	9.13	9.58	3.37	2.98	7.71	7.3	0.01
CaO	11.41	11.53	7.23	0.01	0.12	0.83	0.84	0.00	0.03	5.90
Na ₂ O	0.95	1.07	7.38	0.09	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00	8.24
K ₂ O	0.78	0.96	0.34	10.23	9.52	0.00	0.00	9.41	9.29	0.27
Total	98.49	97.59	100.04	98.37	97.51	100.39	99.72	97.15	96.93	99.85
Oxígenos	23	23	8	11	11	12	12	11	11	8
Si	6.98	6.74	10.77	2.95	2.99	2.99	2.98	2.65	2.62	10.90
Ti	0.10	0.11	0.00	0.15	0.17	0.00	0.00	0.19	0.20	0.00
Al	1.21	1.36	5.17	1.22	1.19	2.01	2.00	1.82	1.78	5.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.38	0.57	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.13	1.99	0.01	1.40	1.33	2.17	2.04	1.27	1.39	0.00
Mn	0.13	0.13	0.00	0.04	0.03	0.35	0.51	0.01	0.02	0.00
Mg	2.14	2.15	0.00	1.02	1.07	0.40	0.36	0.86	0.82	0.00
Ca	1.83	1.87	1.38	0.00	0.01	0.07	0.07	0.00	0.00	1.13
Na	0.28	0.31	2.55	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	2.84
K	0.15	0.19	0.08	0.98	0.91	0.00	0.00	0.90	0.90	0.06
Suma	15.3	15.4	20.0	7.8	7.7	8.0	8.0	7.7	7.7	20.0
X _{Fe}	-	-	-	0.58	0.55	0.84	0.85	0.60	0.63	-
X _{Mg}	0.46	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-
Sps	-	-	-	-	-	0.12	0.17	-	-	-
Prp	-	-	-	-	-	0.13	0.12	-	-	-
Grs	-	-	-	-	-	0.02	0.02	-	-	-
Alm	-	-	-	-	-	0.73	0.68	-	-	-
Ab	-	-	0.64	-	-	-	-	-	-	0.71
Or	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	0.02
Na _B	0.09	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-
Na _A	0.18	0.24	-	-	-	-	-	-	-	-
Al (IV)	1.02	1.26	-	1.05	1.01	-	-	1.35	1.38	-

Abreviaciones: X_{Fe} = Fe/(Mg + Fe); X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe); Sps = Mn/(Ca + Fe + Mn + Mg); Py = Mg/(Ca + Fe + Mn + Mg); Grs = Ca/(Ca + Fe + Mn + Mg); Alm = Fe/(Ca + Fe + Mn + Mg); Ab = Na/(Ca + Na + K); Or = K/(K + Na + Ca). Hierro férrico es calculado por balance de cargas y mediante el software AX de (Holland, 2014).

Tabla 4. Análisis representativos de microsonda para las muestras estudiadas del CMYC (Continuación).

Muestra	PVF-1708					PVF-1715A			
	Grt		Bt	Bt	Pl	Amp	Amp	Pl	Fsp
Mineral	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo
Localización	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo
% peso									
SiO ₂	36.58	36.51	38.51	37.47	60.30	45.23	43.49	59.45	65.69
TiO ₂	0.06	0.00	1.76	2.98	0.02	1.14	1.50	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.08	21.14	17.43	16.94	24.34	8.41	8.52	25.17	18.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
FeO	35.12	34.58	19.44	21.09	0.00	18.41	18.55	0.04	0.00
MnO	2.18	1.79	0.24	0.26	0.00	0.75	0.67	0.00	0.00
MgO	3.40	4.33	9.53	8.32	0.00	10.74	11.06	0.00	0.00
CaO	0.89	0.96	0.00	0.01	6.20	11.80	11.81	7.85	0.02
Na ₂ O	0.00	0.00	0.16	0.23	8.10	1.18	1.24	7.51	0.73
K ₂ O	0.00	0.00	10.23	10.16	0.33	1.25	1.26	0.19	15.94
Total	99.32	99.31	97.29	97.47	99.30	98.91	98.10	100.23	100.40
Oxígenos	12	12	11	11	8	23	23	8	8
Si	2.96	2.94	2.87	2.82	10.82	6.71	6.52	10.61	12.07
Ti	0.00	0.00	0.10	0.17	0.00	0.13	0.17	0.00	0.00
Al	2.01	2.01	1.53	1.50	5.15	1.47	1.51	5.29	3.90
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.05	0.11	0.00	0.00	0.00	0.42	0.60	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.33	2.22	1.21	1.33	0.00	1.87	1.72	0.01	0.00
Mn	0.15	0.12	0.02	0.02	0.00	0.09	0.09	0.00	0.00
Mg	0.42	0.52	1.06	0.93	0.00	2.37	2.47	0.00	0.00
Ca	0.08	0.08	0.00	0.00	1.19	1.88	1.90	1.50	0.00
Na	0.00	0.00	0.02	0.03	2.82	0.34	0.36	2.60	0.26
K	0.00	0.00	0.97	0.97	0.08	0.24	0.24	0.04	3.74
Suma	8.0	8.0	7.8	7.8	20.1	15.5	15.6	20.1	20.0
X _{Fe}	-	-	0.53	0.59	-	-	-	-	-
X _{Mg}	0.15	0.18	-	-	-	0.51	0.52	-	-
Sps	0.05	0.04	-	-	-	-	-	-	-
Prp	0.14	0.18	-	-	-	-	-	-	-
Grs	0.03	0.03	-	-	-	-	-	-	-
Alm	0.78	0.76	-	-	-	-	-	-	-
Ab	-	-	-	-	0.69	-	-	0.63	0.06
Or	-	-	-	-	0.02	-	-	0.01	0.93
Na _B	-	-	-	-	-	0.07	0.04	-	-
Na _A	-	-	-	-	-	0.27	0.32	-	-
Al (IV)	-	-	1.13	1.18	-	1.29	1.49	-	-

Abreviaciones: X_{Fe} = Fe/(Mg + Fe); X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe); Sps = Mn/(Ca + Fe + Mn + Mg); Py = Mg/(Ca + Fe + Mn + Mg); Grs = Ca/(Ca + Fe + Mn + Mg); Alm = Fe/(Ca + Fe + Mn + Mg); Ab = Na/(Ca + Na + K); Or = K/(K + Na + Ca). Hierro férrico es calculado por balance de cargas y mediante el software AX de (Holland, 2014).

Tabla 4. Análisis representativos de microsonda para las muestras estudiadas del CMYC (Continuación).

Muestra	PVF-1723A						PVF-1723B					
	Amp	Amp	Pl	Pl	Bt	Bt	Amp	Amp	Pl	Pl	Bt	Bt
Mineral	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo
Localización												
% peso												
SiO ₂	46.013	42.048	57.97	62.00	38.72	39.84	44.31	42.96	56.65	58.94	37.61	38.61
TiO ₂	0.963	0.755	0.01	0.00	2.89	2.52	1.13	1.24	0.00	0.00	3.93	2.89
Al ₂ O ₃	8.661	11.04	26.85	23.90	15.61	15.19	9.45	11.73	27.38	25.36	15.22	14.93
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.11	0.08	0.00	0.00	0.02	0.05
FeO	19.081	19.994	0.11	0.12	19.51	19.19	16.27	16.24	0.11	0.19	17.96	17.10
MnO	0.481	0.507	0.00	0.01	0.33	0.29	0.39	0.41	0.00	0.00	0.28	0.30
MgO	9.398	8.784	0.01	0.01	10.63	10.52	10.12	10.77	0.01	0.00	12.15	12.08
CaO	11.914	12.283	8.55	8.46	0.00	0.00	11.92	12.17	10.94	7.97	0.00	0.07
Na ₂ O	1.199	1.247	6.65	7.03	0.13	0.12	1.13	1.30	5.38	6.68	0.10	0.12
K ₂ O	0.991	1.13	0.15	0.19	8.83	8.29	1.05	1.01	0.15	0.18	8.76	8.30
Total	98.70	97.79	100.29	101.71	96.70	95.95	95.87	97.92	100.61	99.32	96.03	94.43
Oxígenos	23	23	8	8	11	11	23	23	8	8	11	11
Si	6.87	6.37	10.35	10.88	2.89	2.97	6.76	6.38	10.14	10.60	2.81	2.91
Ti	0.11	0.09	0.00	0.00	0.16	0.14	0.13	0.14	0.00	0.00	0.22	0.16
Al	1.52	1.97	5.65	4.94	1.37	1.33	1.70	2.05	5.77	5.37	1.34	1.33
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.11	0.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.27	1.99	0.02	0.02	1.22	1.20	2.02	1.62	0.02	0.03	1.12	1.08
Mn	0.06	0.07	0.00	0.00	0.02	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02
Mg	2.09	1.98	0.00	0.00	1.18	1.17	2.30	2.38	0.00	0.00	1.35	1.36
Ca	1.91	1.99	1.64	1.59	0.00	0.00	1.95	1.94	2.10	1.54	0.00	0.01
Na	0.35	0.37	2.30	2.39	0.02	0.02	0.33	0.37	1.87	2.33	0.02	0.02
K	0.19	0.22	0.03	0.04	0.84	0.79	0.20	0.19	0.03	0.04	0.84	0.80
Suma	15.5	15.6	20.0	19.9	7.7	7.6	15.5	15.5	19.9	19.9	7.7	7.7
X _{Fe}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
X _{Mg}	0.47	0.44	-	-	0.49	0.49	0.53	0.54	-	-	0.55	0.56
Sps	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Prp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	-	-	0.58	0.59	-	-	-	-	0.47	0.60	-	-
Or	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-
Na _B	0.10	0.01	-	-	-	-	0.04	0.03	-	-	-	-
Na _A	0.25	0.36	-	-	-	-	0.29	0.34	-	-	-	-
Al (IV)	1.13	1.49	-	-	1.12	1.03	1.24	1.62	-	-	1.19	1.09

Abreviaciones: X_{Fe} = Fe/(Mg + Fe); X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe); Sps = Mn/(Ca + Fe + Mn + Mg); Py = Mg/(Ca + Fe + Mn + Mg); Grs = Ca/(Ca + Fe + Mn + Mg); Alm = Fe/(Ca + Fe + Mn + Mg); Ab = Na/(Ca + Na + K); Or = K/(K + Na + Ca). Hierro férrico es calculado por balance de cargas y mediante el software AX de (Holland, 2014).

Geoquímica

En la tabla 5 se exponen los análisis de elementos mayores para un total de 13 muestras estudiadas del CMCY, mientras que para los análisis de elementos menores y traza incluyendo tierras raras se analizó un total de 12 muestras. Del total de las rocas 4 son paragneises (PVF-1705, PVF-1708, PVF-1711 y PVF-1712), 2 son ortogneises (PVF-1715A y PVF-1717), 2 son anfibolitas (PVF-1709 y PVF-1715D) y 5 son granitoides (PVF-1721A, PVF-1721B, PVF-1722, PVF-1723A y PVF-1723B). Con fines comparativos se eligió una muestra de paragneis de Díaz-López (2016) y una serie de muestras de granitoides del Batolito de Puerto Vallarta descritos en Schaaf (1990).

Parte de los diagramas que se presentan a continuación fueron formulados para rocas ígneas y se utilizaron también para rocas metamórficas con protolito ígneo, partiendo de la idea que durante el metamorfismo, la química de roca total involucrada en ese proceso no se ve afectada. El objetivo principal de graficar rocas metamórficas en estos diagramas es el de elucidar el posible protolito del cual se originan las rocas de la zona de estudio. Para fines de este trabajo las muestras estudiadas se agrupan en cuatro principales grupos:

- 1) Paragneises.
- 2) Ortogneises.
- 3) Anfibolitas.
- 4) Granitoides.

Análisis mineralógico modal y normativo

Para un total de 9 muestras se realizó el conteo de puntos (Tabla 2) y los resultados obtenidos fueron graficados en el diagrama de Streckeisen (1976), donde se logra observar que para los ortogneises las muestras se grafican en los campos de las granodioritas y cuarzo-monzodioritas (Figura 29a). Para las anfibolitas, las muestras caen en los campos de cuarzo-gabro/cuarzo-diorita (Figura 29a), mientras que los granitoides grafican en una gran variedad de campos incluyendo: Granito, granodiorita, cuarzo-monzodiorita, y tonalita (Figura 29a).

Por otro lado, en el diagrama meso-normativo de Ab-An-Or de O'Connor (1965) los ortogneises caen en el campo de tonalitas y granodioritas (Figura 29b). Las anfibolitas se

presenta en el campo de las tonalitas, sin embargo, los resultados del cálculo de la norma CIPW en la muestra PVF-1709 predice una alta cantidad de anortita, lo cual crea un comportamiento anómalo en este diagrama (Figura 29b). Para los granitoides los resultados graficados caen en el campo de los granitos, tonalitas y trondhjemitas (Figura 29b).

Cabe resaltar que se deben tomar con precaución los datos obtenidos al utilizar la norma CIPW, ya que los componentes calculados son considerados puros y no se toman en cuenta como soluciones sólidas, además la ausencia de fases hidratadas como lo son biotita y anfíbol podría generar una interpretación alejada de la realidad.

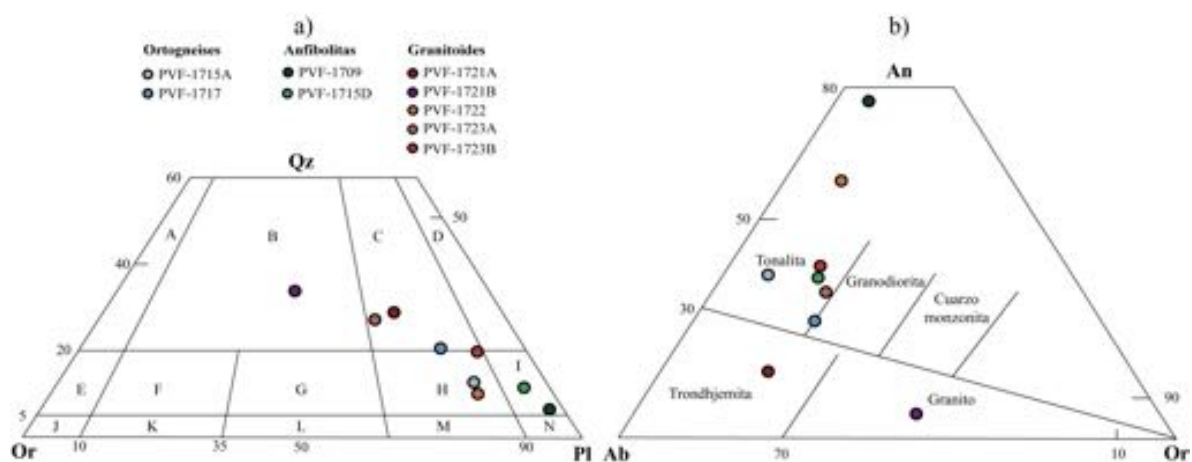


Figura 29. a) Diagrama Qz-Or-Pl propuesto por Streckeisen (1976) en donde se muestra la clasificación de las rocas del CMCY y BPV. A: Granito de feldespato alcalino; B: Granito; C: Granodiorita; D: Tonalita; E: Cuarzo-feldespato alcalino-sienita; F: Cuarzo-sienita; G: Cuarzo-monzonita; H: Cuarzo-monzodiorita; I: Cuarzo-gabro, cuarzo-diorita; J: Sienita-feldespato alcalino; K: Sienita; L: Monzonita; M: Monzo-gabro, monzo-diorita; N: Diorita, gabro. b) Diagrama An-Ab-Or de acuerdo a O'Connor (1965) en el que se grafican las muestras con base en la norma CIPW.

Elementos mayores

MALI

Por otro lado, en el diagrama MALI (*modified alkaline-lime index*) (Frost *et al.*, 2001; Frost y Frost, 2008), se observa que los ortogneises caen en el campo de los magmas cálcicos con un rango del parámetro MALI que va de -2.89 a 1.89 (Figura 30). Las muestras de las anfíbolitas caen en dos campos; calco-alkalino para la muestra PVF-1709 y cálcico para la muestra PVF-1715D con un rango del parámetro MALI de 9.19 a -3.78 (Figura 30). Mientras que para los granitoides las muestras analizadas presentan una mayor variabilidad en los

campos donde son graficadas (alcalino-cálcicos, calco-alcalinos y cálcicos) con una variación del parámetro MALI = -7.28-4.88 (Figura 30). La gran mayoría de las muestras analizadas se ajustan perfectamente al rango dibujado de los granitoides cordilleranos del occidente de EU y NW de México, sin embargo, al graficar una serie de 38 muestras del Batolito de Puerto Vallarta y del CMCY tomadas de Schaaf, 1990 y Díaz-López, 2016, se puede apreciar que existe una gama de rocas que discrepa en el contenido de SiO_2 (líneas punteadas) al ser considerablemente menor que en el BPV (Figura 30).

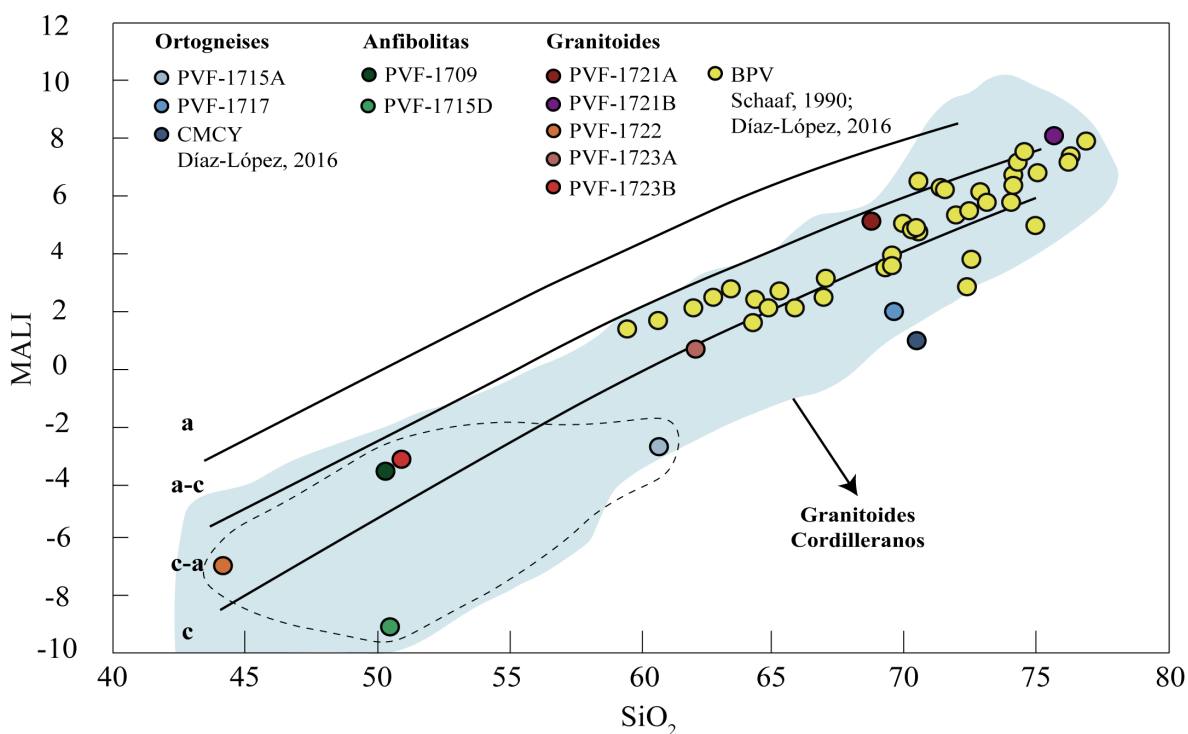


Figura 30. Diagrama de clasificación geoquímica MALI: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ vs SiO_2 (Frost et al., 2001; Frost y Frost, 2008). Se observan las rocas analizadas en este trabajo, de Schaaf et al. (2018) y Díaz-López (2016); a: alcalinos; a-c: alcalino-cálcicos; c-a: calco-alcalinos; c: cálcicos. Líneas punteadas representan rocas del CMCY que discrepan del BPV. El sombreado en color azul representa granitoides cordilleranos del occidente de EU y NW de México en Frost et al. (2001)

Índice de Saturación de Aluminio

En el esquema de clasificación del índice de saturación de aluminio (Shand, 1943), se observa que los ortogneises presentan una variación del parámetro AI = 0.06-0.09 y ASI = 0.78-1.04 (Figura 31). Las anfibolitas muestran valores de AI = 0.08-0.12 y de ASI = 0.69-0.71 (Figura 31) y los granitoides tienen valores de AI = -0.01-0.13 y ASI = 0.76-0.98 (Figura

31). Así el total de las muestras estudiadas caen en el campo de los granitos tipo-I y en el campo de los granitoides metaluminosos, sin embargo, a excepción de la muestra PVF-1721B que se grafica en el campo de los granitos peralcalinos junto con algunas muestras del BPV de Schaaf (1990) (Figura 31). Al igual que en el diagrama MALI se puede observar que algunas muestras (señaladas con líneas punteadas), se alejan hacia valores más positivos del parámetro AI en comparación de las muestras del BPV (Figura 31).

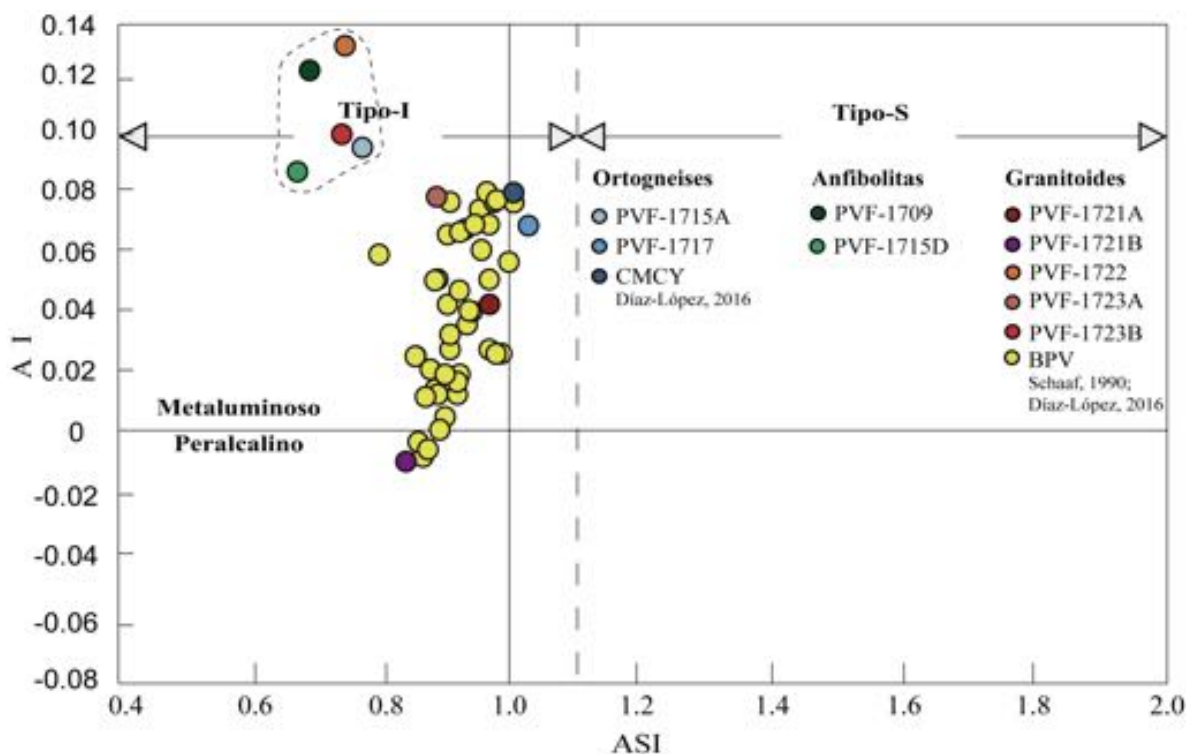


Figura 31. Diagrama de clasificación del índice de saturación de aluminio adaptado de Shand (1947). AI: $Al/(K+Na)$ vs ASI: $Al/(Ca - 1.67P + Na + K)$ con base molecular. Se observan las rocas analizadas en este trabajo, Schaaf et al. (2018) y Díaz-López (2016). Líneas punteadas representan rocas del CMCY que discrepan del BPV.

Diagrama de Clasificación de FeOt

El diagrama de clasificación de $FeO/(FeO+MgO)$ vs SiO_2 indica el límite entre granitoides ferrosos y magnésicos, además sirve de gran utilidad para encontrar diferencias fundamentales en el enriquecimiento de Fe durante procesos de diferenciación en las cámaras magmáticas (Frost et al., 2001). Se puede observar que las muestras que pertenecen a los ortogneises presentan un valor de $FeO = 0.66-0.80$ (Figura 32). Las anfibolitas pertenecen a granitoides magnésicos con valores de $FeO = 0.57-0.60$, además, se observa que no

concuerdan con el espectro generado por las muestras del BPV (Figura 32). Mientras que las muestras de los granitoides presentan una gran variabilidad en el contenido de FeO = 0.62-0.87, sin embargo, las muestras PVF-1722 y PVF-1723B al igual que como en las anfibolitas no presentan relación directa con las rocas del BPV (Figura 32). Se debe notar que la totalidad de las muestras empata con los granitoides cordilleranos que, en lo general, suelen ser granitos menos enriquecidos en Fe (Maniar y Piccoli, 1989).

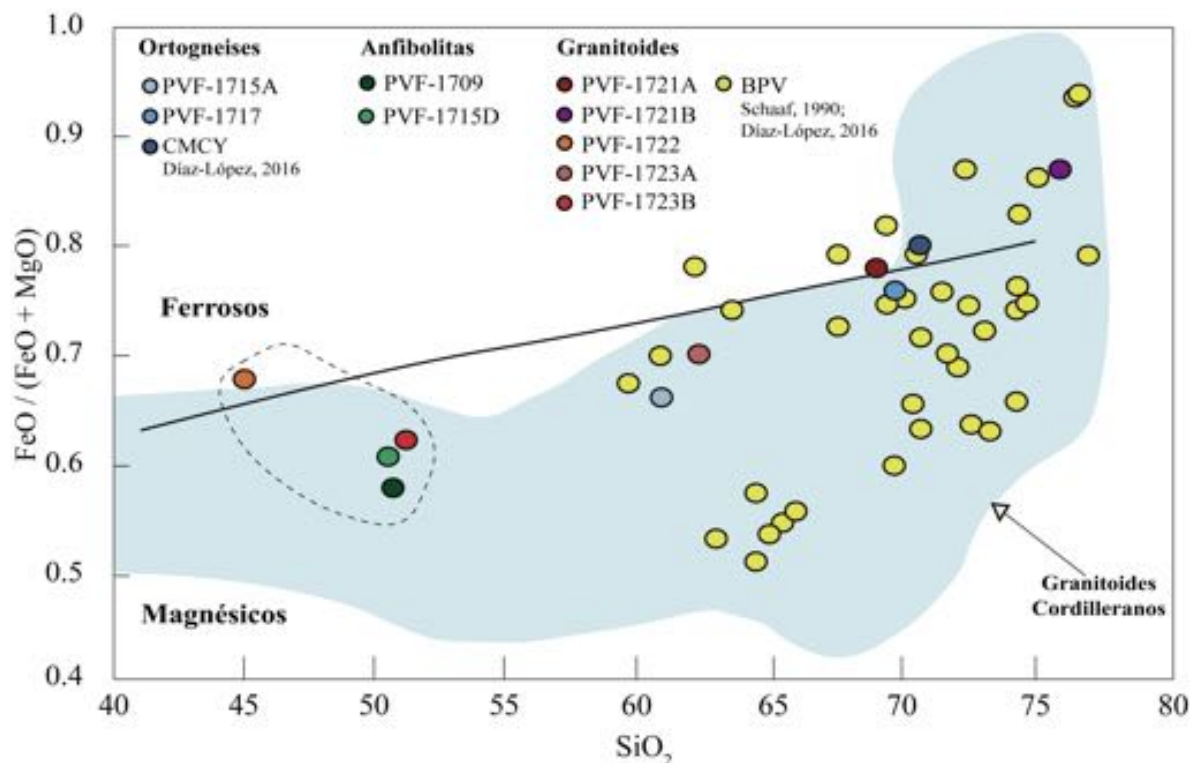


Figura 32. Diagrama $FeO / (FeO + MgO)$ vs SiO_2 adaptado de Frost et al. (2001). Se observan las rocas analizadas en este trabajo, de Schaaf et al. (2018) y Díaz-López (2016). Líneas punteadas representan rocas del CMCY que presentan alta variabilidad en FeO además de un menor contenido de SiO_2 en comparación con rocas del BPV. El sombreado en color azul corresponde a granitoides cordilleranos del occidente de EU y NW de México en Frost et al. (2001).

Diagrama de Clasificación Química de Sedimentos

De los datos de elementos mayores obtenidos de 4 muestras de paragneises del CMCY, se realizó un diagrama para proponer el posible protolito que da origen a las rocas meta-sedimentarias. En el diagrama propuesto por Herron (1988) las muestras PVF-1705, PVF-1711 y PVF-1712 presentan valores de $\log(Fe_2O_3/K_2O) = 0.55-0.65$ y valores de $\log(SiO_2/Al_2O_3) = 0.39-0.40$, cayendo en el campo de las pelitas con una tendencia hacia las

grauvacas (Figura 33). La muestra PVF-1708 presenta un valor de $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) = 0.21$ y $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) = 0.51$, cayendo en el campo de las pelitas, sin embargo, esta tiende a presentar un contenido de Fe ligeramente mayor en comparación del resto de las muestras (Figura 33).

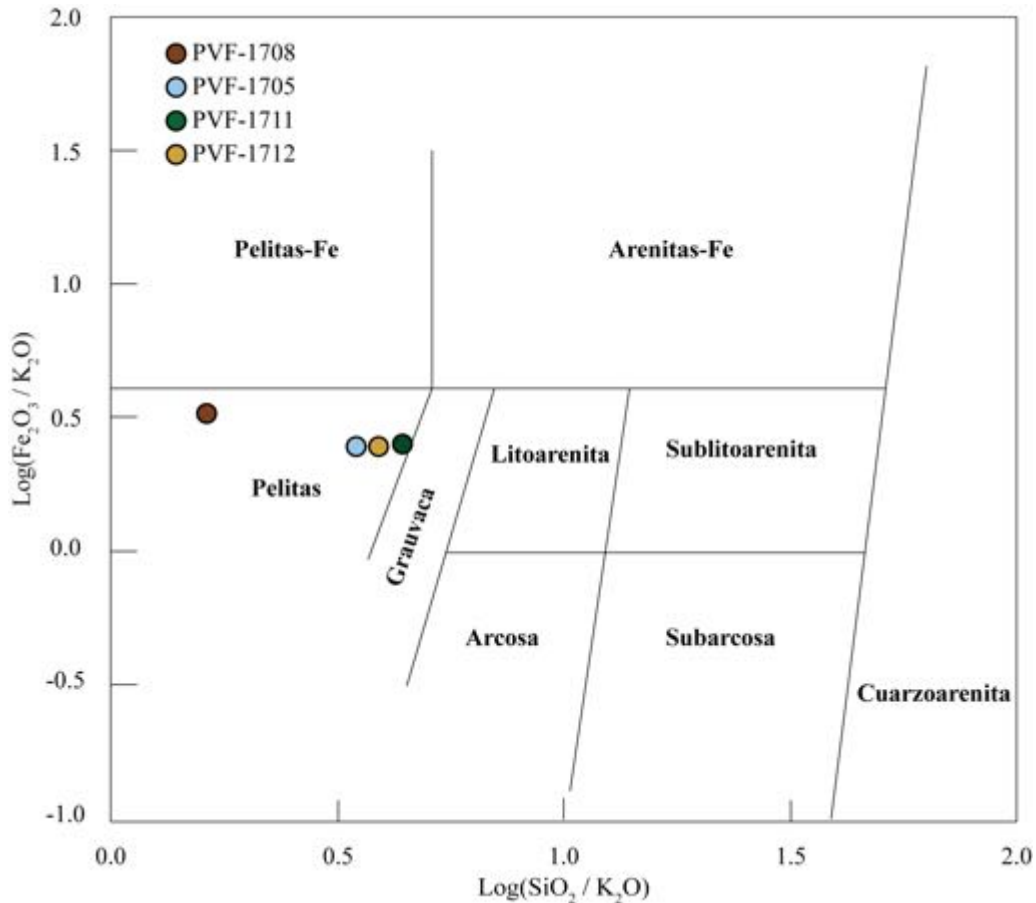


Figura 33. Diagrama de clasificación química $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) para rocas sedimentarias. Se observa que las rocas analizadas en este trabajo grafican en el campo de las pelitas.

Elementos Traza y Tierras Raras (REE)

Elementos Traza

Los diagramas multi-elemental o diagrama de araña son normalizados con respecto a los valores de la corteza terrestre de Taylor et al. (1981) y el manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Se utiliza una muestra de ortogneis de Díaz-López, (2016) para fines comparativos. Los paragneises presentan los siguientes patrones y anomalías; por ejemplo, se aprecia patrones planos con respecto a la corteza continental de elementos altamente incompatibles (LILE) como Cs, Rb y Ba, mientras que este comportamiento permanece en

los elementos más compatibles (Figura 34a). Se observa una anomalía negativa bien definida en los elementos Nb, Sr y Eu junto con una anomalía positiva y negativa de Pb (Figura 34a).

Por otra parte, los ortogneises presentan un enriquecimiento de los elementos Cs y Rb con respecto al manto primitivo en las muestras PVF-1717 y en el ortogneis de Díaz-López (2016), junto con una marcada anomalía negativa de Ba, Nb, Ta y Sr, además de observarse una anomalía positiva de Th y Sm (Figura 34b). En la muestra PVF-1715A, Cs y Rb se presentan con un gran empobrecimiento respecto a las dos muestras mencionadas y anomalías negativas de Nb y Ta se observan junto con anomalías positivas bien definidas en los elementos Pb, Sr y Sm (Figura 34b).

En las anfibolitas se observan anomalías positivas bien definidas de Cs, Rb, U, Pb e Y, junto con anomalías ligeramente negativas de Sr, Hf y Eu para la muestra PVF-1709 (Figura 34c). Por su parte, la muestra PVF-1715D muestra un patrón complejo en el comportamiento de sus elementos traza, presentándose anomalías negativas en los elementos Cs y Ba y en los HFSE; Th, Nb, Ta, Zr y Hf, mientras que se observan anomalías positivas de U, Pb, Sr, Eu e Y (Figura 34c).

Finalmente, los granitoides muestran un enriquecimiento de los elementos altamente incompatibles con respecto al manto primitivo y empobrecimiento de los elementos más compatibles, donde se puede observar que en ciertos elementos sus patrones difieren contrastantemente entre las 4 muestras (Figura 34d). La muestra PVF-1721A presenta anomalías positivas de Rb, Pb e Y, en conjunto con anomalías negativas de Cs, Ba, Nb, Sr y Eu (Figura 34d).

En la muestra PVF-1722 se presentan anomalías positivas de Ba, Pb, Sr, Sm e Y, junto con anomalías negativas de los elementos HFSE (Th, U, Nb, Ta, Zr y Hf) (Figura 34d). Por su parte, la muestra PVF-1723A se caracteriza por una anomalía negativa de Cs y HFSE (Th, Nb, Ta), y anomalías positivas de Ba, Pb, Sr e Y (Figura 34d). Finalmente, la muestra PVF-1723B se caracteriza por patrones de anomalías positivas de Ba, Pb, Sm e Y en combinación con anomalías negativas de Cs y los elementos HFSE (Th, Nb, Ta, Zr y Hf) (Figura 34d).

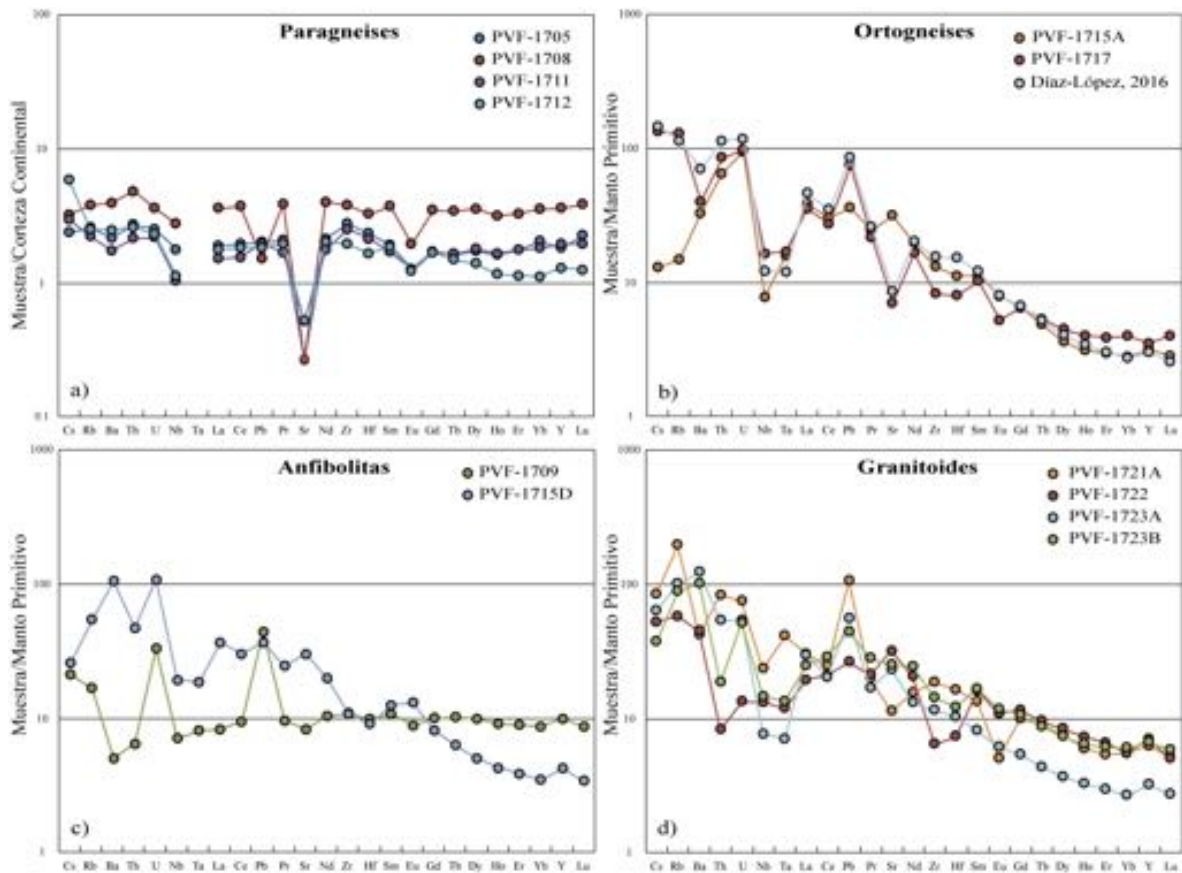


Figura 34. Abundancia de elementos traza de las muestras analizadas del CMCY y BPV. Los valores de normalización son con base en en la corteza continental y condrita (Taylor et al., 1981; Sun y McDonough, 1989). La compatibilidad geoquímica aumenta de izquierda a derecha. a) Patrones de REE para paragneises. b) Patrones de REE para ortogneises. c) Patrones de REE para anfibolitas. d) Patrones de REE para granitoides.

Tierras Raras (REE)

Los diagramas de tierras raras son normalizados con respecto a de la corteza terrestre de Taylor et al. (1981) y de la condrita de Sun y McDonough (1989), además, se utiliza una muestra de un ortogneis de Díaz-López, (2016) para fines comparativos. Los paragneises tienen patrones planos de los elementos LREE y patrones planos en los elementos HREE, además de observarse una anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.54-0.74$) y un valor de fraccionamiento $(La/Yb)_N = 0.83-1.60$ (Figura 35a).

Por otro lado, los ortogneises presentan un enriquecimiento de LREE con respecto a los HREE, los últimos con patrones planos (Figura 35b). En la muestra PVF-1717 se presenta

una anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.61$), mientras que el valor de fraccionamiento de los ortogneises es $(La/Yb)_N = 8.99-17.02$ (Figura 35b).

Las anfibolitas presentan en la muestra PVF-1709 un ligero empobrecimiento de los LREE respecto a los HREE con patrones planos. También se aprecia una ligera anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.86$) y un valor de fraccionamiento $(La/Yb)_N = 0.95$ (Figura 35c). En la muestra PVF-1715D se observa un enriquecimiento de los LREE con respecto a los HREE y en la muestra PVF-1709, los HREE presentan una pendiente negativa, además de observarse una ligera anomalía positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1.24$) y un valor de fraccionamiento $(La/Yb)_N = 10.68$ (Figura 35c). En los granitoides se puede observar un enriquecimiento de los LREE con respecto a HREE, en donde los HREE presentan un comportamiento plano (Figura 35d). La muestra PVF-1721A tiene la anomalía negativa de Eu más pronunciada ($Eu/Eu^* = 0.43-0.89$) y un valor de fraccionamiento $(La/Yb)_N = 3.54-11.23$ (Figura 35d).

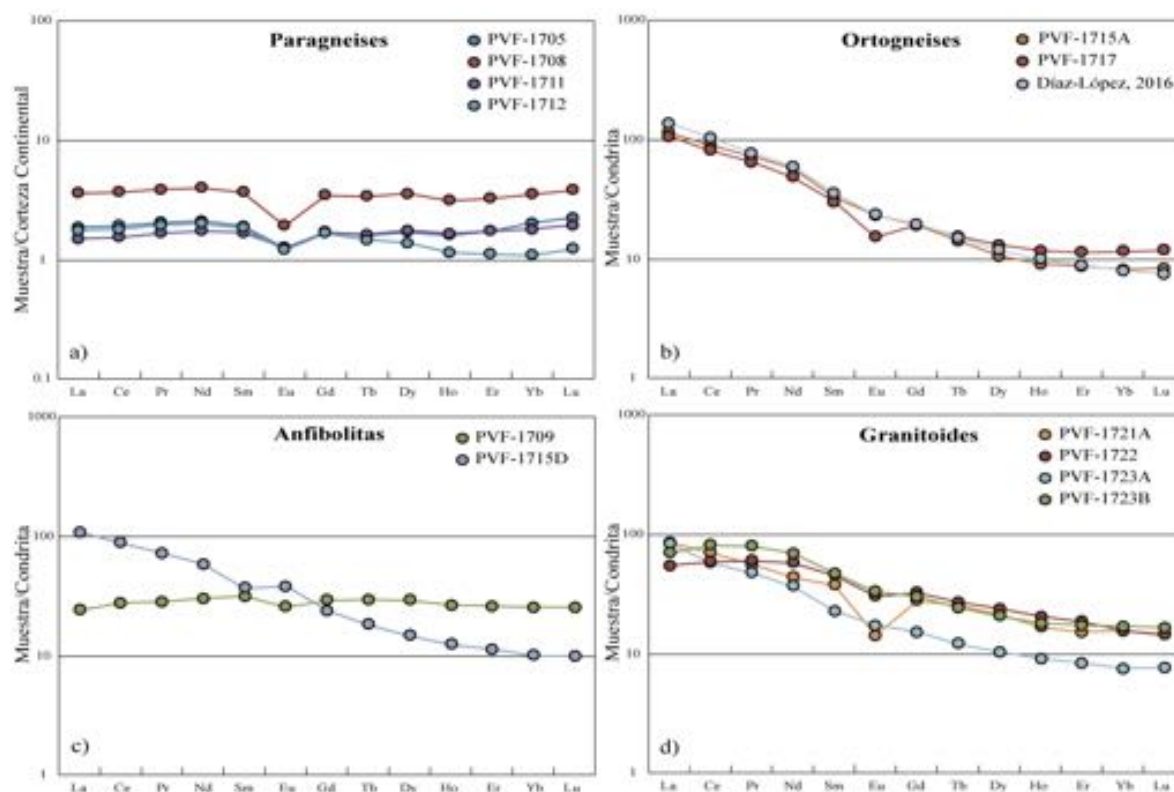


Figura 35. Patrones de abundancias de REE de las muestras del CMCY y BPV. Los valores con los que fueron normalizados son con base en la corteza continental y condrita (Taylor et al., 1981; Sun y McDonough, 1989). a) Patrones de REE para paragneises. b) Patrones de REE para ortogneises. c) Patrones de REE para anfibolitas. d) Patrones de REE para granitoides.

Diagramas de discriminación tectono-magmática

Los diagramas de Pearce *et al.* (1984) se utilizaron con el fin de obtener el ambiente tectónico de las muestras analizadas del CMCY. El uso de los diagramas está restringido para rocas de composición granítica, sin embargo, con fines de comparación se utilizaron aquí también para las rocas con composición máfica. Así, en los diagramas de (Y+Nb)-Rb, Y-Nb, (Yb-Ta)-Rb y Yb-Ta, se puede observar que el total de muestras analizadas se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico (Figura 36a, b, c y d). Además, la muestra PVF-1709 presenta tendencia hacia el campo de los granitos de dorsal oceánica (Figura 36a, b, c y d).

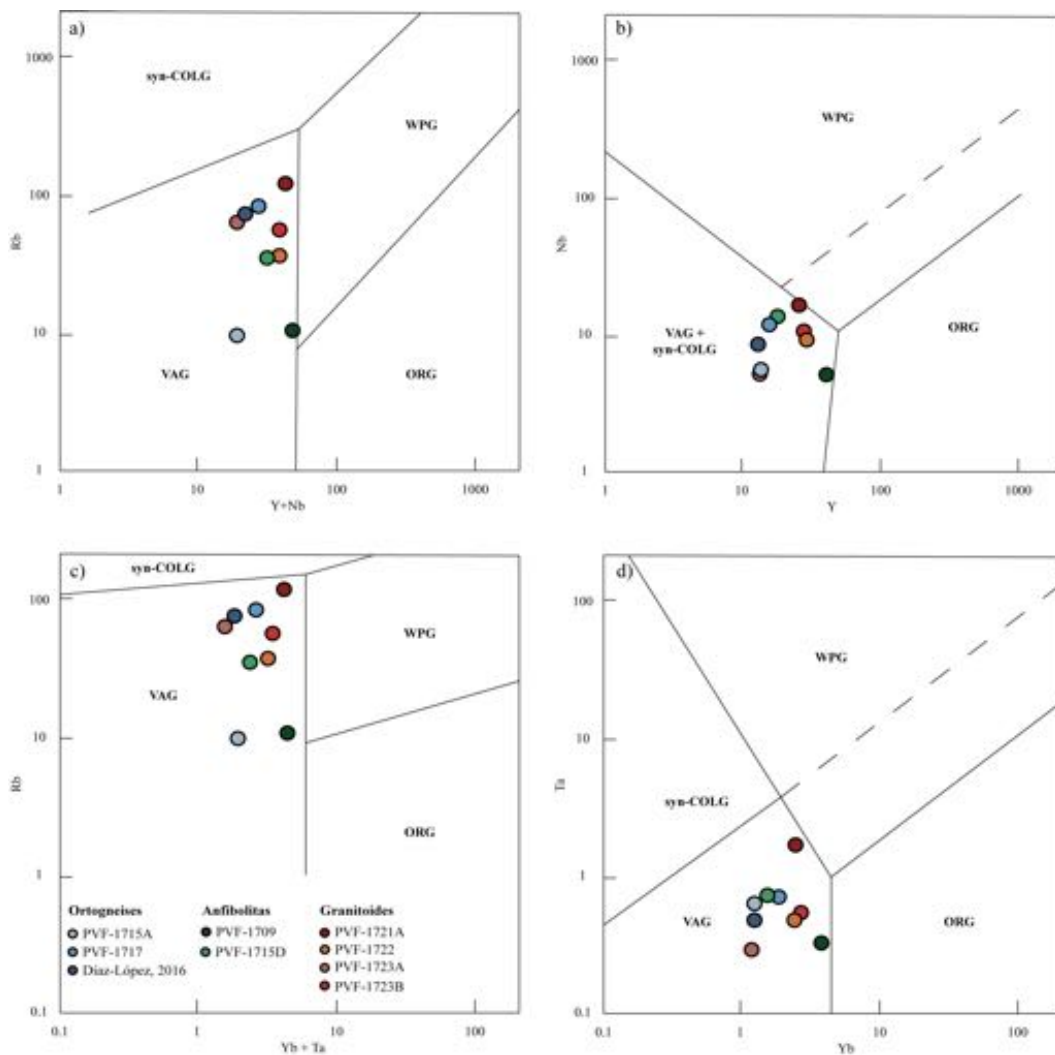


Figura 36. Diagramas de discriminación adaptado de Pearce *et al.* (1984). a) (Y+Nb)-R; b) Y-Nb; c) (Yb-Ta)-Rb; d) Yb-Ta. VAG: Granito de arco volcánico; ORG: Granito de dorsal oceánica; WPG: Granito intra-placa; Syn-COLG: Granito sin colisional.

Debido a la incertidumbre que causa el interpretar rocas máficas en los diagramas anteriores, se utilizaron los diagramas de discriminación para rocas básicas de Meschede (1986) y Wood (1980). Las rocas que se presentan en continuación tienen un contenido bajo de SiO_2 (44.80-50.93 %wt). La muestra PVF-1709 se ubica en el campo de los N-MORB en ambos diagramas. La muestra PVF-1715A cae en el campo de basaltos alcalinos y basaltos de arco volcánico, mientras que la muestra PVF-1715D cae en los campo de tholeiita intraplaca en el diagrama de Meschede (1986) y basalto de arco volcánico en el diagrama de Wood (1980) (Figura 37a, b). La muestra PVF-1722 se ubica en en el campo de los E-MORB en ambos diagramas y por su parte, la muestra PVF-1723B se clasifica en los basaltos de arco volcánico (Figura 37a, b).

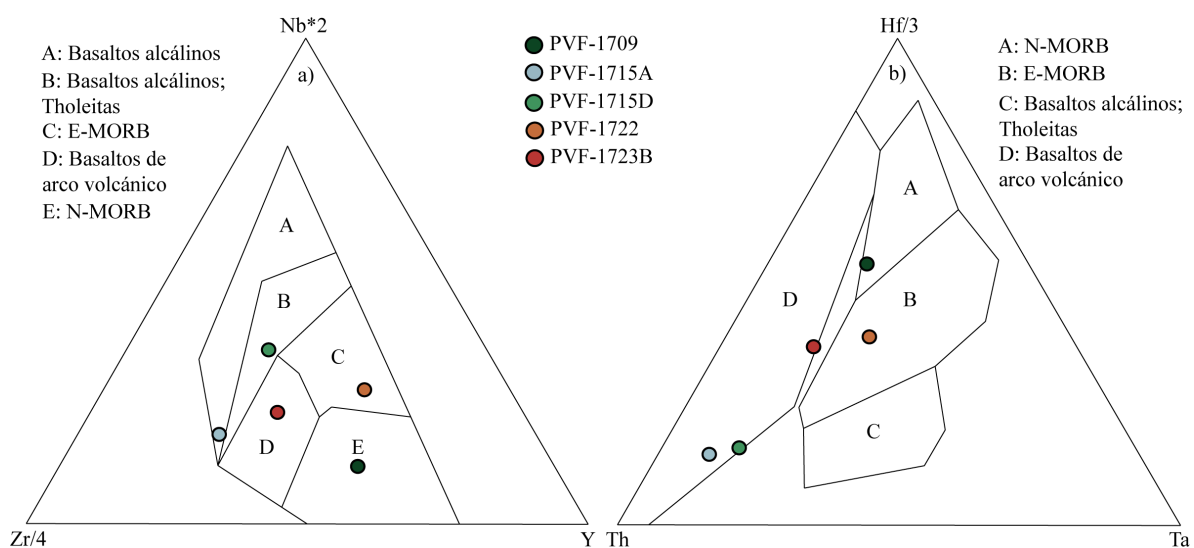


Figura 37. Diagramas de discriminación para rocas básicas del CMCY. a) Nb*2-Zr/4-Y adaptado de Meschede (1986). b) Hf/3-Th-Ta adaptado de Wood (1980).

Tabla 5. Concentraciones de elementos mayores y elementos traza de las muestras analizadas del CMYC y BPV.

Muestra	PVF-1705	PVF-1708	PVF-1709	PVF-1711	PVF-1712	PVF-1715A	PVF-1715D	PVF-1717	PVF-1721A	PVF-1721B	PVF-1722	PVF-1723A	PVF-1723B
Litología	Paragneis	Paragneis	Anfibolita	Paragneis	Paragneis	Ortogneis	Anfibolita	Ortogneis	Granodiorita	Granito	Tonalita	Granodiorita	Tonalita
SiO ₂	64.84	45.85	50.54	67.42	63.67	60.69	50.38	69.62	68.72	75.68	44.80	62.05	50.93
TiO ₂	1.02	1.62	1.74	0.84	0.82	0.52	1.52	0.49	0.42	0.10	2.13	0.74	1.28
Al ₂ O ₃	18.46	28.00	14.43	15.16	16.19	17.00	16.96	15.22	16.13	13.40	18.83	17.01	18.18
Fe ₂ O ₃	6.61	12.67	12.33	6.27	7.03	5.53	9.58	4.26	3.49	0.95	13.07	5.97	9.40
MnO	0.09	0.18	0.22	0.06	0.07	0.11	0.17	0.06	0.08	0.03	0.16	0.09	0.18
MgO	1.86	3.57	8.23	2.14	3.37	2.60	5.75	1.23	0.90	0.13	5.71	2.35	5.22
CaO	0.97	1.07	10.36	1.96	2.21	7.73	9.04	3.40	2.49	0.83	10.75	5.31	8.67
Na ₂ O	1.66	0.86	0.80	2.21	2.23	4.08	3.46	3.33	5.26	3.36	2.52	3.60	3.50
K ₂ O	2.66	3.87	0.37	2.52	2.86	0.77	1.80	1.93	2.11	5.39	0.96	2.20	1.79
P ₂ O ₅	0.06	0.39	0.22	0.13	0.19	0.25	0.37	0.12	0.18	0.03	0.35	0.21	0.30
PXC	1.41	1.77	0.41	0.95	1.01	0.39	0.97	0.34	0.22	0.11	0.73	0.54	0.57
Total	99.65	99.85	99.65	99.65	99.65	99.65	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.06	100.00
Li	40.1	45.9	7.9	32.1	51.1	2.0	15.4	28.6	44.3	-	24.1	19.0	17.6
Be	1.5	2.0	1.2	1.4	2.8	1.6	1.4	2.0	2.9	-	1.0	1.7	1.7
P	0.1	0.4	0.2	0.1	0.2	0.2	0.4	0.1	0.2	-	0.4	0.2	0.3
Sc	19.3	34.1	38.1	15.5	17.5	10.3	19.6	11.1	9.5	-	32.5	10.0	14.1
Ti	1.0	1.5	1.7	0.8	0.8	0.5	1.5	0.5	0.4	-	2.1	0.7	1.3
V	140.1	277.1	320.4	126.1	138.9	135.2	207.7	41.4	32.1	-	456.7	113.1	217.8
Cr	442.6	383.9	204.2	349.0	308.7	196.8	169.8	176.0	151.0	-	57.7	178.3	141.5
Co	8.4	20.6	44.8	11.0	16.7	13.1	29.4	5.9	3.9	-	27.1	11.5	23.2
Ni	19.9	51.8	101.0	24.1	33.2	15.1	62.7	5.4	2.9	-	4.3	7.1	22.1
Cu	18.9	45.7	30.1	28.6	44.2	3.4	153.9	6.5	7.8	-	21.3	11.1	36.4
Zn	127.1	180.7	105.9	88.5	103.2	53.4	102.0	61.1	84.7	-	131.8	74.1	123.5
Ga	23.5	40.9	19.4	19.3	21.2	18.7	20.5	18.7	23.9	-	26.4	20.5	22.9
Rb	106.1	155.8	10.6	91.8	102.6	9.5	34.4	82.7	124.0	-	36.5	63.7	56.0
Sr	103.6	105.2	172.8	202.6	203.4	667.7	634.8	148.1	237.1	-	670.2	488.0	527.5
Y	39.3	78.2	44.9	42.1	27.9	14.4	19.0	16.0	28.3	-	31.7	14.5	29.9
Zr	270.5	371.4	120.5	248.1	190.9	147.7	119.2	92.6	206.8	-	71.4	128.2	158.7
Nb	19.2	29.9	5.0	11.2	12.1	5.6	13.7	11.7	16.6	-	9.4	5.4	10.4
Mo	2.8	1.8	1.0	1.9	1.9	1.7	2.2	1.8	2.2	-	1.2	1.5	1.2
Sn	1.1	1.1	3.4	1.6	2.4	0.9	1.3	2.2	3.4	-	1.6	1.9	3.7
Sb	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	-	0.1	0.1	0.1
Cs	4.0	5.4	0.7	5.0	9.9	0.4	0.8	4.3	2.7	-	1.7	2.0	1.2

Ba	747.3	1360.8	34.7	597.7	849.8	231.0	737.9	281.0	291.1	-	312.3	857.0	709.0
La	35.3	67.6	5.6	28.1	33.0	26.6	25.1	24.6	20.7	-	13.2	20.4	16.9
Ce	72.5	138.8	16.6	58.1	67.8	54.2	53.1	48.8	43.5	-	37.0	35.9	50.8
Pr	8.7	16.4	2.6	7.1	8.3	6.8	6.7	6.0	5.4	-	5.8	4.6	7.7
Nd	33.4	63.3	13.9	27.5	31.9	26.5	26.7	22.4	20.9	-	27.6	17.6	32.9
Sm	7.0	13.5	4.7	6.2	6.8	5.0	5.5	4.6	5.9	-	7.1	3.6	7.4
Eu	1.4	2.1	1.5	1.4	1.3	1.3	2.2	0.9	0.8	-	1.8	1.0	2.0
Tb	1.0	2.2	1.1	1.0	0.9	0.5	0.7	0.6	1.0	-	1.0	0.5	0.9
Gd	6.1	12.3	5.9	6.0	6.0	3.9	4.8	3.9	5.8	-	6.8	3.2	6.3
Dy	6.3	13.0	7.3	6.5	5.1	2.6	3.7	3.3	5.6	-	6.1	2.7	5.4
Ho	1.3	2.5	1.5	1.3	0.9	0.5	0.7	0.7	1.0	-	1.2	0.5	1.0
Er	4.0	7.4	4.2	4.0	2.5	1.4	1.8	1.9	2.6	-	3.1	1.4	2.9
Yb	4.4	7.7	4.3	3.9	2.4	1.4	1.7	2.0	2.7	-	2.7	1.3	2.9
Lu	0.7	1.1	0.6	0.6	0.4	0.2	0.2	0.3	0.4	-	0.4	0.2	0.4
Hf	6.9	9.6	3.0	6.3	4.9	3.5	2.8	2.5	5.0	-	2.2	3.2	3.7
Ta	1.5	1.9	0.3	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	1.7	-	0.5	0.3	0.5
W	0.7	0.6	19.2	0.7	1.2	0.2	0.4	0.7	0.1	-	0.3	0.1	0.1
Tl	0.7	1.1	0.1	0.5	0.6	0.1	0.2	0.6	1.0	-	0.2	0.4	0.3
Pb	19.8	14.9	8.1	19.2	17.9	6.7	6.8	13.9	19.5	-	4.9	10.4	8.2
Th	12.8	22.8	0.5	10.1	12.3	5.5	4.0	7.3	7.1	-	0.7	4.5	1.6
U	3.1	4.4	0.7	2.7	2.8	2.0	2.3	2.1	1.6	-	0.3	1.1	1.1
Eu/Eu*	0.62	0.5	0.9	0.7	0.6	0.9	1.2	0.6	0.4	-	0.8	0.9	0.9
(La/Yb) _N	5.75	6.3	1.0	5.2	9.9	13.9	10.7	9.0	5.5	-	3.5	11.2	4.1

Geoquímica Isotópica y Geocronología

Isotopía

Los datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd de 13 muestras del CMCY y BPV se muestran en la tabla 6. Para fines de este trabajo las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ϵNd y ϵSr fueron calculadas para los paragneises con una edad de 220 Ma, para ortogneises y anfibolitas con una edad de 130 Ma y finalmente para los granitoides en 80 Ma. Estas edades fueron en este trabajo (ver apartado de Geocronología). Los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para el cálculo del CHUR y los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para el cálculo del UR fueron obtenidos de Faure (1986).

Los paragneises presentan valores para las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 1.3-4.5$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71363-0.72431$, mientras que para las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se obtuvieron 0.119-0.129 y 0.51211-0.51225, respectivamente. Los valores de ϵNd presentan un rango de -7.49 a -10.26 y $\epsilon\text{Sr} = 129.71-281.21$ (Figura 38a). Ahora bien, las relaciones iniciales en 220 Ma para los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son entre 0.709014-0.713067 y para la relación de $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.51192 y 0.51207, mientras que los valores de ϵNd_i varían entre -8.36 y -5.45 y para ϵSr_i entre 67.72 y 125.28 (Figura 38b). Los paragneises presentan un rango para las edades modelo de Nd de 1387 a 1775 Ma (Tabla 6).

Por otro lado, los ortogneises tienen valores en la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.035-1.468 y la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es entre 0.70366-0.71282. Las relaciones de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varían entre 0.111 y 0.119 y entre 0.51232 a 0.51285, respectivamente. Los valores de ϵNd presentan un rango de -6.03 a 4.21 y ϵSr entre -11.88 a 118.13 (Figura 38a). Por consiguiente, los valores iniciales para 130 Ma van de 0.703598 a 0.710110 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y de 0.51222 a 0.51276 para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_i$ con parámetros $\epsilon\text{Nd}_i = -4.74-5.64$ y $\epsilon\text{Sr}_i = -10.66-81.79$ (Figura 38b). El rango para las edades modelos de Nd es entre 352 y 1234 Ma (Tabla 6).

Las anfibolitas presentan valores bajos en la relación de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.035-0.180) y en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70366-0.71036). Las relaciones de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ son 0.122-0.203 y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son 0.51277-0.51305. Los valores de ϵNd presentan valores positivos entre 2.67 y 8.19 y el ϵSr es entre -9.41 y 281.21 (Figura 38a). Los valores iniciales de la relación

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ son 0.70359-0.71002 y para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.512671$ - 0.512885 , mientras que los valores de ϵNd_i son entre 3.91 y 8.09 y ϵSr_i -10.73 a 80.64 (Figura 38b). Las anfibolitas presentan un rango de edad modelo de Nd que va de 491 a 531 Ma (Tabla 6).

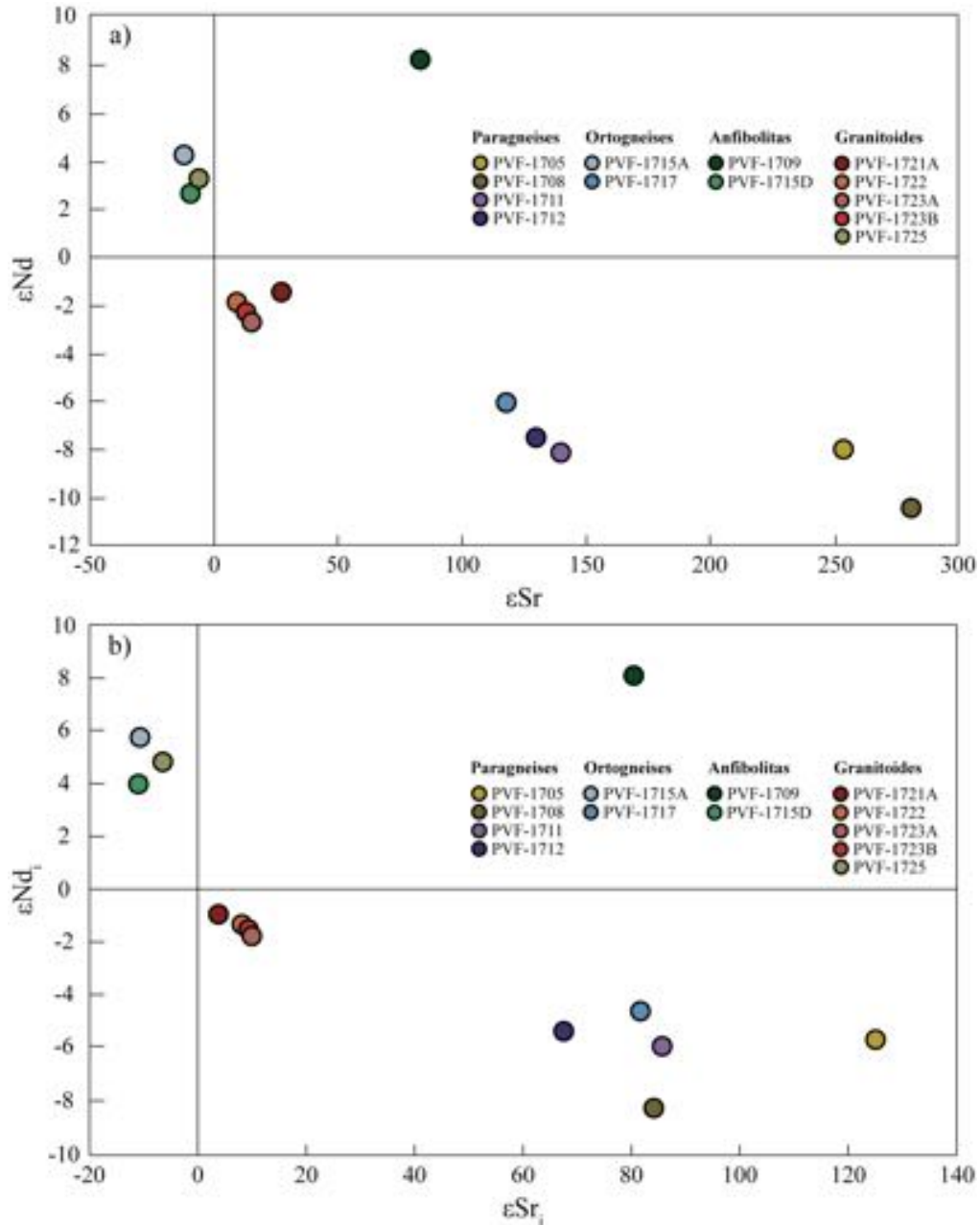


Figura 38. Diagrama de relaciones isotópicas Sr-Nd. a) Diagramas de ϵSr vs ϵNd para rocas del CMCY. b) Diagrama de ϵSr_i vs ϵNd_i para rocas del CMCY. Los valores iniciales fueron calculados en 220 Ma para los paragneises, 130 Ma para ortogneises y anfibolitas y finalmente 80 Ma para los granitoides.

Por último, los granitoides registran valores variables de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.153$ - 1.554 y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705173$ - 0.706443 . En la relación de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ los rangos son de 0.116 a

0.157 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512500\text{-}0.512564$. Los valores de ϵNd presentan un rango de -2.69 a -1.44 y $\epsilon\text{Sr} = 9.55\text{-}27.58$ (Figura 38a). Los valores calculados para las relaciones iniciales en 80 Ma son $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.704677\text{-}0.705129$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.512439\text{-}0.512482$, ϵNd_i entre -1.87 a -1.03 y $\epsilon\text{Sr}_i = 3.83\text{-}10.24$ (Figura 38b). Finalmente, las edades modelos de Nd van de 932-1422 Ma (Tabla 6).

Finalmente, un gabro de la región Tomatlán en el sur del BPV registra valores $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.12$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70386$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.290$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51280$ (Tabla 8). Los valores de $\epsilon\text{Nd} = 3.22$ y $\epsilon\text{Sr} = -9.0$ representan un magmatismo máfico no antes documentado en el Batolito de Puerto Vallarta. Valores en sus relaciones iniciales en 80 Ma son $\epsilon\text{Nd}_i = 5.2$ y $\epsilon\text{Sr}_i = -8.4$ (Figura 38b). La edad modelo de Nd obtenida es de 522 Ma (Tabla 6).

Tabla 6. Composiciones isotópicas y concentraciones por Dilución Isotópica de Rb, Sr, Sm y Nd de las muestras analizadas del CMYC y BPV

Muestra	Tipo	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	ϵSr	ppm Rb	ppm Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	1 SE(M)	n	ϵNd	1sd	ppm Sm	ppm Nd	T_{DM} Ma	t Ma	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵSr_i	ϵNd_i
PVF-1705	Paragneis	2.97	0.722360	37	5	57	253.51	104.73	102.18	0.119	0.512230	14	2	66	-7.96	0.270	6.58	33.59	1387	220	0.713067	0.512059	125.3	-5.8
PVF-1708	Paragneis	4.51	0.724311	31	4	56	281.21	162.92	104.70	0.129	0.512112	16	2	67	-10.26	0.310	8.69	40.70	1775	220	0.710197	0.511926	84.5	-8.4
PVF-1709	Anfibolita	0.18	0.710362	36	5	57	83.21	9.95	162.00	0.203	0.513058	13	2	66	8.19	0.250	4.39	13.10	491	130	0.710029	0.512885	80.6	8.0
PVF-1711	Paragneis	1.30	0.714368	40	5	56	140.07	84.32	187.84	0.123	0.512222	15	2	67	-8.11	0.290	6.60	32.35	1475	220	0.710300	0.512045	86.0	-6.1
PVF-1712	Paragneis	1.48	0.713638	30	4	56	129.71	97.61	191.18	0.124	0.512254	18	2	67	-7.49	0.350	5.55	27.15	1425	220	0.709014	0.512075	67.7	-5.5
PVF-1515A	Ortogneis	0.04	0.703663	31	4	59	-11.88	8.18	669.75	0.111	0.512854	15	2	67	4.21	0.350	4.82	26.30	352	130	0.703598	0.512760	-10.7	5.6
PVF-1715D	Anfibolita	0.13	0.703837	37	5	58	-9.41	29.34	642.94	0.122	0.512775	16	2	66	2.67	0.312	5.57	27.49	531	130	0.703593	0.512671	-10.7	3.9
PVF-1717	Ortogneis	1.47	0.712822	33	4	58	118.13	79.60	157.03	0.119	0.512329	12	1	68	-6.03	0.234	3.98	20.23	1234	130	0.710110	0.512228	81.8	-4.7
PVF-1721A	Granodiorita	1.55	0.706443	32	4	58	27.58	133.16	247.96	0.157	0.512564	13	2	66	-1.44	0.254	6.02	23.24	1422	80	0.704677	0.512482	3.8	-1.0
PVF-1722	Tonalita	0.15	0.705173	31	4	57	9.55	33.87	640.80	0.152	0.512541	14	2	65	-1.89	0.273	7.01	27.79	1382	80	0.704999	0.512461	8.4	-1.4
PVF-1723A	Granodiorita	0.38	0.705559	33	4	56	15.03	68.27	521.95	0.116	0.512500	14	2	68	-2.69	0.273	3.60	18.71	932	80	0.705129	0.512439	10.2	-1.9
PVF-1723B	Tonalita	0.31	0.705424	26	3	57	13.12	56.62	527.14	0.133	0.512521	15	2	67	-2.28	0.293	6.81	30.98	1084	80	0.705071	0.512451	9.4	-1.6
PVF-1725	Gabro	0.12	0.703866	27	4	56	-9.00	17.72	422.26	0.290	0.512803	19	3	48	3.22	0.370	3.26	15.27	522	80	0.703728	0.512651	-8.4	5.2

Valor del laboratorio del estándar NBS987: $0.710252 \pm 13^*$ n = 74. Valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla: $0.511847 \pm 3^*$ n = 22. TDM calculados con: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513089$; Valores obtenidos en xenolitos del manto encontrados en S.L.P. determinados por Schaaf et al. (1990).*) En las dos últimas cifras; n = número de relaciones medidas por corrida; 1 sd = 1 desviación estándar; 1 SE(M) = 1sd/raíz n.

Edades U-Pb en zircón y monacita

Un total de 3 fechamientos U-Pb en zircón en muestras de paragneis (PVF-1705, PVF-1708, PVF-1711) fueron analizadas para conocer la edad máxima de depósito de estas unidades, 4 fechamientos U-Pb en zircón de muestras meta-ígneas (PVF-1715A, PVF-1715D, PVF-1717, PV-1306) fueron analizadas con el objetivo de conocer la edad de cristalización de sus protolitos y posibles indicios de la edad de metamorfismo. Finalmente, 2 fechamientos U-Pb en zircons de muestras de granitoides (PVF-1723A, PVF-1723B) fueron seleccionadas para conocer su edad de cristalización. Adicionalmente, se fechó la muestra PVF-1708 mediante U-Pb en monacitas. Los resultados de los análisis se presentan en el anexo en las tablas S1, S2 y S3.

Paragneis (PVF-1705)

Del total de 35 zircons que fueron analizados, se observan diferentes rangos de edades (Figura 39a). La primer población de zircons registra un rango de edad que va de ~900-1300 Ma, la segunda población tiene un rango de edad ~600-800 Ma. Un tercer grupo con mayor abundancia de zircons está en el intervalo de ~500-200 Ma. Como se puede observar en la figura 39a, hay concentración de zircons en el rango que va de ~180-300 Ma y se puede observar un pico de frecuencia en el intervalo de ~180-280, lo cual representaría la edad máxima de depósito. Adicionalmente, las abundancias de REE en los zircons presentan un enriquecimiento de los HREE con respecto a los LREE, junto con una anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.04-0.92$) (Figura 39b).

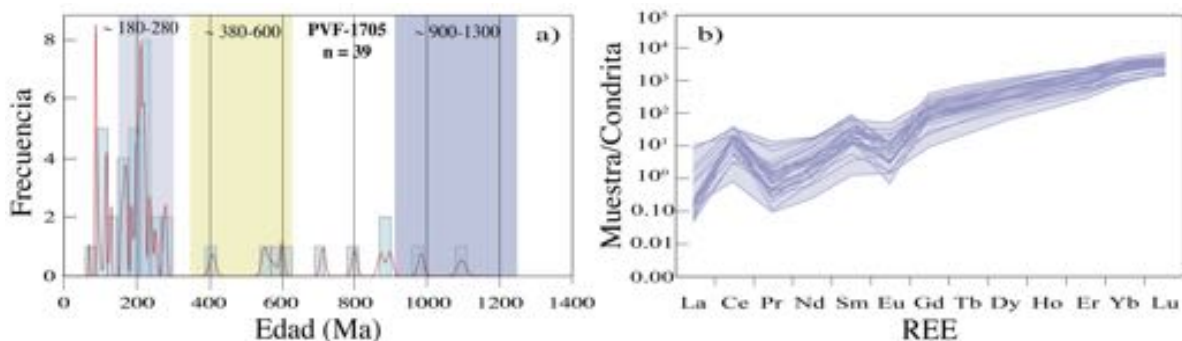


Figura 39. Diagramas de frecuencia y REE para zircons de la muestra PVF-1705. a) Diagramas de frecuencia en donde se observan los principales picos de edades, siendo los más abundantes en el rango de ~180-280 Ma. b) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zircons donde se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu respectivamente.

Paragneis (PVF-1708)

En total se analizaron 55 zircones los cuales presentan una gran variedad de edades (Figura 40a). Al analizar el diagrama de frecuencias de edades, se puede observar que hay al menos 3 picos de frecuencia (Figura 40a). El primer pico de frecuencia se presenta en ~900-1300 Ma, mientras que el segundo en ~380-600 Ma. El tercer pico se encuentra en ~180 a 280 Ma (Figura 40a). Como se puede observar se presenta una mayor población de zircones en el rango de edad que va de los ~180-280 Ma. Al igual que la muestra PVF-1705, el pico de frecuencia del intervalo de 80-90 Ma prevalece. Los patrones de REE de los zircones de la muestra PVF-1708 tienen gran similitud con los zircones de la muestra PVF-1705. Sin embargo, la anomalía negativa de Eu tiene un rango mayor de Eu/Eu^* , el cual va de 0.05 a 3.63 (Figura 40b).

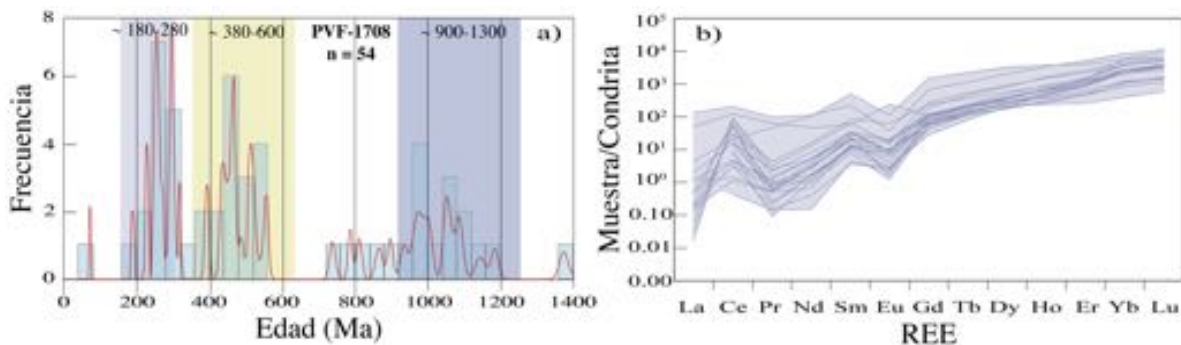


Figura 40. Diagramas de frecuencia y REE para zircones de la muestra PVF-1708. a) Diagramas de frecuencia con los principales picos de edades, siendo el más abundante el rango de ~180-280 Ma. d) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zircones donde se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu respectivamente.

Por otra parte, se analizaron 14 cristales de monacita del paragneis PVF-1708, los cuales presentan diferentes rangos de edades (Figura 41a). Como se puede apreciar, el rango de edad va de 180 a 80 Ma. Un solo valor de 180 Ma está presente en el diagrama Tera-Wasserburg, lo cual, al ser solo un valor no podría representar algún evento geológico (Figura 41a). Un grupo de 5 edades que va de 147 a 117 Ma, pudiese representar el rango en que se encuentra la edad de metamorfismo que se registró en el CMCY (Figura 41a). Un total de 27 spots registran una edad de aproximadamente 83 Ma, que representa el evento del emplazamiento del BPV (Figura 41a). Por otro lado, imágenes de electrones retrodispersados (BSE) post-ablación evidencian patrones complejos de la distribución de edades en un mismo cristal de monacita (Figura 41b).

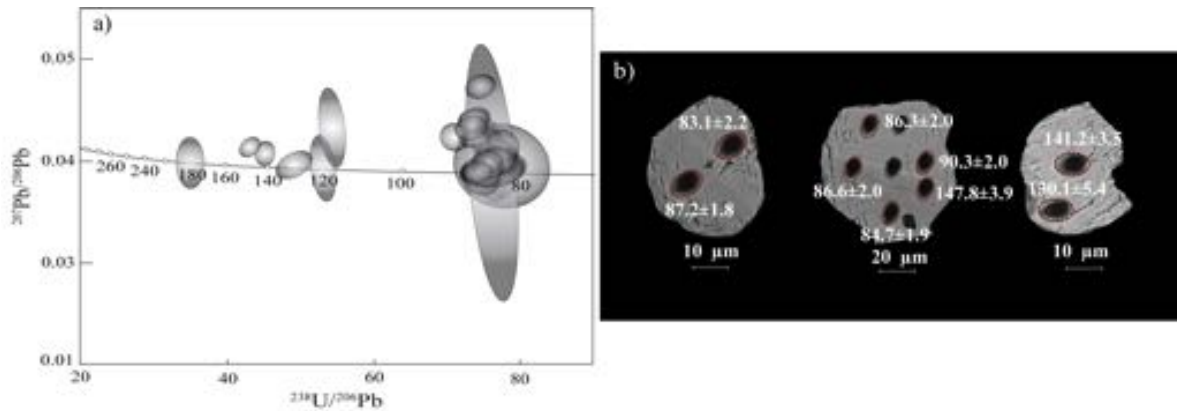


Figura 41. Edades U-Pb en monacitas de la muestra PVF-1708. a) Diagrama Tera-Wasserburg en el que se representan las edades U-Pb en cristales de monacita. b) Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de monacitas en donde se aprecia la variación de edades en los cristales analizados.

Paragneis (PVF-1711)

Un total de 44 zircones fueron graficados y presentan edades que varían desde ~80-1100 Ma (Figura 42a). Se observan 3 poblaciones de zircones; la primera con un rango de ~900-1300 Ma, la segunda población de ~380-600 Ma y la tercera con ~180-280 Ma, siendo este último pico de edad el que representa la edad máxima de depósito (Figura 42a). El análisis de REE de los zircones presenta patrones ligeramente más homogéneos que las muestras anteriores (PVF-1705 y PVF-1708). Sin embargo, se puede observar que en algunos zircones la anomalía de Eu es menos evidente, teniendo valores de Eu/Eu^* que van de 0.00 a 0.87 (Figura 42b). Los valores anteriores son muy semejantes a los de la muestra PVF-1705.

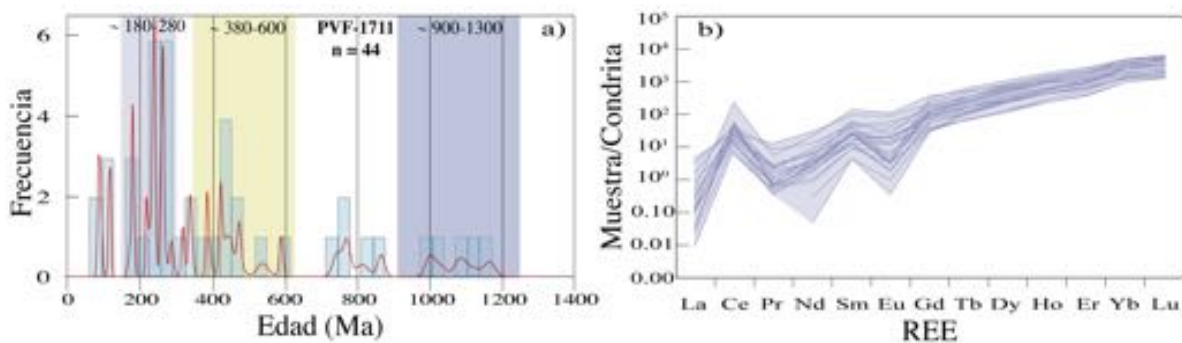


Figura 42. Diagramas de frecuencia y REE para zircones de la muestra PVF-1711. a) Diagramas de frecuencia con los principales picos de edades, siendo el más abundante el rango de ~180-280 Ma. b) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zircones donde se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu respectivamente.

Ortogneis de Anfíbol (PVF-1715A)

Se analizaron 10 zircones arrojando edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que son divididos en dos grupos: uno con edades que van de 143-129 Ma y el segundo con 121-112 Ma (Figura 43a). En el diagrama TuffZirc, el primer grupo tiene un promedio de 136.3 ± 5.7 Ma y el segundo grupo de 112.4 ± 6.3 (Figura 43b). Por otro lado, al analizar los patrones de REE de los zircones se presentan un enriquecimiento de HREE con respecto a LREE y una anomalía positiva de Ce. Sin embargo, en algunos zircones la anomalía negativa de Eu es casi imperceptible (Figura 43c) ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.11-1.19$) (Tabla S3 y Figura 43c). Los valores de la relación Th/U presenta un rango que va de 0.08-2.26 (Tabla S1).

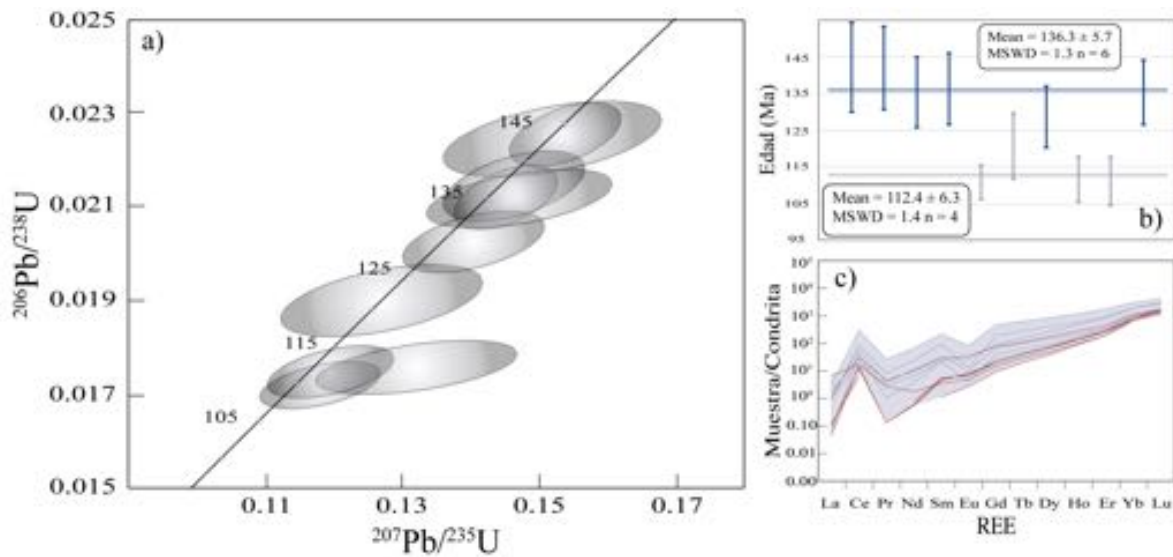


Figura 43. Resultados de los análisis U-Pb de zircones en la muestra PVF-1715A. a) Diagrama de Concordia (Wetherill) para las relaciones isotópicas de U-Pb. b) Mediana ponderada para los 10 zircones analizados. c) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zircones donde se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu respectivamente. Líneas rojas representan zircones con bajas anomalías negativas de Eu.

Anfibolita (PVF-1715D)

El análisis de 13 zircones, los cuales presentan valores de discordancia de hasta el 11.9% (Tabla S1; Figura 44a). Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) revelan zonas con alto contenido de U (zonas oscuras) y la ausencia de posibles núcleos heredados (Figura 44a). Con base en la media ponderada se puede obtener una edad promedio resultando en 135.6 ± 1.6 Ma y otra menor con 120 ± 3.1 Ma (Figura 44b). Con base en el análisis de los patrones de REE de los zircones se puede definir que se presenta un empobrecimiento de los

LREE con respecto a los HREE, con una anomalía positiva de Ce y anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.11-0.74$) (Figura 44c). El rango de la relación Th/U es de 0.16-2.46 (Tabla S1).

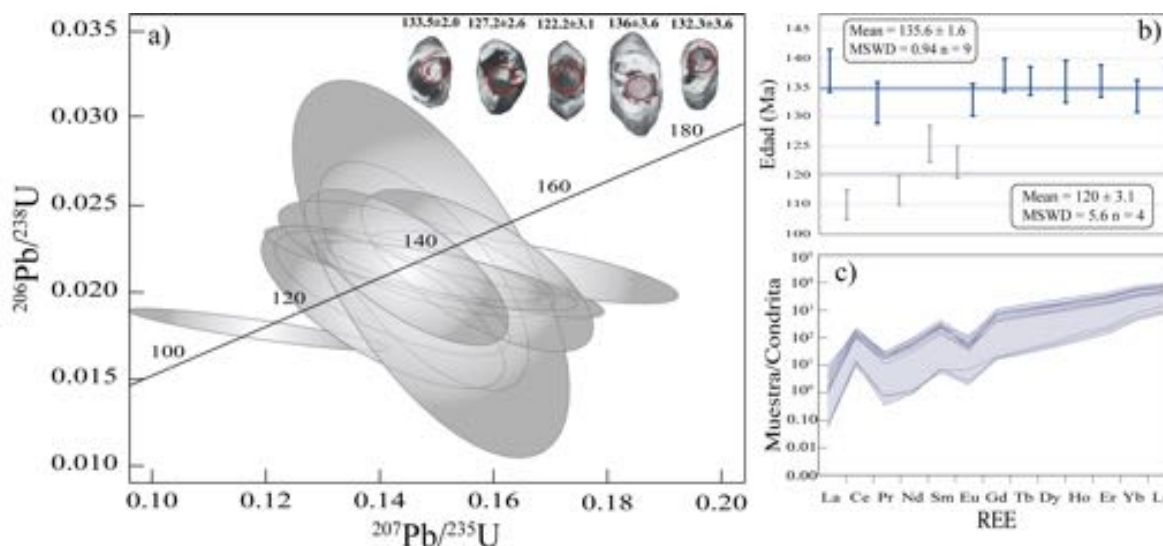


Figura 44. Resultados de los análisis U-Pb de zircons de la muestra PVF-1715D. a) Diagrama de Concordia (Wetherill) para las relaciones isotópicas de U-Pb ilustra todos los zircons analizados en la muestra PVF-1715D. Imágenes de catodoluminiscencia evidencian altos contenidos de U y la ausencia de núcleos heredados; Las edades mostradas son en Ma. b) Mediana ponderada para los 13 zircons analizados. c) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zircons. Se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu respectivamente.

Ortogneis de Biotita (PVF-1717)

Los 24 zircons analizados presentan un rango de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 145-175 Ma (Figura 45a). Las imágenes de CL revelan zonas con alto contenido U evidenciadas como zonas oscuras, no hay evidencia de núcleos heredados y los patrones de zonamiento no son oscilatorios (Figura 45a). Con el cálculo de la media ponderada se pueden obtener dos edades; la primera de 165.5 ± 0.9 Ma y la segunda en 150.5 ± 0.9 (Figura 45b). Los patrones de REE son homogéneos para casi todos los zircons analizados, excepto por 4 zircons que no presentan anomalía positiva de Ce, además, se aprecia un enriquecimiento de HREE con respecto a LREE, una anomalía positiva de Ce para los zircons restantes y una anomalía negativa para todos los zircons de Eu ($Eu/Eu^* = 0.06-0.35$) (Figura 45c). El intervalo de los valores de la relación Th/U es entre 0.10 y 0.74 (Tabla S1).

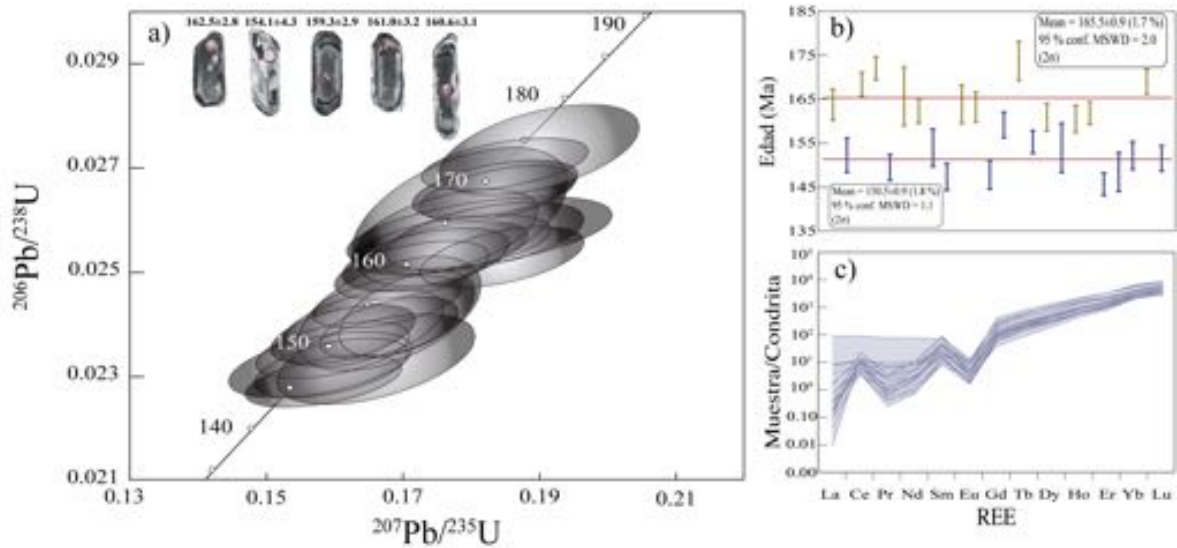


Figura 45. Resultados de los análisis U-Pb en zircones de la muestra PVF-1717. a) Diagrama de Concordia (Wetherill) para las relaciones isotópicas de U-Pb. Imágenes de catodoluminiscencia evidencian altos contenidos de U y la ausencia de núcleos heredados con patrones de zonamiento complejos; Las edades mostradas son en Ma. b) Mediana ponderada para los 24 zircones analizados. c) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zircones. Se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu, respectivamente.

Ortogneis de Biotita (PV-1306)

De un total de 60 zircones con valores de discordancia menores al 6%, se obtuvo un rango de edad de 150-175 Ma (Figura 46a). Las imágenes de catodoluminiscencia revelan la ausencia de núcleos heredados, pero se puede apreciar que los núcleos de los zircones presentan por lo regular edades más añejas y hacia los bordes de los cristales las edades son más jóvenes (Figura 46a.)

La media ponderada define una edad de 164.79 ± 0.46 Ma (Figura 46b). Por otra parte, los patrones de REE muestran, en general, un enriquecimiento de HREE con respecto a LREE con anomalías positivas de Ce, sin embargo, en algunos de los zircones esta anomalía no es evidente (Figura 46c). La anomalía negativa de Eu está presente en todos los zircones ($Eu/Eu^* = 0.05-0.42$) (Figura 46c). Finalmente, el rango de la relación Th/U es igual a 0.01-1.10 (Tabla S1).

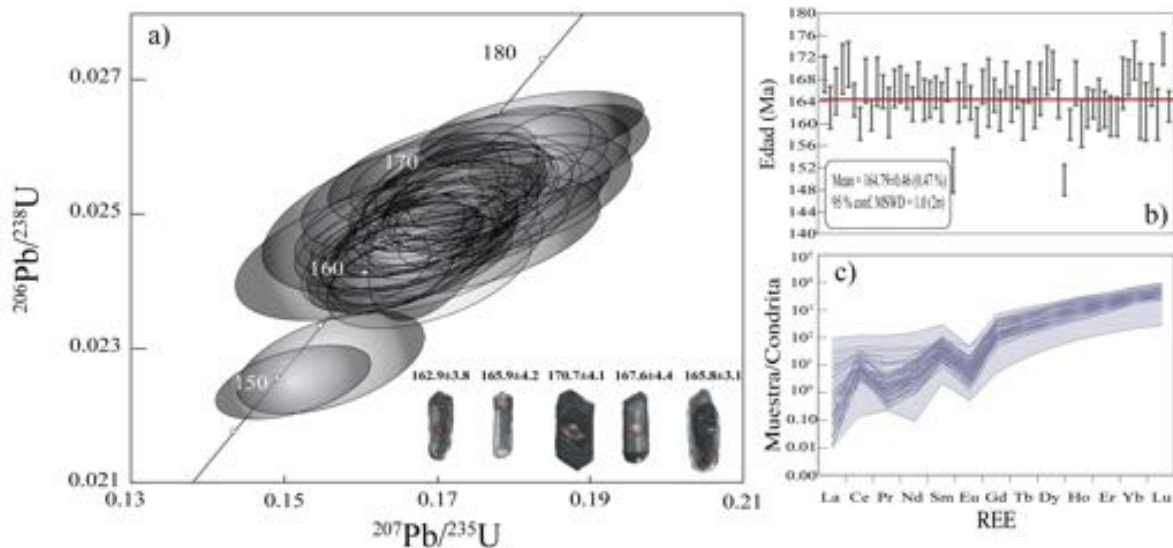


Figura 46. Resultados de los análisis U-Pb en zirrones de la muestra PV-1306. a) Diagrama de Concordia (Wetherill) para las relaciones isotópicas de U-Pb. Imágenes de CL donde se aprecia la ausencia de núcleos heredados y edades más jóvenes hacia las periferias de los zirrones. Las edades mostradas son en Ma. b) Mediana ponderada para los 60 zirrones analizados. c) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zirrones. Se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu respectivamente.

Granodiorita (PVF-1723A)

Un total de 30 zirrones analizados con valores de discordancia menores al 10%, dan como resultado edades con un rango de 80-90 Ma (Figura 47a). En las imágenes de catodoluminiscencia se revela que no hay la existencia de núcleos heredados, sin embargo, se puede apreciar que los centros de los zirrones representan edades más antiguas que en los bordes de los zirrones en al menos por 3 Ma. (Figura 47a).

El promedio ponderado da como resultado una edad de 83.02 ± 0.33 Ma, lo cual representa la edad de cristalización de esta muestra (Figura 47b). Los patrones de REE revelan un enriquecimiento de HREE con respecto a LREE con una típica anomalía positiva de Ce y anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.09-0.85$) (Figura 47c). Sin embargo, en algunos zirrones la presencia de una anomalía positiva de Ce no es evidente (Figura 47c). Los valores Th/U tienen un rango que va de 0.26 a 1.19 (Tabla S1).

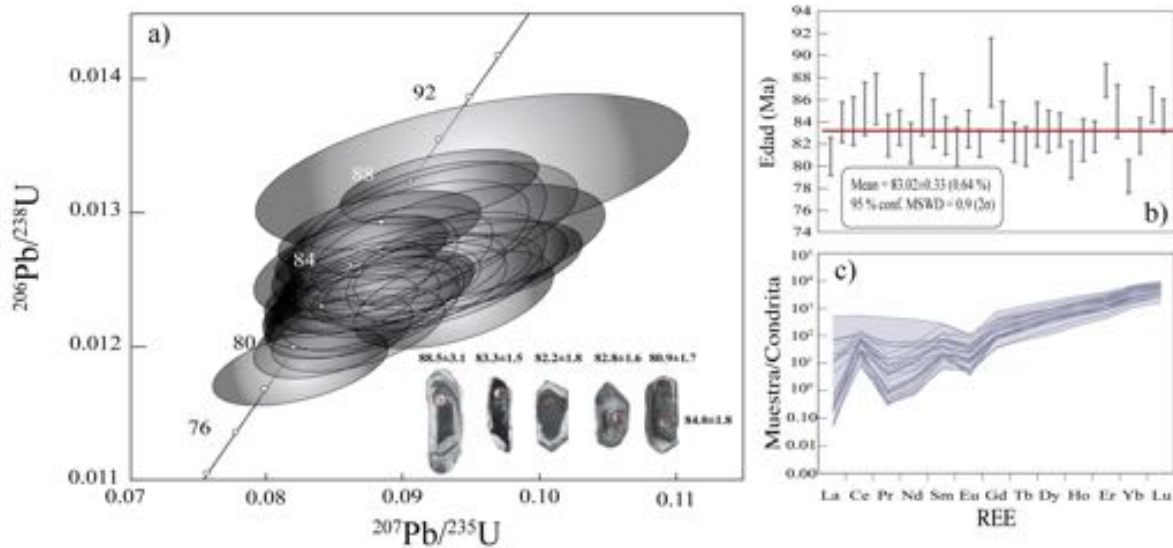


Figura 47. Resultados de los análisis U-Pb de zirrones de la muestra PVF-1723A. a) Diagrama de Concordia (Wetherill) para las relaciones isotópicas de U-Pb. Imágenes de CL donde se aprecia la ausencia de núcleos heredados y edades más jóvenes hacia las periferias de los zirrones. Las edades mostradas son en Ma. b) Mediana ponderada para los 30 zirrones analizados. c) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zirrones. Se observa una anomalía positiva y negativa para Ce y Eu respectivamente.

Tonalita (PVF-1723B)

Se analizaron un total de 22 zirrones con una discordancia menor al 10%, dando un rango de edad que va de 79-90 Ma (Figura 48a). Las imágenes de catodoluminiscencia muestran que no existen núcleos heredados en los zirrones, pero se puede apreciar que en ciertos zirrones las edades de sus núcleos son ligeramente más longevos que en los bordes de los cristales (Figura 48a).

Por otra parte, la media ponderada permite constreñir una edad de 83.21 ± 0.44 Ma (Figura 48b). Mientras que los patrones de REE indican un enriquecimiento de HREE con respecto a LREE, con una típica anomalía positiva de Ce presente en todos los zirrones. Sin embargo, es característico de esta población de zirrones en no tener una evidente anomalía de Eu o ser muy ligera ($Eu/Eu^* = 0.71-1.14$) (Figura 48c). Finalmente, el rango de la relación Th/U en este grupo de zirrones varía de un valor igual a 0.71 hasta 1.14 (Tabla S1).

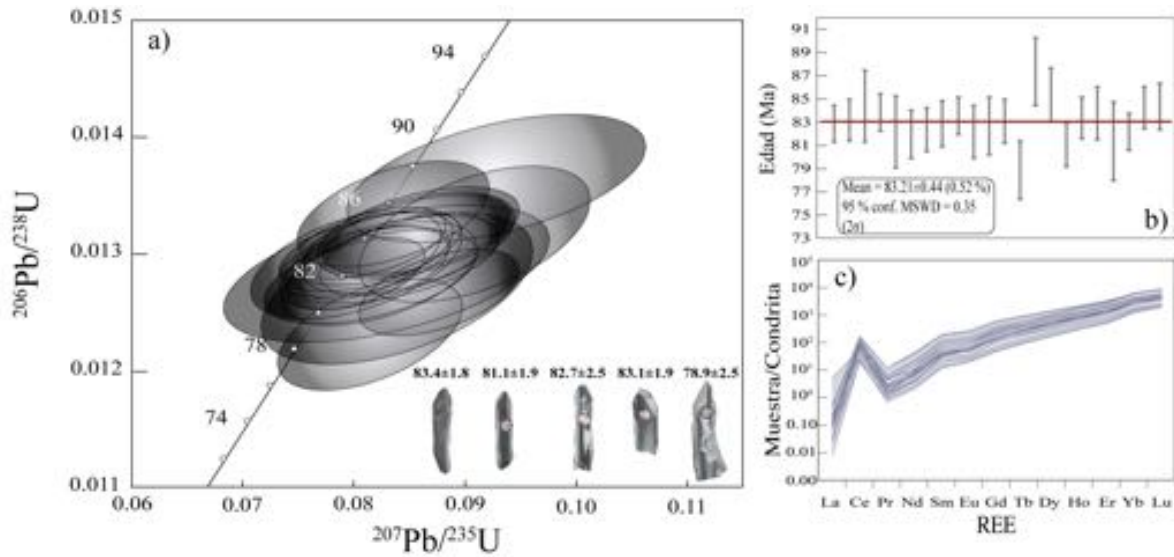


Figura 48. Resultados de los análisis U-Pb en zircones de la muestra PVF-1723B a) Diagrama de Concordia (Wetherill) para las relaciones isotópicas de U-Pb. Imágenes de CL donde se aprecia la ausencia de núcleos heredados y edades más jóvenes hacia las periferias de los zircones. Las edades mostradas son en Ma. b) Media ponderada para los 22 zircones analizados. c) Diagrama de REE normalizados con base en la condrita de Sun y McDonough (1989) aplicado a zircones Se observa una anomalía positiva de Ce pero no es evidente la anomalía típica de Eu.

Rb-Sr en Micas

En el siguiente apartado se reportan los datos de edades obtenidas por el método Rb-Sr en micas-roca total de 4 paragneises (PVF-1705, PVF-1708, PVF-1711, PVF-1712) del CMCY. Estos fechamientos se llevaron a cabo con el objetivo de poder identificar eventos tectono-térmicos que se hayan registrado posteriormente al evento metamórfico del CMCY o posterior al evento de emplazamiento del Batolito de Puerto Vallarta. Los datos de isotópicos de roca total de las muestras utilizadas para los fechamientos (PVF-1705, PVF-1708, PVF-1711, PVF-1712) pueden ser consultados en el apartado de geoquímica isotópica en la Tabla 6.

Las micas oscuras de la muestra PVF-1705 tienen una concentración de Rb 398.89 ppm y Sr 11.65 ppm obtenidos mediante dilución isotópica (D.I.) (Tabla 7). La relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es igual a 100.051 y la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da un valor de 0.809601 ± 37 (Tabla 7). La isócrona para biotita y roca entera de la muestra PVF-1705 permite calcular una edad de 63.3 ± 1.3 Ma, con un valor inicial de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71969$ (Figura 49a).

Para la muestra PVF-1708 las concentraciones de Rb y Sr en las micas oscuras son igual a 405.58 y 7.05 ppm, respectivamente (Tabla 7). Esta muestra tiene una relación

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 168.793$, mientras que la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presenta un valor igual a 0.842945 ± 34 (Tabla 7). Se puede calcular una edad biotita-roca entera de 51 ± 1.0 Ma, con un valor inicial de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0.72105 (Figura 49b).

Tabla 7. Composiciones isotópicas de Rb y Sr para micas de paragneises del CMCY.

Muestra	Tipo	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	Concentración (D.I.)	
							ppm Rb	ppm Sr
PVF-1705	Biotita	100.05	0.809601	37	5	57	398.89	11.65
PVF-1708	Biotita	168.79	0.842985	34	4	58	405.58	7.05
PVF-1711	Biotita	71.71	0.787573	29	4	56	344.65	14.02
PVF-1712	Biotita	288.47	1.062576	31	4	57	359.31	3.73

Valor del laboratorio del estándar NBS987: $0.710252 \pm 13^*$ n = 74. *) En las dos últimas cifras; n = número de relaciones medidas por corrida; 1 sd = 1 desviación estándar; 1 SE(M) = 1sd/raiz n.

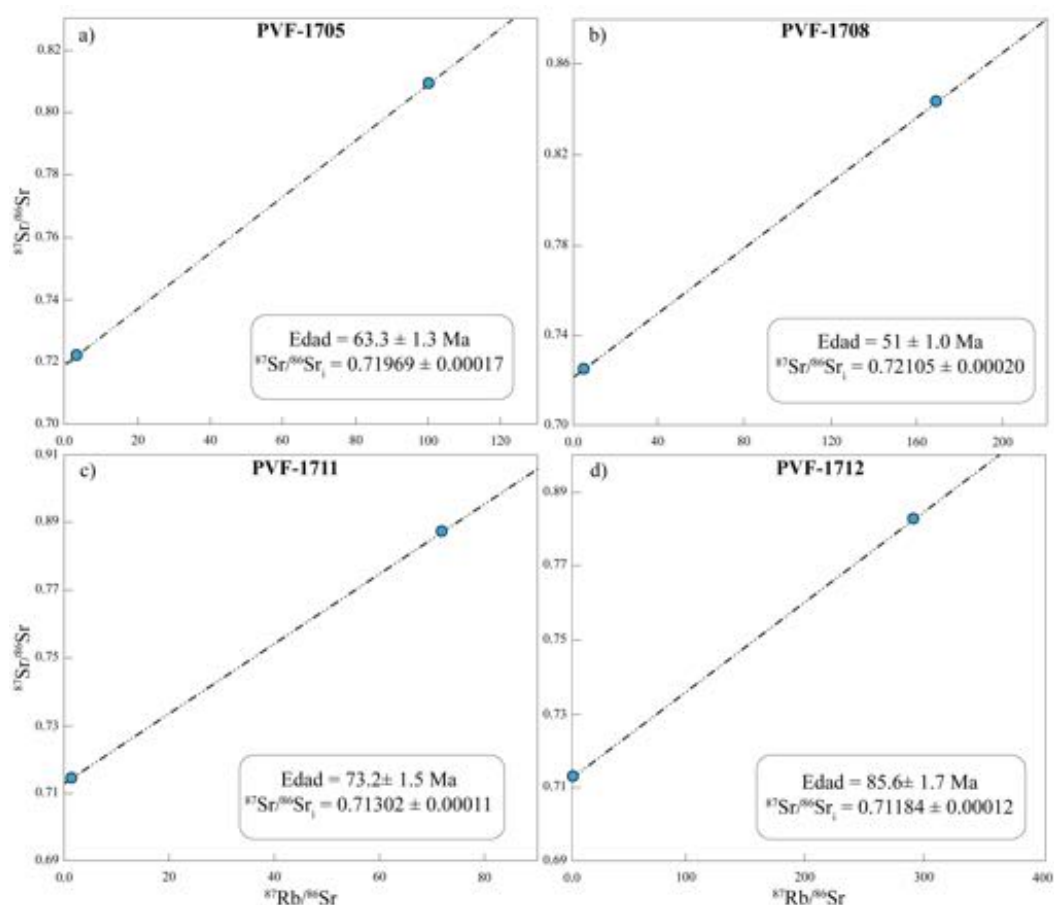


Figura 49. Diagramas de isócronas Rb-Sr en micas y sus rocas enteras para cuatro paragneises del Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa. Los errores 1σ son más pequeños que las representaciones gráficas presentadas. Los errores 1σ para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se presentan en la tablas 8 y 9 y el error relativo para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es del 2% (1σ).

Las micas oscuras de la muestra PVF-1711 tienen concentraciones de Rb y Sr de 344.65 ppm y 14.02 ppm, respectivamente (Tabla 7). El valor de la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es igual a 71.707 mientras que la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tiene un valor de 0.797573 ± 29 (Tabla 7). Por lo tanto, la edad que presenta la muestra PVF-1711 es igual a 73.2 ± 1.5 Ma, con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.71302 (Figura 49c).

Las micas de la muestra PVF-1712 tienen una concentración de Rb de 359.31 ppm y una concentración de Sr de 3.73 ppm (Tabla 7). La relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es de 288.473 y la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es 1.062576 ± 31 (Tabla 7). Por lo cual, la edad mica-roca entera de la muestra PVF-1712 es igual a 85.6 ± 1.7 Ma, con un valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0.71184 (Figura 49d).

Termobarometría

Termobarometría Convencional en Orto-Derivados

Para conocer las condiciones termodinámicas de equilibrio en las que se desarrollaron las rocas metamórficas con protolito ígneo, se emplearon cálculos con base en la termobarometría convencional utilizando el termómetro anfíbol-plagioclasa de Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994) y el barómetro cuarzo-anfíbol-plagioclasa de Bahdra y Bhattacharya (2007). Por ende, las rocas analizadas presentan una paragénesis adecuada para llevar a cabo esta técnica, y por ello, se utilizaron una anfíbolita con clave PVF-1703 y un ortogneis de anfíbol con clave PVF-1715A. Las características petrográficas y químicas pueden consultarse en las tablas 1 y 4.

Anfíbolita (PVF-1703)

Para la muestra PVF-1703 se llevaron a cabo 13 cálculos con el termómetro anfíbol-plagioclasa y el barómetro plagioclasa-anfíbol-cuarzo (círculos verdes en Figura 50a). Se puede observar en la figura 50a que los valores para la temperatura presentan una dispersión con un valor mínimo igual a 548.55 °C y un valor máximo igual a 611.25 °C (Tabla 8).

Por lo cual, el valor promedio de temperatura es igual a 586.6±21 °C (círculo rojo en Figura 50a). La dispersión de la presión es mucho mayor y más evidente y los cálculos dan un valor mínimo de presión igual a 6.94 kbar y un valor máximo igual a 8.82 kbar (Tabla 8). Por tal motivo, el promedio calculado es igual a 8.0±0.6 kbar (círculo rojo en Figura 50a).

Ortogneis de Anfíbol (PVF-1715A)

Para el cálculo de P-T de la muestras PVF-1715A se realizaron un total de 16 cálculos con el termómetro anfíbol-plagioclasa y el barómetro plagioclasa-anfíbol-cuarzo (círculos verdes en Figura 50b). En la figura 50b se muestra que los rangos calculados para la temperatura muestran una baja dispersión con un valor mínimo igual a 603.91 °C y un valor máximo igual a 640.05 °C (Tabla 8).

Así, el promedio de temperatura es 620.40±11 °C (círculo rojo en Figura 50b). La dispersión de la presión es baja presentando un valor mínimo de 3.44 kbar y un valor máximo igual a 5.9 kbar (Tabla 8). Por lo cual, la presión promedio calculada presenta un valor de 4.34±0.5 kbar (círculo rojo en Figura 50b).

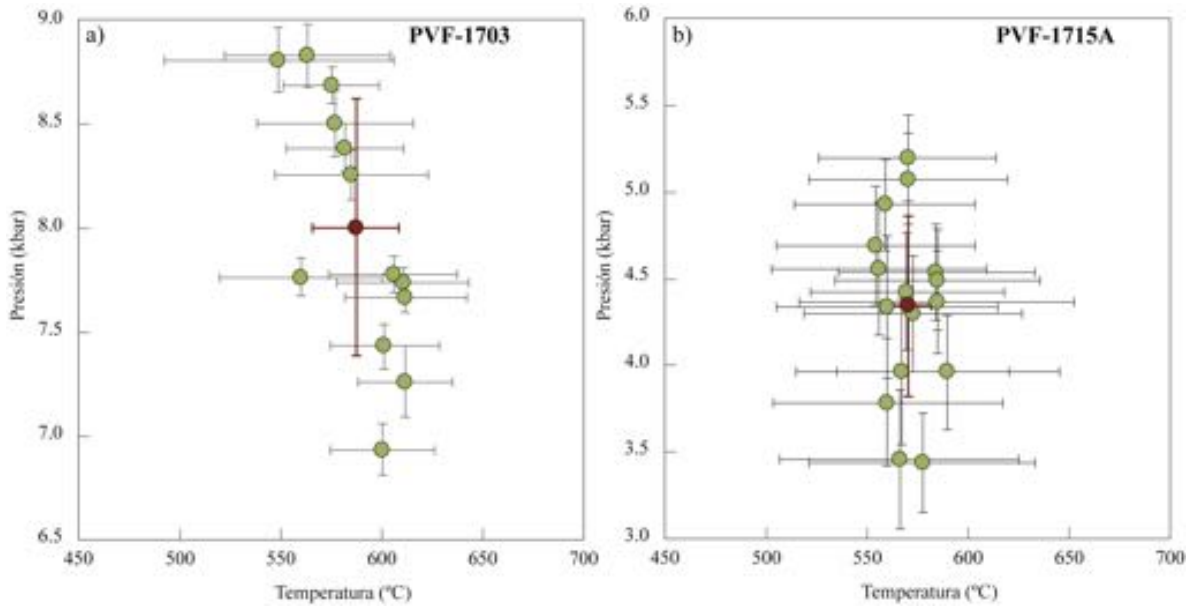


Figura 50. Diagramas de presión y temperatura. a) Valores de P-T para la anfibolita PVF-1703. b) Valores de P-T para el ortogneis de anfíbol PVF-1715A. Los círculos muestran los diferentes resultados obtenidos mediante la termobarometría convencional además de mostrar sus errores estándar. Los círculos rojos representan la presión y temperatura promedio mostrando sus errores estándar.

Tabla 8. Valores termobarométricos representativos en orto-derivados del CMYC.

Muestra	PVF-1703					PVF-1715A				
	n	Promedio (kbar)	D.S.	Min	Max	n	Promedio (kbar)	D.S.	Min	Max
Pl-Hbl (Barómetro)	13	8.00	1	6.94	8.82	16	4.34	0.5	3.44	5.19
Pl-Hbl (Termómetro)	13	586.64	21	548.55	611.25	16	620.40	11	603.91	640.05

Barómetro plagioclasa-anfíbol-cuarzo (Bahdra y Bhattacharya, 2007). Termómetro plagioclasa-anfíbol (Blundy y Holland, 1990; Holland y Blundy, 1994). D.S. = Desviación estándar.

Termobarometría Convencional en Granitoides

Para elucidar las condiciones termobarométricas de cristalización de los granitoides se empleó el termómetro convencional anfíbol-plagioclasa de Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994) y el barómetro aluminio en hornblenda de Mutch *et al.* (2016). Adicionalmente, se utilizó el termómetro titanio en zircón de Watson *et al.* (2006). La granodiorita con clave PVF-1723A y la tonalita PVF-1723B fueron seleccionadas debido a

que su paragénesis es óptima (ausencia de texturas de disequilibrio en los pares analizados) para utilizar los termobarómetros mencionados anteriormente. Las características petrográficas y químicas pueden consultarse en las tablas 1 y 4.

Granodiorita (PVF-1723A)

Un total de 9 cálculos se obtuvieron mediante el termómetro convencional anfíbol-plagioclasa dando un rango de temperatura que va de 689.77 a 739.62 °C (Tabla 9 y círculos azules en Figura 51a) con un promedio de 705.36 ± 15 °C (círculo rojo en Figura 51a). Para el cálculo de la presión se obtuvieron 9 datos del barómetro aluminio en hornblenda, con una presión mínima de 4.45 kbar y un valor máximo de 5.5 kbar (Tabla 9).

El promedio total de presión es 4.37 ± 0.7 kbar (círculo rojo en Figura 51a). Por otro lado, un total de 28 análisis en zircón dieron concentraciones de Ti entre 1.3 y 14.4 ppm con un promedio de 4.09 ± 2.9 ppm (Tabla 9). Los resultados dan un valor mínimo de temperatura igual a 589.14 y un valor máximo de 773.63 °C (Tabla 9). El valor promedio de las temperatura es de 656.9 ± 43 °C (Figura 51b).

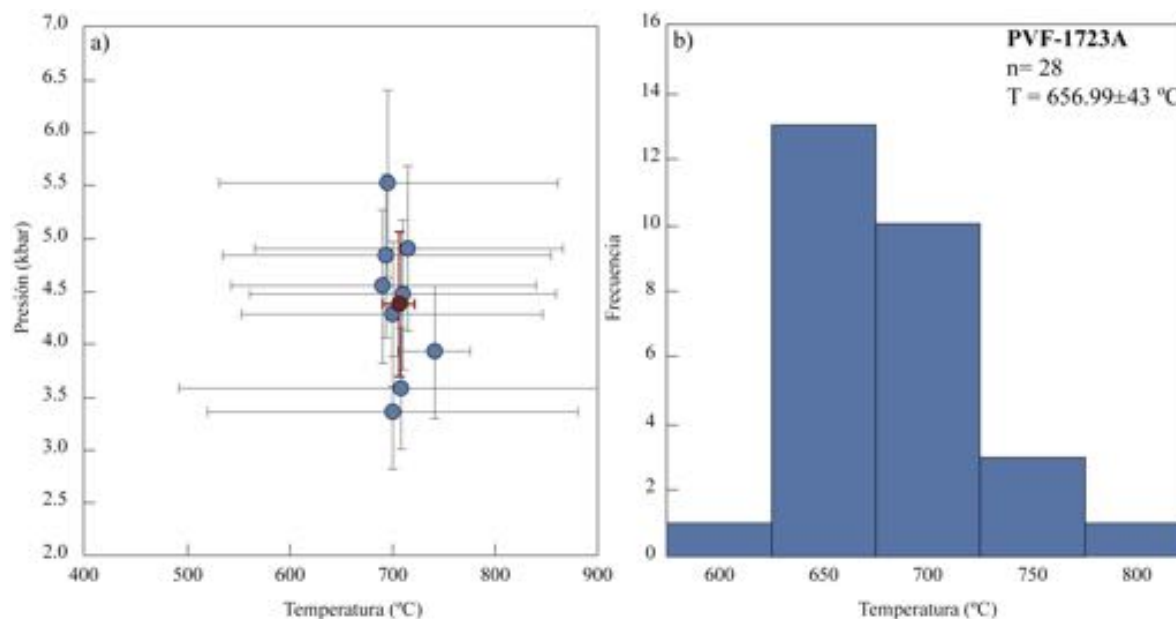


Figura 51. Granodiorita PVF-1723A. a) Diagramas de presión y temperatura mostrando los cálculos obtenidos de la muestra PVF-1723A. Los círculos azules muestran los resultados individuales obtenidos mediante la termobarometría convencional además de mostrar sus errores estándar. El círculo rojo representa la presión y temperatura promedio mostrando sus errores estándar. b) Histograma para las temperaturas calculadas con el termómetro Ti en zircón de Watson et al. (2006).

Tonalita (PVF-1723B)

Los resultados de P-T de la muestra PVF-1723B se obtuvieron a partir de 17 cálculos mediante el termómetro convencional anfíbol-plagioclasa el cual da un rango de temperatura de 558.77 a 629.82 °C (Tabla 9 y círculos verdes en Figura 52a). Por ende, se obtuvo un valor promedio de temperatura de 596.35 ± 18 °C (círculo rojo en Figura 52a). El cálculo de la presión a partir de 17 cálculos mediante el barómetro aluminio en hornblenda da un rango que va de 3.89 a 5.90 kbar (Tabla 9 y círculos verdes en Figura 52a).

De estos valores se obtiene un valor promedio de presión con 4.5 ± 0.6 kbar (círculo rojo en Figura 52a). Por otro lado, un total de 22 análisis en zircón fueron utilizados, de los cuales se presenta un rango del contenido de Ti que va de 0.3 a 9.6 ppm, con un promedio igual a 4.74 ± 2.2 ppm (Tabla 9). Así, el cálculo del valor mínimo de temperatura es de 505.47 °C y el valor máximo es de 737.18 °C (Tabla 9). Un promedio de temperatura obtenida de 670.10 ± 47 °C (Figura 52b).

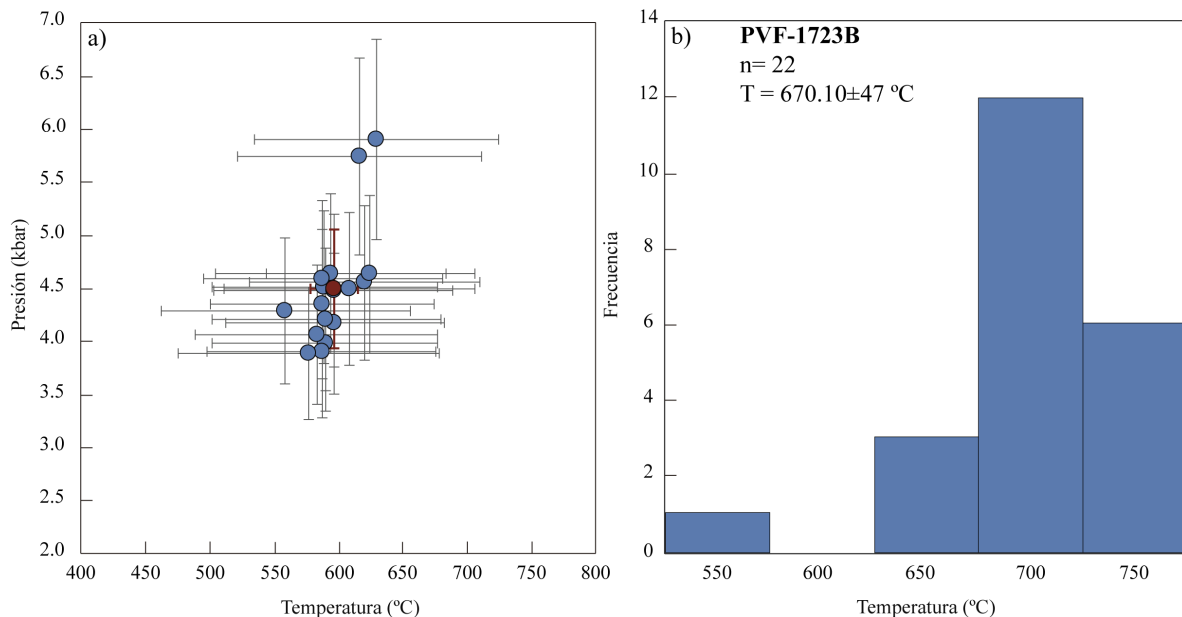


Figura 52. Tonalita PVF-1723B. a) Diagramas de presión y temperatura mostrando los cálculos obtenidos de la muestra PVF-1723B. Los círculos azules muestran los resultados individuales obtenidos mediante la termobarometría convencional, además de mostrar sus errores estándar. El círculo rojo representa la presión y temperatura promedio mostrando sus errores estándar. b) Histograma para las temperaturas calculadas con el termómetro Ti en zircón de Watson et al. (2006).

Tabla 9. Valores termobarométricos representativos en granitoides del BPV.

Muestra	PVF-1723A					PVF-1723B				
	n	Promedio	D.S.	Min	Max	n	Promedio	D.S.	Min	Max
Al en hornblenda (Barómetro; kbar)	9	4.37	1	4.45	5.50	17	4.50	0.6	3.89	5.90
Pl-Hbl (Termómetro; °C)	9	705.36	15	689.77	739.62	17	596.35	18	558.77	629.82
Ti en zircón (ppm)	28	4.09	3	1.3	14.4	22	4.74	2	0.30	9.6
Ti en zircón (Termómetro; °C)	28	656.99	43	589.14	773.63	22	670.10	47	505.47	737.18

Barómetro Al en hornblenda (Mutch et al., 2016). Termómetro plagioclasa-anfibol (Blundy y Holland, 1990; Holland y Blundy, 1994). Termómetro Ti en zircón (Watson et al., 2006).

Modelado de Fases en Equilibrio

Con el objetivo de elucidar las condiciones del metamorfismo en las rocas del CMCY, se realizaron 2 modelados de diagramas de fases en equilibrio (pseudosecciones) para la muestra PVF-1705 (paragneis) y PVF-1708 (paragneis). Los resultados se muestran a continuación.

Paragneis de silimanita (PVF-1705)

El modelado de fases en equilibrio se realizó en un rango de 2-10 kbar y 500-800 °C (Figura 53a). La paragénesis observada mediante el estudio petrográfico (ver Petrografía) consta de $bt + pl + sill + qz \pm grt \pm ilm \pm liq$, se observa en un campo de equilibrio en las condiciones de ~5-8 kbar y ~680-800 °C (Figura 53a). Además, se puede observar que el inicio del proceso de fusión parcial empieza aproximadamente a los 650 °C (Figura 53a). Para llegar a inferir las condiciones de equilibrio que se presentan en la muestra, se utilizan las intersecciones de isopleas de composición de los componentes en los bordes de granate y el geotermómetro de Ti en biotita de Henry et al. (2005) (Figura 53b).

Así, la intersección de las isopleas de granate (py y sps) y el geotermómetro se genera en el campo de la paragénesis de $bt + pl + sill + qz \pm grt \pm ilm \pm liq$ (Figura 53b). El cruce de la isopleas y el geotermómetro generan un campo el cual representaría las condiciones de equilibrio a las cuales se encuentra el paragneis con ~6-7.5 kbar y ~680-710°C (Figura 53b).

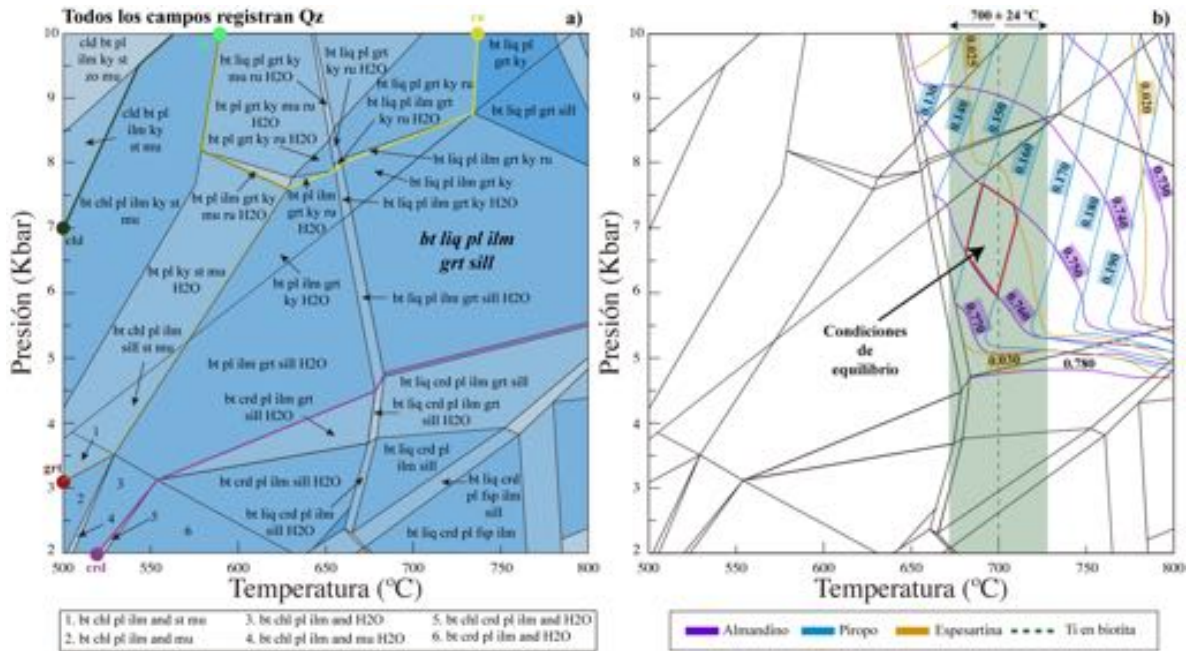


Figura 53. Paragneis PVF-1705. a) Diagrama de fases en equilibrio. La paragénesis observada en la muestra está indicada con letras en negritas. b) Condiciones de equilibrio obtenidas utilizando isopletas de composición de granate y Ti en biotita. El área delimitada en color rojo indica las condiciones de equilibrio alcanzadas en la paragneis. El área en color verde representan los errores del termómetro Ti en biotita en ± 24 °C.

Paragneis de silimanita (PVF-1708)

El modelado de fases en equilibrio fue realizado de 2 a 10 kbar y 500-800 °C (Figura 54a). Con base en observaciones petrográficas la paragénesis mineral en equilibrio, que consta de $bt + sill + pl + qz \pm grt \pm ilm \pm liq$, se predice en el modelo en un campo que está delimitado por las siguientes condiciones: $\sim 5-8.5$ kbar y $\sim 670-800$ °C $\sim 6-7.5$ (Figura 54a). El proceso de fusión parcial comienza a partir de los 650 °C (Figura 54a).

Las condiciones de equilibrio presentes en esta roca generadas a partir de la intersección de isopletas de granate y el geotermómetro de Ti en biotita de Henry *et al.* (2005), se presentan en el campo de estabilidad de $bt + pl + sill + qz \pm grt \pm ilm \pm liq$ (Figura 54b). La intersección de las isopletas y el termómetro generan un área la cual está restringida en $\sim 6-7.5$ kbar y $\sim 707-730$ °C.

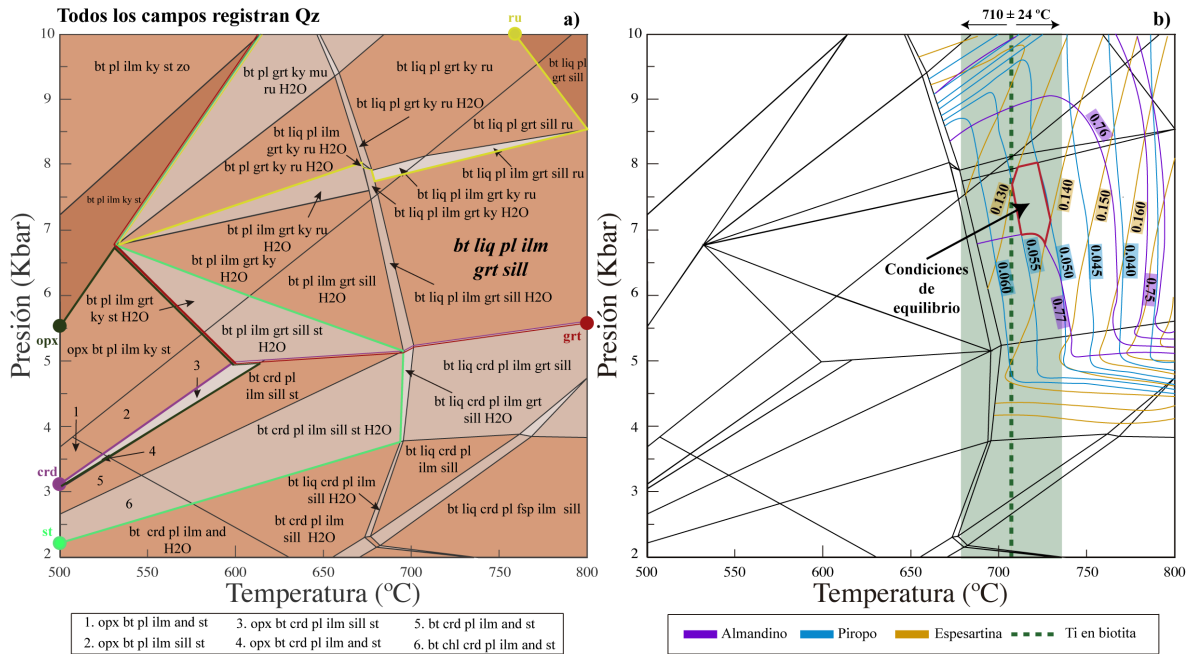


Figura 54. Paragneis PVF-1708. a) Diagrama de fases en equilibrio. La paragénesis observada en la muestra está indicada con letras en negritas. b) Condiciones de equilibrio obtenidas utilizando isopletas de composición de granate y Ti en biotita. El área delimitada en color rojo indica las condiciones de equilibrio alcanzadas en el paragneis. El área en color verde representan los errores del termómetro Ti en biotita en ± 24 °C.

Discusión de Resultados

Las rocas de la zona de estudio en la región Corrales-Chimo constituyen dos sucesiones estratigráficas totalmente diferentes tanto en su composición, edad y petrogénesis. La primera sucesión representa al Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa, que se encuentra constituida a partir de dos secuencias metamórficas de alto grado; la primera secuencia es conformada por una unidad metasedimentaria compuesta por rocas de paragneis de silimanita y/o granate, paragneis de biotita y lentes de calci-silicatos. La segunda secuencia es de un carácter metaígneo compuesta por ortogneises de biotita, anfibolitas y ortogneises de anfíbol. Las dos secuencias en conjunto presentan evidencias de un proceso de fusión parcial, el cual generó estructuras migmatíticas que son preservadas en las texturas de las rocas analizadas. Por otro lado, la segunda sucesión es representada por el Batolito de Puerto Vallarta conformado primordialmente por granitos, granodioritas y tonalitas, todo ellos sin evidencia de metamorfismo y/o deformación.

La naturaleza química y petrológica de los protolitos en el CMCY

Con base en las paragénesis minerales identificadas (Tabla 1) y datos de elementos mayores (Tabla 5), se pueden inferir los posibles protolitos de las litologías pertenecientes a las dos secuencias metamórficas: meta-sedimentaria y meta-ígnea. En primer lugar, la asociación mineral primordial de $bt + qz + pl \pm ms \pm crd \pm fsp$ en los paragneises de biotita en la unidad meta-sedimentaria indica, que el protolito contenía en su química de roca total una cantidad considerable de Fe, Al y Mg. Esta hipótesis se encuentra evidenciada por fases minerales en el paragneis, tales como; Bt, ms y crd, fases que en su composición química se caracterizan por altos contenidos de los elementos antes mencionados. Los datos de 2 muestras (PVF-1711 y PVF-1712) para elementos mayores graficados para esta unidad (Figura 33) sugieren que una roca pelítica es el mejor protolito a dar origen al paragneis de biotita.

En segundo lugar, el ensamble mineral de $bt + qz + pl + sil \pm grt \pm ms \pm fsp$ en los paragneises de silimanita indica un protolito con mayor contenido de Al con respecto a los paragneises de biotita. Esta interpretación se encuentra evidenciada por la presencia de porfidoblastos de silimanita y granate, fases que en su química presentan contenidos representativos de Al. Además, los datos de elementos mayores para 2 muestras (PVF-1705

y PVF-1708) (Figura 33), sugieren que una roca pelítica dio origen a los paragneises de silimanita.

Por último, la mineralogía en los calci-silicatos es $cal \pm di \pm pl \pm scp + ttn$ en donde la calcita es la fase con mayor volumen en la roca. Por ende, el posible protolito a dar origen al calci-silicato es una marga con cantidades variables de material detrítico arcilloso rico en Mg y Ti. Esta interpretación se encuentra sustentada por la presencia de fases silicatadas de Mg representada por la diópsida y fases silicatadas de Ti como lo es la titanita.

La paragénesis mineral compuesta por $pl + qz + fsp + bt$ en los ortogneises de biotita sugiere, que el protolito de esta litología sea de origen granítico. Una de las principales evidencias que favorecen esta hipótesis es el poco volumen de amp y la ausencia total de cpx y opx, lo cual evidenciaría un protolito de composición máfica. El conteo de puntos y el análisis de la norma CIPW (Figura 20a, b), sugieren que una granodiorita es el precursor de esta unidad. Finalmente, los patrones químicos (traza y REE) de los ortogneises en la región Chimo-Yelapa, probablemente se generan en un ambiente tectónico de subducción, en donde el magma que da origen al protolito del ortogneis PVF-1717 registro un proceso de fraccionamiento de plagioclasa (Figuras 34b y 35b).

La paragénesis $pl + amp \pm qz \pm ttn \pm fsp$ presente el ortogneis de anfíbol da paso a interpretar que el posible protolito es de origen granítico. Una de las principales razones que evidencian esta interpretación es la ocurrencia de pl junto con fsp, fases que se encuentran texturalmente en equilibrio. La pl y fsp son generalmente típicas de rocas graníticas cuarzo-feldespáticas, por tal motivo, se descarta la posibilidad de un protolito de origen máfico. La abundancia de amp y la ausencia de minerales como opx y cpx respaldan esta teoría. Los diagramas de discriminación tectónica (Figura 36) indican que el ambiente tectónico que da origen a los protolitos de los ortogneises en la región Corrales se generó a partir de un arco volcánico continental. Los diagramas de discriminación tectónica para rocas básicas tienen una gran inconsistencia (Figura 37). Estos registran una gran variedad de ambientes tectónicos para una zona tan acotada, esto da paso a interpretar que durante el evento de metamorfismo se registró una movilización de los elementos traza, generando los patrones graficados en la figura 37. Por lo tanto, las evidencias del conteo de puntos y la norma CIPW (Figura 29a, b) sugieren fuertemente que el protolito de esta unidad sea una tonalita.

La asociación mineral de amp + pl ± cpx ± ttn ± ep ± bt ± qz que tiene la unidad anfibolítica, da indicios que el protolito que dio origen a esta unidad sea representado por basaltos/gabros. Esto puede ser sustentado por la ocurrencia de cpx y pl cálcica, fases que se asocian a rocas de composición máfica. Una de las características en esta litología es la ausencia de fsp junto con el poco volumen de qz, lo cual sugiere que el origen de las anfibolitas no se encuentre asociado a rocas tonalíticas. Los resultados del conteo de puntos (Figura 29a) sugieren que el precursor de esta litología sea de origen gabroico. Mientras que el patrón del comportamiento de las REE sugiere que el magma que da lugar a la muestra PVF-1709 sea de tipo E-MORB (Figura 35c y Figura 37a, b) (White, 2013). Se puede observar que la muestra PVF-1709 tienen anomalías positivas de Cs, Rb, U y Pb y una anomalía negativa de Eu (Figura 34c). Sugiriendo que estos patrones pueden ser el resultado de la interacción de sedimentos con el magma (White, 2013).

El comportamiento del análisis mineralógico modal, de los parámetros MALI, índice de saturación de aluminio y contenido de FeOt sugiere que las rocas del BPV pertenecen a los granitoides de tipo cordillerano (Tipo I) (Figuras 30, 31 y 32). Además, los patrones de elementos traza en los granitoides del BPV muestran anomalías negativas en Nb y Ta a excepción de la muestra PVF-1721A, junto con una anomalía positiva de Rb, Pb, (Figura 34d), lo cual sugiere que los magmas que dan origen a los granitoides se asocien a un proceso de subducción (White, 2013). En general, el enriquecimiento de los elementos LILE con respecto a los HFSE (Figura 34d), significa una contribución de fluidos como consecuencia de la deshidratación de sedimentos en la cuña del manto (White, 2013).

El diagrama de REE revela una muy ligera o nula anomalía de Eu (con excepción de la muestra PVF-1721A), lo cual podría sugerir que el fraccionamiento de plagioclasa en las fuentes fue probablemente con muy bajos porcentajes de fraccionamiento o prácticamente nulos (Figura 35d) (Winter, 2001). Los diagramas de discriminación tectónica indican, por lo tanto, un ambiente tectónico de arco volcánico continental para los granitoides del BPV (Figuras 36 y 37). Así, el origen de estas rocas tendría lugar a partir de magmas magnésicos de tipo calco-alcalino con un carácter metaluminoso.

Condiciones del Proceso Metamórfico

Unidad Metasedimentaria

Los resultados obtenidos a partir del modelado de fases en equilibrio de los dos paragneises de silimanita con granate sugieren, que esta unidad evolucionó a lo largo de un metamorfismo tipo barroviano en una ruta en sentido horario (Figura 53 y Figura 54). Tal como sugiere el modelo obtenido para las muestras PVF-1705 y PVF-1708, el campo de estabilidad de la asociación $bt + pl + ky + grt + ilm + H_2O$ representaría el ensamble mineral del pico máximo de presión alcanzado por la unidad metasedimentaria (Figuras 53 y Figura 54). Con base en las evidencias petrográficas se pudieron identificar pequeños relictos de ky (Figura 18d), lo cual sugiere que estos relictos represen el pico máximo de presión (Figura 53 y Figura 54). Con base en lo anterior, el pico máximo de presión se puede constreñir en presiones intermedias. Una de las evidencias que sustentan esta interpretación, es la ausencia de rutilo en las dos muestras, lo cual tendría como principal consecuencia, el contextualizar a esta unidad en otras condiciones de equilibrio (altas presiones) (Hart et al., 2016). Por lo tanto, se sugiere que las condiciones máximas de presión se encuentren acotadas en $\sim 5-8$ kbar y $\sim 550-680$ °C, implicando profundidades máximas de $\sim 17-26$ km (Figura 54 y Figura 54).

Por otra parte, el bajo volumen de ky y los grandes volúmenes de porfidoblastos de sil genera la siguiente interrogante: ¿Los polimorfos de Al_2SiO_5 se forman a través de transformaciones polimórficas o mediante reacciones de transferencia neta? Carmichael, (1969) interpreta que la ausencia de reacciones texturales en los polimorfos de aluminio no puede ser utilizada como evidencia que refute las transiciones polimórficas. De modo que los polimorfos de Al_2SiO_5 no forzosamente nuclean a partir de otra, sin embargo, las transformaciones polimórficas de $ky = sil$ o $and = sil$ son las principales causantes de la primera aparición de sil (Whitney, 2002).

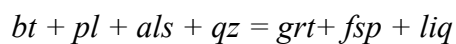
Con base en lo anterior, las evidencias texturales identificadas indican que la sil se formó a partir de ky , hipótesis que es sustentada a partir de observaciones petrográficas en donde la sil se encuentra mayormente asociada a texturas lepidoblásticas formadas por bt y en donde es posible observar los relictos de ky (Figura 18a, b). Por tal razón, se propone que en el caso de los paragneises en estudio, la generación de silimanita está marcada por la transformación polimórfica:

$$ky = sil$$

De particular importancia para ambas unidades es el granate, debido a que los modelados termodinámicos sugieren que esta fase puede crecer y evolucionar en ausencia de un fundido silicatado en las condiciones de ~3-10 kbar y ~500-680 °C para la muestra PVF-1705 (Figura 53) y ~5-10 kbar y ~530-680 °C para la muestra PVF-1708 (Figura 54). Ahora bien, el hecho que no se presenten inclusiones de fases como estaurolita o cianita en granate, restringen el mejor conocimiento de la evolución de las primeras etapas del crecimiento de esta fase a lo largo de la ruta metamórfica propuesta.

Por otra parte, como sugieren ambos modelos el inicio de la fusión parcial se encuentra señalado por la curva del solidus en aproximadamente 680 °C (Figura 54 y Figura 54). Las topologías de los modelados y las condiciones de P-T para la curva del solidus es similar al obtenido en paragneises de otras regiones del mundo (White et al., 2007; Kelsey et al., 2008; Yakymchuk y Brown, 2014; Yakymchuk et al., 2015; Regis et al., 2016). Por tal motivo, la comparación de los datos obtenidos y el de otros trabajos sugieren que el proceso de fusión parcial se inició a partir de ~680 °C. La fusión parcial en este tipo de litologías se caracteriza por la deshidratación de la biotita (Bucher y Grapes, 2011), que como principal consecuencia propicia generar volúmenes considerables de fundido (Yakymchuk y Brown, 2014).

De acuerdo con la ruta metamórfica propuesta para las rocas metasedimentarias del CMCY, la silimanita manifiesta el pico máximo de temperatura y representa el punto de partida de la retrogresión (Figura 54 y Figura 54). Las estructuras de fusión parcial observadas en campo, por ejemplo estructuras estromáticas, en parche, etc., que están presentes en la secuencia meta-sedimentaria (Figura 11a, c y Figura 12c), junto con el bajo volumen de muscovita en los paragneises de granate y/o silimanita, sugiere que el proceso de fusión parcial se lleva a cabo en el campo de estabilidad de la biotita (Bucher y Grapes, 2011). Por tal motivo, con base en las características texturales presentes en las rocas de la secuencia meta-sedimentaria, se sugiere que el proceso de fusión parcial ocurrió a partir de la siguiente reacción de deshidratación:



Finalmente, las estructuras migmatíticas anteriormente mencionadas dan evidencia que el proceso de migración de fundido generado por la fusión parcial comúnmente se

desarrolla en orientación con las fabricas metamórficas o en zonas de dilatación (Brown, 2001; Sawyer, 2008). Estas observaciones sugieren que la segregación y extracción de fundido son procesos sin-tectónicos (Brown, 2001; Sawyer, 2008).

Las condiciones del pico metamórfico se encuentran sustentadas a través de evidencias petrográficas, tales como: altos volúmenes de sillimanita euedral y porfidoblóstos de granate subedrales con fracturas rellenas por bt (Figura 18b, e). Asimismo, la química mineral de los granates en la muestra PVF-1705 presenta patrones ligeros de zonamiento inverso caracterizado por valores de borde a núcleo de $Py = 0.12-0.14$ y en $Sps = 0.11-0.05$ para la muestra PVF-1705 (Figuras 27; Tabla 4), mientras que la muestra PVF-1708 presenta valores en $Py = 0.17-0.13$ y $Sps = 0.04-0.05$ (Figura 28; Tabla 4). Estos patrones sugieren un proceso de reabsorción (Kohn, 2003). Los procesos de reabsorción han sido interpretado de manera que la distribución del manganeso se genera entre los bordes del granate y la matriz de la roca como una de las consecuencias del pico metamórfico (Kohn, 2003). Además, si el grado de reabsorción es pequeño, las tasas de enfriamiento deben ser más rápidas que la difusión de los elementos involucrados, por ende, a altas temperatura la difusión intracristalina ocurre permitiendo la homogenización de perfiles de crecimiento tempranos (Kohn, 2003).

Por tal motivo, las condiciones del pico metamórfico alcanzadas para las muestras estudiadas se encuentran principalmente asociadas al campo de estabilidad de la paragénesis mineral compuesta por $bt + pl + sil + grt + ilm + liq$ en $\sim 6-8$ kbar y $\sim 707-730$ °C para la muestra PVF-1705 (Figura 53) y $\sim 6-7.5$ kbar y $\sim 707-730$ °C para la muestra PVF-1708 (Figura 54). Este campo concuerda a la perfección con la paragénesis identificada a través del análisis petrográfico (ver capítulo de Petrografía y Química Mineral). Las condiciones del pico metamórfico calculadas para los paragneises implicarían profundidades de equilibrio en $\sim 18-21$ km.

Las condiciones de retrogresión no fueron claramente constreñidas, debido a que evidencias mineralógicas de este evento son sobreimpuestas por texturas granoblásticas y porfidoblastos de cordierita que presentan texturas poiquilíticas con inclusiones de zircón (Figura 17e, f). La sillimanita con textura fibrolítica que se sobreimpone a la foliación principal de los paragneises (Figura 18b, c), sugiere el desarrollo de un segundo evento metamórfico, evolucionando a través de condiciones de alta temperatura/baja presión.

Se ha interpretado que la generación de magmas producidos en la corteza pueden ser emplazados en niveles intermedios en respuesta al engrosamiento cortical, generando un incremento rápido de la temperatura de las rocas adyacentes a presión constante, teniendo como principal consecuencia la generación de asociaciones minerales de alta temperatura/baja presión en respuesta a los efectos térmicos de la intrusión magmática (Lux et al., 1986). Por lo tanto, las relaciones texturales mencionadas anteriormente sugieren que el desarrollo de un segundo evento metamórfico presente en el CMCY sería principalmente causado por el emplazamiento del Batolito de Puerto Vallarta.

Unidad Metaígneá

Los resultados obtenidos a partir de las observaciones petrográficas y de la termobarometría convencional en una anfibolita (PVF-1703) y un ortogneis de anfíbol (PVF-1715A), indican que estas dos unidades evolucionaron en un metamorfismo tipo barroviano. Las paragénesis minerales de pl + hbl + qz constatan la idea que las condiciones de equilibrio de las dos muestras se encuentran en las facies de anfibolita (Figura 21 y Figura 22).

Como se puede observar en la figura 50a, los datos obtenidos de P-T de la muestra PVF-1703 se distribuyen en dos principales grupos, sin embargo, el promedio de estos datos se encuentra constreñido en 8.0 ± 1.0 kbar y 586.64 ± 21 °C. Por tal motivo, estos datos se presentan en una porción de una pseudosección hecha para roca metabásicas, con un rango de P-T de 1-12 kbar y 400-800 °C, calculada en el sistema químico NCKFMASHTO ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$) (Figura 55) (Wei y Duan, 2018).

En la figura 55 se puede observar que el promedio de los datos de P-T obtenidos se ubican en el campo de la paragénesis mineral de hbl + pl + ep + di + bi + ttn. Esta paragénesis concuerda con observaciones petrográficas con la presencia de hbl + pl1 + di + ttn1 (Figura 22a, c). Esto indica que los datos de P-T y la paragénesis de la unidad anfibolítica alcanzan las condiciones máximas de presión en ~ 8 kbar y ~ 580 °C, implicando profundidades máximas alcanzadas de ~ 24 km.

Durante la ruta progradada la unidad anfibolítica alcanzaría la curva del solidus, propiciando una reacción de fusión en condiciones de ~ 7 kbar y ~ 680 °C (Figura 55). Las hornblendas que tienen texturas poiquilíticas de plagioclasa redondeadas (Pl2), representarían texturalmente el proceso de fusión parcial que se generó en la unidad anfibolítica (Figura 12c; Figura 14a, d; Figura 22d).

La presencia de edenitas peritéticas (Figura 22d; Figura 24) y plagioclasas con contenidos de An_{32-35} (Figura 26) en zonas donde hay evidencia de fusión parcial sugieren que este proceso se genera en presencia de un fluido acuoso (Lappin y Hollister, 1980; Mogk, 1992). La cristalización y crecimiento de esta clase de anfíboles requiere de por lo menos 3-4 wt% de H_2O en el fundido, además, se ha interpretado que los anfíboles cálcicos son estables únicamente a temperaturas menores que ~ 850 °C en fundidos acuosos con un contenido del 4-8 wt% H_2O (Dall'Agnol et al., 1999; Gardien et al., 2000).

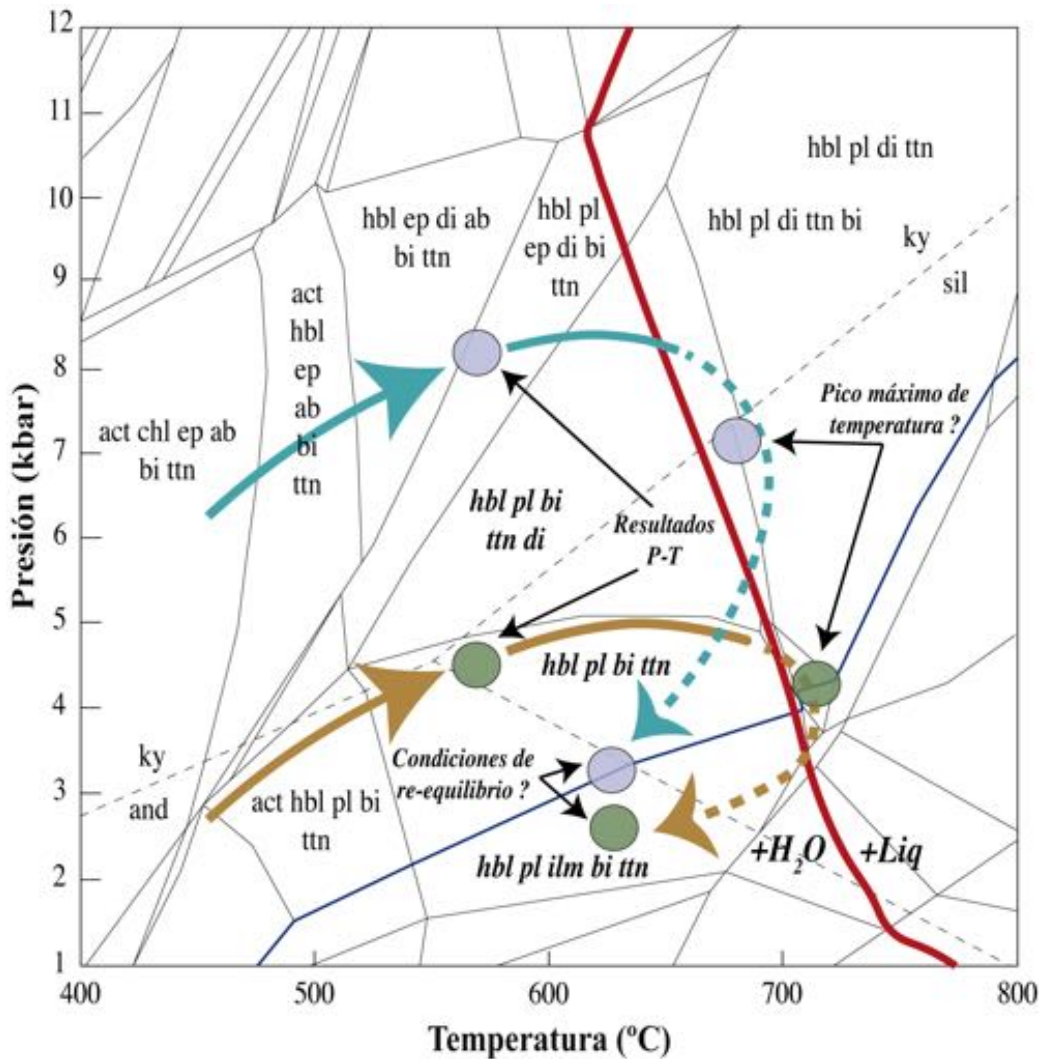


Figura 55. Pseudosección con un rango de P-T de 1-12 kbar y 400-800 °C calculada en el sistema químico NCKFMASHTO (modificado de Wei y Duan, 2018). Los círculos morados representan a la anfíbolita. Los círculos verdes representan al ortogneis de anfíbol.

En temperaturas por encima de ~ 850 °C y presiones mayores de ~ 9 kbar, la hornblenda deja de ser estable para formar minerales anhidros tales como granate y piroxeno

(Spear, 1981; Hartel y Pattison, 1996; Storkey et al., 2005; Wei y Duan, 2018). Por lo cual, la ausencia de fases anhídras sugiere que la temperatura a la que se generó el proceso de fusión parcial podría estar por debajo de ~ 700 °C (línea roja en Figura 55). Por ello, las condiciones de P-T estimadas coinciden con la curva de reacción del solidus y además son consistentes con los campos de estabilidad en donde no se encuentra estable ortopiroxeno (Figura 55). Estas condiciones sugieren que las profundidades a las cuales se genera la fusión parcial se llevan a cabo en ~ 21 km.

Las coronas de reacción en ilmenitas compuestas por una segunda generación de ttn (ttn2 en Figura 22f), dan evidencias que el proceso de exhumación se llevó a cabo de ~ 7 kbar y ~ 680 °C hasta ~ 3 kbar y ~ 620 °C, como lo indica la paragénesis hbl + pl2 + bt + ttn2 + ilm (Figura 22f). Esta paragénesis coincide con un campo en la pseudosección en donde la ilmenita es estable, sugiriendo que esta asociación mineral se presenta como el resultado del metamorfismo retrogrado (Figura 55). Esto indica que el proceso de exhumación permite generar el mayor volumen de fusión parcial, tal como se muestra en la figura 55, en donde la ruta retrograda se desarrolla principalmente en el campo donde se encuentran fases como hbl, pl y ttn en equilibrio con un líquido silicatado. Por lo tanto, las condiciones de retrogresión estarían constreñidas en ~ 3 kbar y ~ 620 °C, en profundidades aproximadas de ~ 10 km (Figura 55).

Por otro lado, los datos obtenidos para la muestra de ortogneis de anfíbol (PVF-1715A) tiene una ligera dispersión de los datos de P-T, tal como es posible observar en la Figura 48b. De igual manera que en la muestra PVF-1703, los resultados son graficados en una porción de una pseudosección en un rango de P-T de 1-12 kbar y 400-800 °C calculada para el sistema NCKFMASHTO (Wei y Duan, 2018). Cabe resaltar el hecho que la pseudosección utilizada es creada para rocas máficas, lo cual podría generar una sobreinterpretación de los datos obtenidos, sin embargo, en la literatura el modelado de fases para este tipo de litologías son escasos.

El promedio de los resultados termobarométricos obtenidos se ubican en el campo de la paragénesis hbl + pl + ttn + bt, coincidiendo con la asociación mineral identificada en la petrografía (Figura 21a; Figura 55). Estas observaciones sugieren que el ortogneis alcanza 4.34 ± 0.5 kbar y 620.40 ± 11 °C, implicando que esta litología logró alcanzar profundidades máximas de aproximadamente 14 km.

El carácter migmatítico que se manifiesta con bandas leucocráticas y melanocráticas (Figura 14a, b), junto con texturas microscópicas donde se observan cristales cuspáticos de feldespato potásico en contacto con una segunda generación de pl (pl2) y anfíboles con texturas poiquilíticas compuestas por pl2 (Figura 21b, c), sugieren fuertemente un evento de fusión parcial en esta unidad. La presencia de anfíboles peritéticos y recristalización de plagioclasas (Figura 21c y Figura 24) indican que la fusión parcial evoluciona en presencia de un fluido acuoso (Lappin y Hollister, 1980; Mogk, 1992). Con base en lo anterior, el metamorfismo progrado lograría cruzar la curva del solidus ubicándose en condiciones de ~ 3.5 kbar y ~ 720 °C (Figura 55). Estas condiciones se ubican en el campo de estabilidad de hbl + pl + ilm + ttn, las cuales coinciden con las identificadas en el estudio petrográfico (Figura 21b, d).

Finalmente, la etapa de retrogresión del ortogneis se identificó mediante texturas donde la ilmenita presenta coronas de reacción compuesta por una segunda generación de titanita (Figura 21f). Las condiciones propuestas para este evento se encuentran en ~ 2.5 kbar y ~ 620 °C, las cuales caen en el campo de la asociación mineral compuesta por hbl + pl + ilm + ttn + bt (Figura 55). Esta interpretación sugiere que el re-equilibrio del proceso de exhumación se da en profundidades de aproximadamente 8 km.

Cabe destacar que las interpretaciones para la unidad metaígneas se basan enteramente con el fundamento de la termobarometría convencional, la cual tiene como base principal el principio del equilibrio termodinámico de reacciones balanceadas entre los “*end-members*” de fases minerales involucradas y composiciones minerales. En contraste, el modelado de fases en equilibrio (pseudosecciones), tiene un enfoque mucho más robusto de los cálculos de equilibrio mineral para la composición de una roca en estudio (Powell y Holland, 2008). Así, cuando se relacionan observaciones de paragénesis minerales, composiciones de roca total, proporciones minerales y composiciones minerales, el modelado de equilibrio de fases se convierte en una herramienta poderosa que brinda mayor información sobre la historia tectonotérmica de las rocas en estudio (Powell y Holland, 2008; Wei y Clarke, 2011; Wade et al., 2017; Hernández-Uribe et al., 2018). El hecho que no existan datos de P-T cercanos a la zona de estudio para comparar los resultados obtenidos puede generar limitaciones en las interpretaciones comentadas anteriormente.

Batolito de Puerto Vallarta

Los resultados termobarométricos obtenidos en este trabajo permiten elucidar las condiciones de emplazamiento/cristalización de los granitoides del BPV. Como lo indican los resultados (Figura 51), la granodiorita (PVF-1723A) comenzaría su emplazamiento/cristalización en presiones de 4.3 kbar. Esto sugiere que las profundidades de emplazamiento/cristalización de la granodiorita serían en ~13 km. Las temperaturas obtenidas para esta muestra mediante el termómetro Pl-Hbl resultan tener una alta dispersión (Figura 51a). Por ende, se opta por tener mayor confiabilidad en el termómetro Ti en zircón, ya que el zircón representaría la temperatura a la cual la cámara magmática comienza su cristalización (Watson et al., 2006). Por lo tanto, la temperatura a la cual comienza el proceso de cristalización de la granodiorita es en 657 °C (Figura 51b).

La tonalita (PVF-1723B) registra una presión de emplazamiento similar a la granodiorita con un valor de 4.5 kbar (Figura 52a). Este dato sugiere una profundidad de emplazamiento/cristalización en ~14 km. De igual manera que la granodiorita, se toma la temperatura del termómetro Ti en zircón por su mayor confiabilidad, obteniéndose una temperatura de 670.10 °C para el proceso de emplazamiento/cristalización (Figura 52b)

Las relaciones de campo sugieren una intrusión de la tonalita hacia la granodiorita (Figura 15c, d; Figura 16a). Con base en los datos termobarométricos se sugiere que este proceso de intrusión o mezcla de magmas se generó en profundidades de aproximadamente 14 km.

Geocronología U-Pb

Pérmico-Jurásico

Los nuevos datos de fechamientos de zircones en tres paragneises (PVF-1705, PVF-1708, PVF-1711) sugieren diferentes fuentes de aporte de sedimentos (Figuras 39, 40 y 42). El espectro de edades abarca cuatro intervalos que van de ~1300 Ma hasta 80 Ma. El rango de edades que va de ~1300-900 Ma en los tres paragneises analizados indica una fuente con edades proterozoicas. El segundo grupo tiene edades que van de ~420-300 Ma, sugiriendo una fuente de sedimentación de edad paleozoica. Un rango de edades de ~280-180 Ma establece una fuente de sedimentos con edades del Triásico inferior-Jurásico inferior y finalmente un grupo pequeño de zircones tiene edades de ~90-80 Ma, los cuales representan un protolito de edad Cretácico superior (Figuras 39, 40 y 42).

Los primeros datos de edades U-Pb en zircones mayores a ~80-90 Ma en el BPV fueron realizados por Valencia et al. (2013) y Díaz-López (2016), reportando edades máximas de sedimentación para esquistos de mica y paragneises en un rango de ~260-220 Ma. Diversos paragneises con características similares en la distribución de edades de zircones detríticos han sido reportadas en el occidente de México; Bloque de los Cabos (Rochin-García, 2015), Isla San Juanito (Peralta-Miranda y García-Pérez, 2013) y Sinaloa (Arrieta-García, 2016).

Con base en relaciones de campo, los granitoides del BPV cortan la foliación de los paragneises del CMCY, y por esta razón las edades de ~90-80 Ma representarían zircones incorporados durante el evento de intrusión. Además, estas edades coinciden con datos previamente reportadas en el BPV, los cuales se interpretaron como la edad de cristalización/emplazamiento del BPV (Gastil et al., 1978; Zimmerman et al., 1988; Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013). Por consiguiente, los nuevos datos sugieren que la edad máxima de depósito para los metasedimentos/paragneises está acotada en ~280-180 Ma (Figuras 39, 40 y 42).

Estas edades coinciden con la edad de ~260 Ma en rocas similares propuesta por Valencia et al. (2013) y Díaz-López (2016). Sin embargo, la edad máxima de depósito para la zona de Chimo-Yelapa se extiende hasta ~180 Ma (Figuras 39, 40 y 42). Los valores de la relación Th/U (0.01-0.1) sugiere que los zircones procedan de una unidad metamórfica (Tabla S1) (Rubatto, 2002; Yakymchuk et al., 2018). Por lo tanto, esta interpretación implicaría que los zircones Proterozoicos y Paleozoicos pueden provenir de fuentes como el Complejo Oaxaqueño y Complejo Acatlán.

Jurásico

Los ortogneises de biotita (PVF-1717 y PV-1306) que se encuentran en los poblados de Chimo-Yelapa registran edades de 165.5 ± 0.9 y 164.79 ± 0.4 Ma, respectivamente. Estas nuevas edades no habían sido reportado dentro del BPV (Figura 45 y Figura 46). Los patrones de REE en los zircones de las dos muestras analizadas se caracterizan por un enriquecimiento de HREE con respecto a los LREE, anomalías negativas de Eu y anomalías positivas de Ce (Figura 45c; Figura 46c), con rangos en el valor de la relación Th/U igual a 0.10-0.74 y 0.01-1.10 (Tabla S1) y morfologías y zonamientos oscilatorios (Figura 45a; Figura 46a).

Xia et al. (2009) sugieren que los zircones magmáticos que son modificados por recristalización metamórfica tienen características variables dependiendo de factores como la actividad y composición de los fluidos involucrados en el metamorfismo, temperatura y duración del evento metamórfico. Una observación común es que la vasta mayoría de zircones metamórficos presentan valores en la relación Th/U <0.1 , a excepción de zircones en rocas en facies de granulita donde frecuentemente esta relación es >0.1 (Rubatto, 2002; Yakymchuk et al., 2018). Sin embargo, basados en nuevas compilaciones de análisis de zircones, un zircón ígneo raramente tendrá una relación Th/U <0.1 y un zircón metamórfico puede tener valores en un rango de <0.01 a >10 (Yakymchuk et al., 2018). Por otra parte, los patrones de REE de zircones magmáticos se caracterizan por un enriquecimiento de HREE con respecto a LREE, una anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu (Rubatto, 2002).

Los zircones de los ortogneises de biotita muestran un comportamiento en los patrones de REE semejante a lo que sugiere Rubatto (2002), junto con valores de la relación Th/U que son mayores al valor 0.1 (Figura 45b, c; Tabla S1). Estas características químicas de los zircones sugieren que las edades aquí documentadas representen el evento de cristalización de los protolitos de los ortogneises durante el Jurásico. Cabe mencionar que no es posible constreñir la edad de metamorfismo en el ortogneis de biotita, debido a que los zircones en esta muestra no tienen características morfológicas y químicas que den mayores argumentos para sugerir una edad de metamorfismo. Esto implicaría que el metamorfismo que en el CMCY, no generó la suficiente temperatura en esta unidad para generar disolución de Zr y posterior precipitación de sobrecrecimientos en los zircones (Harley et al., 2007).

Cretácico temprano

Por su parte, el ortogneis de anfíbol y la anfíbolita (PVF-1715A y PVF-1715D) que afloran en la región de Corrales tienen edades de 136.3 ± 5.7 y 135.6 ± 1.6 Ma, respectivamente (Figura 43 y Figura 44). Los patrones de REE de los zircones que en su conjunto dan una edad Cretácica Temprana muestran un enriquecimiento de HREE con respecto a LREE, con una anomalía negativa de Eu, una anomalía positiva de Ce (Figura 43c; Figura 44c) y valores de la relación Th/U que van de 0.08-2.26 a 1.34-2.46 (Tabla S1). Los zircones del ortogneis de anfíbol y la anfíbolita muestran características similares a las indicadas por Rubatto (2002), por lo cual, se sugiere una edad de cristalización durante el Cretácico temprano.

Metamorfismo en el Cretácico temprano

La identificación de dos dominios de edades ~ 120 -117 y ~ 83 Ma en cristales de monacitas en un paragneis (PVF-1708) (Figura 41a) y un rango de edad de ~ 120 -112 Ma en un ortogneis (PVF-1715A) (Figura 43b) y anfíbolita (PVF-1715D) (Figura 44b), pueden ser potencialmente utilizados para las interpretaciones tectónicas. Por ello, los resultados geocronológicos se pueden relacionar a diferentes puntos y/o porciones a lo largo de las rutas P-T obtenidas y brindar mayor información de los procesos tectonotérmicos registrados en las rocas en estudio (e.g. Korhonen et al., 2012; Reno et al., 2012).

Así, el crecimiento de nuevas monacitas ocurre por encima del solidus a causa de un incremento de temperatura (Nemchin y Bodorkos, 2000), aunque en general, se ha interpretado que la monacita presenta un alto porcentaje de disolución cuando evoluciona por encima la curva del solidus durante la ruta progradada de P-T (Kelsey et al., 2008, Yakymchuk y Brown, 2014). Texturalmente las monacitas se encuentran principalmente asociadas a la matriz de los paragneises, sin embargo, los granates presentan formas anedrales como causa de un proceso de retrogresión (Figura 18e). El granate ejerce un fuerte control sobre el Y debido a su gran compatibilidad y, por ende, este contiene altas concentraciones de Y en comparación con otras fases (Bea et al., 1994). Estas evidencias indican que si la monacita cristaliza en el mismo periodo de tiempo que el granate presentará bajos contenidos de Y, por el contrario, un enriquecimiento de este elemento en las monacitas se generaría a través de la descomposición del granate durante el proceso de retrogresión (Yakymchuk et al., 2015).

Con base en las hipótesis anteriores, se sugiere que las edades de ~ 130 -117 en los núcleos de las monacitas, éstas deberían presentar bajas concentraciones de Y. Esto implicaría además el periodo de tiempo en que la monacita y el granate se encontraron en equilibrio durante la evolución del pico metamórfico.

Por otro lado, las edades de ~ 120 -112 Ma del ortogneis y anfíbolita se encuentran asociadas a los bordes de los zircones. Estos presentan valores en la relación Th/U igual a 0.07-1.29 y 0.16-2.2, respectivamente (Tabla S1). Yakymchuk et al. (2018) sugieren que en sistemas abiertos donde existe fusión parcial y posteriormente pérdida de fundido se tendrá como principal consecuencia zircones con altos valores de Th/U, inversamente, bajos valores

en la relación Th/U en zircons se esperarían durante el enfriamiento y cristalización cerca de la curva del solidus.

Los modelados experimentales predicen consistentemente que durante la fusión parcial los zircons crecerán durante el enfriamiento en etapas cuando la solubilidad de Zr decrece en el fundido y/o cuando se llega a condiciones del solidus (Kelsey et al. 2008; Kelsey y Powell, 2011; Kohn et al. 2015). La re-cristalización de zircons existentes puede ser causada por la liberación de fluidos que se encuentran enriquecidos en Zr durante el proceso de enfriamiento debajo de la curva del solidus (Harley et al., 2007; Kelsey et al., 2018).

Por lo tanto, las edades de ~120-112 Ma del ortogneis y la anfibolita sugieren el periodo de tiempo en que los zircons de la anfibolita y el ortogneis re-cristalizaron, llegando a las condiciones del solidus. Esto implicaría que las edades obtenidas representan el periodo de tiempo en que se suscitó el pico metamórfico y fusión parcial en estas unidades.

Al combinar las edades cretácicas tempranas de las muestras PVF-1708, PVF-1715A y PVF-1715D en un diagrama de media ponderada se obtiene una edad de $\sim 117.2 \pm 4.4$ Ma (Figura 56a). Por otro lado, en la figura 56b se compilan datos con edades de metamorfismo en diversas regiones del occidente de USA y México; California (Premo y Morton, 2014), San Pedro Mártir, Baja California (Johnson et al., 1999), Península del Vizcaíno (Baldwin y Harrison, 1992), Sinaloa, (Sarmiento-Villagrana et al., 2016; Vega-Granillo et al., 2016), Corrales-Chimo (Este trabajo) y Oaxaca (Estrada-Carmona et al., 2016).

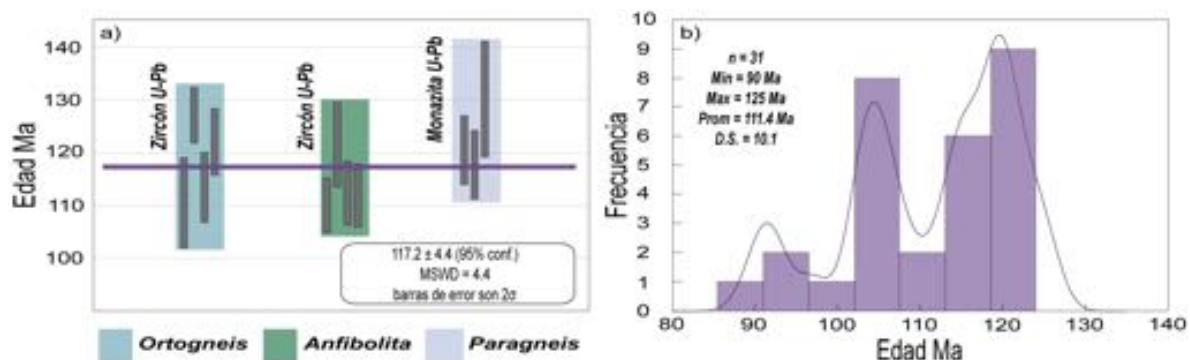


Figura 56. Edades de metamorfismo. a) Media ponderada de edades obtenidas en este trabajo. b) Diagrama de frecuencia con datos de la literatura en el cual se puede observar un promedio en 111.4 Ma para la edad del metamorfismo en el NW de México.

En este diagrama se pueden observar al menos dos picos de frecuencia de edades de metamorfismo; el primero con 9 edades de ~120 Ma correspondiente hacia la región del

Peninsular Ranges y el segundo con 8 datos en ~ 105 Ma que corresponde con la región de Sinaloa. Las edades obtenidas en este trabajo por lo tanto tienen mayor afinidad con las edades del Peninsular Ranges en Baja California, en donde se ha sugerido que el evento de metamorfismo fue generado por la colisión de un arco de islas hacia la margen de Norte América en $\sim 115\text{--}108$ Ma (Johnson et al., 1999). Por lo tanto, el evento metamórfico estaría registrado con la edad de $\sim 117.2 \pm 4.4$ Ma, como consecuencia de un evento de compresión en la región del CMCY.

Cretácico temprano-Paleógeno

Batolito de Puerto Vallarta

Las edades obtenidas de U-Pb en zircones de una granodiorita (PVF-1723A) y una tonalita (PVF-1723B) son de 83.02 ± 0.33 y 83.21 ± 0.44 Ma, respectivamente. Los patrones de REE de los zircones en la granodiorita sugieren un ambiente magmático para la cristalización de esta fase mineral, no obstante, la anomalía de Eu en la tonalita no está presente en los zircones (Figura 48c). Esta observación sugiere que en el magma parental de la tonalita no presentó un fraccionamiento de plagioclasa (Rubatto, 2002). Además, los valores de la relación Th/U de los zircones de ambas muestras respaldan un origen ígneo al presentarse valores >0.4 (Tabla S1; Yakymchuk et al., 2018).

Por otro lado, las imágenes de catodoluminiscencia revelan la ausencia de núcleos heredados. Sin embargo, las edades en los zircones de la granodiorita son más longevos en los núcleos (~ 88 Ma) y en los bordes más jóvenes (~ 79 Ma), mientras que esta tendencia no es clara en los zircones de la tonalita (Figura 47a). Las imágenes de catodoluminiscencia muestran patrones de zonamiento oscilatorio en los zircones de la granodiorita, mientras que los zircones de la tonalita presentan zonas con baja luminosidad (Figuras 47a y 48a). El zonamiento oscilatorio se puede desarrollar bajo mecanismos extrínsecos en donde la cristalización de un magma se genera a partir de cambios rítmicos en las condiciones de temperatura, presión o composición (Shore y Fowler, 1996; Hoskin, 2000; Fowler et al., 2002). En contraste, Yuguchi et al. (2016) sugiere que los patrones de baja luminosidad se generan a partir de la cristalización de magmas homogéneos en condiciones de equilibrio entre el cristal y el fundido.

En la figura 57 se grafican las temperaturas Ti en zircón comparadas contra las edades obtenidas de ambas muestras. Se puede observar un decaimiento de temperatura de los

zircones de la granodiorita que en el rango de ~88-85 Ma. Por otro lado, una perturbación en el parámetro de la temperatura es evidente en el rango de ~84-82 Ma, lo cual coincide con la edad en donde la tonalita registra las temperaturas más altas. Las observaciones en campo dejan en claro la existencia de enclaves tonalíticos en la granodiorita (Figura 15c, d y Figura 16a). En combinación con texturas de tamiz en núcleos y bordes de plagioclasa en la tonalita y la granodiorita, respectivamente, se respalda una posible perturbación del campo de estabilidad de la plagioclasa debido a la intrusión de un magma (tonalítico) de mayor temperatura en la granodiorita.

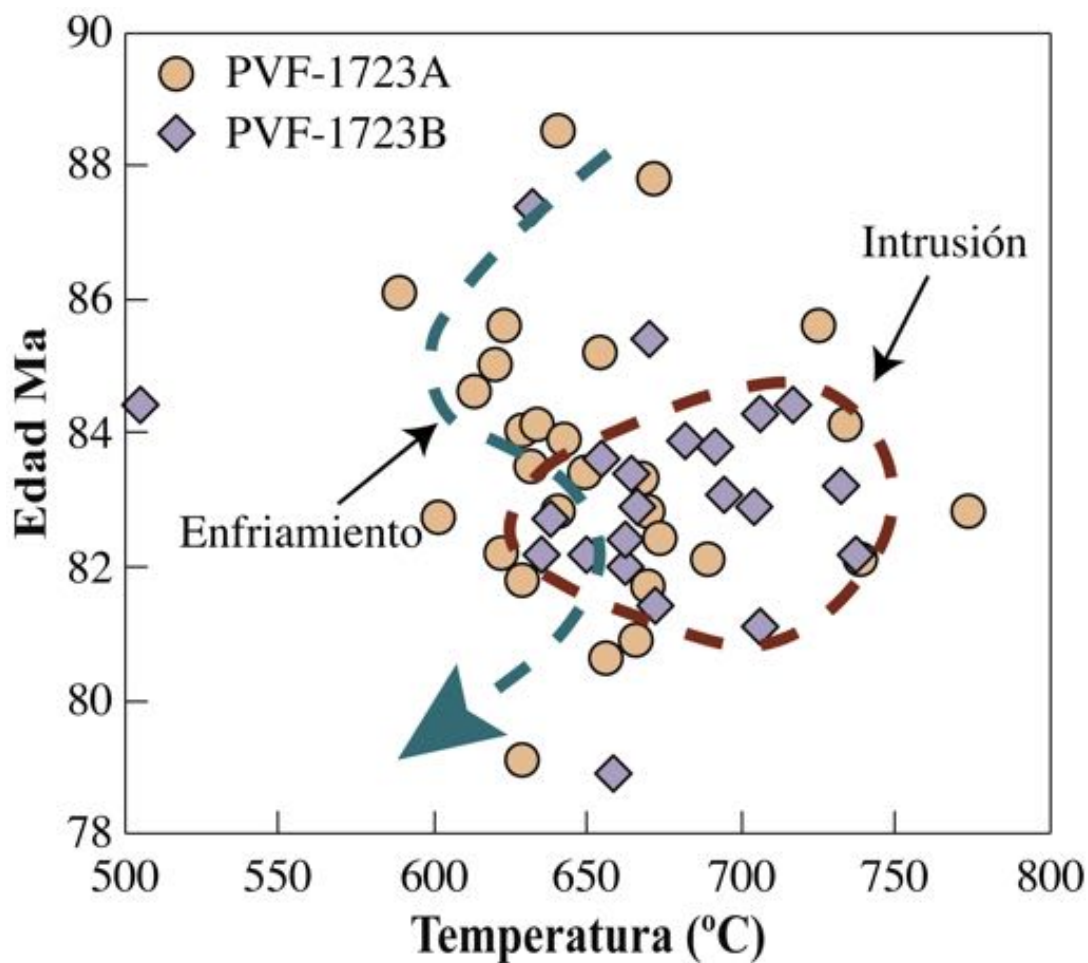


Figura 57. Comparación de temperaturas vs edad. Se puede observar una tendencia de disminución de la temperatura en edades mayores a 84 Ma en la granodiorita. Una perturbación térmica se observa en 83 Ma.

Por lo tanto, se sugiere que el proceso de enfriamiento de la granodiorita dio inicio en ~88-85 Ma, seguido por un proceso de intrusión de los magmas tonalíticos en ~84-82 Ma. Esta interpretación implicaría que las edades de 83.02 ± 0.33 y 83.21 ± 0.44 Ma representan el evento intrusivo y no una edad de cristalización de ambas litologías.

Unidad metasedimentaria

Las edades de ~83 Ma en monacitas (PVF-1708) y ~85.6 Ma en biotitas (PVF-1712) del CMCY (Figura 41, Figura 49d), coinciden con la edad de cristalización/emplazamiento del BPV (Gastil et al., 1978; Zimmerman et al., 1988; Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013, Este trabajo). La cristalización de fundidos en profundidad genera la liberación de fluidos, los cuales pueden tener altas concentraciones de LREE (Reno et al., 2012). Como resultado de la infiltración de estos fluidos se puede generar una re-cristalización en la monacita en temperaturas por debajo del solidus (Yakymchuk et al., 2015; Williams et al., 2011; Kelly et al., 2012).

El proceso de cristalización/emplazamiento de magmas es uno de los principales mecanismos causantes de liberar fluidos hacia la corteza. Esto implicaría que las monacitas con edades de ~83 Ma contendrán un alto contenido de Y como consecuencia de la infiltración de fluidos provenientes de los magmas del BPV y descomposición del granate en los paragneises.

Por lo tanto, como se sugiere en la discusión de las condiciones del metamorfismo, la cristalización/emplazamiento del BPV causó un reajuste térmico, el cual evolucionó bajo condiciones de alta temperatura/baja presión, generando la re-cristalización de monacitas en ~83 Ma y un reseteo del sistema Rb-Sr en biotitas en ~85 Ma.

Por otra parte, las temperaturas de cierre en micas para el sistema Rb-Sr son más bajas que el pico de temperatura de la roca analizada (Jenkin et al., 2001). Armstrong et al. (1966) indican que las temperaturas de cierre del sistema Rb-Sr en biotitas son de ~300 °C. Sin embargo, estudios empíricos más recientes indican temperaturas de cierre de hasta 400 °C en biotitas (Verschure et al., 1980; Del Moro et al., 1982). Las bajas temperaturas de cierre han sido principalmente atribuidas a un equilibrio retrogrado de los isótopos de Sr vía difusión durante el enfriamiento de una roca, aunque procesos como recristalización y reacciones con fluidos juegan un papel importante en ciertos casos (Freeman et al., 1997; Villa, 1998; Jenkin et al., 2001).

Los fechamientos de biotitas mediante el método Rb-Sr tienen edades de 73 a 51 Ma (Figura 49). Schaaf (1990) obtiene 8 edades de Rb-Sr en roca total y 4 edades K-Ar en biotitas y anfíboles pertenecientes a rocas plutónicas del Batolito de Puerto Vallarta, con un rango de edad que va de 72 a 48 Ma, coincidiendo con los fechamientos obtenidos en este trabajo.

Fitz-Díaz et al. (2018) interpretan que el orógeno mexicano se extiende desde el estado de Sinaloa hasta Oaxaca, siendo este una expresión del sistema orogénico cordillerano. La subducción de la placa Farallón del Cretácico al Eoceno fue por lo tanto el principal mecanismo de acortamiento en el orógeno mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018 y referencias ahí citadas). Por lo tanto, las edades mediante el método Rb-Sr obtenidas en este trabajo y de Schaaf (1990), que abarcan del Cretácico tardío al Eoceno, representan una manifestación del orógeno mexicano. Este evento tectono-térmico posterior al emplazamiento/cristalización del BPV, implicaría una perturbación del gradiente geotérmico e infiltración de fluidos causando la re-homogenización del sistema isotópico Rb-Sr en las biotitas y anfíboles del CMCY y BPV.

Isotopía

Los resultados de la isotopía de Sr y Nd muestran una amplia gama de distribución a lo largo del CMCY (Figura 38a, b). Las observaciones de campo revelan que los bloques anfibolíticos en contacto con paragneises fueron afectadas por vetillas cuarzo-feldespáticas. Estas principalmente tienen un origen en los paragneises debido a procesos de fusión parcial (Figura 19c). Las firmas isotópicas de Sr evolucionadas que se observan en la muestra PVF-1709 no concuerdan con la naturaleza de su protolito (Figura 38a, b; Tabla 6).

Por lo cual, los fluidos/líquidos provenientes de los paragneises generados durante la fusión parcial son sugeridos a ser los principales causantes de generar un cambio químico en la roca anfibolítica. Estas características sugieren un proceso de metasomatismo el cual fue controlado generalmente más por fluidos que a cambios de presión y temperatura (Putnis y Asuthreim, 2010; Putnis y John, 2010).

Por otra parte, los paragneises que afloran hacia la zona de Chimo-Yelapa (Zona Este), exhiben firmas isotópicas de Sr muy evolucionadas, lo cual contrasta con los ortogneises y anfibolitas que afloran en la región de Corrales (Zona Oeste), donde estos tienen firmas isotópicas más primitivas de Nd (Figura 38a, b). Por otro lado, para la zona Oeste las edades modelo de Nd tienen un rango que va de ~350 a 530 Ma, mientras que para la zona Este este dato se encuentra acotado en ~930-1775 Ma (Tabla 6). Por lo tanto, estas interpretaciones sugieren que el CMCY se compone a partir de dos componentes extremas; una componente derivada a partir de procesos mantélicos y una fuente derivada por procesos corticales.

Como se mencionó anteriormente, los datos de isotopía para las rocas del CMCY y BPV obtenidos en este trabajo exhiben una amplia dispersión en sus firmas isotópicas (Figura 38a, b). Con fines comparativos, estos valores son graficados junto con datos isotópicos de las regiones de la Sierra Nevada (De Paolo, 1981), Peninsular Ranges (De Paolo, 1981; Kistler et al., 2014; Premo y Morton, 2014), Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2016), Bloque de los Cabos (Rochin-García, 2015), Mazatlán (Arrieta-García, 2016), Isla María Madre (Pompa-Vera et al., 2013) y Jilotlán (Villanueva-Lascurain et al., 2016) (Figura 58).

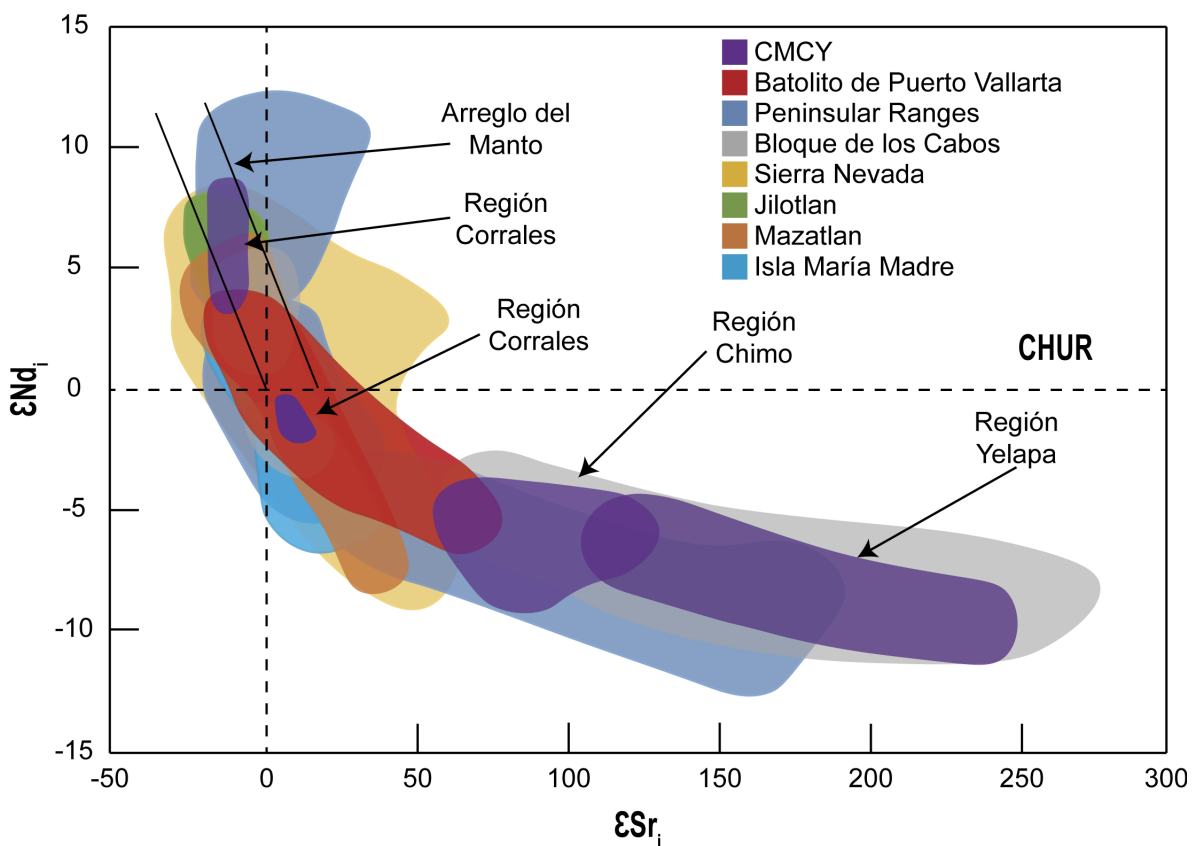


Figura 58. Diagrama ϵSr_i vs ϵNd_i del CMCY comparadas con regiones hacia el NW y SE de la zona de estudio. Sierra Nevada (De Paolo, 1981), Peninsular Ranges (De Paolo, 1981; Kistler et al., 2014; Premo y Morton, 2014), Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2016), Bloque de los Cabos (Rochin-García, 2015), Mazatlán (Arrieta-García, 2016; Sarmiento-Villagrana et al., 2017), Isla María Madre (Pompa-Vera et al., 2013) y Jilotlán (Villanueva-Lascurain et al., 2016).

Primeramente, los ortogneises PVF-1717 y PV-1306 que se encuentran en la región Chimo-Yelapa tienen gran similitud isotópica y de edad de cristalización con la Sierra Nevada, Isla María Madre y Mazatlán (Figura 58). Como sugieren Bartolini et al. (2003), el

magmatismo ocurrido durante el Jurásico se extendió a lo largo de la margen del supercontinente Pangea desde Alaska hasta Sudamérica. Estas características indican que este espectro de rocas se generaron a partir de una fuente magmática con características isotópicas similares, la cual muy probablemente se vio afectada a través de un proceso de contaminación cortical.

Por lo tanto, con base en los diferentes picos de edades de sedimentación obtenidos en los paragneises del CMCY, en los cuales se observan componentes corticales antiguas (proterozoicas y paleozoicas), se interpreta que estos son el principal agente de contaminación cortical en la zona de estudio durante la generación y emplazamiento del magmatismo jurásico.

Por otro lado, el comportamiento de los datos isotópicos en la zona occidental del CMCY obtenidos en este trabajo muestran grandes similitudes con la Sierra Nevada, Peninsular Ranges y el Bloque de los Cabos (Figura 58). Como se discutió anteriormente, en la región de Corrales se presentan edades del Cretácico temprano y los valores de ϵNd_i van de +8.02 a +3.91 (Figura 38b). Hacia las zonas occidentales de la Sierra Nevada y Peninsular Ranges esta tendencia también ha sido documentada; $\epsilon Nd_i = +6.5$ a -7.6 y $\epsilon Nd_i = +8.0$ a -6.4 , respectivamente (De Paolo, 1981; Kistler et al., 2014; Premo y Morton, 2014).

Al realizar una comparación de la edad del magmatismo contra los valores iniciales de Nd, los datos recopilados registran características importantes (Figura 59). Así, en la zona Occidental en la Sierra Nevada, Peninsular Ranges y CMCY, el magmatismo menos evolucionado se encuentra acotado en un rango de edad ~105-135 Ma (Figura 59). Mientras el magmatismo más evolucionado se ubica en la región oeste en un rango de edad ~105-135 Ma (Figura 59).

Las variaciones isotópicas en la región occidental de las regiones anteriormente mencionadas, sugieren fuertemente la idea de un mecanismo de generación de magmas que son provenientes de una fuente mantélica primitiva. Por lo tanto, esto sugiere la presencia de un magmatismo tipo arco de islas, el cual fue acrecionado a una margen continental preexistente, que como principal resultado fue el generar productos con una combinación de materiales derivados del manto y materiales de derivados corticales (De Paolo, 1981; Kistler et al., 2014). Sin embargo, una zona de sutura en la zona de estudio aún no es observada.

Por otra parte, como es posible observarse en la figura 57, el Batolito de Puerto Vallarta es isotópicamente heterogéneo cubriendo un rango de $\epsilon Nd_i \sim -4$ - -7 . Los datos isotópicos de los granitoides obtenidos en este trabajo coinciden a la perfección con el tren evolutivo del BPV, el Bloque de los Cabos, Peninsular Ranges y Sierra Nevada (Figura 59).

Díaz-López (2016) menciona la importancia de la contaminación cortical de los magmas que componen al BPV durante su cristalización/emplazamiento como principal causante de la heterogeneidad geoquímica, proponiendo como el principal factor causante de este proceso un basamento proterozoico.

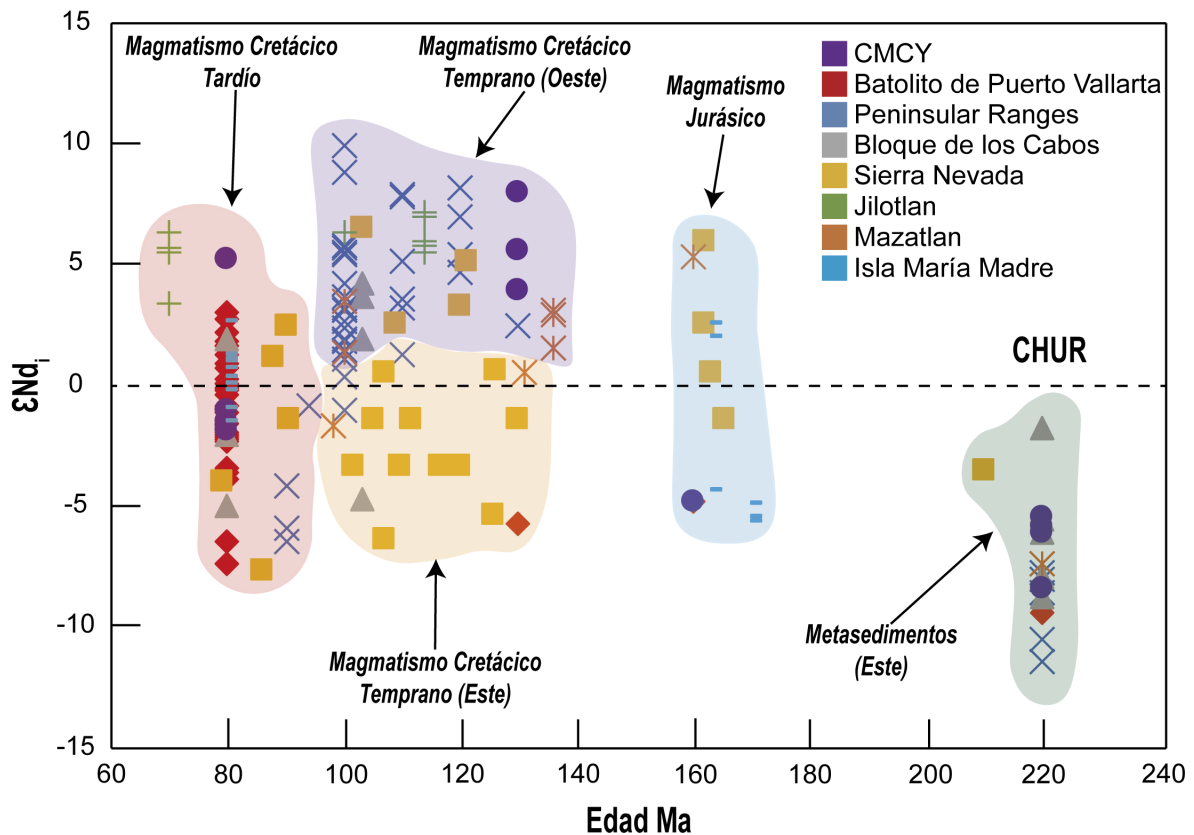


Figura 59. Diagrama ϵNd_i vs edad de cristalización del CMCY comparadas con regiones hacia el NW y SE de la zona de estudio. Sierra Nevada (De Paolo, 1981), Peninsular Ranges (De Paolo, 1981; Kistler et al., 2014; Premo y Morton, 2014; Premo et al., 2014), Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2016), Bloque de los Cabos (Rochin- García, 2015), Mazatlán (Arrieta-García, 2016), Isla María Madre (Pompa-Vera et al., 2013) y Jilotlán (Villanueva-Lascurain et al., 2016).

Sin embargo, las evidencias que surgen de este trabajo refutan la idea de la existencia de un basamento Proterozoico, debido a que no se encontraron rocas cristalinas de edad en la región del BPV. Como se discutió en el apartado de Geocronología, los resultados de U-

Pb en zircones de paragneises evidencian una fuente de sedimentación proterozoica, por lo tanto, los paragneises junto con ortogneises de edad jurásica y cretácica temprana, son una mejor opción de fuente de contaminación cortical durante el proceso de fusión parcial que genera los magmas que dan origen al BPV.

Modelo geológico evolutivo

Con base en las interpretaciones termobarométricas, geoquímicas y geocronológicas se propone un modelo geológico evolutivo para el Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa (Figura 60). Sin embargo, cabe resaltar que son necesarios estudios estructurales y paleomagnéticos para establecer con mayor precisión la deformación y paleoposición original de los bloques involucrados en este modelo.

En primer lugar, se propone una margen continental pasiva en donde se depositan sedimentos pelíticos-psammiticos, siendo estos los precursores de los protolitos de las rocas metasedimentarias en el CMCY. Este periodo de sedimentación abarcaría del Triásico temprano al Jurásico temprano (~280-180 Ma) (Figura 60a). La herencia de zircones con fuentes paleozoicas y triásicas-jurásicas, indica que las fuentes de los sedimentos son provenientes del continente (Figura 60a). Diferentes reconstrucciones paleogeográficas han sido propuestas para el supercontinente Pangea, en donde los trabajos coinciden en que las rocas paleozoicas y precámbricas constituyen el basamento de México y su localización pertenecía al naciente límite de placas entre Norte América y Sudamérica durante el Mesozoico (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018 y referencias ahí citadas). Barboza-Gudiño et al. (2010) sugieren que estratos de edad triásica fueron depositados en el este de México, antes de la apertura del Golfo de México. Por lo tanto, el principal mecanismo de transporte de detritos precámbricos, paleozoicos y triásicos-jurásicos hacia la margen del Pacífico Mexicano, fue a través del Abanico Potosí tal como es sugerido por Barboza-Gudiño et al. (2010).

Hacia el Jurásico tardío (~160 Ma), el régimen tectónico pasivo evoluciona a una zona de subducción, con la formación de un arco volcánico continental en la margen occidental de México (Figura 60b). Este episodio de magmatismo se reporta en otras regiones de México, por ejemplo: Cuale (Valencia et al., 2013), Tumbiscatío (Centeno-García et al., 2011), Islas Marías (Pompa-Mera et al., 2013), Mazatlán (Cuellar et al., 2012; Arrieta-García, 2016), El Fuerte (Vega-Granillo et al., 2008; Sarmiento-Villagrana et al., 2017), Guerrero

Negro (Kimbrough y Moore, 2003; Valencia et al., 2006) y Baja California Norte (Schmidt y Paterson, 2002). Cabe señalar que en la región de Cuale que es aleñada al BPV, los granitoides no se encuentran metamorfizados ni deformados. Sin embargo, se registra un metamorfismo de contacto en facies de esquistos verdes (Figura 60b; Valencia et al., 2013). Esto implica que la extensión del metamorfismo regional se encuentra afectando especialmente a la región del BPV y CMCY.

El Cretácico temprano (~135-128 Ma) es caracterizado por otro episodio magmático, el cual se genera en la Placa Farallón mediante un arco de islas y un arco volcánico continental (Figura 60c). En diferentes regiones del occidente de México y sur de EU existen evidencias geocronológicas de un arco magmático del Cretácico Temprano; Jilotlán (Villanueva-Lascurain et al., 2016), Baja California Sur (Rochin-García, 2015), Mazatlán (Arrieta-García, 2016), Guerrero Negro (Kimbrough et al., 2015), San Pedro Mártir en Baja California (Johnson et al., 1999) y California (Premo et al., 2014). El aquí nombrado Arco Chimo, es constituido por el arco de islas que da origen a un magmatismo primitivo, el cual es representando por los protolitos de los ortogneises y anfibolitas de la región de Corrales en la parte oeste del CMCY (Figura 60c). En contra parte, un magmatismo félsico e isotópicamente evolucionado es generado a través de un arco continental, el cual es evidenciado por los protolitos de los ortogneises de la región Chimo-Yelapa (Figura 60c). Por lo tanto, este modelo tectónico provee de evidencias para un magmatismo tipo arco de islas, el cual fue sobreimpuesto a una margen continental preexistente que, como principal resultado, fue el generar productos con una combinación de materiales derivados del manto y materiales de derivados corticales (De Paolo, 1981; Kistler et al., 2014).

El inminente proceso de colisión del arco de isla hacia la parte continental, propuesto en este trabajo (aún no observado en campo), se desarrolla en el Cretácico temprano (~117 Ma) (Figura 60d). Este evento tectónico sería el principal responsable de dar pie al desarrollo del metamorfismo y fusión parcial presente en el CMCY (Figura 60d). La yuxtaposición del arco de islas y el arco volcánico continental, da paso a interpretarse como una zona de sutura. Sin embargo, un trabajo estructural a detalle es requerido para corroborar esta hipótesis (Figura 60d). Los datos termobarométricos indican que el proceso de metamorfismo durante la yuxtaposición de los dos arcos, toma lugar en niveles corticales favorables para generar un metamorfismo y fusión parcial en facies de anfibolitas (Figura 60d). Este modelo empata con

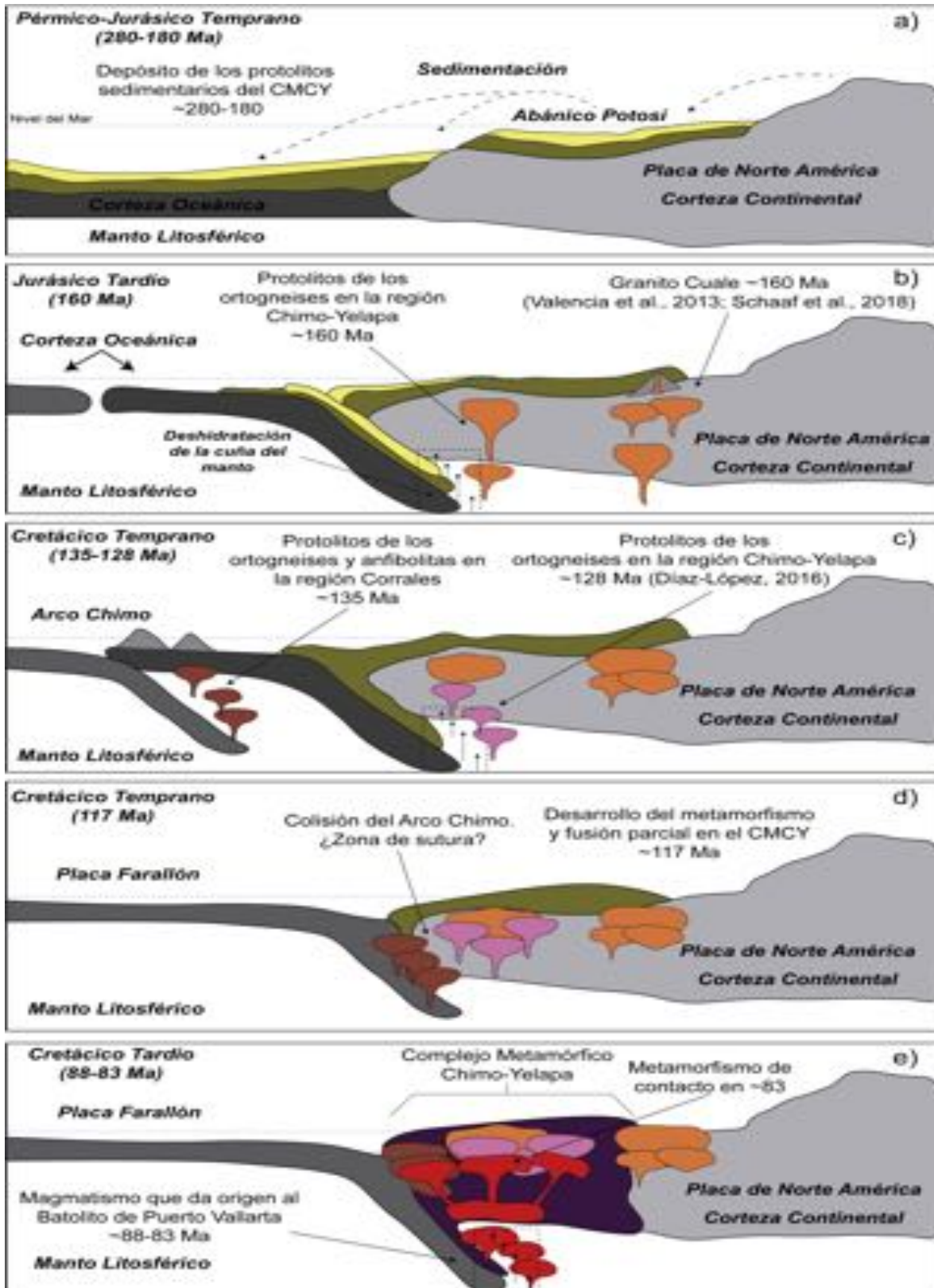


Figura 60. Modelo tectónico evolutivo para la región de Yelapa-Corrales. (Modificado de Johnson et al., 1999 y Díaz López, 2016).

el propuesto por Johnson et al. (1999) en la región de la Sierra de San Pedro Mártir, en donde se sugiere que las partes oeste y occidentales fueron amalgamadas entre ~115-97.

La última etapa de magmatismo registrada en la región de estudio se genera en el Cretácico Tardío (~88-83 Ma) (Figura 60e). Este episodio se caracteriza por ser de tipo calcoalcalino en un ambiente de arco volcánico continental, el cual da origen al Batolito de Puerto Vallarta (Figura 60e). Los magmas evolucionados del BPV son generados a través de la fusión de la cuña del manto, la cual pudo fundir sedimentos acarreados durante la subducción y que durante su ascenso una posible asimilación cortical es generada por toda la secuencia litológica que se presenta en la región (Figura 60e). Los resultados de la termobarometría indican profundidades de emplazamiento de ~12 km, en donde toma lugar el metamorfismo de contacto registrado en la unidad metasedimentaria del CMCY (Figura 60e).

Finalmente, los datos geoquímicos e isotópicos del Bloque de los Cabos y el Batolito de Puerto Vallarta sugieren fuertemente una correlación magmática (Schaaf et al., 2000). Por lo tanto, este trabajo sugiere que las nuevas evidencias geoquímicas, isotópicas y geocronológicas de esta consanguinidad magmática pueda extenderse hasta el Peninsular Ranges, en donde dichas regiones compartirían una misma línea evolutiva geológica desde el Jurásico hasta el Cretácico.

Conclusiones

1. Con base en las relaciones de campo y petrográficas se concluye que el CMCY está compuesto por dos litodemas; Metasedimentario y metaígneo. El primero compuesto por paragneises de silimanita/granate, paragneises de biotita y lentes calci-silicatados, mientras que el segundo es constituido por ortogneises de biotita, ortogneises de anfíbol y anfíbolitas.
2. Se reportan por primera vez edades jurásicas para los protolitos de los ortogneises de biotita en la región de Chimo-Yelapa. Además, se aportan nuevas evidencias geocronológicas, geoquímicas e isotópicas de un magmatismo en el Cretácico Temprano en el NW de México generado por un arco de islas, nombrado en este trabajo el Arco Chimo.
3. A partir de los análisis de química mineral y modelados termodinámicos se concluye que el Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa evolucionó en condiciones de facies de anfíbolita alta en $\sim 6\text{--}7.5$ kbar y $\sim 680\text{--}720$ °C. Este metamorfismo queda constreñido con una edad de ~ 117 Ma, generado por la yuxtaposición del Arco Chimo hacia la región de Corrales.
4. El emplazamiento/cristalización de los granitoides del Batolito de Puerto Vallarta se constriñe en ~ 83 Ma, en donde el emplazamiento/cristalización se generó en condiciones de $\sim 4.3\text{--}4.5$ kbar y $\sim 656\text{--}670$ °C.
5. Finalmente, este trabajo aporta nuevas evidencias geoquímicas, isotópicas y geocronológicas de la correlación magmática con regiones como el Peninsular Ranges y el Bloque de los Cabos, en donde dichas regiones compartirían una misma línea evolutiva geológica desde el Jurásico hasta el Cretácico.

Referencias

- Anderson, T.H., y Silver, L.T. (2005). The Mojave-Sonora megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, in Anderson, T.H., et al., eds., *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*: Geological Society of America Special Paper. 393, 1–50.
- Armstrong, R.L., Jäger E., y Eberhardt, P. (1966). A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. *Earth Planetary Science Letters*, 1, 13–19.
- Arredondo-Guerrero, P., y Centeno-García, E. (2003). Geology of the Mazatlán region, southern Sinaloa state, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 35 (4), 71.
- Arrieta-García, G. (2016). Caracterización geoquímica e isotópica de las rocas intrusivas y del basamento del área de Mazatlán, Sinaloa. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 147 p.
- Bahdra, S. y Bhattacharya, A. (2007). The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: Constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages. *American Mineralogist*, 92(4), 491-502.
- Baldwin, S.L., y Harrison, M.T. (1992). The P-T-t history of blocks in serpentinite-matrix mélangé, west-central Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 18-31.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., y Barajas-Nigoche, L.D. (2010). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, 6 (5), 621-640.
- Bartolini, C., Lang, H., y Spell, T. (2003). Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in North-Central Mexico and its continuation to northern South America, en Bartolini, C., Fuffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean. Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 79, 427 – 461.
- Bea, F., Pereira, M., y Stroh, A. (1994). Mineral/leucosome trace element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation ICP-MS study). *Chemical Geology*, 117, 291–312.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., y 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.
- Blundy, J.D. y Holland, T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-24.

- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Proceeding of the Indian Academy Sciences. Earth and Planetary Sciences*, 110(4), 313-336.
- Bucher, K., y Grapes, R.H. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks* (8th ed.). Berlin; New York: Springer, p. 419
- Burchfiel, B.C., Cowan, D.S., y Davis, G.A. (1992). Tectonic overview of the Cordilleran orogen in the western United States, in Burchfiel, B.C. et al., eds., *The Cordilleran Orogen, Conterminous United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America. G-3*, 407–479.
- Calmus, T., Poupeau, G., Bourgois, 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., y Coney, P.J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.
- Campa, M.F., y Ramirez, J. (1979). *La Evolución Geológica y la Metalogénesis de Guerrero*. Universidad Autónoma de Guerrero, Ser. Técnico-Científica. 1, 84.
- Carmichael, D.M. (1969). On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 20, 244-267.
- 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 Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper. 393*, 233–258.
- Centeno-García, E., Olvera-Carranza, K., Corona-Esquivel, R., Camprubí, A., Tritlla, J., y Sanchez-Martinez, S. (2003). Depositional environment and paleogeographic distribution of the Jurassic-cretaceous arc in the western and northern Guerrero Terrane, Mexico. *GSA 99th Cordilleran Section Annual Meeting Abstracts with Programs*, 35 (4), 76.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., y Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, in Draut, A., Clift, P.D., and Scholl, D.W., eds., *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America, Special Paper. 436*, 279–308.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M. y 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, 1776-1797.

- Connolly, J.A.D. (1990). Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.
- Connolly, J.A.D. (2009). The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 10, Q10014.
- Connolly, J.A.D., y Kerrick, D.M. (2002). Metamorphic control on seismic velocity of subducted oceanic crust at 100-250 km depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 204 (1-2), 61-74.
- Cressey, G., Wall, F. y Cressey, B.A. (1999). Differential REE uptake by sector growth of monazite. *Mineralogical Magazine*, 63:813–813.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C. y López-Martínez, M. (2012). Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 29, 179-203.
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., y Pichavant, M. (1999). An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40, 1673–1698.
- Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J. (1962). *Rock forming minerals*. Wiley, New York. 3, 58-64 pp.
- Del Moro, A., Puxeddu, M., di Brozolo, F.R., y Villa, I.M. (1982). Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300°–400° C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(4), 340–349.
- Delgado-A.L., López, M.M., York, D., y Hall, C.M. (1990). Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente Complexes, southern Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. 22, (7), 326.
- DePaolo, D.J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10470–10488.
- Díaz-López, L.F. (2016). *Geología, geoquímica y geocronología del Complejo Metamórfico Yelapa, Basamento del Batolito de Puerto Vallarta, Jal.* Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura. 241 p.
- Dickinson, W. (2004). Evolution of the North American Cordillera: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 13–45.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142–1160.
- Elías-Herrera, M. (2004). *Geología precenozoica de la región de Tejupilco, estado de México, y sus implicaciones tectónicas*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Doctorado. 201 p.

- Eliás-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (1998). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). *Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. Tectonophysics*, 292, 321-326.
- Eliás-Herrera, M., Sánchez-Savala, J.L., y Macías-Romo, C. (2000). Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.
- Estrada-Carmona, J., Solari, L. A., y Ortega-Obregón, C. (2016). Petrochronology of the migmatization event of the Xolapa Complex, Mexico, microchemistry and equilibrium growth of zircon and garnet. *International Geology Review*, 58(11), 1382–1397.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. Jhon Wiley & Sons. New York, 589 p.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth Science Reviews*, 18, 56-84.
- Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., y Dupuis, C. (2002). Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 311-328.
- Freeman, S.R., Inger, S., Butler, R.W.H., y Cliff, R. A. (1997). Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics*, 16(1), 57–76.
- Freydier, C., Lapiere, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez-R.J., y Coulon, C. (2000). The Early Cretaceous Arperos basin: An oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 325–336.
- Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., y Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Frost, R.B., y Frost, C.D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rock. *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969.
- Gardien, V., Thompson, A.B., y Ulmer, P. (2000). Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses: the role of H₂O in the stability of amphibole. *Journal of Petrology*, 41, 651–666.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Jenschky, W.A. (1978). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico. *Geological Society of America Map and Chart Series MC-24*, 8 p.
- Gastil, G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Lothringer, C., Leier-Engelhardt, P., DeLattre, M., Hoobs, J., y Roldán-Quintana, J. (1991). The relation between the Paleozoic strata on

- opposite sides of the Gulf of California, in Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper. 254*, 1–7.
- González-Partida, E., Torres-Rodríguez, V., Stussi, J., y Zimmermann, J. (1987). Análisis geoquímico de los granitoides aflorantes en el sector Puerto Vallarta-Río de Santiago, México. *Lithos*, 1, 33-49.
- Grajales, M., y López, M. (1984). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlan-Guerrero-Jalisco. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160 (no publicado).
- Guerrero-Suastegui, M. (2004). Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico. St. John's, Newfoundland, Memorial University, [Ph.D. thesis], 600 p.
- Harley, S.L., Kelly, N.M. & Möller, A. (2007). Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, 3, 25–30.
- Hart, E., Storey, C., Bruand, E., Schertl, H.P., y Alexander, B.D. (2016). Mineral inclusions in rutile: A novel recorder of HP-UHP metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 446, 137-148.
- Hartel, T.H.D., y Pattison, D.R.D. (1996). Genesis of the Kapuskasing (Ontario) migmatitic mafic granulites by dehydration melting of amphibolite: the importance of quartz to reaction progress. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 591–611.
- 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., y Thomson, J.A. (2005). The Ti saturation surface low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
- Hernández-Urbe, D., Gutiérrez-Aguilar, F., Mattinson, C. G., Palin, R. M., y Neill, O. K. (2018). A new record of deeper and colder subduction in the Acatlán complex, Mexico: Evidence from phase equilibrium modelling and Zr-in-rutile thermometry. *Lithos*. doi:10.1016/j.lithos.2018.10.003
- Herron, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58 (5), 820-829.
- 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., Baker, J., y Powell, R. (1998). Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. *European Journal of Mineralogy*, 10, 395–406.
- Holland, T., y Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–47.
- Holland, T.J.B., y Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrologic interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.
- Holland, T.J.B., y Powell, R. (2001). Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, 42, 673– 683.
- Holland, T.J.B., y Powell, R. (2003). Activity composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 492–501.
- Hoskin, P.W.O. (2000). Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1905–1923.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Fullsack, P., y Lee, B. (1998). Barrovian regional metamorphism: where's the heat? *Geological Society of London, Special Publications*, 138, 23–51.
- Jamtveit, B. (2010). Metamorphism: From Patterns to Processes. *Elements*, 6(3), 149–152.
- Jenkin, G.R.T., Ellam, R.M., Rogers, G., y Stuart, F. M. (2001). An investigation of closure temperature of the biotite Rb-Sr system: The importance of cation exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(7), 1141–1160.
- Johnson, S.E., Tate, M.C., y Fanning, C.M. (1999). New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, BajaCalifornia, Mexico; evidence for a suture? *Geology*, 27, 743–746.
- Kelly, N.M., Harley, S.L. y Möller, A. (2012). Complexity in the behavior and recrystallization of monazite during high-T metamorphism and fluid infiltration. *Chemical Geology*, 322–323, 192–208.
- Kelsey, D.E., y Powell, R. (2011). Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–ZrO₂ system. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 151–166.
- Kelsey, D.E., Clark, C., y Hand, M. (2008). Thermobarometric modeling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 199–212.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., y Lee, J.W.K. (2006). Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic continental rift tholeiites on the

- Mexican margin of Pangea metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex: *International Geology Review*, 48, 1–16.
- Kimbrough, D.L., Grove, M., y Morton, D.M. (2015). Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, 127, 19-37.
- Kimbrough, D.L., y Moore, T.E. (2003). Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, Mexico: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc, *en* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. and Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern México and southwestern USA: Geological Society of America Special Paper*. 374, 43-71.
- Kistler, R. W., Wooden, J. L., Premo, W. R., y Morton, D. M. (2014). Pb-Sr-Nd-O isotopic characterization of Mesozoic rocks throughout the northern end of the Peninsular Ranges batholith: Isotopic evidence for the magmatic evolution of oceanic arc–continental margin accretion during the Late Cretaceous of southern California. *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society Of America Memoirs*, 263–316.
- Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmerman, R., Negendank, J., y Tobschall, H. (1988). Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur (Mexico). *Geofísica Internacional*, 27, 519-542.
- Kohn, M.J. (2003). Geochemical zoning in metamorphic minerals. *En: The Crust. Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 229-261.
- Kohn, M.J., Corrie S.L., y Markley, C. (2015). The fall and rise of metamorphic zircon. *American Mineralogist*, 100, 897–908.
- Korhonen, F.J., Brown, M., Grove, M., Siddoway, C.S., Baxter, E.F., y Inglis, J.D. (2012). Separating metamorphic events in the Fosdick migmatite-granite complex, West Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 165–192.
- Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., y Zimmermann, J.L. (1992). A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic–Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 61–77.
- Lappin, A.R., y Hollister, L.S. (1980). Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British Columbia. *American Journal of Science*, 280, 518–545.
- López-Ramos, E. (1995). Carta geológica de los estados de Jalisco y Aguascalientes escala 1: 500,000. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Lozano-Santa Cruz, R., y 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.
- Lux, D.R., DeYoreo, J.J., Guidotti, C.V., y Decker, E.R. (1986). Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation. *Nature*, 323, 794-797.
- Maniar, P.D., y Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 73, 279-316.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., y Centeno-García, E. (2011). Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology*, 119, 597–617.
- Martini, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (2016). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth Sciences Reviews*, 183, 38-55.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean-ridge basalts and continental tholeiites with the Nb – Zr – Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207–218.
- Mogk, D.W. (1992). Ductile shearing and migmatization at mid-crustal levels in an Archean high-grade gneiss belt, northern Gallatin Range, Montana, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 427–438.
- Montaño-Cortes, P.C. (2016). Paleomagnetismo y tectónica de rocas del Cretácico Inferior en el margen suroccidental de Norte América: caso de estudio, Bahía Chamela e Isla Cocinas (Jalisco). Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 79 p.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldsteins, S.L., Pérez-Arvizu, O., y Solís-Pichardo, G. (2009). Lithospheric removal as a Trigger for Blood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50, 2157-2186.
- Mutch, E., Blundy, J., Tattitch, B., Cooper, F., y Brooker, R. (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), 1-27.
- Nemchin, A.A., y Bodorkos, S. (2000). Zr and LREE concentrations in anatectic melt as a function of crystal size distributions of zircon and monazite in the source region. *Geological Society of America, Abstracts and Programs*, Abstract 52286.
- Newton, R.C., Charlu, T.V., y Kleppa, O.J. (1980). Thermochemistry of the high structural state plagioclase. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 44, 933–941.
- O'Connor, J.T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional paper*, 525, 79-84.

- Ortega-Flores, B. (2017). Caracterización del límite este del Terreno Guerrero mediante isotopía de Hf y geocronología U-Pb en zirrones detríticos. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría. 192 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S., y Nieto-Samaniego, A. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, 5ª edición, escala 1:2,000,000. México, D.F., Consejo de Recursos Minerales and Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Luna-González, L., y Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26, 834-868.
- Ortiz-Hernandez, E.L. (1992). L'arc intra-océanique allocthone Jurassique supérieur– Crétacé inférieur du domaine Cordillerain Mexicain (Guerrero Terrane): Pétrographie, géochimie et mineralisations associées des segments de Guanajuato et de Palmar Chico–Arcelia conséquences paleogéographiques [thesis]: Université Joseph Fourier-Grenoble, France, 109 p.
- Ortiz-Hernandez, E.L., Acevedo-Sandoval, O.A., y Flores-Castro, K. (2003). Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central México, geochemical and mineralogical data. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 20, 27–40.
- Palin, R.M., Weller, O.M., Waters, D.J., y Dyck, B. (2016). Quantifying geological uncertainty in metamorphic phase equilibria modelling; a Monte Carlo assessment and implications for tectonic interpretations. *Geoscience Frontiers*, 7, 591–607.
- 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., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983.
- Peralta-Miranda, A., y García-Pérez, L. (2013). Geología y geocronología de la Isla San Juanito, archipiélago de las Islas Marías, Nayarit. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 132 p.
- Petrus, J.A., y 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.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P. Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., y Villanueva-Lascrain, D. (2013). Geology, geochronology, and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, 1-23.

- Poole, F.G., y Perry, W.J., Jr. (1998). Laurentia-Gondwana continental margins in Northern Mexico, and their late Paleozoic collision, IGCP Project 376 annual meeting: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México City, México, Laurentia-Gondwanan connections before Pangea, Program and Abstracts, p. 27.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Madrid, R.J., y Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model, in Anderson, T.H., et al., eds., The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper. 393, 543–596.
- Powell, R., y Holland, T.J.B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179.
- Premo, W.R., Morton, D.M. y Kistler, R.W. (2014). Age and isotopic systematics of Cretaceous borehole and surface samples from the greater Los Angeles Basin region: Implications for the types of crust that might underlie Los Angeles and their distribution along late Cenozoic fault systems, *en* Morton, D.M. and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoirs, 211, 21-59.
- Premo, W.R., y Morton, D.M. (2014). SHRIMP-RG U-Pb ages of provenance and metamorphism from detrital zircon populations and Pb-Sr-Nd signatures of prebatholithic metasedimentary rocks at Searl Ridge, northern Peninsular Ranges batholith, southern California: Implications for their age, origin, and tectonic setting. *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoirs, 449–498.
- Putnis, A., y Asuthreim, H. (2010). Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10, 254-269.
- Putnis, A., y John, T. (2010). Replacement processes in the Earth's crust. *Elements*, 6, 159-164.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa, M.F., Talavera, O., y Guerrero, M. (1991). Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir, p. 163–166.
- Regis, D., Warren, C.J., Mottram, C.M., y Roberts, M.W. (2016). Using monazite and zircon petrochronology to constrain the P-T-t evolution of the middle crust in the Bhutan Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 34, 617–639.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M. & Trouw, R. (2012). In situ chemical dating of monazite from the Southern Brazilia Belt, Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 81–112.

- Rochin-García, H. (2015). El basamento del Bloque de Los Cabos, Baja California Sur, características geoquímicas, isotópicas y geocronológicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 107 p.
- Roldán-Quintana, J., Gonzalez-Leon, C.M., y Amaya-Martinez, R. (1993). Geologic constraints on the northern limit of the Guerrero Terrane in northwestern Mexico, in Ortega Gutiérrez, F., et al., eds., First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference: Guanajuato, México, Proceedings, p. 124–127.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 123–138.
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., y Faure, M. (2000). Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389–402.
- Sánchez-Zavala, J.L., Centeno-García, E., y Ortega-Gutiérrez, F. (1999). Review of Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in the Gondwana- Laurentia connections, in Ramos, V.A., and Keppie, J.D., eds., *Laurentia- Gondwana Connections before Pangea: Geological Society of America Special Paper*. 336, 211–226.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., y Vidal-Solano, J.R. (2016). New age constraints on magmatism and metamorphism of the Western Sonobari Complex and their implications for an earliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33 (2), 170-182.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Salgado-Souto, S.A., y Gómez-Landa, J.R. (2017). Geochemical and isotopic study of Mesozoic magmatism in the Sonobari Complex, western Mexico: Implications for the tectonic evolution of southwestern North America. *Geosphere*, 14, 1.
- Sawyer, E.W. (2008). Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist. Special Publication*, 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, p. 371.
- 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. PhD Thesis, University of Munich, Germany, p 202.
- Schaaf, P., Heinrich, W., y 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., y Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339-1350.

- Schaaf, P., Böhnell, H., y Pérez-Venzor, J.A. (2000). Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 318, 53–69.
- Schaaf, P., Hall, B.V., y 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, en 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., y Ortega-Obregón, C. (2018). The anatomy of a Cordilleran Batholith revised: Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-O isotopes from the Puerto Vallarta igneous and metamorphic complex and its relation to NW Mexico continental arc magmatism. *Geosphere*, (En revisión).
- Schmidt, K.L., y Paterson, S.R. (2002). A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress? *Tectonics*, 21 (5), 14-1-14-19.
- Schore, M., y Fowler, A.D. (1996). Oscillatory zoning in minerals: a common phenomenon. *The Canadian Mineralogist*, 34, 1111-1126.
- Schwartz, J., Johnson, K., Mueller, P., Valley, J., Strickland, A., y Wooden, J. (2014). Time scales and processes of Cordilleran batholith construction and high-Sr/Y magmatic pulses: Evidence from the Bald Mountain batholith, northeastern Oregon. *Geosphere*, 10(6), 1456-1481.
- Shand, S.J. (1943). *The eruptive rocks*, 2da edición, Nueva York. John Wiley, 444 p.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., y 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.
- Spear, F.S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, 281, 697–734.
- Spear, F.S. (1993) *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 799 p.
- Storkey, A.C., Hermann, J., Hand, M., y Buick, I.S. (2005). Using in situ trace-element determinations to monitor partial-melting processes in metabasites. *Journal of Petrology*, 46, 1283–1308.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Reviews*, 12, 1-33.

- Sun, S.S., y 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, 24, 313-345.
- Tajcmanova, L., Connolly, J.A.D., y Cesare, B. (2009). A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 153–164.
- Talavera-Mendoza, O. (2000). Mélanges in southern México: Geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero Terrane). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1309–1320.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., y Guerrero-Suastegui, M. (1993). Geochemical evolution of the Guerrero Terrane: Example of a Late Mesozoic multi-arc system. *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference: Guanajuato, México, Proceedings*, p. 150–152.
- Talavera-Mendoza, O., y Guerrero-Suastegui, M. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western México): Implications for the tectonomagmatic 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., Valencia, V., y 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.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martinez, J., Talavera, M., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., y Yta, M. (1994). The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 234, 49–73.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., Armstrong, R.L., y Tarney, J. (1981). The Composition and Evolution of the Continental Crust: Rare Earth Element Evidence from Sedimentary Rocks [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 301(1461), 381–399.
- Thompson, J.B., y Hovis, G.L. (1979). Entropy of mixing in sanidine. *American Mineralogist*, 64, 57–65.
- Valencia, V.A., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J.T. y Lopez-Martinez, M. (2006). Re–Os and U–Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico: implications for the Jurassic tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 39-51.
- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., y Grove, M. (2013). The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 801-824.

- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., y Talavera-Mendoza, O. (2008). U–Pb detrital zircon data of the Río Fuerte Formation (NW Mexico): Its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 343–354.
- Vega-Granillo, R., Sarmiento-Villagrana, A., Salgado-Souto, S., y Araux-Sánchez, E. (2016). P-T conditions of earliest Late Cretaceous metamorphism in the Western Sonobari Complex, northwestern Mexico: tectonic implications. *International Geology Review*, 59(7), 812–828.
- Verschure, R.H., Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Majjer, C., Priem, H.N.A., y Verdurmen, E.A.T. (1980). On the thermal stability of Rb-Sr and K-Ar biotite systems: Evidence from coexisting Sveconorwegian (ca 870 Ma) and Caledonian (ca 400 Ma) biotites in SW Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(3), 245–252.
- Villa I.M. (1998). Isotopic closure. *Terra Nova*, 10, 42–47.
- Villanueva-Lascrain, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J., y 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.
- Wade, J., Dyck, B., Palin, R.M., y Smye, A.J. (2017). The divergent fates of primitive hydrospheric water on Earth and Mars. *Nature*, 552, 391-395.
- Watson, E.B., Wark, D.A., y Thomas, J.B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433.
- Wei, C.J., y Clarke, G.L. (2011). Calculated phase equilibria for MORB composition: a reappraisal of the metamorphic evolution of lawsonite eclogite. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 939-952.
- Wei, C.J., y Duan, Z.Z. (2018). Phase relations in metabasic rocks: constraints from the results of experiments, phase modelling and ACF analysis. En: *HP–UHP Metamorphism and Tectonic Evolution of Orogenic Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 474.
- Weller, O.M., St-Onge, M.R., Waters, D.J., Rayner, N., Searle, M.P., Chung, S.-L., Palin, R.M., Lee, Y.-H., y Xu, X. (2013). Quantifying Barrovian metamorphism in the Danba Structural Culmination of eastern Tibet. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(9), 909–935.
- White, R.W., Powell, R., y Holland, T.J.B. (2000). The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497– 511.

- White, R.W., Powell, R. y Holland, T.J.B. (2007), Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511-527.
- White, W.M. (2013). *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Whitney, D.L. (2002). Coexisting andalusite, kyanite, and sillimanite: Sequential formation of three Al₂SiO₅ polymorphs during progressive metamorphism near the triple point, Sivrihisar, Turkey. *American Mineralogist*, 87, 405-416.
- Whitney, D.L., y Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Harlov, D.E., Budzyn, B., y Hetherington, C.J. (2011). Resetting monazite ages during fluid-related alteration. *Chemical Geology*, 283, 218–225.
- Winter, J.D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th – Hf – Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30.
- Xia, Q.X., Zheng, Y.F., Yuan, H., y Wu, F.Y. (2009). Contrasting Lu–Hf and U–Th–Pb isotope systematics between metamorphic growth and recrystallization of zircon from eclogite-facies metagranites in the Dabie orogen, China. *Lithos*, 112 (3), 477-496.
- Yakymchuk, C., y Brown M. (2014). Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *Journal of the Geological Society*, 171, 465–479.
- Yakymchuk, C., Brown, M., Clark, C., Korhonen, F.J., Piccoli, P.M., Siddoway, C.S., Taylor, R.J., y Vervoort, J.D. (2015). Decoding polyphase migmatites using geochronology and phase equilibria modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 33, 203-230.
- Yakymchuk, C., Kirkland, C.L., y Clark, C. (2018). Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Petrology*, 36, 715–737.
- Yuguchi, T., Iwano, H., Kato, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T., Sueoka, S., Danhara, T., Ishibashi, M., Sasao, E. y Nishiyama, T. (2016). Zircon growth in a granitic pluton with specific mechanisms, crystallization temperatures and U–Pb ages: Implication to the ‘spatiotemporal’ formation process of the Toki granite, central Japan. *Journal Of Mineralogical And Petrological Sciences*, 111(1), 9-34.
- Zimmermann, J.L., Stussi, J.M., González-Partida, E., y 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

Anexos

Anexo 1

Marco Teórico

Zircón y monacita como monitores de procesos metamórficos

La determinación de las escalas de tiempo de los procesos tectónicos durante los cuales se llevan a cabo enterramiento y exhumación de rocas de la corteza, requieren del uso de la geocronología de diferentes fases minerales que potencialmente pueden registrar estos eventos en su química mineral. El zircón y monacita son dos de las fases utilizadas más importantes ya que ellos contienen información del tiempo de los procesos que se registran en altos grados metamórficos (Kelsey et al., 2008).

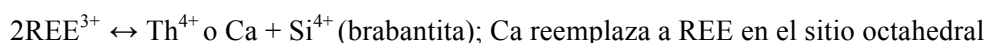
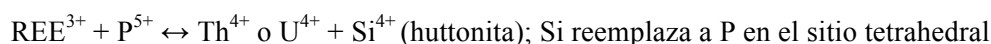
De particular importancia es la determinación del ambiente de formación de estos minerales accesorios durante el metamorfismo progrado, pico metamórfico, fusión parcial o durante la retrogresión en condiciones supra o subsólidas (Regis et al., 2016). Los bordes de los zircones comúnmente proveen un registro de un solo evento de crecimiento durante un ciclo metamórfico, y generalmente, crece en la presencia de un fundido (Rubatto et al., 2006). Sin embargo, la monacita comúnmente reacciona múltiples veces durante un ciclo metamórfico, preservando evidencia de múltiples episodios de crecimiento, disolución y sobrecrecimientos. Estos episodios son identificados por las diferencias en las concentraciones de elementos traza, especialmente en Y y Th (Kohn et al, 2004, 2005; Regis et al, 2016). Por lo cual, el ambiente de crecimiento del zircón y monacita es muy complejo, ocurriendo como función de muchas variables físicas y químicas (presión, temperatura, volumen, composición química de la roca, etc). Así, en la actualidad las investigaciones intentan integrar reacciones minerales, reacciones en microestructuras, concentración y patrones de elementos traza, inclusiones minerales y química de roca total para lograr establecer un vínculo entre el crecimiento y disolución del zircón y monacita con respecto a la evolución metamórfica en que se desarrollan (Kelsey et al, 2008 y referencias ahí citadas). La correcta interpretación de las edades del zircón y monacita en rocas metamórficas se encuentra restringida en nuestros límites del conocimiento del ambiente en que se desarrollan estos minerales traza durante el metamorfismo (Rubatto et al, 2001).

Por ende, la clave para interpretar una edad mineral en un contexto metamórfico es la capacidad de ubicar su historia de crecimiento y/o recristalización en una ruta metamórfica P-T. A pesar del amplio conocimiento de la geocronología de zircón y monacita, la asignación correcta de

edades en estas fases minerales aún resulta de gran complejidad, en particular cuando se presentan patrones de zonamiento químico y por ende variaciones en las edades obtenidas (Bhowmik et al, 2014). A causa de esto, el potencial de la cronología de zircón y monacita para conocer los límites de los grados metamórficos se ha incrementado en las últimas dos décadas, existiendo un gran avance en el entendimiento de la partición de elementos traza de zircón y monacita entre un leucosoma y fases restíticas durante reacciones en procesos metamórficos (Bhowmik et al, 2014).

Características físico-químicas.

La monacita ($[\text{LREE}, \text{Th}]\text{PO}_4$), es una fase accesoria común en rocas metapelíticas y la cual presenta altas concentraciones de U (arriba del 1 wt.%) y Th (arriba del 20 wt.%), bajos contenidos de Pb común (1 ppm) y resistencia a la difusión de pérdida de Pb (Parrish, 1990). Datos compilados por Spear y Pyle (2002), indican que los intercambios que dominan en la monacita están dados por la siguientes reacciones de intercambio catiónico:



Cressey et al. (1999) documentan en monacita diferencias en la incorporación de iones en la estructura cristalina entre específicas superficies de crecimiento. En ese estudio, las monacitas de una carbonatita fueron sectorialmente enriquecidas en La en zonas (011) pero empobrecidas en (101) y (100), mientras que el Nd mostro un patrón inverso; para el caso de Ce este efecto es mínimo. Más adelante, Janots et al. (2008) encuentran diferencias substanciales en la relación La/Nd en dos poblaciones de monacita, sin embargo, texturas locales indican crecimientos de bordes secuenciales. Estos sectores parecen ser particularmente comunes en altos grados metamórficos, mientras que monacitas magmáticas muestran zonamientos oscilatorios (Zhu y O'Nions, 1999; Montel, 1993).

Por otra parte, el zircón (ZrSiO_4) es el cronometro más versátil en la actualidad, ya que durante su formación incorpora importantes cantidades de U y Th en su estructura cristalina y excluye a el Pb. Sin embargo, con el paso del tiempo el decaimiento del U y Th causan la acumulación de Pb radiogénico (Scherer et al, 2007).

Rubatto (2002) emplea como criterio la relación Th/U para distinguir zircones formados en ambientes magmáticos, metamórficos e hidrotermales. Por ejemplo, un valor menor a 0.1 de la relación Th/U será un criterio discriminante de zircones metamórficos.

Sin embargo, para evaluar esta interpretación es necesario considerar los factores que controlan las relaciones Th/U, por consiguiente, estas concentraciones en zircones son básicamente controladas por la disponibilidad durante la reacción-partición de Th y U entre zircon y minerales coexistentes, fundidos y fluidos (Harley et al, 2007). A causa de esto, Möller et al. (2003) demuestran que la relación Th/U tiene un uso limitado para la distinción entre zircones magmáticos y metamórficos, sugiriendo que cada paso en la reacción y balance de masa de la roca afecta el ambiente del zircon y su potencial de generar cambios en sus características de elementos traza. En consecuencia, la caracterización geoquímica del zircon tiene el potencial de convertirse en una herramienta interpretativa siempre y cuando, se conozcan de mejor manera los mecanismos que controlan los ambientes de partición de estos elementos en el zircon.

Por otra parte, la temperatura de cierre (T_c) es la temperatura a la que un mineral ya no intercambia partículas o isótopos con su alrededor. Por tal motivo, este fenómeno se convierte en un umbral térmico en donde marca el final de un proceso físico y por lo tanto, disponer de la T_c como dato en geocronología y termocronología es de gran ayuda, correlacionando una edad a una temperatura determinada (González-Pérez, 2016).

En este contexto, Parrish (1990) estima una $T_c = 725 \pm 25$ °C como valor comúnmente utilizado, sin embargo, valores de T_c de 800–850 °C han sido subsecuentemente propuestos basados en las relaciones de edades preservadas en muestras de alto grado metamórfico (Spear y Parrish, 1996). Otros valores experimentales han sido propuestos, por ejemplo, Smith y Giletti (1997) estiman una $T_c = 500$ °C para monacitas de 10 μm , mientras que Cherniak et al. (2004) encuentran un valor de $T_c > 900$ °C para monacitas de 20 μm de diametro. En este contexto, Lee et al. (1997) exponen que la T_c en zircones puede exceder los 900 °C implicando que las edades isotópicas de U-Pb tienen poca probabilidad de verse afectadas exclusivamente por efectos térmicos, excepto para condiciones de facies de granulitas o fusión parcial, por lo cual, se explicaría la preservación de zircones en granitos y rocas metamórficas de alto grado.

Petrogénesis

Comparado con la riqueza de conocimientos petrológicos sobre los principales minerales metamórficos, el entendimiento del ambiente de formación de fases accesorias es aún un tema con poco conocimiento petrológico (Rubatto, 2017). Por lo cual, en este punto se discutirán los procesos que pueden llevar a cabo la formación de las fases accesorias en estudio.

Minerales precursores a las monacitas metamórficas incluyen diferentes fases de baja temperatura, solo por mencionar algunas fases son: fosfatos de aluminio, carbonatos y filosilicatos,

que comúnmente indican que su génesis surge por procesos de disolución-precipitación (Engi, 2017). En facies de esquistos verdes o esquistos azules de baja temperatura, la monacita en metasedimentos reacciona para formar alanita + apatito (Tabla 1A) (Wing et al., 2003; Yang y Pattison, 2006). Diferentes reacciones progradas han sido propuestas para producir monacita (Tabla 1), sin embargo, las reacciones no han sido estudiadas a profundidad generando una gran incertidumbre sobre su veracidad.

Tabla 1A. Reacciones progradas propuestas para formar monacita

Reactantes	Productos	Referencias
aln + ap + mu + qz	mnz + bi + pl + H ₂ O	Wing et al. (2003)
aln + ap	mnz	Yang y Pattison (2006)
aln + ap	mnz + pl + mg?	Tomkins y Pattison (2007)
aln + ap + AFM1	mnz + an + AFM2	Janots et al. (2008)
grt + ap + mu	mnz + bi + sill	Pyle y Spear (2003)
grt + chl + mu	mnz + st + bi + pl	Khon y Malloy (2004)

Ahora bien, una siguiente generación de monacita crecerá en condiciones donde el granate y estauroлита son estables y donde previamente existe la fase de alanita (Spear y Pyle 2002; Corrie y Kohn 2008). Por ejemplo, Spear y Pyle (2010) realizaron modelados en pseudosecciones a presiones y temperaturas de anfibolitas para ilustrar el crecimiento de monacita y discuten el efecto en presencia de granate y xenotima. En consecuencia, la cantidad de monacita y su composición esta fuertemente controlada por la existencia de xenotima y en ausencia de esta el crecimiento de monacita depende del crecimiento o consumo de granate. En particular, el contenido de YPO₄ en monacita tiende a cero en una roca con metamorfismo de grado intermedio en la cual el granate secuestra a itrio (Y), por ende, el proceso de difusión del granate a altas temperaturas promoverá el crecimiento de monacita con altos contenidos de YPO₄.

Por consiguiente, el mapeo químico de monacitas revelará una conexión directa entre edades y zonas de relativo empobrecimiento o enriquecimiento de Y, en este sentido, estos patrones pueden ser correlacionados con reacciones metamórficas en donde interviene la fase de granate (Figura 1A) (Gibson et al, 2004). Así, el contenido de Y en monacita depende generalmente de las reacciones que involucran a la fase del granate (Spear y Pyle, 2002).

Dado que el granate crece generalmente durante el metamorfismo progrado, secuestrando Y en su estructura y controlando las generaciones posteriores de monacita con núcleos de bajos contenidos de Y, estos bajos contenidos de Y en monacita podrían representar las condiciones bajo las cuales el granate fue más abundante (generalmente condiciones de más alto grado metamórfico)

y los sobrecrecimientos en monacita con altos contenidos de Y, representarían generaciones posteriores en condiciones de bajas temperaturas (Figura 1A) (Kohn y Maloy, 2004; Kohn et al, 2005). Estos aportes ilustran claramente las causas de la dispersión de edades en monacitas, demostrando el significado de múltiples dominios de edades en monacitas metamórficas (Gibson et al, 2004). Puesto que durante el proceso de fusión parcial en facies de granulita la monacita tiende a disolverse, esta tendera a crecer durante la cristalización del leucosoma en migmatitas (Yakymchuk y Brown, 2014).

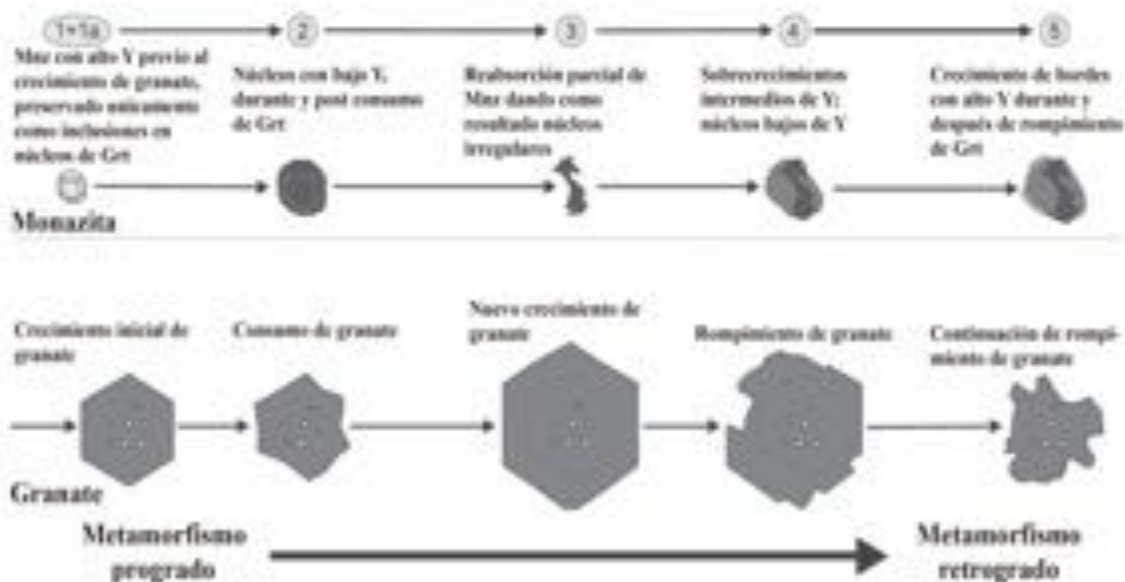


Figura 1A. Representación esquemática de la historia metamórfica interpretada para monacita y granate (Modificado de Gibson et al, 2004).

Por otra parte, una de las maneras para que se forme un zircón es mediante la generación de sobrecrecimientos en cristales heredados durante el proceso de fusión parcial. Estudios en rocas de composición pelítica, muestran que la formación de nuevos zircones bajo condiciones subsolidas son virtualmente escasos, sin embargo, se vuelven abundantes tan pronto como la fusión parcial inicia (Rubatto et al. 2001).

Una conclusión predominante entre especialistas enuncia que la gran mayoría de los nuevos zircones que cristalizan, se suscita en leucosomas en comparación con los melanosomas o porciones restíticas. Además, modelos de solubilidad predicen que en composiciones félsicas, la disolución del

zircón y por lo tanto la cristalización de un fundido es menos efectiva que en la monacita, así, los zircones relictos pueden subsistir a mucho más altos grados metamórficos (Figura 2A). Por lo cual, los modelados experimentales predicen consistentemente que zircones anatócticos pueden crecer durante el enfriamiento en etapas cuando la solubilidad de Zr decrece en el fundido y/o cuando se llega a condiciones del solidus (Kelsey et al. 2008; Kelsey y Powell, 2011; Kohn et al. 2015).

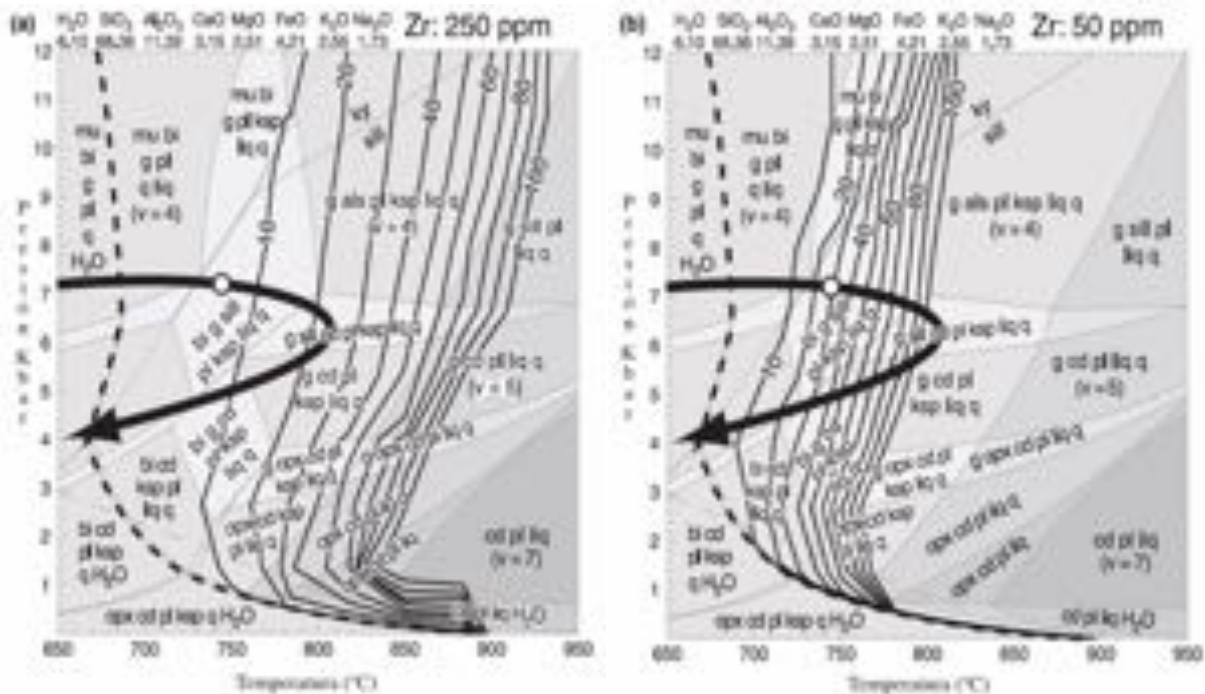


Figura 2A. Pseudosecciones para una roca metapelítica representando el grado de disolución de Zr. a) Pequeñas cantidades de Zr es disuelto a lo largo de la ruta P-T, indicando el alto potencial para la preservación de zircones preexistentes. b) Todo el Zr es disuelto en la máxima T, el crecimiento de zircón se ve facilitado hasta que da inicio el enfriamiento (Modificado de Kelsey et al. 2008).

Por consiguiente, Harley et al (2007) proveen los factores que controlan el crecimiento y modificación del zircón. En la figura 3A se ilustra la hipotética ruta T-t en las partes profundas de un orógeno, en donde el inciso A) indica que el calentamiento de las rocas por fusión parcial tiene como consecuencia, la disolución de zircones pre-existentes seguido por la tardía precipitación de nuevos zircones. En B) la cristalización de fundidos de alta temperatura y consecuente crecimiento de zircones generalmente ocurrirá durante el posterior enfriamiento en intervalos que generalmente dependen del contenido de agua en el fundido y de la interacción con las rocas encajonantes. En los incisos (C-E), nuevos zircones pueden crecer como resultado de la liberación de Zr causado por reacciones de fases mayores, por ejemplo, rompimiento de granate y/o descomposición de rutilo, por ende, dependiendo de las condiciones de P-T, fundidos residuales podrían dar origen a la

cristalización de nuevos zircones. En F), conforme avanza el tiempo, la liberación de fluidos es un factor crucial que puede causar la recristalización selectiva de zircones existentes. Por último en el inciso G), la recristalización del zircón en principio puede ocurrir en cualquier etapa durante el metamorfismo pero este proceso generalmente se suscita en regiones cercanas al pico de temperatura.

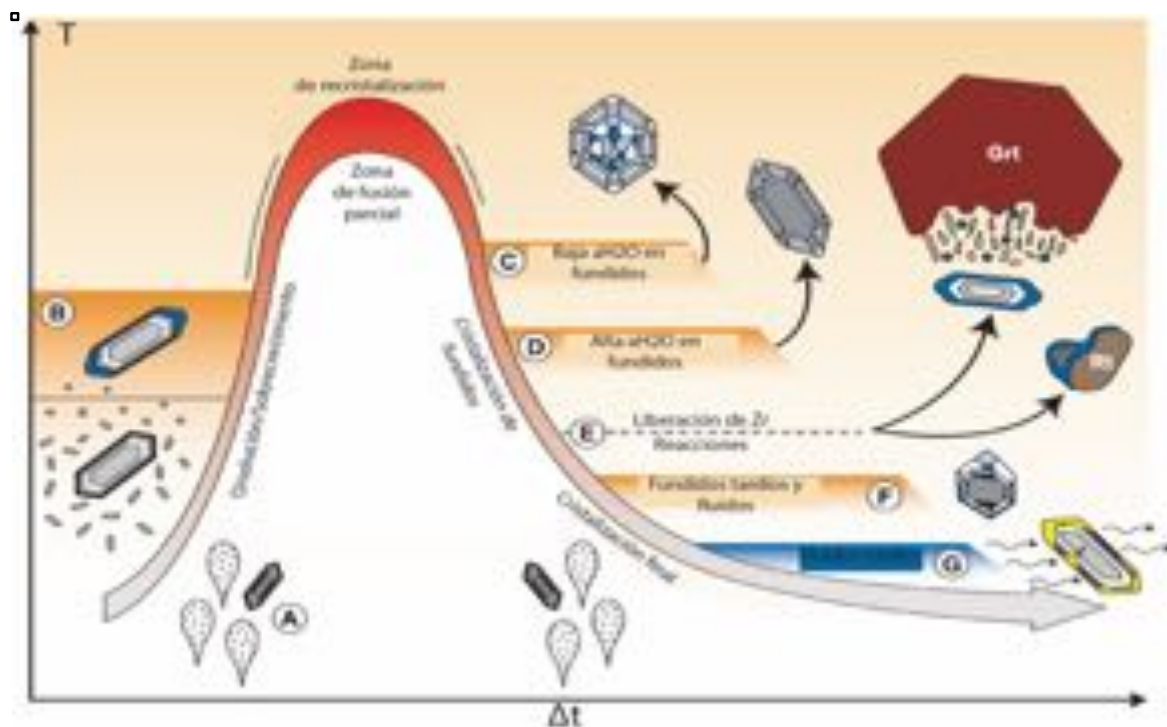


Figura 3A. Representación hipotética de la ruta T-t para un terreno de alta temperatura formado en las partes profundas de un orógeno (Modificado de Harley et al, 2007).

En este contexto, observaciones en muestras naturales soportan que el zircón crece a partir del rompimiento de otras fases, por ejemplo; ilmenita, rutilo y granate, por lo que estas relaciones son soportadas tanto por observaciones texturales y balance de masas de elementos trazas (Bingen et al. 2004; Ewing et al. 2013; Pape et al. 2016). El objetivo principal de esta idea es que en una reacción metamórfica, hay un decremento en la solubilidad de Zr en minerales fuente (rutilo, granate, ilmenita) y el Zr expulsado da como resultado la precipitación de zircones metamórficos (Rubatto, 2017). Por ello, se ha sugerido que el rompimiento del granate podría verse involucrado en las reacciones que dan lugar a la formación de nuevos zircones (Kelsey y Powell, 2011).

Rubatto (2017) indica la importancia de la capacidad de almacenamiento de Zr en minerales formadores de roca. Esta puede ser explicada con un ejemplo simple: Una anfibolita de granate con el 20% de granate con 100 ppm de Zr, 20% de hornblenda con 100 ppm de Zr y 2% de rutilo con 3500 ppm de Zr y una temperatura de 900 °C, se prevé que la liberación máxima de Zr sea de 110

ppm (Rubatto, 2017). Sin embargo, cuando el granate y el anfíbol presentan un contenido de 3 ppm y el rutilo contiene 40 ppm de Zr, a una temperatura de 500 °C, el máximo total de Zr liberado será de 2 ppm (Rubatto, 2017).

Por lo tanto, la liberación de Zr a 500 °C de estos minerales es irrelevante, mientras que a temperaturas de ~900 °C el contenido de Zr en la roca total será mayor y los minerales involucrados aportarán un mayor porcentaje de Zr. Dicho de otro modo, las reacciones para formar zircón podrían estar relacionadas a procesos de descompresión cuando el rutilo se transforma a ilmenita y/o titanita, o por el reemplazamiento retrogrado de granate por minerales que tienen una baja capacidad de almacenamiento de Zr (cordierita, biotita y clorita) (Rubatto, 2017).

Resolución espacial

Una variedad de técnicas han sido utilizadas para determinar edades (U-Th)/Pb en monacita y U-Pb en zircón, éstas incluyen LA-ICP-MS, SIMS, y TIMS. Las técnicas micro analíticas proveen un medio para medir datos *in situ* de las fases accesorias en estudio; en circunstancias favorables, estos datos pueden ser utilizados para determinar tiempo o tasas de procesos metamórficos, magmáticos y diagenéticos (Peterman et al. 2012 y citas ahí mencionadas). Dicho de otro modo, los métodos LA-ICP-MS y SIMS miden relaciones Pb/U, Pb/Th y los radios isotópicos de Pb en monacita para calcular una edad, mientras que el método EPMA mide las concentraciones elementales de U, Th y Pb para calcular una edad (Peterman et al. 2012).

Algunas de las recientes mejoras en las técnicas analíticas permiten analizar tamaños de ~5µm, ayudando en la exactitud y precisión además de reducir los tiempos de análisis; por ejemplo, menos de 1 minuto de análisis total es la rutina completa vía LA-ICP-MS (Gehrels et al. 2008). Desafortunadamente, la habilidad para obtener datos precisos y reproducibles con muchas de estas técnicas han tenido problemáticas razones por diferentes circunstancias (Peterman et al. 2012 y citas ahí mencionadas). En primer lugar, las técnicas micro analíticas requieren del uso de un material de referencia, la exactitud y precisión de los datos son por lo tanto limitados por la reproducibilidad instrumental y el grado de homogeneidad isotópica del material de referencia (Peterman et al. 2012). Segundo, las técnicas de LA-ICP-MS y SIMS extraen material de la matriz ("*matrix effects*") (p.e. Zr, Si, P, Ca, REE) que podrían formar especies poliatómicas y generar un efecto isobárico con los isótopos de interés, como lo es el Pb (Ireland, 1995; Stern y Berman, 2001). Así, este efecto por matriz puede afectar la exactitud de los datos medidos suprimiendo la ionización de isótopos ó produciendo interferencias isobáricas en las masas medidas (Fletcher et al. 2010).

Aunque se requiere de un mayor tiempo analítico para medir, los datos obtenidos mediante la técnica TIMS ha sido catalogada como la edad más exacta de los materiales de referencia y por lo tanto comúnmente utilizada como edad de referencia para calibrar otros métodos. Por lo que en los análisis mediante TIMS, las muestras son tratadas con el método de disolución isotópica (ID), eliminando una mayor fuente de error, además, esta técnica no confronta el reto analítico del “efecto por matriz” debido a que el material en estudio es tratado químicamente y los posibles isobaros son removidos mediante columnas de intercambio catiónico antes de ser analizado (Peterman et al. 2012). A pesar de sus grandes ventajas, los análisis mediante TIMS presentan aún grandes retos, por ejemplo, los métodos de preparación remueven los cristales a analizar de su contexto geológico, sin embargo, algunas metodologías han sido desarrolladas utilizando el mapeo de rayos-X como guía para llevar a cabo la técnica “*micro-drilling*”, con el fin de conservar el contexto geológico de la muestra en estudio (Corrie y Kohn, 2008).

Referencias

- Bingen, B., Austrheim H., Whitehouse M.J., y Davis W.J. (2004). Trace element signature and U–Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147, 671–683.
- Bhowmik, S.K., Wilde S.A., Bhandari A., y Sarbadhikari, A.B. (2014). Zoned monazite and zircon as monitors for the thermal history of granulite terranes: an example from the Central Indian Tectonic Zone. *Journal of Petrology*, 55, 585–621.
- Corrie, S.L., y Kohn, M.J. (2008). Trace-element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions: implications for monazite formation. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 451–464.
- Cressey, G., Wall, F. y Cressey, B.A. (1999). Differential REE uptake by sector growth of monazite. *Mineralogical Magazine*, 63:813–813.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Grove, M., y Harrison, T.M. (2004). Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study 1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 829–840.
- Engi, M. (2017). Petrochronology based on REE-minerals: monazite, allanite, xenotime, apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, 365-418.
- Ewing, T., Hermann, J., y Rubatto, D., 2013. The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 757–779.
- Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Davis, W.J., y Rasmussen, B. (2010). Matrix effects and calibration limitations in ion probe U–Pb and Th–Pb dating of monazite. *Chemical Geology*, 270 (1–4), 31–44.

- Gehrels, G.E., Valencia, V.A., y Ruiz J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, 1-13.
- Gibson, H.D., Carr, S.D., y Brown, R.L. (2004). Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of ID-TIMS and SHRIMP geochronology with Y-Th-U X-ray mapping. *Chemical Geology*, 211, 237–260.
- González-Pérez, A.A. (2016). Realización de experimentos de difusión de Argón en minerales para determinar la temperatura de cierre del geocronómetro K-Ar. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 93 p.
- Harley, S.L., Kelly, N.M. & Möller, A. (2007). Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, 3, 25–30.
- Ireland, T.R. (1995). Ion microprobe mass spectrometry: techniques and applications in cosmochemistry, geochemistry, and geochronology. *Advances in Analytical Geochemistry*, 2, 1–118.
- Janots, E., Engi, M., Berger, A., Allaz, J., Schwarz, J.O., y Spandler, C. (2008). Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 509–526.
- Kelsey, D.E., Clark, C., y Hand, M. (2008). Thermobarometric modeling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 199–212.
- Kelsey, D.E., y Powell, R. (2011). Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–ZrO₂ system. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 151–166.
- Kohn, M.J., y Malloy, M.A. (2004). Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 101–113.
- Kohn, M.J., Wieland M.S., Parkinson C.D., y Upreti, B.N. (2004). Miocene faulting at plate tectonic velocity in the Himalaya of central Nepal. *Earth Planetary Science Letters*, 228, 299–310.
- Kohn, M.J., Wieland M.S., Parkinson C.D., y Upreti, B.N. (2005). Five generations of monazite in Langtang gneisses: implications for chronology of the Himalayan metamorphic core. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 399–406.
- Kohn, M.J., Corrie S.L., y Markley, C. (2015). The fall and rise of metamorphic zircon. *American Mineralogist*, 100, 897–908.

- Lee, J.K.W., Williams, I., & Ellis, D.J. (1997). Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390, 159-163.
- Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., y Kröner A. (2003). Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). *Geological Society of London, Special Publication*, 220, 65–81.
- Montel, J.M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, 110, 127–146.
- Pape, J., Mezger, K., y Robyr, M. (2016). A systematic evaluation of the Zr-in-rutile thermometer in ultra-high temperature (UHT) rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 1–20.
- Parrish, R.R. (1990). U–Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 1431–1450.
- Peterman, E.M., Mattinson, J.M., y Hacker, B.R. (2012). Multi-step TIMS and CA-TIMS monazite U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 312-313, 58–73.
- Regis, D., Warren, C.J., Mottram, C.M., y Roberts, M.W. (2016). Using monazite and zircon petrochronology to constrain the P-T-t evolution of the middle crust in the Bhutan Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 34, 617–639.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 123–138.
- Rubatto, D. (2017). Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, 261-295.
- Rubatto, D., Williams I.S., y Buick I.S. (2001). Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 458–468.
- Rubatto, D., Hermann, J., y Buick, I.S. (2006). Temperature and bulk composition control on the growth of monazite and zircon during low-pressure anatexis (Mount Stafford, central Australia). *Journal of Petrology*, 47, 1973–1996.
- Scherer, E.E., Whitehouse M.J., y Münker C. (2007). Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements*, 3, 19-24.
- Smith, H.A., y Giletti, B.J. (1997). Lead diffusion in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1047–1055.
- Spear, F.S., y Parrish, R.R. (1996). Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology*, 37, 733–765.
- Spear, F.S., y Pyle, J.M. (2002). Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 293–335.

- Spear, F.S., y Pyle, J.M. (2010). Theoretical modeling of monazite growth in a low-Ca metapelite. *Chemical Geology*, 273, 111–119.
- Stern, R.A., y Berman, R.G. (2001). Monazite U–Pb and Th–Pb geochronology by ion microprobe with an application to in situ dating of an Archean metasedimentary rock. *Chemical Geology*, 172, 113–130.
- Wing, B.A., Ferry, J.M. y Harrison, M. (2003). Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 228–250.
- Yakymchuk, C., y Brown M. (2014). Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *Journal of the Geological Society*, 171, 465–479.
- Yang, P. & Pattison, D. R. M., 2006. Genesis of monazite and Y-zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota. *Lithos*, 88, 233–253.
- Zhu, X.K., y O’Nions, R.K. (1999). Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain. *Earth Planetary Science Letters*, 171, 209–220.

Anexo 2

Tabla S1. Análisis geocronológicos U-Pb de las muestras analizadas del CMCY y BPV.

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS2								Rho	CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±2s	Disc %
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s			
PVF-1705-01	310	152	0.49	0.0546	0.0037	0.2470	0.0160	0.0350	0.0008	0.0116	0.0010	-0.2	222.0	5	223.0	13.0	482.0	72	222.0	5.2	0.4
PVF-1705-02	582	204	0.35	0.0724	0.0019	1.0880	0.0360	0.1171	0.0023	0.0443	0.0033	0.4	714.0	13	747.0	17.0	1008.0	32	714.0	13.0	4.4
PVF-1705-03	1550	78	0.05	0.0648	0.0019	0.2920	0.0150	0.0354	0.0015	0.0245	0.0023	0.7	223.9	9	260.0	12.0	785.0	41	223.9	9.2	13.9
PVF-1705-04	789	54	0.07	0.0528	0.0022	0.2229	0.0110	0.0327	0.0008	0.0218	0.0021	0.2	207.3	5	204.1	8.7	393.0	49	207.3	5.3	-1.6
PVF-1705-05	632	72	0.11	0.0688	0.0025	0.7900	0.0390	0.0895	0.0025	0.0429	0.0036	0.7	553.0	15	591.0	22.0	919.0	70	553.0	15.0	6.4
PVF-1705-06	930	5	0.01	0.0500	0.0030	0.1720	0.0180	0.0264	0.0011	0.0164	0.0084	0.6	168.2	7	161.0	15.0	260.0	100	168.2	7.0	-4.5
PVF-1705-07	469	464	0.99	0.0608	0.0028	0.7410	0.0330	0.0930	0.0044	0.0303	0.0023	0.4	573.0	26	563.0	19.0	640.0	69	573.0	26.0	-1.8
PVF-1705-08	537	193	0.36	0.0528	0.0032	0.3110	0.0180	0.0438	0.0012	0.0140	0.0013	0.1	276.4	7	275.0	14.0	339.0	75	276.4	7.3	-0.5
PVF-1705-09	1297	61	0.05	0.0564	0.0031	0.2360	0.0120	0.0316	0.0007	0.0304	0.0027	0.5	200.3	4	219.0	12.0	482.0	70	200.3	4.2	8.5
PVF-1705-10	330	11	0.03	0.0492	0.0070	0.1190	0.0210	0.0183	0.0009	0.0058	0.0070	0.6	117.0	6	114.0	20.0	490.0	230	117.0	5.7	-2.6
PVF-1705-11	396	78	0.20	0.0549	0.0017	0.2946	0.0120	0.0374	0.0007	0.0141	0.0013	0.1	236.8	5	262.0	9.2	445.0	65	236.8	4.6	9.6
PVF-1705-12	113	77	0.68	0.0586	0.0044	0.5300	0.0490	0.0659	0.0028	0.0295	0.0026	0.5	411.0	17	441.0	32.0	594.0	99	411.0	17.0	6.8
PVF-1705-13	424	90	0.21	0.0882	0.0018	1.8310	0.0610	0.1451	0.0029	0.0589	0.0043	0.6	873.0	16	1055.0	22.0	1387.0	25	873.0	16.0	17.3
PVF-1705-14	1020	35	0.03	0.0524	0.0025	0.2060	0.0110	0.0276	0.0007	0.0134	0.0017	0.3	175.7	4	189.9	9.4	297.0	57	175.7	4.2	7.5
PVF-1705-15	1082	43	0.04	0.0539	0.0022	0.2044	0.0100	0.0268	0.0008	0.0171	0.0020	0.3	170.1	5	188.6	8.6	357.0	51	170.1	4.8	9.8
PVF-1705-16	370	138	0.37	0.0713	0.0031	0.9960	0.0480	0.0979	0.0019	0.0442	0.0037	0.1	601.9	11	701.0	25.0	989.0	42	601.9	11.0	14.1
PVF-1705-17	271	145	0.53	0.0511	0.0026	0.2920	0.0140	0.0402	0.0012	0.0118	0.0010	0.3	254.2	8	260.1	11.0	242.0	59	254.2	7.6	2.3
PVF-1705-18	186	104	0.56	0.0533	0.0033	0.3350	0.0200	0.0449	0.0010	0.0149	0.0013	0.0	283.0	6	293.0	15.0	393.0	59	283.0	6.2	3.4
PVF-1705-19	1446	1760	1.22	0.0525	0.0014	0.2419	0.0094	0.0335	0.0009	0.0107	0.0008	0.6	212.5	6	219.9	7.7	293.0	40	212.5	5.5	3.4
PVF-1705-20	140	50	0.36	0.0687	0.0031	1.4130	0.0630	0.1495	0.0027	0.0447	0.0034	-0.2	898.0	15	892.0	26.0	900.0	49	898.0	15.0	-0.7
PVF-1705-21	1489	121	0.08	0.0573	0.0017	0.2819	0.0100	0.0356	0.0007	0.0305	0.0023	0.2	225.3	4	252.0	7.9	513.0	44	225.3	4.1	10.6
PVF-1705-22	2910	73700	25.33	0.0530	0.0016	0.1365	0.0058	0.0190	0.0004	0.0044	0.0003	0.4	121.3	3	129.9	5.2	294.0	37	121.3	2.7	6.6

PVF-1705-23	540	42	0.08	0.1100	0.0087	0.4810	0.0710	0.0329	0.0029	0.0733	0.0085	0.9	209.0	18	414.0	57.0	1850.0	120	209.0	18.0	49.5
PVF-1705-24	816	535	0.66	0.0527	0.0017	0.2395	0.0093	0.0338	0.0007	0.0140	0.0010	0.4	214.3	4	217.8	7.7	341.0	40	214.3	4.1	1.6
PVF-1705-25	170	141	0.83	0.0804	0.0024	2.0290	0.0730	0.1851	0.0043	0.0567	0.0042	0.3	1095.0	23	1124.0	25.0	1210.0	30	1095.0	23.0	2.6
PVF-1705-26	196	65	0.33	0.0959	0.0024	3.5070	0.1100	0.2661	0.0058	0.0750	0.0055	0.2	1520.0	30	1528.0	25.0	1569.0	30	1569.0	30.0	0.5
PVF-1705-27	480	30	0.06	0.0864	0.0071	0.3830	0.0430	0.0336	0.0012	0.0258	0.0046	0.4	212.8	7	336.0	28.0	1320.0	170	212.8	7.2	36.7
PVF-1705-28	321	318	0.99	0.0768	0.0019	1.7660	0.0590	0.1650	0.0029	0.0521	0.0038	0.4	984.0	16	1035.0	22.0	1120.0	28	984.0	16.0	4.9
PVF-1705-29	168	130	0.77	0.0505	0.0038	0.2480	0.0200	0.0345	0.0008	0.0122	0.0010	0.0	218.6	5	224.0	16.0	382.0	91	218.6	4.7	2.4
PVF-1705-30	136	95	0.70	0.0594	0.0047	0.3160	0.0250	0.0383	0.0009	0.0129	0.0013	0.1	242.2	6	281.0	20.0	590.0	120	242.2	5.8	13.8
PVF-1705-31	636	42	0.07	0.0482	0.0018	0.1709	0.0074	0.0253	0.0007	0.0216	0.0021	0.3	161.0	4	160.1	6.4	219.0	61	161.0	4.4	-0.6
PVF-1705-32	638	36	0.06	0.0502	0.0049	0.1440	0.0140	0.0206	0.0007	0.0095	0.0017	0.1	131.7	5	137.0	13.0	370.0	110	131.7	4.7	3.9
PVF-1705-33	2580	634	0.25	0.0506	0.0011	0.2077	0.0073	0.0299	0.0008	0.0088	0.0008	0.6	189.8	5	191.5	6.1	229.0	28	189.8	4.7	0.9
PVF-1705-34	391	25	0.06	0.0544	0.0035	0.2430	0.0200	0.0323	0.0011	0.0199	0.0026	0.5	204.9	7	221.0	16.0	446.0	88	204.9	6.6	7.3
PVF-1705-35	405	138	0.34	0.0722	0.0022	1.3140	0.0430	0.1323	0.0024	0.0396	0.0030	0.2	801.0	14	851.0	19.0	988.0	28	801.0	14.0	5.9
PVF-1708-01	289	157	0.54	0.0517	0.0029	0.2600	0.0150	0.0361	0.0010	0.0116	0.0009	0.1	228.4	6	234.0	12.0	341.0	57	228.4	6.1	2.4
PVF-1708-02	660	453	0.69	0.0525	0.0025	0.2703	0.0110	0.0368	0.0009	0.0113	0.0009	-0.1	232.7	5	242.7	8.8	321.0	65	232.7	5.3	4.1
PVF-1708-03	110	50	0.46	0.0568	0.0037	0.5420	0.0330	0.0700	0.0024	0.0262	0.0025	0.1	436.0	14	443.0	24.0	489.0	82	436.0	14.0	1.6
PVF-1708-04	297	121	0.41	0.0786	0.0019	1.9920	0.0620	0.1828	0.0030	0.0519	0.0039	0.2	1082.0	17	1112.0	21.0	1173.0	26	1082.0	17.0	2.7
PVF-1708-05	182	130	0.71	0.0613	0.0033	0.6540	0.0360	0.0786	0.0023	0.0256	0.0021	0.2	488.0	14	509.0	22.0	640.0	69	488.0	14.0	4.1
PVF-1708-06	501	75	0.15	0.0597	0.0025	0.3190	0.0160	0.0393	0.0008	0.0196	0.0025	0.2	248.3	5	283.0	12.0	568.0	56	248.3	5.0	12.3
PVF-1708-07	777	149	0.19	0.0521	0.0039	0.2130	0.0180	0.0301	0.0009	0.0203	0.0018	0.5	191.3	6	196.0	15.0	342.0	77	191.3	5.6	2.4
PVF-1708-08	502	154	0.31	0.0594	0.0021	0.6100	0.0240	0.0757	0.0015	0.0255	0.0021	0.3	470.1	9	485.0	15.0	573.0	44	470.1	9.0	3.1
PVF-1708-09	562	47	0.08	0.0553	0.0035	0.3470	0.0250	0.0463	0.0016	0.0194	0.0022	0.6	292.0	10	302.0	19.0	445.0	74	292.0	9.7	3.3
PVF-1708-10	127	108	0.85	0.0558	0.0038	0.3660	0.0260	0.0484	0.0014	0.0165	0.0014	0.1	304.5	9	318.0	19.0	456.0	79	304.5	8.8	4.2
PVF-1708-11	774	53	0.07	0.0617	0.0047	0.3570	0.0260	0.0421	0.0013	0.0296	0.0035	-0.1	265.6	8	309.0	20.0	692.0	95	265.6	8.1	14.0
PVF-1708-12	176	40	0.23	0.0681	0.0028	0.6890	0.0320	0.0714	0.0015	0.0288	0.0027	0.3	444.4	9	535.0	20.0	865.0	68	444.4	9.2	16.9
PVF-1708-13	290	189	0.65	0.0547	0.0021	0.5680	0.0230	0.0752	0.0016	0.0239	0.0018	0.3	467.1	10	456.0	15.0	383.0	37	467.1	9.6	-2.4

PVF-1708-14	95	30	0.32	0.0823	0.0029	2.3160	0.0870	0.2016	0.0037	0.0610	0.0047	0.0	1184.0	20	1215.0	27.0	1248.0	42	1184.0	20.0	2.6
PVF-1708-15	7320	46100	6.30	0.0474	0.0013	0.0788	0.0024	0.0118	0.0003	0.0036	0.0003	0.0	75.8	2	77.0	2.3	103.0	19	75.8	1.7	1.6
PVF-1708-16	544	84	0.15	0.0771	0.0043	0.4950	0.0290	0.0469	0.0010	0.0353	0.0034	0.1	295.5	6	407.0	19.0	1112.0	75	295.5	6.3	27.4
PVF-1708-17	195	83	0.43	0.0658	0.0039	0.6700	0.0350	0.0746	0.0023	0.0253	0.0020	-0.1	464.0	14	524.0	23.0	812.0	75	464.0	14.0	11.5
PVF-1708-18	188	140	0.74	0.0533	0.0023	0.2970	0.0160	0.0410	0.0010	0.0128	0.0010	0.4	259.2	6	264.0	12.0	383.0	48	259.2	6.2	1.8
PVF-1708-19	512	63	0.12	0.0787	0.0031	0.8800	0.0370	0.0824	0.0012	0.0478	0.0045	-0.2	510.1	7	640.0	20.0	1150.0	59	510.1	7.3	20.3
PVF-1708-20	269	169	0.63	0.0526	0.0023	0.2860	0.0120	0.0404	0.0010	0.0116	0.0009	-0.1	255.0	6	256.5	10.0	367.0	55	255.0	6.2	0.6
PVF-1708-21	497	212	0.43	0.0842	0.0022	1.8980	0.0570	0.1688	0.0035	0.0523	0.0037	0.2	1005.0	19	1083.0	18.0	1287.0	24	1005.0	19.0	7.2
PVF-1708-22	234	101	0.43	0.0522	0.0029	0.3380	0.0220	0.0470	0.0010	0.0144	0.0012	0.3	296.1	6	296.0	17.0	385.0	79	296.1	6.4	0.0
PVF-1708-23	36	7	0.19	0.0877	0.0045	3.7600	0.2200	0.3152	0.0073	0.1005	0.0110	0.0	1766.0	36	1590.0	51.0	1457.0	87	1457.0	87.0	-11.1
PVF-1708-24	437	137	0.31	0.0710	0.0018	1.3080	0.0440	0.1343	0.0026	0.0448	0.0033	0.4	812.0	15	848.0	19.0	948.0	25	812.0	15.0	4.2
PVF-1708-25	318	19	0.06	0.0555	0.0030	0.3660	0.0220	0.0482	0.0013	0.0424	0.0043	0.2	303.2	8	316.0	16.0	483.0	88	303.2	8.1	4.1
PVF-1708-26	368	94	0.26	0.0778	0.0031	1.8390	0.0760	0.1672	0.0038	0.0548	0.0042	0.2	997.0	21	1058.0	27.0	1151.0	31	997.0	21.0	5.8
PVF-1708-27	560	174	0.31	0.0532	0.0027	0.3820	0.0220	0.0510	0.0010	0.0201	0.0017	0.3	320.4	6	328.0	16.0	323.0	38	320.4	6.2	2.3
PVF-1708-28	429	72	0.17	0.0702	0.0018	1.2010	0.0430	0.1215	0.0029	0.0417	0.0033	0.5	739.0	16	806.0	18.0	929.0	23	739.0	16.0	8.3
PVF-1708-29	707	360	0.51	0.0902	0.0017	1.9180	0.0560	0.1494	0.0027	0.0539	0.0039	0.6	897.0	15	1092.0	19.0	1421.0	17	897.0	15.0	17.9
PVF-1708-30	282	149	0.53	0.0588	0.0031	0.3580	0.0200	0.0434	0.0012	0.0201	0.0016	0.2	273.6	7	311.0	16.0	586.0	79	273.6	7.4	12.0
PVF-1708-31	330	128	0.39	0.0585	0.0021	0.5280	0.0210	0.0639	0.0013	0.0212	0.0016	0.3	399.0	8	432.0	14.0	546.0	52	399.0	7.7	7.6
PVF-1708-32	700	21	0.03	0.0720	0.0019	0.7110	0.0230	0.0698	0.0016	0.0286	0.0031	0.2	435.0	10	544.7	14.0	979.0	28	435.0	9.5	20.1
PVF-1708-33	359	220	0.61	0.1209	0.0024	5.0530	0.1300	0.2930	0.0052	0.0910	0.0063	0.3	1656.0	26	1828.0	22.0	1986.0	20	1986.0	20.0	9.4
PVF-1708-34	732	184	0.25	0.0530	0.0031	0.3070	0.0180	0.0413	0.0011	0.0135	0.0014	0.1	261.1	7	272.0	14.0	370.0	100	261.1	7.0	4.0
PVF-1708-35	454	36	0.08	0.0648	0.0021	0.7500	0.0290	0.0836	0.0019	0.0297	0.0027	0.2	517.3	11	567.0	17.0	767.0	43	517.3	11.0	8.8
PVF-1708-36	425	215	0.51	0.0736	0.0020	0.8990	0.0320	0.0905	0.0017	0.0350	0.0026	0.4	558.3	10	650.0	17.0	1028.0	38	558.3	10.0	14.1
PVF-1708-37	126	26	0.21	0.0760	0.0065	1.6600	0.1400	0.1614	0.0050	0.0522	0.0052	0.1	964.0	28	988.0	53.0	1059.0	89	964.0	28.0	2.4
PVF-1708-38	267	117	0.44	0.0788	0.0020	1.8710	0.0580	0.1784	0.0035	0.0540	0.0040	0.3	1058.0	19	1070.0	21.0	1165.0	27	1058.0	19.0	1.1
PVF-1708-39	183	63	0.35	0.0769	0.0027	1.6590	0.0580	0.1645	0.0033	0.0555	0.0042	0.2	982.0	19	992.0	22.0	1135.0	35	982.0	19.0	1.0
PVF-1708-40	347	83	0.24	0.0567	0.0022	0.4810	0.0230	0.0626	0.0014	0.0222	0.0018	0.5	391.3	8	402.0	16.0	487.0	57	391.3	8.3	2.7

PVF-1708-41	150	31	0.21	0.0694	0.0053	0.7860	0.0740	0.0843	0.0038	0.0311	0.0033	0.5	522.0	23	586.0	42.0	904.0	98	522.0	23.0	10.9
PVF-1708-42	768	13	0.02	0.0612	0.0016	0.6830	0.0240	0.0843	0.0021	0.0438	0.0061	0.6	522.0	13	530.0	15.0	654.0	42	522.0	13.0	1.5
PVF-1708-43	83	36	0.43	0.0803	0.0029	2.0150	0.1000	0.1943	0.0052	0.0551	0.0046	0.4	1144.0	28	1130.0	38.0	1178.0	29	1144.0	28.0	-1.2
PVF-1708-44	171	93	0.55	0.0840	0.0022	2.6850	0.0810	0.2372	0.0045	0.0607	0.0044	0.2	1372.0	23	1323.0	22.0	1279.0	36	1372.0	23.0	-3.7
PVF-1708-45	195	190	0.97	0.0558	0.0024	0.5600	0.0270	0.0729	0.0015	0.0207	0.0015	0.2	453.6	9	450.0	18.0	418.0	61	453.6	8.8	-0.8
PVF-1708-46	157	41	0.26	0.0809	0.0019	2.0530	0.0680	0.1844	0.0034	0.0570	0.0043	0.5	1091.0	18	1132.0	23.0	1219.0	25	1091.0	18.0	3.6
PVF-1708-47	334	144	0.43	0.0807	0.0031	1.6960	0.0760	0.1560	0.0034	0.0486	0.0037	0.6	934.0	19	1006.0	29.0	1213.0	54	934.0	19.0	7.2
PVF-1708-48	165	42	0.25	0.0752	0.0026	1.6690	0.0630	0.1621	0.0036	0.0503	0.0045	0.5	968.0	20	996.0	24.0	1079.0	31	968.0	20.0	2.8
PVF-1708-49	242	167	0.69	0.0608	0.0027	0.7180	0.0340	0.0896	0.0027	0.0283	0.0022	0.3	553.0	16	552.0	19.0	596.0	67	553.0	16.0	-0.2
PVF-1708-50	150	27	0.18	0.0564	0.0026	0.5640	0.0270	0.0746	0.0017	0.0258	0.0030	0.2	463.7	10	453.0	18.0	490.0	66	463.7	10.0	-2.4
PVF-1708-51	994	360	0.36	0.0702	0.0012	1.2060	0.0330	0.1299	0.0021	0.0384	0.0028	0.6	787.1	12	803.0	15.0	943.0	21	787.1	12.0	2.0
PVF-1708-52	424	272	0.64	0.0766	0.0018	1.7790	0.0540	0.1764	0.0028	0.0494	0.0035	0.1	1047.1	15	1037.0	20.0	1109.0	32	1047.1	15.0	-1.0
PVF-1708-53	372	177	0.48	0.0529	0.0025	0.2750	0.0120	0.0401	0.0008	0.0120	0.0009	-0.1	253.3	5	246.5	9.9	359.0	59	253.3	5.0	-2.8
PVF-1708-54	123	61	0.50	0.0757	0.0032	1.7670	0.0860	0.1777	0.0039	0.0505	0.0038	0.3	1058.0	22	1030.0	31.0	1101.0	43	1058.0	22.0	-2.7
PVF-1708-55	1118	113	0.10	0.0758	0.0015	1.4320	0.0430	0.1437	0.0033	0.0448	0.0034	0.6	866.0	19	902.0	18.0	1093.0	17	866.0	19.0	4.0
PVF-1711-01	1830.0	359.0	0.20	0.0524	0.0024	0.2069	0.0089	0.0297	0.0009	0.0123	0.0004	0.4	188.4	6	190.7	7.5	280.0	100	188.4	5.7	1.2
PVF-1711-02	400.0	3.3	0.01	0.0585	0.0070	0.2060	0.0190	0.0285	0.0019	0.0840	0.0260	0.0	181.0	12	189.0	16.0	470.0	250	181.0	12.0	4.2
PVF-1711-03	788.0	255.0	0.32	0.0567	0.0019	0.4060	0.0140	0.0544	0.0013	0.0200	0.0008	0.4	341.7	8	347.2	9.8	456.0	75	341.7	7.8	1.6
PVF-1711-04	918.0	461.0	0.50	0.0512	0.0023	0.2033	0.0085	0.0292	0.0006	0.0132	0.0008	0.1	185.2	4	187.6	7.2	240.0	100	185.2	4.0	1.3
PVF-1711-05	1065.0	468.0	0.44	0.0557	0.0022	0.3180	0.0160	0.0425	0.0006	0.0133	0.0009	0.4	268.5	4	284.0	11.0	432.0	90	268.5	3.6	5.5
PVF-1711-06	164.6	67.3	0.41	0.0785	0.0021	2.1120	0.0510	0.1982	0.0054	0.0616	0.0027	0.5	1165.0	29	1151.0	17.0	1148.0	54	1165.0	29.0	-1.2
PVF-1711-07	562.0	91.8	0.16	0.0598	0.0025	0.5710	0.0290	0.0708	0.0023	0.0417	0.0027	0.4	441.0	14	458.0	19.0	610.0	100	441.0	14.0	3.7
PVF-1711-08	320.0	102.8	0.32	0.0777	0.0036	2.0300	0.1000	0.1888	0.0081	0.0615	0.0020	0.7	1114.0	44	1132.0	37.0	1129.0	88	1114.0	44.0	1.6
PVF-1711-09	158.0	42.2	0.27	0.0679	0.0034	1.1830	0.0690	0.1261	0.0046	0.0454	0.0028	0.6	765.0	27	795.0	31.0	850.0	100	765.0	27.0	3.8
PVF-1711-10	336.0	40.3	0.12	0.0762	0.0043	0.9000	0.0550	0.0878	0.0053	0.0716	0.0029	0.5	542.0	31	655.0	28.0	1120.0	110	542.0	31.0	17.3
PVF-1711-11	658.0	432.0	0.66	0.0559	0.0026	0.2900	0.0150	0.0388	0.0010	0.0136	0.0007	0.3	245.5	6	260.0	12.0	480.0	100	245.5	6.4	5.6

PVF-1711-12	92.2	371.0	4.02	0.0736	0.0032	1.9030	0.0780	0.1829	0.0049	0.0575	0.0017	0.2	1082.0	27	1079.0	27.0	1008.0	91	1082.0	27.0	-0.3
PVF-1711-13	457.0	223.0	0.49	0.0592	0.0025	0.6090	0.0220	0.0770	0.0017	0.0313	0.0010	0.2	478.0	10	489.0	15.0	553.0	92	478.0	10.0	2.2
PVF-1711-14	513.0	83.0	0.16	0.0577	0.0032	0.2880	0.0150	0.0354	0.0009	0.0151	0.0016	0.2	223.9	5	257.0	12.0	480.0	120	223.9	5.4	12.9
PVF-1711-15	281.0	93.4	0.33	0.0781	0.0026	1.8530	0.0730	0.1679	0.0043	0.0642	0.0023	0.5	1000.0	24	1061.0	26.0	1150.0	62	1000.0	24.0	5.7
PVF-1711-16	517.0	24.1	0.05	0.0764	0.0026	1.2840	0.0470	0.1223	0.0039	0.0710	0.0084	0.3	744.0	22	838.0	21.0	1098.0	72	744.0	22.0	11.2
PVF-1711-17	551.0	440.0	0.80	0.0534	0.0022	0.3100	0.0140	0.0424	0.0013	0.0166	0.0009	0.3	267.5	8	274.0	11.0	323.0	94	267.5	8.0	2.4
PVF-1711-18	545.0	285.0	0.52	0.0592	0.0030	0.5240	0.0220	0.0633	0.0022	0.0234	0.0014	0.3	395.0	13	431.0	16.0	550.0	110	395.0	13.0	8.4
PVF-1711-19	160.0	31.3	0.20	0.0888	0.0041	2.1800	0.1200	0.1726	0.0065	0.0920	0.0120	0.5	1026.0	36	1170.0	37.0	1412.0	90	1026.0	36.0	12.3
PVF-1711-20	390.0	3.6	0.01	0.0810	0.0110	0.2120	0.0270	0.0193	0.0007	0.1990	0.0330	-0.1	123.3	4	194.0	23.0	1210.0	250	123.3	4.4	36.4
PVF-1711-21	379.0	570.0	1.50	0.0653	0.0048	0.6440	0.0390	0.0729	0.0025	0.0246	0.0010	-0.1	454.0	15	504.0	24.0	750.0	150	454.0	15.0	9.9
PVF-1711-22	190.0	120.5	0.63	0.0687	0.0037	1.2570	0.0790	0.1349	0.0064	0.0405	0.0019	0.7	815.0	36	831.0	37.0	890.0	100	815.0	36.0	1.9
PVF-1711-23	517.0	101.0	0.20	0.0628	0.0020	0.8110	0.0230	0.0964	0.0018	0.0291	0.0017	0.1	593.0	10	602.0	13.0	688.0	66	593.0	10.0	1.5
PVF-1711-24	288.0	30.2	0.10	0.0730	0.0046	0.7190	0.0490	0.0763	0.0048	0.0521	0.0042	0.6	474.0	29	548.0	29.0	990.0	130	474.0	29.0	13.5
PVF-1711-25	782.0	217.0	0.28	0.0843	0.0023	1.6220	0.0420	0.1441	0.0034	0.0640	0.0027	0.5	867.0	19	982.0	18.0	1293.0	52	867.0	19.0	11.7
PVF-1711-26	241.0	119.0	0.49	0.0696	0.0055	0.6380	0.0510	0.0684	0.0018	0.0281	0.0016	0.3	427.0	11	505.0	30.0	910.0	160	427.0	11.0	15.4
PVF-1711-27	574.0	283.0	0.49	0.0515	0.0023	0.2690	0.0120	0.0389	0.0011	0.0130	0.0005	0.2	246.3	7	241.1	9.6	256.0	95	246.3	6.6	-2.2
PVF-1711-28	110.5	63.6	0.58	0.0573	0.0079	0.2880	0.0390	0.0381	0.0018	0.0130	0.0013	-0.1	241.0	11	267.0	33.0	560.0	280	241.0	11.0	9.7
PVF-1711-29	381.0	4.3	0.01	0.0536	0.0056	0.3240	0.0360	0.0464	0.0019	0.1020	0.0420	-0.1	292.0	12	284.0	27.0	330.0	230	292.0	12.0	-2.8
PVF-1711-30	439.0	58.6	0.13	0.0721	0.0049	0.3680	0.0180	0.0368	0.0018	0.0453	0.0068	0.0	233.0	11	317.0	13.0	950.0	150	233.0	11.0	26.5
PVF-1711-31	710.0	5.1	0.01	0.0515	0.0082	0.0940	0.0100	0.0144	0.0009	0.0220	0.0170	0.0	91.9	6	91.4	9.6	190.0	270	91.9	5.9	-0.5
PVF-1711-32	790.0	399.0	0.51	0.0525	0.0020	0.2780	0.0110	0.0383	0.0010	0.0127	0.0006	0.4	242.4	6	248.8	8.5	301.0	81	242.4	5.9	2.6
PVF-1711-33	593.0	7.9	0.01	0.1390	0.0220	0.3560	0.0520	0.0193	0.0012	0.3900	0.1100	-0.2	123.1	7	307.0	38.0	2150.0	300	123.1	7.3	59.9
PVF-1711-34	290.0	125.9	0.43	0.0510	0.0032	0.2970	0.0200	0.0422	0.0009	0.0141	0.0008	0.2	266.3	6	265.0	15.0	220.0	140	266.3	5.6	-0.5
PVF-1711-35	303.0	199.5	0.66	0.0597	0.0029	0.4230	0.0230	0.0514	0.0012	0.0227	0.0011	0.3	323.1	8	357.0	16.0	580.0	110	323.1	7.5	9.5
PVF-1711-36	670.0	510.0	0.76	0.0532	0.0025	0.3160	0.0160	0.0433	0.0011	0.0147	0.0004	0.0	273.0	7	278.0	12.0	310.0	100	273.0	7.1	1.8
PVF-1711-37	645.0	419.0	0.65	0.0596	0.0023	0.5180	0.0170	0.0623	0.0011	0.0213	0.0008	0.0	389.9	7	423.0	11.0	568.0	87	389.9	6.8	7.8
PVF-1711-38	317.0	209.0	0.66	0.0509	0.0029	0.2740	0.0150	0.0387	0.0008	0.0129	0.0006	0.1	244.5	5	245.0	12.0	270.0	130	244.5	4.9	0.2

PVF-1711-39	476.0	327.0	0.69	0.0725	0.0032	0.6880	0.0240	0.0685	0.0013	0.0245	0.0007	-0.1	427.1	8	531.0	14.0	1020.0	82	427.1	7.9	19.6
PVF-1711-40	275.0	10.0	0.04	0.0576	0.0035	0.3280	0.0220	0.0414	0.0009	0.0452	0.0096	0.2	261.5	6	289.0	16.0	490.0	140	261.5	5.7	9.5
PVF-1711-41	672.0	225.4	0.34	0.0732	0.0019	1.3060	0.0370	0.1276	0.0029	0.0384	0.0014	0.5	774.0	17	847.0	16.0	1022.0	56	774.0	17.0	8.6
PVF-1711-42	732.0	285.0	0.39	0.0575	0.0020	0.4400	0.0160	0.0552	0.0018	0.0202	0.0016	0.6	346.0	11	372.0	11.0	494.0	79	346.0	11.0	7.0
PVF-1715A-02	173.8	175.0	1.01	0.0508	0.0040	0.1520	0.0130	0.0224	0.0007	0.0070	0.0006	0.1	143.1	4	143.0	11.0	332.0	80	143.1	4.1	-0.1
PVF-1715A-03	801.0	1810.0	2.26	0.0517	0.0015	0.1537	0.0066	0.0225	0.0006	0.0074	0.0006	0.6	143.7	4	145.0	5.8	303.0	33	143.7	3.5	0.9
PVF-1715A-04	567.0	46.8	0.08	0.0501	0.0021	0.1451	0.0062	0.0212	0.0006	0.0082	0.0009	0.1	135.3	4	137.5	5.5	258.0	54	135.3	3.5	1.6
PVF-1715A-05	562.0	390.0	0.69	0.0508	0.0027	0.1463	0.0084	0.0214	0.0006	0.0083	0.0007	0.2	136.7	4	138.4	7.4	311.0	74	136.7	3.9	1.2
PVF-1715A-07	377.0	27.6	0.07	0.0507	0.0032	0.1180	0.0072	0.0172	0.0004	0.0063	0.0009	0.1	110.0	3	114.2	6.8	327.0	63	110.0	2.5	3.7
PVF-1715A-08	136.2	84.2	0.62	0.0492	0.0054	0.1270	0.0120	0.0190	0.0006	0.0066	0.0006	-0.3	121.3	4	122.0	11.0	457.0	96	121.3	3.9	0.6
PVF-1715A-09	563.9	136.2	0.24	0.0493	0.0028	0.1404	0.0084	0.0203	0.0005	0.0066	0.0006	0.2	129.2	3	133.2	7.5	274.0	66	129.2	3.3	3.0
PVF-1715A-10	244.0	68.2	0.28	0.0524	0.0042	0.1320	0.0120	0.0176	0.0005	0.0060	0.0009	0.4	112.3	3	125.0	10.0	400.0	89	112.3	2.9	10.2
PVF-1715A-12	696.0	897.0	1.29	0.0475	0.0028	0.1195	0.0075	0.0175	0.0005	0.0056	0.0005	0.0	111.8	3	114.5	6.8	214.0	53	111.8	2.9	2.4
PVF-1715A-13	508.0	800.0	1.57	0.0503	0.0041	0.1470	0.0110	0.0212	0.0005	0.0076	0.0009	0.2	135.1	3	139.1	10.0	312.0	80	135.1	3.2	2.9
PVF-1715D-1	1980	3400	1.72	0.0468	0.0029	0.1464	0.0099	0.0219	0.0003	0.0067	0.0007	0.1	139.5	2	138.6	9.3	38.0	140	139.5	2.1	-0.6
PVF-1715D-2	412	177	0.43	0.0491	0.0042	0.1120	0.0095	0.0173	0.0007	0.0061	0.0007	-0.1	110.6	4	107.9	8.8	120.0	180	110.6	4.2	-2.5
PVF-1715D-3	2484	5470	2.20	0.0515	0.0029	0.1421	0.0084	0.0199	0.0004	0.0059	0.0006	-0.1	127.2	3	134.8	7.5	240.0	130	127.2	2.6	5.6
PVF-1715D-4	1170	2200	1.88	0.0512	0.0034	0.1550	0.0099	0.0207	0.0006	0.0061	0.0006	-0.1	132.3	4	146.1	8.8	260.0	140	132.3	3.6	9.4
PVF-1715D-5	554	260	0.47	0.0473	0.0040	0.1176	0.0098	0.0178	0.0005	0.0055	0.0006	0.1	113.6	3	112.5	8.9	40.0	170	113.6	3.2	-1.0
PVF-1715D-6	656	102.7	0.16	0.0527	0.0033	0.1405	0.0087	0.0191	0.0005	0.0068	0.0008	0.1	122.2	3	133.4	7.8	320.0	140	122.2	3.1	8.4
PVF-1715D-7	2410	3240	1.34	0.0499	0.0025	0.1476	0.0075	0.0209	0.0003	0.0062	0.0007	-0.2	133.5	2	139.7	6.7	181.0	110	133.5	2.0	4.4
PVF-1715D-8	905	1730	1.91	0.0476	0.0031	0.1442	0.0100	0.0216	0.0005	0.0070	0.0007	0.0	137.8	3	137.8	8.9	130.0	140	137.8	3.0	0.0
PVF-1715D-9	1116	1370	1.23	0.0550	0.0035	0.1653	0.0110	0.0214	0.0004	0.0074	0.0007	0.0	136.7	3	155.1	9.4	390.0	130	136.7	2.6	11.9
PVF-1715D-10	1991	4890	2.46	0.0503	0.0030	0.1489	0.0098	0.0213	0.0006	0.0061	0.0010	-0.3	136.0	4	140.8	8.7	190.0	130	136.0	3.6	3.4
PVF-1715D-11	2001	4642	2.32	0.0533	0.0026	0.1570	0.0083	0.0212	0.0003	0.0060	0.0006	0.1	135.2	2	148.0	7.3	333.0	110	135.2	2.1	8.6

PVF-1715D-12	1396	2520	1.81	0.0509	0.0032	0.1507	0.0097	0.0209	0.0004	0.0065	0.0006	0.4	133.2	2	142.4	8.4	270.0	120	133.2	2.2	6.5
PVF-1715D-13	1580	2780	1.76	0.0493	0.0026	0.1446	0.0073	0.0214	0.0004	0.0062	0.0006	0.0	136.6	2	137.0	6.5	162.0	110	136.6	2.2	0.3
PVF-1717-01	1400	248	0.18	0.0515	0.0036	0.1812	0.0160	0.0258	0.0006	0.0084	0.0015	-0.2	163.9	4	169.0	13.0	240.0	130	163.9	3.6	3.0
PVF-1717-02	2100	695	0.33	0.0502	0.0024	0.1638	0.0100	0.0239	0.0006	0.0073	0.0008	0.1	152.4	4	153.8	9.4	203.0	110	152.4	3.9	0.9
PVF-1717-03	1089	347	0.32	0.0504	0.0024	0.1839	0.0094	0.0265	0.0004	0.0082	0.0009	0.3	168.6	3	171.3	7.4	230.0	110	168.6	2.7	1.6
PVF-1717-04	1830	351	0.19	0.0488	0.0023	0.1850	0.0100	0.0271	0.0004	0.0087	0.0009	0.3	172.2	3	172.2	8.6	140.0	110	172.2	2.6	0.0
PVF-1717-05	1369	554	0.40	0.0492	0.0025	0.1596	0.0093	0.0235	0.0005	0.0071	0.0008	0.0	149.6	3	150.3	8.1	147.0	110	149.6	2.9	0.5
PVF-1717-06	2290	436	0.19	0.0497	0.0023	0.1784	0.0130	0.0261	0.0011	0.0082	0.0010	0.2	165.8	7	167.6	11.0	184.0	110	165.8	6.6	1.1
PVF-1717-07	929	376	0.40	0.0487	0.0031	0.1770	0.0120	0.0255	0.0005	0.0078	0.0008	0.1	162.5	3	165.3	11.0	140.0	140	162.5	2.8	1.7
PVF-1717-08	1160	630	0.54	0.0501	0.0023	0.1706	0.0081	0.0242	0.0007	0.0081	0.0008	0.1	154.1	4	159.9	7.1	190.0	100	154.1	4.3	3.6
PVF-1717-09	1473	1092	0.74	0.0489	0.0026	0.1594	0.0092	0.0231	0.0005	0.0075	0.0008	0.2	147.4	3	150.0	8.0	132.0	120	147.4	3.0	1.7
PVF-1717-10	1028	224	0.22	0.0504	0.0027	0.1763	0.0110	0.0258	0.0007	0.0101	0.0011	0.4	164.0	4	164.5	9.8	193.0	120	164.0	4.3	0.3
PVF-1717-11	1060	310	0.29	0.0503	0.0031	0.1820	0.0120	0.0257	0.0005	0.0083	0.0010	0.5	163.4	3	168.9	11.0	190.0	140	163.4	3.4	3.3
PVF-1717-12	1180	342	0.29	0.0488	0.0031	0.1578	0.0110	0.0232	0.0005	0.0083	0.0009	-0.1	147.9	3	148.6	10.0	120.0	130	147.9	3.3	0.5
PVF-1717-13	1058	311	0.29	0.0491	0.0027	0.1713	0.0092	0.0250	0.0005	0.0080	0.0009	0.0	159.3	3	160.4	8.0	142.0	120	159.3	2.9	0.7
PVF-1717-14	488	161	0.33	0.0513	0.0034	0.1901	0.0120	0.0274	0.0007	0.0086	0.0010	0.0	173.9	5	176.3	10.0	220.0	140	173.9	4.5	1.4
PVF-1717-15	1692	466	0.28	0.0489	0.0025	0.1677	0.0090	0.0244	0.0004	0.0079	0.0008	0.0	155.4	3	157.3	7.9	144.0	120	155.4	2.6	1.2
PVF-1717-16	1207	441	0.37	0.0532	0.0029	0.1845	0.0099	0.0253	0.0005	0.0081	0.0009	-0.2	161.0	3	171.7	8.5	330.0	120	161.0	3.2	6.2
PVF-1717-17	1635	372	0.23	0.0504	0.0025	0.1680	0.0110	0.0242	0.0009	0.0086	0.0010	-0.1	154.1	6	157.6	9.3	230.0	110	154.1	5.6	2.2
PVF-1717-18	1024	319	0.31	0.0496	0.0028	0.1733	0.0100	0.0252	0.0005	0.0082	0.0009	0.0	160.6	3	162.0	8.6	185.0	120	160.6	3.1	0.9
PVF-1717-19	1362	295	0.22	0.0502	0.0026	0.1767	0.0097	0.0255	0.0004	0.0086	0.0009	0.2	162.0	3	165.0	8.4	202.0	110	162.0	2.6	1.8
PVF-1717-20	1559	658	0.42	0.0513	0.0029	0.1583	0.0095	0.0229	0.0004	0.0073	0.0008	0.2	145.8	3	150.1	8.3	246.0	130	145.8	2.6	2.9
PVF-1717-21	1047	311	0.30	0.0518	0.0026	0.1660	0.0120	0.0233	0.0007	0.0078	0.0009	-0.2	148.5	4	155.4	10.0	250.0	110	148.5	4.4	4.4
PVF-1717-22	3314	1836	0.55	0.0511	0.0023	0.1680	0.0084	0.0239	0.0005	0.0088	0.0009	0.3	152.3	3	157.6	7.4	230.0	100	152.3	3.1	3.4
PVF-1717-23	1017	268	0.26	0.0503	0.0025	0.1836	0.0100	0.0266	0.0005	0.0085	0.0009	0.4	169.2	3	171.0	8.8	196.0	110	169.2	2.9	1.1
PVF-1717-24	1085	370	0.34	0.0490	0.0027	0.1612	0.0087	0.0238	0.0005	0.0078	0.0008	-0.1	151.6	3	151.6	7.3	147.0	120	151.6	2.9	0.0

PVF-1723A-01	1421	933	0.66	0.0500	0.0030	0.0866	0.0052	0.0126	0.0003	0.0040	0.0004	0.0	80.9	2	84.9	4.9	170.0	130	80.9	1.7	4.7
PVF-1723A-02	701	356	0.51	0.0522	0.0039	0.0947	0.0069	0.0131	0.0003	0.0042	0.0005	-0.2	84.0	2	91.7	6.6	290.0	160	84.0	1.8	8.4
PVF-1723A-03	586	205	0.35	0.0490	0.0039	0.0878	0.0072	0.0131	0.0003	0.0045	0.0005	0.1	84.1	2	87.1	6.7	130.0	170	84.1	2.2	3.4
PVF-1723A-04	1360	1430	1.05	0.0502	0.0034	0.0905	0.0071	0.0133	0.0004	0.0041	0.0005	0.3	85.2	2	87.9	6.6	180.0	150	85.2	2.4	3.1
PVF-1723A-05	571	219	0.38	0.0509	0.0042	0.0930	0.0080	0.0135	0.0004	0.0040	0.0005	0.1	86.1	2	90.0	7.6	210.0	170	86.1	2.3	4.3
PVF-1723A-06	993	471	0.47	0.0509	0.0036	0.0897	0.0064	0.0129	0.0003	0.0041	0.0005	0.1	82.8	2	87.1	6.0	200.0	150	82.8	1.9	4.9
PVF-1723A-07	1189	722	0.61	0.0512	0.0037	0.0911	0.0067	0.0130	0.0003	0.0042	0.0005	-0.1	83.5	2	88.4	6.3	230.0	150	83.5	1.6	5.5
PVF-1723A-08	2930	1180	0.40	0.0503	0.0028	0.0877	0.0055	0.0128	0.0003	0.0041	0.0004	0.3	82.1	2	85.3	5.1	190.0	130	82.1	1.8	3.8
PVF-1723A-09	2430	2200	0.91	0.0515	0.0037	0.0910	0.0077	0.0134	0.0004	0.0040	0.0008	0.2	85.6	3	88.4	7.4	240.0	150	85.6	2.8	3.2
PVF-1723A-10	609	264	0.43	0.0513	0.0034	0.0931	0.0060	0.0131	0.0003	0.0047	0.0005	-0.1	83.9	2	90.3	5.6	240.0	150	83.9	2.2	7.1
PVF-1723A-11	1170	308	0.26	0.0502	0.0033	0.0877	0.0065	0.0129	0.0003	0.0041	0.0005	0.3	82.8	2	85.2	6.0	190.0	150	82.8	1.7	2.8
PVF-1723A-12	1710	1120	0.65	0.0488	0.0030	0.0870	0.0058	0.0128	0.0003	0.0041	0.0005	-0.4	81.7	2	84.6	5.4	230.0	130	81.7	1.8	3.4
PVF-1723A-13	2070	1450	0.70	0.0504	0.0034	0.0900	0.0061	0.0130	0.0003	0.0042	0.0004	0.2	83.4	2	87.4	5.7	190.0	140	83.4	1.7	4.6
PVF-1723A-14	2300	2440	1.06	0.0488	0.0024	0.0854	0.0046	0.0128	0.0002	0.0040	0.0004	0.0	82.1	1	83.1	4.3	126.0	110	82.1	1.2	1.2
PVF-1723A-15	484	169	0.35	0.0497	0.0062	0.0950	0.0130	0.0138	0.0005	0.0044	0.0006	0.1	88.5	3	91.9	12.0	170.0	230	88.5	3.1	3.7
PVF-1723A-16	1380	880	0.64	0.0475	0.0031	0.0871	0.0056	0.0131	0.0003	0.0042	0.0005	0.0	84.1	2	85.3	5.1	60.0	130	84.1	1.8	1.4
PVF-1723A-17	1628	505	0.31	0.0490	0.0032	0.0868	0.0059	0.0128	0.0003	0.0038	0.0005	-0.1	82.2	2	84.4	5.5	140.0	140	82.2	1.8	2.6
PVF-1723A-18	1034	332	0.32	0.0504	0.0030	0.0862	0.0053	0.0128	0.0003	0.0041	0.0005	0.1	81.8	2	83.8	5.0	240.0	140	81.8	1.8	2.4
PVF-1723A-19	1610	1210	0.75	0.0511	0.0043	0.0916	0.0086	0.0131	0.0003	0.0043	0.0006	0.2	83.8	2	88.9	7.9	220.0	160	83.8	2.0	5.7
PVF-1723A-20	1096	652	0.59	0.0505	0.0036	0.0922	0.0066	0.0130	0.0003	0.0041	0.0005	0.0	83.2	2	89.3	6.2	230.0	140	83.2	1.9	6.8
PVF-1723A-21	2141	1780	0.83	0.0485	0.0025	0.0866	0.0047	0.0130	0.0002	0.0041	0.0004	0.1	83.3	2	84.3	4.4	127.0	120	83.3	1.5	1.2
PVF-1723A-22	1335	894	0.67	0.0490	0.0027	0.0848	0.0048	0.0126	0.0003	0.0040	0.0004	0.1	80.6	2	82.6	4.5	133.0	120	80.6	1.7	2.4
PVF-1723A-23	1270	686	0.54	0.0536	0.0033	0.0937	0.0060	0.0129	0.0003	0.0043	0.0005	0.1	82.4	2	90.8	5.6	310.0	130	82.4	1.9	9.3
PVF-1723A-24	3115	3700	1.19	0.0500	0.0024	0.0891	0.0048	0.0129	0.0002	0.0040	0.0004	0.3	82.7	1	86.7	4.4	211.0	110	82.7	1.4	4.6
PVF-1723A-25	1327	763	0.57	0.0508	0.0031	0.0926	0.0060	0.0137	0.0002	0.0046	0.0005	0.1	87.8	2	89.8	5.6	210.0	130	87.8	1.5	2.2
PVF-1723A-26	607	485	0.80	0.0517	0.0050	0.0940	0.0088	0.0133	0.0004	0.0044	0.0005	-0.3	85.0	2	90.8	8.0	260.0	200	85.0	2.4	6.4

PVF-1723A-27	1590	1140	0.72	0.0494	0.0030	0.0824	0.0053	0.0124	0.0002	0.0040	0.0004	0.0	79.1	2	80.3	4.9	140.0	130	79.1	1.5	1.5
PVF-1723A-28	946	492	0.52	0.0494	0.0034	0.0878	0.0061	0.0129	0.0003	0.0043	0.0005	0.0	82.8	2	86.1	5.5	160.0	150	82.8	1.6	3.8
PVF-1723A-29	1360	900	0.66	0.0485	0.0033	0.0882	0.0061	0.0134	0.0003	0.0042	0.0005	-0.2	85.6	2	85.7	5.7	140.0	140	85.6	1.6	0.1
PVF-1723A-30	2590	1960	0.76	0.0479	0.0027	0.0869	0.0052	0.0132	0.0002	0.0042	0.0004	0.1	84.6	2	84.6	4.8	101.0	120	84.6	1.5	0.0
PVF-1723B-01	994	1339	1.35	0.0470	0.0036	0.0860	0.0064	0.0129	0.0003	0.0039	0.0004	-0.1	82.9	2	83.6	6.0	50.0	160	82.9	1.6	0.8
PVF-1723B-02	856	1266	1.48	0.0490	0.0034	0.0898	0.0064	0.0130	0.0003	0.0040	0.0004	0.0	83.2	2	87.1	5.7	150.0	140	83.2	1.8	4.5
PVF-1723B-03	402	483	1.20	0.0523	0.0045	0.0960	0.0085	0.0132	0.0005	0.0040	0.0005	0.2	84.4	3	93.0	7.8	230.0	180	84.4	3.1	9.2
PVF-1723B-04	1035	2066	2.00	0.0471	0.0030	0.0865	0.0056	0.0131	0.0003	0.0040	0.0004	-0.1	83.9	2	84.2	5.2	60.0	130	83.9	1.6	0.4
PVF-1723B-05	247	185	0.75	0.0500	0.0067	0.0880	0.0120	0.0128	0.0005	0.0044	0.0006	0.1	82.2	3	85.0	11.0	130.0	250	82.2	3.1	3.3
PVF-1723B-06	510	541	1.06	0.0490	0.0043	0.0866	0.0079	0.0128	0.0003	0.0042	0.0004	0.1	82.0	2	84.1	7.3	190.0	170	82.0	2.1	2.5
PVF-1723B-07	739	1054	1.43	0.0491	0.0034	0.0860	0.0063	0.0129	0.0003	0.0039	0.0004	0.0	82.4	2	83.7	5.9	140.0	150	82.4	1.9	1.6
PVF-1723B-08	931	1130	1.21	0.0492	0.0042	0.0886	0.0079	0.0130	0.0003	0.0041	0.0004	0.2	82.9	2	85.9	7.3	140.0	170	82.9	2.0	3.5
PVF-1723B-09	1249	2195	1.76	0.0488	0.0033	0.0873	0.0061	0.0131	0.0003	0.0040	0.0004	0.2	83.6	2	84.9	5.7	110.0	140	83.6	1.6	1.5
PVF-1723B-10	560	724	1.29	0.0507	0.0047	0.0874	0.0072	0.0128	0.0004	0.0039	0.0004	-0.1	82.2	2	86.0	6.7	190.0	190	82.2	2.3	4.4
PVF-1723B-11	587	600	1.02	0.0486	0.0044	0.0853	0.0078	0.0129	0.0004	0.0039	0.0004	0.2	82.7	3	82.9	7.3	190.0	190	82.7	2.5	0.2
PVF-1723B-12	630	720	1.14	0.0496	0.0032	0.0864	0.0054	0.0130	0.0003	0.0041	0.0004	-0.1	83.1	2	84.0	5.0	170.0	140	83.1	1.9	1.1
PVF-1723B-13	507	583	1.15	0.0527	0.0042	0.0865	0.0068	0.0123	0.0004	0.0037	0.0004	0.2	78.9	3	84.1	6.4	320.0	160	78.9	2.5	6.2
PVF-1723B-14	401	470	1.17	0.0506	0.0068	0.0979	0.0110	0.0137	0.0005	0.0046	0.0005	-0.3	87.4	3	94.6	9.8	270.0	230	87.4	2.9	7.6
PVF-1723B-15	726	885	1.22	0.0495	0.0040	0.0886	0.0071	0.0133	0.0004	0.0042	0.0004	0.3	85.4	2	85.9	6.7	120.0	180	85.4	2.3	0.6
PVF-1723B-16	795	826	1.04	0.0538	0.0037	0.0928	0.0059	0.0127	0.0003	0.0042	0.0004	0.0	81.1	2	90.0	5.5	350.0	140	81.1	1.9	9.9
PVF-1723B-17	619	711	1.15	0.0473	0.0035	0.0862	0.0064	0.0130	0.0003	0.0040	0.0004	-0.4	83.4	2	83.8	6.0	70.0	160	83.4	1.8	0.5
PVF-1723B-18	449	590	1.31	0.0491	0.0040	0.0899	0.0079	0.0131	0.0004	0.0039	0.0004	0.2	83.8	2	88.5	7.4	110.0	180	83.8	2.3	5.3
PVF-1723B-19	244	188	0.77	0.0512	0.0059	0.0890	0.0100	0.0127	0.0005	0.0043	0.0005	0.0	81.4	3	87.7	9.5	190.0	230	81.4	3.4	7.2
PVF-1723B-20	1617	1924	1.19	0.0492	0.0028	0.0853	0.0051	0.0128	0.0003	0.0040	0.0004	0.3	82.2	2	83.0	4.8	158.0	120	82.2	1.6	1.0
PVF-1723B-21	652	964	1.48	0.0506	0.0036	0.0907	0.0069	0.0132	0.0003	0.0041	0.0004	-0.1	84.3	2	88.0	6.4	190.0	150	84.3	1.8	4.2
PVF-1723B-22	506	373	0.74	0.0490	0.0040	0.0909	0.0075	0.0132	0.0003	0.0045	0.0005	0.1	84.4	2	88.2	7.0	180.0	180	84.4	2.0	4.3

PV-1306-01	520	214	0.41	0.0496	0.0024	0.1824	0.0088	0.0266	0.0005	0.0085	0.0006	0.1	169.0	3	169.9	7.5	174.0	100	169.0	3.3	0.5
PV-1306-02	613	205	0.33	0.0498	0.0029	0.1773	0.0088	0.0256	0.0006	0.0084	0.0007	0.0	162.9	4	166.5	7.8	180.0	120	162.9	3.8	2.2
PV-1306-03	244	80	0.33	0.0506	0.0040	0.1820	0.0160	0.0261	0.0007	0.0087	0.0008	0.3	165.9	4	169.0	14.0	200.0	170	165.9	4.2	1.8
PV-1306-04	254	103	0.41	0.0505	0.0040	0.1870	0.0150	0.0267	0.0007	0.0088	0.0007	0.3	169.9	5	173.0	13.0	230.0	160	169.9	4.5	1.8
PV-1306-05	444	110	0.25	0.0510	0.0029	0.1880	0.0100	0.0268	0.0007	0.0086	0.0006	0.1	170.7	4	174.6	8.8	210.0	120	170.7	4.1	2.2
PV-1306-06	521	265	0.51	0.0509	0.0021	0.1804	0.0083	0.0258	0.0005	0.0084	0.0006	0.0	164.3	3	168.2	7.4	221.0	94	164.3	3.0	2.3
PV-1306-07	2064	711	0.34	0.0493	0.0017	0.1711	0.0065	0.0251	0.0005	0.0078	0.0005	0.0	160.0	3	160.3	5.6	154.0	79	160.0	2.9	0.2
PV-1306-08	631	127	0.20	0.0482	0.0023	0.1799	0.0080	0.0264	0.0006	0.0083	0.0007	0.3	167.8	4	167.8	6.9	136.0	100	167.8	4.0	0.0
PV-1306-09	884	470	0.53	0.0503	0.0023	0.1747	0.0081	0.0254	0.0005	0.0079	0.0005	0.3	161.5	3	163.3	7.0	194.0	100	161.5	2.8	1.1
PV-1306-10	186	82	0.44	0.0487	0.0035	0.1780	0.0130	0.0264	0.0007	0.0084	0.0008	0.0	167.6	4	167.9	10.0	130.0	160	167.6	4.4	0.2
PV-1306-11	1428	577	0.40	0.0503	0.0026	0.1839	0.0077	0.0261	0.0005	0.0092	0.0006	-0.6	165.8	3	171.3	6.6	190.0	110	165.8	3.1	3.2
PV-1306-12	592	166	0.28	0.0503	0.0023	0.1765	0.0088	0.0255	0.0007	0.0081	0.0006	0.4	162.0	5	164.9	7.6	195.0	110	162.0	4.5	1.8
PV-1306-13	500	178	0.36	0.0492	0.0030	0.1807	0.0096	0.0262	0.0005	0.0083	0.0006	0.0	166.4	3	168.4	8.3	160.0	120	166.4	3.4	1.2
PV-1306-14	776	266	0.34	0.0521	0.0025	0.1862	0.0094	0.0263	0.0005	0.0086	0.0006	0.0	167.1	3	173.2	8.0	270.0	95	167.1	3.3	3.5
PV-1306-15	1730	750	0.43	0.0496	0.0019	0.1784	0.0061	0.0260	0.0005	0.0081	0.0005	-0.1	165.7	3	167.3	5.0	177.0	80	165.7	3.1	1.0
PV-1306-16	1422	502	0.35	0.0491	0.0021	0.1761	0.0074	0.0257	0.0005	0.0078	0.0005	0.1	163.5	3	164.6	6.4	142.0	94	163.5	3.1	0.7
PV-1306-17	840	309	0.37	0.0517	0.0025	0.1870	0.0088	0.0264	0.0005	0.0091	0.0006	0.1	167.9	3	174.0	7.5	280.0	100	167.9	3.3	3.5
PV-1306-18	304	163	0.54	0.0514	0.0037	0.1760	0.0120	0.0258	0.0006	0.0084	0.0006	-0.1	164.3	4	165.9	9.5	210.0	150	164.3	3.8	1.0
PV-1306-19	499	147	0.29	0.0522	0.0027	0.1860	0.0092	0.0258	0.0005	0.0084	0.0006	-0.2	164.4	3	173.0	7.9	270.0	110	164.4	3.3	5.0
PV-1306-20	664	192	0.29	0.0510	0.0026	0.1810	0.0088	0.0260	0.0005	0.0082	0.0006	-0.2	165.6	3	168.7	7.5	220.0	110	165.6	2.9	1.8
PV-1306-21	511	161	0.31	0.0492	0.0031	0.1770	0.0110	0.0258	0.0006	0.0083	0.0006	0.0	163.9	4	165.1	9.8	140.0	130	163.9	3.6	0.7
PV-1306-22	928	259	0.28	0.0501	0.0021	0.1792	0.0073	0.0263	0.0005	0.0085	0.0005	0.2	167.0	3	167.2	6.3	183.0	94	167.0	3.0	0.1
PV-1306-23	328	138	0.42	0.0502	0.0039	0.1660	0.0100	0.0238	0.0006	0.0080	0.0006	0.1	151.5	4	155.6	9.0	160.0	160	151.5	4.0	2.6
PV-1306-24	532	246	0.46	0.0516	0.0029	0.1816	0.0095	0.0257	0.0006	0.0078	0.0005	0.0	163.9	4	169.2	8.1	250.0	120	163.9	3.7	3.1
PV-1306-25	628	239	0.38	0.0504	0.0031	0.1820	0.0110	0.0262	0.0006	0.0082	0.0006	-0.1	166.8	4	169.8	9.1	220.0	130	166.8	3.9	1.8
PV-1306-26	1546	1008	0.65	0.0508	0.0020	0.1800	0.0075	0.0257	0.0005	0.0075	0.0005	0.0	163.7	3	168.0	6.4	220.0	89	163.7	3.1	2.6

PV-1306-27	1322	508	0.38	0.0506	0.0021	0.1754	0.0076	0.0252	0.0004	0.0080	0.0005	0.1	160.3	3	164.0	6.5	208.0	93	160.3	2.7	2.3
PV-1306-28	853	271	0.32	0.0498	0.0023	0.1800	0.0095	0.0262	0.0005	0.0081	0.0006	0.4	166.7	3	167.8	8.2	190.0	110	166.7	3.1	0.7
PV-1306-29	185	67	0.36	0.0500	0.0050	0.1780	0.0170	0.0260	0.0010	0.0083	0.0008	0.0	165.6	6	168.0	14.0	140.0	190	165.6	6.2	1.4
PV-1306-30	650	192	0.29	0.0504	0.0025	0.1800	0.0096	0.0259	0.0005	0.0087	0.0006	0.2	165.1	3	168.2	8.4	190.0	110	165.1	3.0	1.8
PV-1306-31	549	298	0.54	0.0496	0.0026	0.1767	0.0098	0.0255	0.0006	0.0081	0.0006	0.3	162.3	4	164.9	8.4	180.0	120	162.3	3.7	1.6
PV-1306-32	601	249	0.41	0.0503	0.0025	0.1828	0.0100	0.0264	0.0006	0.0080	0.0005	0.1	167.8	4	170.2	8.8	187.0	110	167.8	3.5	1.4
PV-1306-33	1421	732	0.52	0.0496	0.0019	0.1752	0.0069	0.0257	0.0005	0.0079	0.0005	0.3	163.5	3	163.8	5.9	167.0	87	163.5	3.2	0.2
PV-1306-34	673	245	0.36	0.0508	0.0022	0.1830	0.0085	0.0261	0.0005	0.0078	0.0006	0.4	166.1	3	170.4	7.3	229.0	98	166.1	3.4	2.5
PV-1306-35	901	597	0.66	0.0494	0.0025	0.1741	0.0080	0.0252	0.0006	0.0079	0.0005	0.0	160.5	4	162.8	6.9	167.0	110	160.5	3.5	1.4
PV-1306-36	329	115	0.35	0.0523	0.0035	0.1880	0.0120	0.0263	0.0006	0.0089	0.0006	0.1	167.5	4	175.0	11.0	260.0	140	167.5	3.7	4.3
PV-1306-37	676	275	0.41	0.0496	0.0028	0.1765	0.0110	0.0256	0.0006	0.0079	0.0006	0.2	162.8	4	164.8	9.1	210.0	120	162.8	3.6	1.2
PV-1306-38	328	88	0.27	0.0510	0.0032	0.1824	0.0110	0.0261	0.0008	0.0090	0.0008	-0.1	166.3	5	169.7	9.0	210.0	140	166.3	4.8	2.0
PV-1306-39	312	92	0.29	0.0485	0.0036	0.1840	0.0150	0.0267	0.0007	0.0084	0.0009	0.0	169.6	4	172.0	13.0	120.0	160	169.6	4.4	1.4
PV-1306-40	967	312	0.32	0.0499	0.0018	0.1836	0.0077	0.0267	0.0006	0.0087	0.0006	0.1	169.7	4	171.0	6.5	192.0	82	169.7	3.5	0.8
PV-1306-41	981	516	0.53	0.0506	0.0021	0.1785	0.0086	0.0258	0.0006	0.0082	0.0005	0.4	164.4	4	166.6	7.3	211.0	92	164.4	3.5	1.3
PV-1306-42	1157	624	0.54	0.0502	0.0026	0.1611	0.0083	0.0235	0.0005	0.0079	0.0005	0.0	149.7	3	151.5	7.3	190.0	110	149.7	2.8	1.2
PV-1306-43	1040	401	0.39	0.0505	0.0022	0.1739	0.0067	0.0251	0.0004	0.0083	0.0005	-0.1	159.8	3	162.7	6.0	214.0	95	159.8	2.8	1.8
PV-1306-44	716	479	0.67	0.0515	0.0024	0.1818	0.0095	0.0263	0.0006	0.0077	0.0005	-0.1	167.4	4	169.4	8.1	262.0	100	167.4	4.0	1.2
PV-1306-45	338	144	0.43	0.0522	0.0037	0.1790	0.0110	0.0251	0.0007	0.0083	0.0007	-0.2	160.0	4	168.7	9.4	250.0	150	160.0	4.3	5.2
PV-1306-46	402	274	0.68	0.0500	0.0034	0.1760	0.0120	0.0256	0.0006	0.0080	0.0006	0.1	162.9	4	163.8	10.0	190.0	140	162.9	3.6	0.5
PV-1306-47	1229	345	0.28	0.0496	0.0024	0.1754	0.0086	0.0257	0.0004	0.0080	0.0006	0.1	163.5	3	165.9	7.5	187.0	110	163.5	2.6	1.4
PV-1306-48	272	91	0.33	0.0507	0.0041	0.1830	0.0150	0.0257	0.0007	0.0087	0.0007	0.1	163.4	5	170.0	13.0	230.0	160	163.4	4.7	3.9
PV-1306-49	907	346	0.38	0.0485	0.0025	0.1757	0.0080	0.0256	0.0005	0.0082	0.0005	0.1	162.6	3	164.2	6.9	140.0	110	162.6	3.3	1.0
PV-1306-50	695	300	0.43	0.0498	0.0027	0.1770	0.0089	0.0254	0.0006	0.0077	0.0005	-0.2	161.4	4	165.2	7.7	160.0	120	161.4	3.7	2.3
PV-1306-51	456	287	0.63	0.0502	0.0032	0.1764	0.0110	0.0253	0.0006	0.0081	0.0006	0.1	161.2	4	165.9	10.0	220.0	130	161.2	3.5	2.8
PV-1306-52	596	205	0.34	0.0525	0.0029	0.1896	0.0130	0.0263	0.0008	0.0083	0.0010	0.0	167.3	5	176.1	11.0	320.0	110	167.3	4.7	5.0
PV-1306-53	983	523	0.53	0.0501	0.0026	0.1834	0.0094	0.0265	0.0005	0.0080	0.0005	0.1	168.4	3	170.7	8.1	213.0	110	168.4	3.2	1.3

PV-1306-54	493	257	0.52	0.0533	0.0030	0.1960	0.0096	0.0270	0.0006	0.0086	0.0006	-0.3	171.5	4	181.7	8.1	310.0	110	171.5	3.5	5.6
PV-1306-55	1842	2018	1.10	0.0504	0.0018	0.1800	0.0074	0.0258	0.0011	0.0080	0.0005	0.2	164.1	7	168.0	6.6	200.0	80	164.1	6.9	2.3
PV-1306-56	139	54	0.39	0.0512	0.0054	0.1720	0.0150	0.0255	0.0009	0.0073	0.0009	-0.2	162.1	5	163.0	13.0	250.0	210	162.1	5.3	0.6
PV-1306-57	545	187	0.34	0.0501	0.0028	0.1836	0.0087	0.0263	0.0006	0.0077	0.0006	-0.3	167.0	4	170.9	7.5	230.0	130	167.0	3.8	2.3
PV-1306-58	302	151	0.50	0.0512	0.0040	0.1780	0.0130	0.0254	0.0007	0.0080	0.0007	0.0	161.7	5	168.0	11.0	230.0	170	161.7	4.6	3.8
PV-1306-59	756	222	0.29	0.0509	0.0031	0.1924	0.0120	0.0273	0.0005	0.0088	0.0010	-0.2	173.5	3	178.3	9.9	220.0	130	173.5	2.9	2.7
PV-1306-60	1284	518	0.40	0.0489	0.0022	0.1762	0.0082	0.0256	0.0005	0.0075	0.0008	-0.1	163.1	3	164.7	7.1	137.0	100	163.1	2.8	1.0

Tabla S2. Análisis geocronológicos U-Pb en monacitas de la muestra PVF-1708

Muestra	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Mon-1	1269	52900	41.69	0.0527	0.01	0.0945	0.01	0.0132	0.00	0.11	84.50	2.20	91.6	10.00	325	260	84.50	2.20	7.8
Mon-2	1200	40700	33.92	0.0494	0.01	0.0891	0.01	0.0132	0.00	0.00	84.60	2.10	86.6	10.00	160	250	84.60	2.10	2.3
Mon-3	1442	47300	32.80	0.0495	0.01	0.0891	0.01	0.0130	0.00	-0.07	83.40	2.20	86.6	10.00	160	260	83.40	2.20	3.7
Mon-4	2240	36400	16.25	0.0485	0.01	0.1269	0.02	0.0189	0.00	0.45	120.50	3.20	121.2	13.00	118	250	120.50	3.20	0.6
Mon-5	1280	28970	22.63	0.0569	0.01	0.1441	0.02	0.0184	0.00	0.26	117.70	3.20	136.6	16.00	500	240	117.70	3.20	13.8
Mon-6	3780	34800	9.21	0.0505	0.01	0.1968	0.02	0.0286	0.00	0.42	182.10	8.40	184.4	17.00	210	240	182.10	8.40	1.2
Mon-7	1846	37300	20.21	0.0485	0.01	0.0876	0.01	0.0129	0.00	-0.20	82.70	5.60	85.2	13.00	120	250	82.70	5.60	2.9
Mon-8	1156	38200	33.04	0.0481	0.02	0.0869	0.04	0.0132	0.00	0.08	84.20	3.20	84.5	32.00	90	360	84.20	3.20	0.4
Mon-9	1862	27100	14.55	0.0497	0.00	0.1390	0.01	0.0204	0.00	0.47	130.10	5.40	132.0	5.60	186	83	130.10	5.40	1.4
Mon-10	1580	30200	19.11	0.0523	0.00	0.1579	0.01	0.0222	0.00	0.22	141.20	3.50	148.7	6.00	290	95	141.20	3.50	5.0
Mon-11	7690	42200	5.49	0.0530	0.00	0.0954	0.00	0.0131	0.00	0.06	83.90	1.90	92.5	2.60	329	61	83.90	1.90	9.3
Mon-12	5190	45160	8.70	0.0552	0.00	0.1028	0.00	0.0136	0.00	0.13	87.20	1.80	99.3	2.90	422	62	87.20	1.80	12.2
Mon-13	1751	30400	17.36	0.0511	0.00	0.0917	0.00	0.0130	0.00	-0.11	83.10	2.20	89.0	4.20	260	110	83.10	2.20	6.6
Mon-14	2362	35600	15.07	0.0486	0.00	0.0868	0.01	0.0131	0.00	0.18	83.80	3.60	85.3	5.30	130	100	83.80	3.60	1.8
Mon-15	1368	37800	27.63	0.0497	0.00	0.0897	0.00	0.0129	0.00	0.05	82.80	2.00	87.1	4.60	190	120	82.80	2.00	4.9
Mon-16	1790	37800	21.12	0.0489	0.00	0.0868	0.00	0.0132	0.00	-0.08	84.50	2.00	84.4	4.30	140	120	84.50	2.00	-0.1
Mon-17	1365	44300	32.45	0.0500	0.00	0.0906	0.01	0.0132	0.00	0.07	84.40	2.20	87.9	4.70	170	120	84.40	2.20	4.0
Mon-18	1686	38200	22.66	0.0496	0.00	0.0895	0.00	0.0133	0.00	0.13	85.40	2.00	87.0	4.60	170	110	85.40	2.00	1.8
Mon-19	1331	39000	29.30	0.0515	0.00	0.0907	0.01	0.0130	0.00	-0.25	83.00	2.10	88.0	5.80	230	150	83.00	2.10	5.7
Mon-20	3028	39090	12.91	0.0486	0.00	0.0878	0.01	0.0131	0.00	-0.07	84.10	4.00	85.5	5.70	120	90	84.10	4.00	1.6
Mon-21	1476	38100	25.81	0.0504	0.00	0.0916	0.01	0.0132	0.00	0.20	84.40	1.90	88.9	4.80	180	120	84.40	1.90	5.1
Mon-22	1638	38600	23.57	0.0546	0.00	0.0984	0.01	0.0133	0.00	0.11	84.90	1.90	95.9	5.10	380	120	84.90	1.90	11.5
Mon-23	1450	30000	20.69	0.0499	0.00	0.0897	0.00	0.0130	0.00	-0.12	83.20	2.00	87.1	3.90	190	110	83.20	2.00	4.5
Mon-24	1425	45900	32.21	0.0472	0.00	0.0861	0.01	0.0134	0.00	-0.05	85.70	2.30	83.8	5.00	40	130	85.70	2.30	-2.3

Mon-25	1406	41200	29.30	0.0478	0.00	0.0880	0.00	0.0134	0.00	0.22	85.50	2.30	85.5	4.50	90	110	85.50	2.30	0.0
Mon-26	1685	40000	23.74	0.0518	0.00	0.0910	0.00	0.0131	0.00	0.08	83.60	2.20	89.1	4.20	270	110	83.60	2.20	6.2
Mon-27	1572	37800	24.05	0.0533	0.00	0.0945	0.01	0.0129	0.00	0.09	82.60	1.90	91.5	5.10	300	130	82.60	1.90	9.7
Mon-28	1745	38900	22.29	0.0504	0.00	0.0902	0.00	0.0130	0.00	-0.08	83.20	2.10	87.6	4.30	220	110	83.20	2.10	5.0
Mon-29	2100	35600	16.95	0.0473	0.00	0.0874	0.00	0.0133	0.00	-0.06	85.10	2.10	85.0	4.00	70	110	85.10	2.10	-0.1
Mon-30	2180	38700	17.75	0.0482	0.00	0.0893	0.00	0.0135	0.00	-0.10	86.60	2.00	86.7	3.60	110	100	86.60	2.00	0.1
Mon-31	2310	40000	17.32	0.0498	0.00	0.0889	0.00	0.0133	0.00	-0.17	85.10	1.80	86.5	3.60	160	99	85.10	1.80	1.6
Mon-32	1890	32800	17.35	0.0485	0.00	0.0892	0.00	0.0132	0.00	0.05	84.70	1.90	86.7	3.50	130	98	84.70	1.90	2.3
Mon-33	2950	27500	9.32	0.0525	0.00	0.1694	0.01	0.0232	0.00	0.31	147.80	3.90	158.8	5.10	314	64	147.80	3.90	6.9
Mon-34	1848	31600	17.10	0.0503	0.00	0.0913	0.00	0.0132	0.00	0.16	84.80	2.00	88.6	3.80	212	92	84.80	2.00	4.3
Mon-35	2140	38700	18.08	0.0476	0.00	0.0892	0.00	0.0135	0.00	0.32	86.30	2.00	86.7	3.60	74	90	86.30	2.00	0.5
Mon-36	2410	35600	14.77	0.0553	0.00	0.1068	0.01	0.0141	0.00	0.34	90.30	2.00	102.8	4.60	419	98	90.30	2.00	12.2
Mon-37	2952	66800	22.63	0.0648	0.00	0.1200	0.00	0.0134	0.00	0.13	85.96	1.90	115.1	3.80	775	70	85.96	1.90	25.3
Mon-38	3160	48100	15.22	0.0544	0.00	0.1021	0.00	0.0135	0.00	-0.01	86.70	2.00	98.6	3.20	386	76	86.70	2.00	12.1
Mon-39	1819	29100	16.00	0.0585	0.00	0.1089	0.00	0.0136	0.00	0.05	87.10	2.00	104.9	3.70	539	80	87.10	2.00	17.0
Mon-40	2672	46500	17.40	0.0584	0.00	0.1096	0.00	0.0136	0.00	0.07	86.90	2.00	105.6	3.50	556	83	86.90	2.00	17.7
Mon-41	1928	27900	14.47	0.0564	0.00	0.1066	0.00	0.0137	0.00	0.37	87.40	2.20	103.6	3.90	470	84	87.40	2.20	15.6

Tabla S3. Concentraciones de elementos traza de zircones pertenecientes a las muestras analizadas del CMCY y BPV.

Muestra	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
PVF-1705-01	240	4.3	902	4.3	0.0	36.5	0.0	0.7	1.7	0.4	13.0	5.3	71.0	29.9	151.7	368	79.3	13390	9.8	151.6	310
PVF-1705-02	150	6.6	1110	3.5	0.0	46.8	0.2	4.0	5.2	1.2	24.8	8.4	99.0	35.6	175.0	437	86.1	11590	58.3	204.0	582
PVF-1705-03	770	10.5	1510	2.4	0.2	3.3	0.2	2.5	2.9	0.8	19.2	8.6	122.6	50.6	259.0	757	141.0	12270	41.0	77.7	1550
PVF-1705-04	970	6.2	1145	2.3	10.4	23.8	3.0	12.3	4.6	0.4	17.2	7.2	95.5	38.5	198.0	543	115.5	14310	19.8	54.1	789
PVF-1705-05	130	4.7	1123	6.7	0.0	9.0	0.1	1.3	3.6	0.1	17.0	7.3	96.7	38.4	179.0	420	80.9	12530	43.9	71.7	632
PVF-1705-06	960	2.1	783	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	0.5	0.0	4.8	3.3	59.5	27.9	152.4	556	115.2	13170	17.8	4.9	930
PVF-1705-07	870	5.7	2490	5.0	0.1	51.8	0.2	2.2	6.9	2.0	45.4	17.1	215.0	85.3	404.0	904	168.0	10000	30.5	464.0	469
PVF-1705-08	330	6.5	1966	2.4	8.4	33.0	4.8	17.0	7.7	0.5	33.4	12.9	165.9	67.6	326.0	657	138.2	11230	21.3	193.0	537
PVF-1705-09	800	15.2	1513	2.7	0.1	2.6	0.1	2.5	4.8	0.5	22.6	8.9	124.0	50.8	243.0	683	140.8	11220	34.3	60.9	1297
PVF-1705-10	110	4.6	925	0.7	0.0	0.3	0.1	0.3	2.0	0.2	10.5	5.7	77.6	28.6	141.0	424	90.5	11170	11.9	11.4	330
PVF-1705-11	-100	7.4	884	1.5	0.0	4.6	0.0	0.6	1.8	0.6	11.5	4.6	64.9	28.4	143.9	381	89.5	10680	15.2	77.5	396
PVF-1705-12	-30	6.4	703	2.2	0.0	18.1	0.1	1.2	2.9	0.4	15.6	5.0	62.6	22.5	102.3	202	39.1	9120	8.2	77.3	113
PVF-1705-13	640	71.0	1444	4.0	0.3	10.9	0.3	2.8	4.7	1.0	24.6	9.3	118.6	48.6	226.0	460	95.3	9230	74.3	89.5	424
PVF-1705-14	540	4.1	937	1.4	0.3	2.8	0.1	0.5	1.2	0.1	10.7	5.5	72.4	30.2	155.7	456	92.8	12210	26.5	35.1	1020
PVF-1705-15	720	5.6	1240	1.8	0.0	1.9	0.1	0.8	1.9	0.3	13.4	6.1	90.0	39.2	210.0	629	125.9	11510	34.3	43.0	1082
PVF-1705-16	-110	8.3	890	2.0	0.5	16.6	0.2	3.9	4.9	1.5	20.3	6.6	75.3	29.4	136.0	351	76.7	8750	47.8	138.0	370
PVF-1705-17	40	4.7	2570	1.9	0.0	11.6	0.1	1.9	5.2	0.5	40.1	17.1	215.5	90.5	410.0	783	156.7	8620	13.2	144.9	271
PVF-1705-18	30	8.4	1100	0.9	0.5	9.0	0.3	2.4	3.4	0.6	20.1	7.3	94.0	38.1	173.0	339	71.0	10760	8.4	104.0	186
PVF-1705-19	1130	100.0	5660	4.1	32.1	124.0	8.9	51.0	33.0	2.2	135.1	43.3	505.0	193.0	845.0	1441	281.0	11180	61.5	1760.0	1446
PVF-1705-20	220	7.4	755	5.5	0.0	9.5	0.1	1.9	4.1	0.2	20.8	6.7	74.8	26.2	109.7	194	36.1	9550	24.9	50.2	140
PVF-1705-21	1300	4.8	1917	2.4	0.0	1.0	0.1	0.9	2.6	0.4	20.1	10.7	155.4	65.4	333.0	855	175.3	11040	60.5	120.6	1489
PVF-1705-22	690	4.4	621	1.0	0.8	6.2	0.3	2.8	2.7	0.3	17.8	6.0	66.3	20.1	76.0	184	35.9	11720	14.5	42.3	540
PVF-1705-23	120	7.2	1160	5.0	0.1	36.1	0.1	2.3	4.2	1.1	23.2	8.3	96.7	36.6	175.0	425	94.6	11470	32.3	535.0	816

PVF-1705-24	150	7.3	1433	1.3	0.0	19.0	0.4	7.9	12.7	3.6	47.1	14.2	143.4	48.1	199.0	355	68.8	8270	41.3	141.2	170
PVF-1705-25	320	8.6	457	0.9	0.3	0.8	0.1	0.7	1.5	0.1	16.0	5.7	58.0	13.7	42.6	69	15.0	12750	5.6	18.6	462
PVF-1705-26	970	17.9	919	1.7	0.0	2.8	0.1	0.4	1.0	0.5	7.2	4.4	67.4	28.6	154.6	441	91.9	9890	26.7	29.7	480
PVF-1705-27	340	10.1	660	0.7	0.0	0.7	0.0	0.3	2.3	0.2	20.2	7.6	74.3	20.2	81.0	174	36.0	12700	8.4	15.7	315
PVF-1705-28	580	7.6	2360	6.2	0.0	57.1	0.3	6.0	9.8	1.0	57.3	20.0	233.0	86.2	369.0	652	124.7	9520	70.0	318.0	321
PVF-1705-29	560	4.5	1267	3.3	0.0	33.0	0.1	1.5	3.0	0.9	20.8	7.5	100.6	40.4	201.0	462	96.9	9760	8.0	130.3	168
PVF-1705-30	330	4.1	1038	4.3	0.0	35.5	0.1	0.8	2.2	0.4	13.8	5.8	77.4	32.0	162.2	381	84.3	11330	8.1	95.2	136
PVF-1705-31	860	6.6	1186	1.6	0.1	2.5	0.0	1.0	2.4	0.5	16.9	7.5	100.9	40.4	202.0	556	119.4	13120	19.8	41.6	636
PVF-1705-32	2050	5.2	6100	0.9	1.1	12.2	4.3	48.0	74.0	6.4	306.0	82.0	790.0	212.0	670.0	1000	162.0	12850	13.2	36.3	638
PVF-1705-33	650	16.2	1475	28.8	12.1	72.0	5.7	21.9	8.8	14.0	20.8	7.5	89.7	38.6	240.0	994	242.2	20880	82.5	634.0	2580
PVF-1705-34	1130	2.5	763	1.2	0.0	2.2	0.0	0.2	0.5	0.2	5.6	3.1	52.6	25.3	139.5	451	104.3	12720	18.6	25.3	391
PVF-1705-35	-120	7.7	539	1.5	0.0	5.9	0.0	0.8	2.0	0.2	11.3	4.2	46.6	17.3	74.8	143	29.1	12070	76.5	137.8	405
PVF-1708-01	560	5.5	1003	0.9	0.4	13.5	0.2	1.8	3.0	0.7	16.2	5.9	72.9	32.0	159.2	367	79.8	11650	10.8	157.4	289
PVF-1708-02	420	5.0	956	1.5	0.0	23.7	0.1	1.4	2.3	1.3	15.9	5.3	70.6	29.0	145.0	347	78.9	8400	25.7	453.0	660
PVF-1708-03	200	30.1	611	1.3	0.0	6.6	0.0	1.0	2.0	0.4	13.3	4.6	52.7	20.3	90.0	176	35.7	8240	9.8	50.1	110
PVF-1708-04	1220	5.8	2640	1.1	0.0	1.8	0.2	4.6	9.9	0.2	60.5	20.9	246.0	88.9	377.0	648	118.0	10140	68.3	121.0	297
PVF-1708-05	610	14.8	1610	2.2	0.2	10.3	0.1	2.0	5.1	1.8	30.7	11.6	137.1	54.0	249.0	502	98.7	8550	14.0	130.2	182
PVF-1708-06	250	3.3	719	0.7	0.0	5.5	0.0	0.2	0.7	0.0	5.4	2.9	49.0	22.9	123.0	352	80.0	13010	21.9	75.0	501
PVF-1708-07	160	8.9	1157	4.0	0.0	21.6	0.1	1.7	3.7	1.2	19.8	7.7	96.5	38.1	190.3	434	91.4	12500	19.5	148.8	777
PVF-1708-08	100	5.0	873	5.2	0.0	12.0	0.1	0.6	1.7	0.2	11.2	4.8	64.7	28.3	143.8	395	83.2	13780	38.7	154.4	502
PVF-1708-09	430	7.3	601	2.5	0.0	9.7	0.0	0.3	0.5	0.3	4.5	2.4	38.9	18.9	112.7	387	95.3	12170	29.5	47.0	562
PVF-1708-10	410	7.4	1360	1.1	0.0	12.0	0.1	2.8	5.5	1.7	28.5	9.6	111.0	42.8	194.0	431	92.2	10660	6.3	107.7	127
PVF-1708-11	370	10.0	1225	3.5	0.3	2.5	0.3	5.2	4.7	0.7	20.0	7.5	98.5	41.0	218.0	625	136.7	12340	28.2	52.6	774
PVF-1708-12	240	7.0	581	2.7	0.1	17.0	0.1	1.7	2.5	0.4	13.1	4.5	53.5	19.5	87.3	185	37.5	10770	14.8	40.4	176
PVF-1708-13	60	4.6	825	2.7	0.0	26.6	0.1	1.3	2.8	0.5	15.1	5.6	68.9	26.8	129.3	265	55.6	11170	23.7	188.6	290
PVF-1708-14	330	11.6	865	1.1	0.0	2.0	0.0	1.0	3.1	0.2	16.9	6.0	75.4	27.9	125.7	231	46.0	9830	23.7	30.1	95

PVF-1708-15	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	no value	46100.0	7320
PVF-1708-16	650	20.2	1478	1.6	0.0	1.8	0.1	1.6	4.4	0.4	30.4	11.9	140.9	50.0	219.3	474	95.7	12720	24.9	83.5	544	
PVF-1708-17	420	9.0	1407	4.3	0.0	11.9	0.1	1.5	4.6	0.9	25.7	9.0	117.4	47.4	229.0	459	95.3	9960	19.8	83.4	195	
PVF-1708-18	410	6.9	1490	1.3	0.0	13.1	0.1	1.9	4.5	0.6	27.9	9.8	123.2	48.9	228.0	452	93.2	9650	8.8	140.0	188	
PVF-1708-19	570	4.3	629	1.6	0.0	2.9	0.0	0.2	0.6	0.2	4.4	2.5	41.4	20.1	113.8	377	87.1	12130	36.9	63.2	512	
PVF-1708-20	300	8.5	1809	1.2	0.0	13.2	0.0	1.2	3.5	0.8	25.9	10.8	142.4	58.9	275.0	547	110.6	9980	12.5	168.7	269	
PVF-1708-21	860	6.8	2020	5.6	0.5	21.6	0.7	6.9	9.8	2.9	50.2	15.8	190.0	64.0	276.0	542	108.6	9360	78.8	212.3	497	
PVF-1708-22	630	5.1	1830	1.0	0.0	9.6	0.0	0.7	2.0	0.9	18.2	7.8	119.3	56.3	297.0	775	186.0	9420	11.2	101.1	234	
PVF-1708-23	-130	6.3	284	0.6	0.0	2.1	0.0	0.1	0.5	0.1	4.0	1.8	20.6	9.2	47.2	109	24.4	8770	15.4	6.8	36	
PVF-1708-24	1250	3.5	2820	1.9	0.0	3.1	0.3	5.9	13.9	0.6	79.1	26.3	295.0	97.9	398.0	655	121.9	11490	71.8	137.3	437	
PVF-1708-25	370	2.0	1064	0.9	0.0	3.1	0.0	1.0	1.9	0.3	12.4	5.4	79.6	34.9	186.6	551	120.7	13360	18.0	19.2	318	
PVF-1708-26	300	4.6	988	4.1	0.2	6.9	0.1	1.6	2.4	0.0	16.4	6.5	83.7	33.3	161.5	327	67.4	11810	96.8	94.1	368	
PVF-1708-27	970	2.7	2470	3.4	0.0	8.7	0.1	1.8	5.9	0.4	40.0	16.7	216.0	83.3	389.0	820	169.1	12680	41.0	174.0	560	
PVF-1708-28	-200	8.0	396	2.8	0.0	9.1	0.0	0.6	0.8	0.1	5.5	2.2	31.1	12.9	64.0	173	36.6	11740	74.5	71.9	429	
PVF-1708-29	350	10.1	980	4.0	0.2	25.2	0.2	1.8	2.6	0.7	14.4	5.9	76.5	29.6	159.8	462	104.1	12100	132.0	359.8	707	
PVF-1708-30	190	7.9	999	2.9	0.0	17.0	0.1	1.6	2.4	0.7	15.7	6.3	80.4	32.4	159.1	373	81.4	11860	15.3	149.0	282	
PVF-1708-31	1400	3.5	628	2.1	1.9	19.0	1.3	8.1	4.4	0.7	13.6	4.1	52.3	19.9	98.3	248	56.8	10560	24.9	128.0	330	
PVF-1708-32	230	4.5	676	2.3	0.1	1.2	0.1	1.2	1.1	0.4	7.1	3.4	49.4	21.7	123.1	429	105.7	11630	62.3	21.0	700	
PVF-1708-33	330	5.2	1658	3.1	0.0	25.8	0.2	2.4	6.7	0.7	36.6	12.9	146.0	56.8	248.0	480	96.1	10120	144.3	219.8	359	
PVF-1708-34	730	3.4	1910	4.6	0.0	9.2	0.0	0.5	3.5	0.2	22.9	10.7	153.0	63.5	309.0	686	136.0	12900	27.5	184.4	732	
PVF-1708-35	520	9.7	816	2.3	0.0	3.2	0.0	0.5	2.5	0.1	15.8	5.9	70.8	27.1	133.3	340	73.1	12080	52.3	36.2	454	
PVF-1708-36	230	6.7	1832	16.0	0.3	23.5	0.2	3.5	7.1	1.1	42.4	15.7	181.0	66.9	287.0	481	92.6	8570	44.3	214.7	425	
PVF-1708-37	10	10.9	495	2.5	0.0	3.6	0.1	0.8	1.7	0.0	8.8	3.3	42.5	16.4	76.9	171	37.4	11270	26.0	26.4	126	
PVF-1708-38	210	2.4	1639	3.6	0.0	11.6	0.2	4.0	7.9	0.5	37.9	13.2	155.0	55.6	252.0	449	89.0	9490	53.7	117.1	267	
PVF-1708-39	440	8.5	1421	2.3	2.5	11.2	0.9	7.8	10.9	0.6	49.0	14.1	143.5	50.2	207.0	349	66.8	9810	32.2	63.4	183	
PVF-1708-40	420	6.8	1420	6.9	0.0	9.0	0.0	0.3	1.6	0.4	14.8	7.4	110.0	47.9	241.0	574	119.9	11640	22.9	82.8	347	
PVF-1708-41	130	5.8	560	1.1	0.0	1.5	0.0	0.8	1.0	0.0	11.0	4.1	49.2	19.3	87.5	172	37.4	11400	15.1	31.0	150	

PVF-1708-42	10	8.9	271	0.9	0.0	0.5	0.0	0.1	0.2	0.1	1.9	0.9	15.6	7.3	46.0	142	41.0	11310	76.0	13.4	768
PVF-1708-43	-40	12.9	1098	2.3	0.0	5.5	0.3	3.4	5.2	0.4	27.8	9.7	103.2	38.5	160.0	275	56.6	9010	21.7	36.0	83
PVF-1708-44	190	2.7	1370	3.5	0.0	24.9	0.1	1.7	4.2	1.4	28.7	10.0	119.7	46.1	217.2	404	83.4	9510	45.2	93.4	171
PVF-1708-45	330	7.2	2340	3.0	0.0	16.8	0.2	4.6	9.4	2.5	50.4	17.8	215.0	81.1	357.0	676	138.0	9290	16.5	190.0	195
PVF-1708-46	20	4.0	670	1.3	0.0	3.7	0.1	2.4	4.3	0.4	20.0	6.4	66.4	23.3	106.0	184	36.4	9300	32.9	41.1	157
PVF-1708-47	700	9.6	1710	4.5	0.1	12.8	0.2	1.7	5.6	0.6	31.0	12.1	161.0	59.7	269.0	534	101.4	10170	48.5	143.6	334
PVF-1708-48	230	3.2	1243	1.7	0.0	9.2	0.0	0.8	2.3	0.2	17.7	6.9	96.0	41.3	204.0	413	90.4	10150	35.3	41.7	165
PVF-1708-49	480	8.7	657	1.1	0.0	9.8	0.3	6.0	8.0	0.7	25.2	7.0	71.7	22.7	94.3	191	37.7	11790	21.2	167.4	242
PVF-1708-50	-20	3.1	667	17.5	0.0	11.7	0.0	0.4	1.0	0.2	9.3	4.0	56.0	21.8	114.2	273	65.2	11260	13.5	27.1	150
PVF-1708-51	580	9.0	1817	3.6	0.0	11.5	0.1	2.0	5.7	0.7	34.2	12.8	162.7	63.2	292.0	554	115.3	9560	123.0	360.0	994
PVF-1708-52	200	11.5	709	1.8	0.0	19.3	0.1	2.0	3.4	0.4	18.9	5.7	65.5	24.1	105.3	190	38.5	9470	82.3	272.0	424
PVF-1708-53	400	4.4	1948	0.8	0.0	11.2	0.1	1.8	4.7	0.9	30.3	12.0	156.4	65.1	314.0	660	144.5	12190	15.5	177.0	372
PVF-1708-54	-150	16.8	707	2.6	1.1	14.8	0.4	4.0	4.1	0.4	18.9	6.4	71.0	24.6	107.7	197	38.7	11200	28.8	61.4	123
PVF-1708-55	800	7.7	1735	6.1	0.1	5.0	0.1	1.3	2.8	0.2	19.7	9.0	135.4	54.8	284.0	656	135.1	14040	183.5	113.3	1118
PVF-1711-01	1910	18.5	1670	6.7	0.7	26.0	0.8	6.0	7.1	3.4	27.7	10.2	136.0	53.2	275.0	818	166.0	15800	59.0	359.0	1830
PVF-1711-02	2450	4.1	870	0.8	0.0	0.5	0.0	0.0	0.7	0.0	6.2	4.7	71.0	29.9	145.0	384	57.0	10600	10.2	3.3	400
PVF-1711-03	1070	13.7	957	3.7	0.2	11.8	0.3	2.9	3.4	1.1	14.6	6.0	71.9	30.9	157.0	437	93.8	10830	44.0	255.0	788
PVF-1711-04	1680	10.8	1880	2.2	0.0	24.0	0.1	1.3	4.0	0.3	27.3	12.3	164.0	64.4	306.0	671	128.6	13430	29.0	461.0	918
PVF-1711-05	1460	7.6	1970	10.9	0.0	14.9	0.2	2.7	6.2	0.2	41.6	14.3	177.0	69.3	307.0	596	114.6	11600	51.8	468.0	1065
PVF-1711-06	740	8.3	1891	2.0	0.0	7.0	0.3	5.6	11.1	0.7	53.8	17.8	185.5	64.2	267.0	458	79.5	10100	36.0	67.3	165
PVF-1711-07	2260	33.0	1760	1.8	1.1	15.3	1.3	14.2	15.0	5.4	42.8	13.9	166.0	57.4	247.0	528	95.2	10880	45.0	91.8	562
PVF-1711-08	190	3.6	1402	21.2	0.0	16.7	0.1	2.0	4.0	0.2	25.2	10.1	122.7	48.1	221.0	447	74.0	10370	68.3	102.8	320
PVF-1711-09	40	8.1	697	1.9	0.0	4.8	0.0	1.0	2.0	0.1	14.2	5.0	65.2	24.0	105.3	222	40.0	11360	22.3	42.2	158
PVF-1711-10	410	7.7	1250	1.6	0.1	3.2	0.2	3.3	5.3	0.5	27.2	10.5	128.0	44.9	179.0	362	57.4	9800	29.8	40.3	336
PVF-1711-11	1170	10.9	998	2.8	0.4	30.3	0.2	1.5	1.8	0.7	10.7	4.6	65.0	29.3	162.5	526	127.7	11250	25.6	432.0	658
PVF-1711-12	1200	9.5	1320	7.1	0.0	46.5	0.1	1.8	4.5	0.3	22.2	8.8	105.0	42.7	201.0	479	91.8	12500	18.8	371.0	92

PVF-1711-13	1140	53.0	2880	39.1	0.0	21.6	0.1	2.3	9.0	0.3	63.6	24.3	290.0	106.1	456.0	821	142.5	9260	39.1	223.0	457
PVF-1711-14	2180	3.7	1110	2.0	0.0	8.6	0.0	1.1	2.0	0.4	13.6	5.4	82.2	36.1	199.0	621	138.1	12530	20.1	83.0	513
PVF-1711-15	240	4.3	523	3.5	0.0	28.8	0.1	0.4	1.4	0.4	7.0	2.6	36.9	16.4	88.7	234	43.8	7280	52.3	93.4	281
PVF-1711-16	1500	16.7	1122	1.7	0.0	2.6	0.0	0.9	1.6	0.3	13.3	6.7	93.2	38.8	191.0	543	107.3	12610	71.5	24.1	517
PVF-1711-17	860	4.8	1270	2.4	0.0	37.0	0.0	1.7	3.7	1.9	22.3	8.6	106.0	39.2	199.0	477	92.0	10760	25.0	440.0	551
PVF-1711-18	930	5.8	1100	3.2	0.0	21.7	0.2	1.5	4.1	0.7	22.2	7.7	91.0	35.8	167.0	419	83.9	11170	40.0	285.0	545
PVF-1711-19	1350	13.2	506	1.6	0.0	5.2	0.0	0.7	1.4	0.0	9.0	2.9	39.0	15.8	76.0	184	32.6	11150	31.2	31.3	160
PVF-1711-20	750	37.0	841	1.2	0.1	0.6	0.1	1.2	1.7	0.7	10.2	5.5	67.8	25.4	106.6	195	40.9	14110	8.8	3.6	390
PVF-1711-21	800	5.0	1510	3.1	0.1	144.0	0.5	10.3	20.9	6.7	77.0	19.9	191.0	53.6	187.0	296	49.8	11820	32.8	570.0	379
PVF-1711-22	590	3.7	720	1.6	0.0	3.5	0.0	1.4	4.3	0.2	19.9	6.7	73.0	26.7	111.0	209	38.6	11620	28.2	120.5	190
PVF-1711-23	780	25.4	429	1.8	0.0	6.8	0.1	0.5	1.4	0.2	6.6	2.6	35.1	13.9	65.4	160	33.8	11580	55.5	101.0	517
PVF-1711-24	1610	8.2	425	1.2	0.1	1.3	0.0	0.4	0.8	0.1	5.2	2.5	35.0	13.4	69.8	217	37.1	11300	22.0	30.2	288
PVF-1711-25	2480	6.9	1059	1.9	0.1	12.0	0.1	1.5	2.3	0.7	13.1	5.5	82.7	34.9	173.0	630	126.0	11730	119.0	217.0	782
PVF-1711-26	-190	2.4	616	2.4	0.0	10.3	0.0	0.4	1.3	0.3	9.5	3.8	49.4	21.9	110.0	259	56.5	12900	18.4	119.0	241
PVF-1711-27	1560	6.8	1240	1.3	0.0	16.2	0.1	1.1	2.5	0.7	16.4	6.5	91.1	38.7	188.0	529	110.3	10420	24.0	283.0	574
PVF-1711-28	770	2.5	424	0.4	0.0	9.4	0.0	0.8	2.5	0.7	8.4	2.6	30.9	13.1	60.7	170	36.6	9120	4.6	63.6	111
PVF-1711-29	1400	4.9	770	1.0	0.0	0.7	0.0	0.3	0.8	0.1	5.1	3.8	59.0	28.0	154.0	620	109.0	12600	16.3	4.3	381
PVF-1711-30	1490	36.5	1080	1.7	0.0	6.3	0.0	0.3	1.4	0.2	11.9	5.8	88.3	35.4	170.0	457	86.0	11930	17.2	58.6	439
PVF-1711-31	1440	5.5	763	0.7	0.0	0.3	0.0	0.3	0.4	0.2	7.6	4.8	75.0	26.2	99.0	177	28.5	11500	9.0	5.1	710
PVF-1711-32	370	6.4	1040	1.4	0.0	31.8	0.1	1.4	3.4	1.2	18.2	6.2	78.0	32.3	153.0	446	100.5	11990	33.3	399.0	790
PVF-1711-33	2520	11.1	870	1.1	0.1	2.4	0.0	0.4	0.6	0.2	8.2	4.4	81.0	29.5	131.0	325	58.2	13100	10.5	7.9	593
PVF-1711-34	560	5.8	995	1.2	0.0	10.9	0.0	0.5	1.8	0.3	14.2	5.5	80.6	33.7	158.2	363	68.0	12460	12.8	125.9	290
PVF-1711-35	670	8.6	1642	1.4	0.0	10.3	0.2	3.3	6.4	2.5	36.2	12.3	148.0	55.7	247.0	559	114.6	11030	17.2	199.5	303
PVF-1711-36	1480	10.1	2440	4.1	0.1	28.9	0.2	4.3	9.4	1.4	48.4	18.2	225.0	89.0	381.0	815	156.0	9230	31.5	510.0	670
PVF-1711-37	310	4.2	1639	5.1	0.0	31.5	0.1	1.9	4.8	0.9	25.3	9.6	128.2	54.5	259.0	646	133.4	13600	44.1	419.0	645
PVF-1711-38	1100	7.0	1120	1.2	0.1	24.3	0.1	1.3	2.6	1.2	17.2	6.5	87.6	35.9	174.0	474	95.5	10060	13.0	209.0	317
PVF-1711-39	230	13.3	2080	3.6	0.1	17.0	0.2	3.6	6.8	1.2	43.8	15.9	203.2	70.7	315.0	577	110.5	11550	36.3	327.0	476

PVF-1711-40	2250	2.1	754	0.7	0.0	0.3	0.0	0.1	0.7	0.1	7.2	3.9	61.8	24.7	109.2	268	53.1	13360	12.5	10.0	275
PVF-1711-41	710	3.8	786	4.6	0.0	8.1	0.1	0.9	1.8	0.1	10.7	4.1	59.5	24.7	129.4	321	65.0	13830	96.8	225.4	672
PVF-1711-42	2550	7.4	2150	4.1	0.0	12.6	0.1	1.2	3.6	0.2	30.1	13.8	192.0	78.9	350.0	761	137.6	11720	45.3	285.0	732
PVF-1715A-01	330	4.9	887	1.7	0.0	23.4	0.1	1.7	3.6	1.5	19.4	5.8	68.3	27.1	132.8	330	76.2	8110	5.1	175.0	174
PVF-1715A-02	490	26.8	2050	11.8	0.6	179.0	2.4	30.4	32.9	4.8	96.3	22.6	216.0	69.7	286.0	513	103.9	7410	20.6	1810.0	801
PVF-1715A-03	-150	6.4	286	0.5	0.0	7.6	0.0	0.3	0.8	0.4	4.9	1.7	19.2	8.2	43.6	130	35.3	8630	14.2	46.8	567
PVF-1715A-04	110	16.2	310	2.4	0.2	12.2	0.3	3.1	3.3	0.2	8.0	2.5	23.0	9.9	53.8	184	47.5	8670	12.1	390.0	562
PVF-1715A-05	190	2.5	186	0.4	0.0	3.6	0.0	0.0	0.2	0.2	1.9	0.8	9.9	5.1	30.6	127	39.1	9380	7.1	27.6	377
PVF-1715A-06	90	59.0	530	1.1	0.4	18.7	0.4	4.4	4.4	2.0	15.0	4.3	44.4	15.7	74.4	186	42.6	7780	3.1	84.2	136
PVF-1715A-07	-130	3.0	271	0.5	0.0	9.2	0.0	0.3	0.7	0.5	3.8	1.4	17.7	7.6	43.6	142	38.2	9770	12.5	136.2	564
PVF-1715A-08	90	3.2	303	0.3	0.0	7.4	0.0	0.4	0.8	0.4	3.8	1.5	18.1	8.0	45.9	143	39.8	10280	6.1	68.2	244
PVF-1715A-09	460	8.7	417	4.2	0.2	36.3	0.4	5.1	5.2	0.6	14.3	3.6	37.0	12.3	59.2	174	40.8	9340	12.0	897.0	696
PVF-1715A-10	10	6.6	1110	4.4	0.2	51.0	0.8	11.1	14.4	0.8	40.0	10.4	103.0	33.4	151.0	319	73.0	8540	12.1	800.0	508
PVF-1715D-01	800	59.0	137	1030.0	4500.0	10.6	1.4	135.0	3.0	39.3	49.3	3.5	165.0	42.4	397.0	195	570.0	7160	34.8	3400.0	1980
PVF-1715D-02	73	3.0	6	90.4	204.0	0.7	0.0	8.9	0.1	0.5	1.1	0.2	3.8	1.1	13.7	22	33.1	9610	4.8	177.0	412
PVF-1715D-03	711	32.1	120	896.0	3630.0	11.9	0.8	134.0	2.2	29.7	40.9	4.1	149.0	39.4	372.0	167	490.0	8980	31.9	5470.0	2484
PVF-1715D-04	498	53.0	81	603.0	2420.0	7.6	2.3	90.0	2.1	26.1	33.9	3.4	104.0	26.6	243.0	118	329.0	9090	18.0	2200.0	1170
PVF-1715D-05	10	3.6	4	73.8	149.0	0.6	0.0	5.9	0.1	0.6	0.9	0.1	3.4	1.0	11.2	20	23.6	9000	6.0	260.0	554
PVF-1715D-06	89	1.9	8	135.3	267.0	0.6	0.0	7.5	0.0	0.4	1.0	0.4	4.2	1.4	16.4	36	43.5	9050	8.6	102.7	656
PVF-1715D-07	761	21.9	123	949.0	3890.0	8.6	0.9	110.0	2.3	29.7	43.4	2.3	147.0	38.9	371.0	188	522.0	7870	31.7	3240.0	2410
PVF-1715D-08	640	18.7	98	650.0	2920.0	6.4	0.2	65.4	1.8	29.5	39.0	7.1	132.0	32.9	298.0	129	383.0	8620	13.6	1730.0	905
PVF-1715D-09	334	58.0	65	500.0	1930.0	4.5	0.8	54.9	1.6	20.7	25.0	2.4	79.4	20.8	199.0	100	272.0	8550	17.6	1370.0	1116
PVF-1715D-10	865	13.4	182	1283.0	5500.0	15.4	0.4	102.8	2.7	45.3	66.7	5.7	226.0	58.1	556.0	241	724.0	10100	23.7	4890.0	1991
PVF-1715D-11	545	100.0	77	581.0	2350.0	8.3	0.3	84.2	1.0	15.8	21.1	2.0	85.7	22.7	222.0	113	312.0	10290	23.5	4642.0	2001
PVF-1715D-12	616	10.1	116	859.0	3530.0	8.3	0.3	72.4	1.5	24.1	34.6	3.0	129.0	35.3	343.0	168	486.0	9300	22.8	2520.0	1396

PVF-1715D-13	588	17.2	116	833.0	3560.0	6.6	0.4	85.0	2.1	29.1	37.4	2.7	133.0	35.7	351.0	155	475.0	9500	20.2	2780.0	1580
PVF-1717-01	138	2.7	1070	2.0	0.0	2.4	0.0	0.4	1.4	0.1	12.1	5.1	72.3	32.9	187.0	485	112.0	14400	21.3	248.0	1400
PVF-1717-02	717	3.4	2450	3.4	0.2	6.6	0.2	2.6	7.1	0.3	39.6	15.2	200.0	82.3	392.0	790	164.0	11370	30.1	695.0	2100
PVF-1717-03	3180	2.9	1031	2.7	21.8	57.5	7.7	37.7	11.2	0.3	22.9	7.1	86.3	34.2	167.8	358	77.4	10590	18.2	346.7	1089
PVF-1717-04	1140	1.3	1457	2.0	1.9	7.3	0.9	5.2	4.5	0.2	23.0	9.0	116.6	48.5	236.0	495	104.5	11520	18.5	271.0	1134
PVF-1717-05	151	1.1	1480	1.1	0.0	2.5	0.0	0.3	1.9	0.2	17.8	7.6	106.0	46.0	234.0	577	127.0	13250	31.3	351.0	1830
PVF-1717-06	310	2.8	1520	3.2	0.0	5.3	0.1	1.0	3.2	0.3	20.2	8.4	111.0	49.2	244.0	549	116.5	12010	20.7	554.0	1369
PVF-1717-07	1406	3.8	3550	4.0	0.1	3.4	0.1	1.2	5.9	0.3	45.0	21.6	286.0	120.2	581.0	1160	236.0	12270	33.8	436.0	2290
PVF-1717-08	117	1.2	1035	2.0	0.0	2.8	0.0	0.6	1.9	0.1	13.1	5.2	74.0	32.7	173.0	427	95.5	11160	17.8	235.0	1070
PVF-1717-09	1010	3.1	1780	3.6	0.4	10.3	0.4	3.6	6.1	0.4	28.7	10.9	143.0	57.5	271.0	576	121.0	10020	22.5	630.0	1160
PVF-1717-10	521	2.4	1399	3.4	0.4	6.6	0.2	1.2	2.6	0.1	19.8	7.9	109.9	46.2	228.2	501	105.2	11300	33.9	701.0	2125
PVF-1717-11	414	2.8	2501	6.2	0.0	8.2	0.2	2.4	7.8	0.6	52.8	18.6	226.5	89.0	387.0	683	137.4	8400	23.6	1092.0	1473
PVF-1717-12	560	3.4	1670	1.8	0.2	3.2	0.3	2.7	5.7	0.5	34.7	12.0	151.0	58.5	264.0	482	98.4	10990	11.7	188.7	717
PVF-1717-13	378	1.8	1820	2.6	0.0	5.7	0.1	1.6	3.0	0.7	21.8	8.1	118.0	53.9	306.0	768	177.0	9610	24.5	628.0	1740
PVF-1717-14	619	5.9	2230	4.8	0.1	6.0	0.1	2.2	5.8	0.3	39.2	15.5	186.0	75.0	342.0	649	130.0	10710	22.4	810.0	1550
PVF-1717-15	295	3.6	1529	4.3	0.0	7.1	0.1	1.1	3.2	0.2	24.1	9.8	126.1	52.3	249.4	502	102.1	11140	29.8	914.0	1922
PVF-1717-16	382	3.7	2820	3.1	0.0	7.2	0.3	5.2	11.8	0.8	66.0	23.5	269.0	98.0	424.0	730	145.0	9260	15.2	700.0	1070
PVF-1717-17	524	2.6	1210	2.1	1.3	7.3	0.6	4.0	3.7	0.2	20.3	7.4	94.5	39.8	197.0	434	93.6	10970	14.6	304.0	984
PVF-1717-18	242	3.1	1126	2.9	0.0	4.3	0.1	0.5	2.2	0.1	16.3	6.5	88.9	37.5	183.2	374	79.2	10700	19.9	441.0	1207
PVF-1717-19	291	1.0	786	2.8	0.1	2.3	0.1	0.7	1.2	0.2	8.5	3.5	50.6	25.2	141.4	391	90.3	11710	16.1	170.3	1651
PVF-1717-20	800	1.4	1200	2.7	2.0	7.7	0.7	4.1	2.4	0.1	13.6	6.3	85.3	40.1	202.0	458	99.1	12200	27.8	371.9	1635
PVF-1717-21	486	2.5	1660	2.0	0.0	3.5	0.1	1.5	4.3	0.2	25.6	10.4	132.0	53.9	264.0	517	105.4	10180	17.5	319.0	1024
PVF-1717-22	1810	6.4	3630	3.4	0.9	5.1	0.5	4.2	7.8	0.5	55.4	22.9	303.0	121.6	564.0	1071	213.1	10000	22.3	295.1	1362
PVF-1717-23	334	3.1	1673	4.2	0.0	7.6	0.1	1.3	3.7	0.2	26.5	10.4	139.2	57.0	269.0	536	110.8	11320	21.4	658.0	1559
PVF-1717-24	494	5.7	3930	8.2	0.1	14.2	0.4	5.1	14.5	0.6	83.5	29.9	347.0	134.0	590.0	1012	204.0	11330	56.3	1836.0	3314

PVF-1723A-01	920	4.0	1263	4.2	2.8	33.5	0.8	5.0	3.3	0.8	18.5	7.4	96.4	40.1	200.0	473	108.0	9820	11.7	933.0	1421
PVF-1723A-02	255	2.4	979	1.6	0.1	14.4	0.1	1.4	2.7	0.5	16.0	5.9	76.9	30.4	152.1	365	86.2	10950	6.3	356.0	701
PVF-1723A-03	186	2.5	610	1.3	0.0	9.8	0.0	0.3	1.1	0.3	7.6	3.0	43.1	19.0	97.6	266	65.1	10480	5.0	204.5	586
PVF-1723A-04	258	3.4	2560	4.5	0.1	42.2	0.6	12.5	18.7	4.1	75.0	22.9	238.0	81.0	336.0	662	136.0	9780	10.7	1430.0	1360
PVF-1723A-05	840	1.3	1270	1.4	4.7	14.4	1.3	7.7	5.6	0.6	27.3	9.4	116.0	44.2	196.0	363	77.2	9650	4.9	219.3	571
PVF-1723A-06	420	4.2	1180	3.3	1.0	21.8	0.4	2.4	2.9	0.7	17.0	6.2	88.9	36.4	186.0	467	107.9	10670	8.1	471.0	993
PVF-1723A-07	4200	2.5	1640	2.3	17.3	62.0	5.1	28.1	11.3	2.1	35.4	11.2	142.0	53.6	254.0	540	124.0	10580	10.0	722.0	1189
PVF-1723A-08	4200	9.8	2740	8.8	114.0	320.0	41.0	183.0	42.0	6.2	72.0	19.9	233.0	92.0	429.0	870	186.0	11550	28.5	1180.0	2930
PVF-1723A-09	545	8.4	3090	5.9	0.1	48.4	0.4	5.1	10.5	2.3	58.0	20.3	247.0	97.5	450.0	953	210.0	9190	17.7	2200.0	2430
PVF-1723A-10	214	2.9	1131	1.4	0.0	4.5	0.1	1.1	2.7	0.3	20.4	7.3	98.5	38.4	179.8	362	78.1	9900	5.2	264.0	609
PVF-1723A-11	395	2.8	1140	2.9	0.0	13.1	0.1	0.5	2.0	0.3	15.7	6.6	92.0	37.2	177.0	396	89.4	11020	10.5	307.5	1170
PVF-1723A-12	356	4.2	2000	4.3	0.1	34.8	0.2	2.7	5.9	1.4	34.3	12.1	159.0	65.0	308.0	695	158.0	9520	13.7	1120.0	1710
PVF-1723A-13	1270	3.2	1970	6.4	4.5	50.1	1.3	7.9	6.1	1.3	34.7	12.5	156.8	62.5	299.0	656	146.2	8690	18.6	1450.0	2070
PVF-1723A-14	383	5.4	3040	3.1	0.1	49.1	1.1	14.5	17.4	6.4	69.0	20.9	241.0	89.5	423.0	1036	242.0	8130	20.1	2440.0	2300
PVF-1723A-15	106	2.8	1010	1.8	0.0	4.8	0.0	1.2	4.0	0.2	19.1	7.4	92.9	36.3	161.0	299	63.5	9370	4.1	168.7	484
PVF-1723A-16	298	9.3	3420	4.1	0.0	15.3	0.5	8.4	17.9	1.3	87.0	29.1	334.0	124.0	519.0	921	180.0	8980	12.1	880.0	1380
PVF-1723A-17	265	2.2	1719	9.2	0.0	16.8	0.0	0.4	1.9	0.3	18.1	8.4	125.1	54.9	281.0	667	146.0	11890	12.6	505.0	1628
PVF-1723A-18	244	2.4	1287	3.6	0.0	6.3	0.0	0.8	2.8	0.2	17.8	7.4	102.5	43.1	213.0	450	94.1	11150	8.2	332.0	1034
PVF-1723A-19	1800	48.0	2140	3.1	2.8	46.3	0.8	6.9	9.3	2.8	38.8	12.6	164.0	65.0	320.0	770	181.0	9700	12.7	1210.0	1610
PVF-1723A-20	3200	116.0	2230	7.0	16.3	70.0	5.5	25.1	9.2	2.1	35.2	13.5	175.0	71.1	347.0	776	169.0	12050	22.8	1450.0	3050
PVF-1723A-21	2980	4.1	2270	3.0	15.2	55.0	4.0	19.7	10.0	1.6	45.1	15.5	195.0	75.5	335.0	655	137.2	9240	8.6	652.0	1096
PVF-1723A-22	381	3.5	2600	3.3	0.0	39.0	0.4	5.9	11.0	2.8	53.5	17.9	213.0	81.4	380.0	804	180.0	8680	18.5	1780.0	2141
PVF-1723A-23	810	4.4	1220	3.9	2.4	32.4	0.7	3.7	3.2	0.9	18.6	6.6	91.1	37.3	190.1	469	109.6	10400	11.0	894.0	1335
PVF-1723A-24	326	1.6	1330	1.6	0.0	17.1	0.1	1.5	2.8	1.5	19.5	7.0	94.4	40.2	208.0	540	133.0	7880	9.0	686.0	1270
PVF-1723A-25	1059	4.3	4600	5.4	2.4	90.8	2.0	23.8	37.6	5.6	153.5	43.7	461.0	157.2	658.0	1194	236.0	9620	23.0	3700.0	3115
PVF-1723A-26	296	2.1	1133	2.0	0.0	17.8	0.1	1.3	3.0	0.8	17.5	6.8	89.4	35.5	179.0	432	101.8	10070	8.6	569.0	1004
PVF-1723A-27	274	2.4	1069	1.3	0.2	17.2	0.3	4.9	7.7	1.7	30.9	9.2	99.0	33.8	146.0	289	62.6	10160	5.4	485.0	607

PVF-1723A-28	1160	14.4	882	4.1	11.8	36.6	4.0	17.9	5.5	1.2	16.1	5.7	72.8	28.7	138.1	295	66.7	12250	12.4	1190.0	1590
PVF-1723A-29	334	2.2	1003	1.7	0.0	16.2	0.1	1.1	2.3	0.6	15.0	5.7	73.8	31.3	158.6	401	92.3	10120	8.1	492.0	946
PVF-1723A-30	105	1.9	450	1.3	0.0	9.5	0.0	0.4	0.9	0.3	7.3	2.4	28.8	13.2	69.0	172	37.6	11890	3.4	188.0	373
PVF-1723B-01	256	6.5	3050	4.0	0.0	81.3	0.3	4.6	9.9	5.5	59.4	19.6	235.0	92.1	429.0	943	199.0	7140	9.0	1339.0	994
PVF-1723B-02	199	9.1	2220	3.7	0.0	67.4	0.2	4.1	7.8	4.2	43.9	15.2	174.0	68.2	322.0	668	147.0	7920	8.2	1266.0	856
PVF-1723B-03	104	0.3	931	1.4	0.0	23.5	0.2	3.5	6.2	3.2	25.8	7.6	81.3	31.0	133.0	280	59.3	11620	3.4	483.0	402
PVF-1723B-04	311	4.9	3850	3.8	0.1	98.1	1.2	20.0	30.8	15.9	128.0	34.7	362.0	125.8	518.0	985	198.0	9020	9.6	2066.0	1035
PVF-1723B-05	118	3.2	580	0.8	0.0	13.8	0.1	1.0	1.8	1.1	10.1	3.5	41.8	17.3	83.0	204	46.9	8840	2.1	185.0	247
PVF-1723B-06	464	3.8	1560	1.9	0.1	37.0	0.2	3.0	5.6	3.0	28.1	9.8	117.0	48.2	231.0	525	122.0	7350	4.4	541.0	510
PVF-1723B-07	231	3.8	2200	2.5	0.1	52.9	0.5	7.2	12.7	6.6	58.7	17.2	190.0	69.3	314.0	669	146.7	7730	5.9	1054.0	739
PVF-1723B-08	251	4.0	2520	2.7	0.0	58.2	0.6	9.0	15.9	7.4	67.0	20.0	211.0	76.8	344.0	721	152.0	7810	7.9	1130.0	931
PVF-1723B-09	301	3.4	3630	3.6	0.1	92.7	1.1	17.1	27.1	13.3	107.6	31.1	325.0	113.8	494.0	986	206.2	8000	11.2	2195.0	1249
PVF-1723B-10	152	9.6	1595	3.0	0.0	48.0	0.2	1.9	5.3	3.1	32.3	11.0	131.8	49.9	230.0	477	102.9	8890	4.7	724.0	560
PVF-1723B-11	536	2.7	1450	1.8	1.2	35.0	0.5	4.2	6.5	2.7	30.2	9.9	115.0	44.3	205.0	451	98.0	9360	5.0	600.0	587
PVF-1723B-12	118	5.7	1470	2.5	0.0	40.8	0.1	2.1	4.9	3.0	29.4	10.2	118.0	46.2	209.0	464	101.3	9250	5.6	720.0	630
PVF-1723B-13	208	3.6	1580	2.4	0.0	39.7	0.2	3.3	5.9	3.1	32.4	10.7	126.0	48.4	226.0	520	119.4	7460	4.1	583.0	507
PVF-1723B-14	192	2.5	1245	1.9	0.0	32.8	0.1	2.0	4.6	1.9	23.9	8.2	97.9	38.5	181.0	399	90.4	7900	4.0	470.0	401
PVF-1723B-15	129	4.2	1670	1.7	0.0	38.9	0.4	7.0	10.5	5.4	47.1	13.8	150.0	53.5	235.0	498	109.0	9420	6.3	885.0	726
PVF-1723B-16	203	6.6	1790	2.1	0.0	42.5	0.1	3.0	7.0	3.7	35.7	11.9	138.0	53.8	255.0	567	129.8	8010	6.9	826.0	795
PVF-1723B-17	177	3.9	1509	1.6	0.0	36.7	0.2	3.2	6.1	3.6	31.4	10.1	122.7	47.5	222.4	494	111.3	7860	4.8	711.0	619
PVF-1723B-18	152	5.5	1335	1.9	0.0	37.2	0.2	3.2	6.3	3.4	31.3	9.7	112.3	42.8	193.6	407	92.1	9440	4.5	590.0	449
PVF-1723B-19	98	4.3	740	0.9	0.1	15.9	0.1	1.7	3.2	1.5	13.9	4.8	58.0	23.0	107.0	257	60.1	7990	2.2	185.0	228
PVF-1723B-20	143	2.6	586	0.8	0.0	12.3	0.1	1.2	2.1	1.4	10.8	3.7	44.7	18.3	89.6	225	54.7	8790	2.2	188.0	244
PVF-1723B-21	304	6.6	3250	3.4	0.0	77.7	0.6	10.5	18.2	8.7	76.3	23.3	265.0	98.8	463.0	1034	228.0	6740	13.0	1924.0	1617
PVF-1723B-22	191	7.5	2130	3.1	0.0	59.0	0.2	5.1	10.0	5.6	50.2	15.8	178.1	64.7	289.0	576	122.6	7680	5.8	964.0	652

PV-1306-01	297	1.5	2160	1.9	0.0	4.2	0.1	3.0	8.0	0.4	47.1	16.0	201.0	76.7	334.0	594	119.6	10430	15.3	214.0	520
PV-1306-02	322	2.7	1502	2.3	0.0	4.2	0.1	1.0	3.9	0.2	25.3	9.5	126.4	51.2	239.0	486	101.1	10940	17.2	205.0	613
PV-1306-03	190	8.0	1432	2.4	0.0	2.1	0.1	1.8	4.5	0.4	28.3	10.3	128.2	49.7	227.6	439	91.1	9190	6.8	79.6	244
PV-1306-04	281	5.3	1820	2.4	0.0	2.4	0.1	2.2	5.2	0.6	33.5	12.5	155.0	63.7	290.0	547	113.6	8600	8.4	103.0	254
PV-1306-05	197	2.5	785	2.3	0.0	2.7	0.0	0.5	1.3	0.1	10.1	4.4	57.9	25.3	128.3	281	60.9	10300	13.8	109.8	444
PV-1306-06	401	1.3	2760	2.5	0.1	4.9	0.3	4.4	10.4	0.5	62.3	22.8	271.0	100.0	431.0	721	140.8	9290	15.9	264.9	521
PV-1306-07	623	1.5	1967	6.0	0.2	6.9	0.2	1.7	3.3	0.2	28.5	11.7	160.1	64.9	318.0	689	146.9	11840	56.8	711.1	2064
PV-1306-08	353	1.7	976	1.8	0.0	2.2	0.1	0.4	2.0	0.1	12.0	5.0	70.1	31.5	158.6	379	84.1	11300	15.3	127.3	631
PV-1306-09	770	3.3	3470	4.1	1.4	12.5	1.0	10.2	15.2	0.9	83.0	28.1	322.0	123.0	531.0	914	178.0	9720	24.9	470.0	884
PV-1306-10	182	4.4	1488	1.1	0.0	1.5	0.1	3.0	6.0	0.4	34.0	11.8	142.9	53.4	234.0	408	81.4	9050	5.5	81.7	186
PV-1306-11	262	3.9	1570	3.7	0.8	10.8	0.5	3.6	4.5	1.1	24.8	9.8	123.0	51.4	257.0	585	125.0	11280	44.5	577.0	1428
PV-1306-12	2340	1.9	1560	2.0	3.8	15.0	1.8	11.5	6.8	0.6	31.1	10.7	136.0	53.8	251.0	491	99.5	10900	17.7	166.0	592
PV-1306-13	810	2.3	1690	1.9	0.3	4.9	0.3	3.1	5.2	0.3	31.9	11.6	147.8	58.3	269.0	505	103.0	10000	14.4	177.7	500
PV-1306-14	447	5.1	1279	3.5	0.5	6.3	0.2	1.7	3.4	0.3	20.5	8.4	105.6	43.5	204.1	409	85.8	12000	22.1	266.1	776
PV-1306-15	871	5.0	4130	5.9	0.1	11.6	0.3	4.6	11.7	0.7	75.5	27.6	353.0	138.0	628.0	1200	242.0	9100	48.0	750.0	1730
PV-1306-16	463	1.6	2960	3.9	0.0	7.0	0.1	2.6	7.5	0.3	48.8	20.3	254.0	100.1	467.0	878	178.7	10890	35.4	502.0	1422
PV-1306-17	1860	1820.0	1744	6.7	7.7	29.8	3.9	21.3	9.6	0.4	32.9	11.5	146.9	60.1	279.0	541	108.8	9330	24.2	308.6	840
PV-1306-18	356	31.0	2700	2.4	0.1	3.1	0.4	6.3	12.2	1.1	70.8	23.1	266.0	94.7	400.0	677	134.2	8810	8.9	163.4	304
PV-1306-19	292	1.9	1097	2.6	0.0	3.0	0.0	0.5	1.9	0.2	16.5	7.0	90.5	37.9	176.1	362	74.8	11000	14.3	146.6	499
PV-1306-20	249	2.1	1292	3.6	0.0	5.0	0.0	0.7	2.7	0.1	19.3	7.5	105.8	43.8	210.0	423	86.9	11770	17.2	191.6	664
PV-1306-21	520	3.1	977	2.5	2.7	9.1	1.1	5.5	3.5	0.2	16.2	6.3	79.4	32.7	157.0	324	66.1	10950	14.1	160.6	511
PV-1306-22	277	1.9	1517	4.4	0.0	5.4	0.0	0.9	3.4	0.1	22.7	9.1	122.9	51.4	242.3	484	98.3	11520	25.8	258.5	928
PV-1306-23	319	4.0	2130	2.5	0.0	2.9	0.2	4.1	8.6	0.7	51.0	17.3	205.0	76.4	327.0	570	112.8	8990	8.9	138.0	328
PV-1306-24	215	5.0	1190	2.4	0.0	3.6	0.1	1.0	3.0	0.2	20.4	8.2	100.8	41.9	189.9	367	72.6	8690	14.8	246.3	532
PV-1306-25	225	4.1	2130	2.3	0.0	4.9	0.1	2.4	6.8	0.3	40.5	14.9	190.0	74.6	336.0	618	122.4	10400	16.8	239.0	628
PV-1306-26	419	4.2	4480	7.4	0.0	13.7	0.3	6.1	17.3	0.9	100.1	35.2	422.0	157.4	680.0	1124	215.0	9660	32.4	1008.0	1546
PV-1306-27	405	2.9	2400	3.7	0.0	7.6	0.1	2.6	5.9	0.4	40.0	15.0	198.0	80.2	384.0	804	168.0	10340	35.8	508.0	1322

PV-1306-28	210	2.7	1140	3.1	0.0	4.5	0.0	0.8	2.3	0.1	14.8	6.4	85.5	37.0	184.0	414	89.9	11460	22.9	271.0	853
PV-1306-29	226	3.9	1013	1.0	0.0	1.8	0.1	1.5	4.0	0.2	22.0	7.9	93.8	36.7	160.0	295	59.7	9360	4.6	67.3	185
PV-1306-30	184	3.3	1139	3.5	0.0	4.0	0.1	0.6	2.1	0.1	16.7	6.7	93.2	39.7	187.7	377	77.6	11070	16.9	191.5	650
PV-1306-31	299	5.2	3500	2.4	0.0	4.7	0.3	5.5	14.5	1.2	89.0	29.4	342.0	126.9	539.0	913	178.0	8770	14.9	298.1	549
PV-1306-32	232	4.1	1300	3.4	0.0	3.8	0.0	0.6	3.0	0.1	20.3	7.8	106.0	44.8	217.0	449	91.7	11550	11.5	118.8	479
PV-1306-33	251	4.8	1704	4.7	0.0	6.0	0.1	1.7	4.1	0.3	31.6	12.0	156.3	59.4	267.0	492	99.7	10460	16.0	249.0	601
PV-1306-34	523	2.8	1717	5.0	0.9	10.3	0.4	3.4	4.7	0.3	27.0	10.9	136.5	57.7	274.0	580	120.0	11320	36.6	732.0	1421
PV-1306-35	345	10.4	2510	4.0	1.9	17.3	1.8	11.4	12.7	2.7	54.4	19.2	225.0	83.2	378.0	735	153.1	13860	36.4	284.0	1490
PV-1306-36	414	3.8	2460	3.6	0.0	6.7	0.2	2.8	8.0	0.3	49.7	17.9	221.0	84.1	381.0	691	134.8	9310	24.8	597.0	901
PV-1306-37	293	4.3	1910	4.6	0.0	5.3	0.1	1.6	4.8	0.4	31.6	12.8	165.6	67.3	314.0	613	125.4	9010	14.0	197.8	533
PV-1306-38	219	3.7	1437	3.8	0.0	4.7	0.1	1.1	3.9	0.3	26.7	10.0	126.6	50.2	228.0	435	87.6	10860	14.9	237.3	576
PV-1306-39	203	4.2	1145	2.4	0.0	2.6	0.1	1.1	3.1	0.2	18.2	7.0	92.2	38.9	190.0	373	77.9	10600	8.8	88.4	328
PV-1306-40	131	3.5	1116	2.3	0.0	2.6	0.0	0.9	2.9	0.2	18.3	7.1	93.3	39.1	181.0	369	77.8	10020	8.4	91.8	312
PV-1306-41	247	210.0	1159	2.2	0.0	1.6	0.0	1.1	2.9	0.3	19.6	7.2	90.4	39.0	186.4	379	82.2	9350	5.5	57.1	208
PV-1306-42	291	7.8	1950	5.3	0.2	9.3	0.2	2.2	5.0	0.5	35.0	13.4	170.9	67.6	318.0	609	124.9	10720	25.7	516.0	981
PV-1306-43	1120	87.0	1920	3.9	2.1	14.8	1.2	7.5	7.4	0.8	30.2	10.9	139.4	59.1	305.0	699	154.1	9990	29.2	624.0	1157
PV-1306-44	272	3.9	1380	4.1	0.0	5.3	0.0	1.2	3.6	0.2	25.5	9.7	123.2	48.8	222.8	397	81.2	11040	17.8	395.5	728
PV-1306-45	7800	3.1	4460	3.7	21.9	75.0	11.4	69.0	44.1	2.9	152.0	44.5	474.0	163.0	669.0	1070	205.0	10180	18.7	479.0	716
PV-1306-46	1570	4.6	2000	1.8	1.3	7.6	1.0	7.3	9.6	0.7	49.4	15.9	194.0	72.1	314.0	560	113.0	9940	9.2	144.0	338
PV-1306-47	421	6.4	3010	2.2	0.0	3.8	0.4	7.3	15.5	1.1	82.6	27.8	306.0	112.1	468.0	767	149.0	9070	10.2	274.0	402
PV-1306-48	97	2.9	158	1.9	0.0	0.1	0.0	0.0	0.4	0.0	1.1	0.7	10.9	4.8	22.5	37	6.9	13070	5.2	2.9	373
PV-1306-49	278	4.4	2500	1.9	0.0	3.1	0.3	5.4	10.4	0.7	62.2	22.0	255.0	92.9	399.0	662	127.5	9680	10.0	202.0	406
PV-1306-50	280	3.8	2300	4.2	0.1	6.7	0.1	3.0	5.7	0.5	40.4	16.0	202.0	78.4	372.0	703	143.7	10110	24.7	346.4	907
PV-1306-51	271	4.0	1590	2.5	0.0	5.1	0.1	1.8	5.3	0.5	29.5	11.1	136.0	54.3	260.0	500	105.3	11030	15.2	300.0	695
PV-1306-52	223	1.6	1780	2.8	0.0	5.0	0.1	1.2	4.0	0.2	28.9	12.0	153.0	60.3	293.0	562	115.0	12550	19.4	210.0	699
PV-1306-53	524	6.1	1840	2.3	0.1	3.9	0.1	1.7	4.8	0.4	30.8	11.8	157.5	65.0	308.0	614	125.5	13310	12.7	205.0	596
PV-1306-54	280	4.2	1626	4.1	0.0	5.9	0.1	1.4	3.9	0.2	29.2	11.1	139.7	55.9	252.5	474	95.3	11130	26.5	523.4	983

PV-1306-55	233	7.5	2840	2.0	0.2	4.2	0.5	5.8	11.2	0.9	69.9	23.7	273.0	101.1	431.0	718	140.0	8730	13.5	257.0	493
PV-1306-56	345	3.4	3400	10.8	0.0	22.3	0.2	5.1	12.1	0.6	69.4	25.7	305.0	118.8	511.0	888	165.0	11570	34.7	2018.0	1842
PV-1306-57	4400	2.2	851	2.1	6.0	20.3	3.1	17.4	7.1	0.2	15.9	5.5	70.1	27.8	136.4	284	59.3	13400	11.3	104.3	456
PV-1306-58	282	4.2	1901	5.5	0.0	4.7	0.1	1.7	4.5	0.3	29.3	11.7	158.9	65.6	315.0	605	126.5	10330	13.9	187.1	545
PV-1306-59	245	4.8	2190	2.3	0.0	2.8	0.2	3.8	9.2	0.7	50.4	17.8	211.0	79.7	340.0	593	113.8	9290	7.4	151.0	302
PV-1306-60	176	2.0	2270	1.6	0.0	3.8	0.2	3.0	7.6	0.4	47.2	16.7	198.3	79.2	352.0	623	123.5	10520	14.3	326.0	812

