



Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra
ENES Morelia

**Coexistencia de magmas shoshoníticos y calcialcalinos en la
Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana –
Pedernales, Michoacán, México. Petrografía, geoquímica e
implicaciones tectónicas**

Tesis

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

Presenta:

Daniel Alberto Gómez Calderón

Director de tesis:

Dr. Pedro Corona Chávez, INICIT, UMSNH

Comité tutor:

Dra. Laura Mori, Facultad de Ingeniería, UNAM

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno, Departamento de Geología, UNISON

Dr. Pedro Corona Chávez, INICIT, UMSNH

Morelia, Michoacán

Abril de 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen

La Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana-Pedernales (RV-GCP) se localiza en el sector suroriental del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato y en la porción frontal del Cinturón Volcánico Transmexicano. Este trabajo presenta un análisis morfoestructural, petrológico y geoquímico de la RV-GCP.

Se reconocieron cinco dominios morfoestructurales limitados por fallas de primer orden, generalmente obliteradas por productos volcánicos. Los dominios y alineamientos volcánicos muestran un claro control tectónico a través de cuatro sistemas de deformación desarrollados al menos durante los últimos 2 millones de años. Se calculó un volumen total de 14 km³ de magma, asociado a edificios tipo spatter (62%), escudos pequeños (18%), conos cineríticos (10%), domos (1%) y lavas antiguas (9%). Las tasas de erupción varían de 0.16 a 4.68 km³. Se identificaron cinco unidades geológicas dentro de la RV-GCP y petrográficamente se observan cinco tipos de asociaciones minerales en sus productos: i) Ol + Cpx ± Plg, ii) Ol + Cpx ± Phl, iii) Phl + Cpx ± Ol, iv) Plg + Ol y v) Opx + Amp. Las características petrográficas y variaciones geoquímicas sugieren que los reservorios experimentaron recarga y/o mezcla de magmas, las cuales acarrearón antecristales de sistemas más profundos y generaron perturbación y dispersión de cumulos o frentes de solidificación.

En la RV-GCP coexisten productos calciocalinos, shoshoníticos y toleíticos, con concentraciones de SiO₂ que varían de 50 a 61 wt% y contenidos de MgO de 2 a 10 wt%. Los patrones de elementos traza reflejan una afinidad tectónica de ambiente de arco magmático, y firmas de tipo adakítica. Los valores isotópicos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd varían de 0.7031 a 0.7041 y de 0.5127 a 0.51296. Los edificios volcánicos C. Verde y C. Cántaro presentan valores isotópicos mayores de Nd y menores de Sr y se asemejan a un manto tipo NMEP.

El vulcanismo shoshonítico, toleítico y los productos primarios se emplazaron a través de spatters, los cuales se concentran en bajos estructurales, así como en la intersección de dos o más estructuras de primer orden. Por lo tanto, los spatters pueden ser indicadores morfotectónicos y se asocian con estructuras de fallamiento extensional que promovieron el ascenso adiabático de magmas y la coexistencia de diversas series magmáticas. Las shoshonitas de la U3 Petembillo representan el ~10% del volumen total de la RV-GCP, y la relación espacio temporal entre rocas potásicas y calciocalinas es de ~ 1:6.

Se propone un modelo de evolución de al menos seis etapas vulcanotectónicas que dieron origen a la RV-GCP durante los últimos 3 millones de años. La coexistencia de las series magmáticas se asocia con altas tasas de extensión litosférica, que facilitaron el ascenso e intercrecimiento intermitente de pulsos magmáticos procedentes de diferentes reservorios con fuentes mantélicas heterogéneas y parcialmente metasomatizadas. Los cambios en la geometría y cinemática de los sistemas de deformación se relacionan con la fragmentación de la placa de Cocos durante el último millón de años.

Abstract

The Graben Cahulote de Santa Ana-Pedernales Volcanic Region (GCP-VR) is located in the southeast sector of the Michoacán Guanajuato Volcanic Field within the front arc of the Transmexican Volcanic Belt. This work presents a morphostructural, petrologic and geochemical analysis of the RV-GCP.

The study area is divided in five morphostructural domains, that are limited by first order faults; the structures generally are annihilated by volcanic products. The domains and volcanic alignments show a clear tectonic control through four deformation systems developed during the last 2 million years. It was calculated a total magma volume of 14 km³ associated to spatter cones (62 %), small shields (18 %), cinder cones (10%), domes (1%) and old lavas (9%). The eruption rates vary from 0.16 to 4.68 km³.

The GCP-VR is divided in five geologic units and presents five mineral associations: i) Ol + Cpx ± Plg, ii) Ol + Cpx ± Phl, iii) Phl + Cpx ± Ol, iv) Plg + Ol y v) Opx + Amp. The petrographic features and geochemical variations suggest that the magmatic reservoirs could have had recharge and/or magma mixing, which carry antecrystals from deeper magmatic systems and generate perturbation and dispersion of cumulates or solidification fronts.

Within the GCP-VR coexists three magmatic series: calcalkaline, shoshonitic and tholeiitic with SiO₂ values ranging from 50 to 61 wt% and MgO values of 2-10 wt%. Trace element patterns reflect a magmatic arc environment and adakitic signatures. The isotopic values of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vary from 0.7031 to 0.7041 and from 0.5127 to 0.51296, respectively. C. Verde and C. Cántaro volcanoes present higher isotopic values of Nd and lower of Sr and are similar to the NMEP - type mantle.

The shoshonitic, tholeiitic and primary magmas have erupted through spatters, which are gathered on the hanging wall, just as at the intersection of two or more first order structures. Therefore, spatters could be morphotectonic indicators and are associated with extensional faults that caused adiabatic ascent of the magmas and the coexistence of different magmatic series. The shoshonites of the Petembillo Unit (U3) represent ~10% of total volume of the GCP-VR, and the spatial-temporal relation between potassic and calcalkaline rocks is ~ 1:6. Here we propose an evolution model of at least six volcanotectonic stages that gave origin to the GCP-VR during the last 3 million years. The coexistence of the magmatic series during all stages is associated with high lithospheric extension rates, which allow the ascent and intermittent intergrowth of magmatic pulses coming from different reservoirs with heterogeneous and partially metasomatized mantelic sources. The changes in the geometry and cinematic of the deformation systems are related with the fragmentation of Cocos plate during the last million years.

Riassunto

La regione vulcanica del Graben del Cahulote di Santa Ana-Pedernales (RV-GCP) si trova nel settore sud-orientale del Campo Vulcanico di Michoacán Guanajuato e nella parte anteriore della Cintura Vulcanica Trans-Messicana. Questa ricerca presenta un'analisi morfostrutturale, petrologica e geochemica del RV-GCP.

Sono stati riconosciuti cinque domini morfostrutturali delimitati da faglie di primo ordine, generalmente cancellate da prodotti vulcanici. I domini e gli allineamenti vulcanici mostrano un chiaro controllo tettonico attraverso quattro sistemi di deformazione costituiti negli ultimi 2 milioni di anni. È stato calcolato un volume totale di 14 km^3 di magma associato alla mesa in posto di edifici tipo *spatter* (62%), piccoli vulcani a scudo (18%), cono di scorie (10%), duomo (1%) e antiche lava (9%). I tassi di eruzione variano da 0.16 a 4.68 km^3 .

Sono state cartografate cinque unità geologiche all'interno del RV-GCP. Petrograficamente si osservano cinque tipi di associazioni minerali nei loro prodotti: i) Ol + Cpx \pm Plg, ii) Ol + Cpx \pm Phl, iii) Phl + Cpx \pm Ol, iv) Plg + Ol e v) Opx + Amp. Le caratteristiche petrografiche e le variazioni geochemiche suggeriscono che le sorgenti magmatiche abbiano subito la ricarica e/o la miscelazione (mixing) di magmi, trasportando antecristalli da sistemi più profondi e generando un disequilibrio relativo e dispersione di cumuli durante la solidificazione.

I prodotti calcico-alcalini, shoshonitici e toleitici coesistono in RV-GCP, con concentrazioni di SiO₂ che variano da 50 al 61 wt.% e contenuti di MgO da 2 al 10 wt.%. I modelli di elementi in traccia riflettono un'affinità tettonica di ambiente di arco vulcanico e firme tipo adakitico. I valori isotopici di $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ variano da 0.7031 a 0.7041 e da 0.5127 a 0.51296. Gli edifici vulcanici C. Verde e C. Cántaro hanno valori isotopici superiori a Nd e inferiori a Sr e assomigliano a un mantello di tipo NMEP.

Il vulcanismo tipo shoshonitico, toleitico sono relazionati agli edifici *tipo spatter*, che sono concentrati nei bassi strutturali, nonché all'intersezione di due o più strutture del primo ordine. Pertanto, gli *spatter* possono essere indicatori morfotettonici e sono associati faglie di tipo estensionale che hanno promosso la risalita adiabatica dei magmi e la coesistenza di varie serie magmatiche. Le rocce shoshonitiche di U3 Petembillo rappresentano \sim il 10% del volume totale del RV-GCP e la relazione spazio-temporale tra le rocce potassiche e calcialcaline è \sim 1: 6.

Si propone un modello di evoluzione di almeno sei stadi vulcanotettonici che hanno dato origine alla RV-GCP negli ultimi 3 milioni di anni. La coesistenza delle serie magmatiche è associata ad alti tassi di estensione litosferica, che hanno facilitato l'aumento intermittente e la crescita pulsati magmatici da diversi serbatoi con sorgenti di mantello eterogeneo e parzialmente metasomatizzato. Le modifiche alla geometria e alla cinematica dei sistemi di deformazione sono correlate con la frammentazione della placca di Cocos negli ultimi tre milioni di anni.

Résumé

La Région Volcanique Graben Cahulote de Santa Ana-Pedernales (RV-GCP) est localisée dans le secteur sud-est du Champ Volcanique Michoacán Guanajuato et dans la partie frontale de la Ceinture Volcanique Trans-Mexicaine. Ce travail présente une analyse morphostructurale, pétrologique et géochimique de la RV-GCP.

Cinq domaines morphostructuraux ont été reconnus, limités par des failles de premier ordre, qui sont généralement oblitérés par des produits volcaniques. Les domaines et les alignements volcaniques montrent clairement un contrôle tectonique, mis en évidence par quatre systèmes de déformation développés au cours des deux derniers millions d'années. Un volume total de 14 km³ de magma a été calculé, qui est associé à des volcans de type spatter (62%), petits boucliers (18%), cônes de cendres (10%), dômes (1%) et anciennes laves (9%). Les taux d'éruption varient de 0.16 à 4.68 km³.

Cinq unités géologiques ont été identifiées dans le RV-GCP et, du point de vue pétrographique, cinq types d'associations minérales sont reconnus: i) Ol + Cpx ± Plg, ii) Ol + Cpx ± Phl, iii) Phl + Cpx ± Ol, iv) Plg + Ol et v) Opx + Amp. Les caractéristiques pétrographiques et les variations géochimiques suggèrent que les réservoirs ont subi une recharge et/ou un mélange de magmas, qui ont entraîné des antécristaux à partir de systèmes plus profonds, qui sont à l'origine de perturbations et d'une dispersion des cumulats ou de fronts de solidification.

Dans la RV-GCP, des produits calcoalcalins, shoshonitiques et tholéitiques coexistent, avec des concentrations en SiO₂ qui varient entre 50 et 61% et des teneurs en MgO de 2 à 10%. Les modèles des éléments en traces reflètent une affinité tectonique d'arc magmatique et des signatures de type adakitique. Les valeurs isotopiques de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd varient entre 0.7031 et 0.7041, et entre 0.5127 et 0.51296, respectivement. Les volcans Cerro Verde et Cerro Cántaro ont des valeurs isotopiques supérieures en Nd et inférieures en Sr, et ressemblent à un manteau de type NMEP.

Le volcanisme shoshonitique, ainsi que le tholéitique et les produits magmatiques primaires ont été placés à travers des volcans de type spatter, qui sont concentrés dans les dépressions structurales, ainsi qu'à l'intersection de deux ou plusieurs structures de premier ordre. Par conséquent, les spatters cones peuvent être des indicateurs morphotectoniques et sont associés à des failles extensionnelles qui ont favorisé la remontée adiabatique des magmas et la coexistence de diverses séries magmatiques. Les roches shoshonitiques de U3 Petembillo représentent ~10% du volume total du RV-GCP, et la relation spatio-temporelle entre les roches potassiques et calcoalcalines est d'environ 1:6.

Il est proposé un modèle d'évolution d'au moins six stades volcano-tectoniques qui ont donné naissance à la RV-GCP au cours des 3 derniers millions d'années. La coexistence des séries magmatiques est associée à un taux élevé d'extension lithosphérique, ce qui a facilité la remontée et l'intercroissance intermittentes des recharges magmatiques de différents

réservoirs avec des sources mantéliques hétérogènes et partiellement métasomatisées. Les changements de géométrie et de cinématique des systèmes de déformation sont liés à la fragmentation de la plaque de Cocos au cours du dernier million d'années.

Índice

Resumen	i
Abstract	ii
Riassunto	iii
Résumé	iv
Índice	v
Índice de figuras y tablas	viii
1. Generalidades	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Localización y vías de acceso.....	5
1.3. Fisiografía, clima, vegetación y uso de suelo.....	6
2. Antecedentes	8
2.1. El Cinturón Volcánico Transmexicano.....	8
2.1.1. Definición y distribución espacio-temporal.....	8
2.1.2. Marco Tectónico.....	11
2.1.3. Variaciones geoquímicas: vulcanismo calciocalino, alto potásico e intraplaca del CVTM.....	12
2.2. El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG).....	15
2.2.1. Definición del CVMG.....	15
2.2.2. Evolución espacio-temporal del magmatismo dentro del CVMG.....	16
2.2.3. Variaciones magmáticas en el CVMG.....	20
2.2.4. Estructuras tectónicas y <i>clustering</i> volcánico.....	26
2.3. La Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales (RV-GCP).....	30
3. Justificación y objetivos	33
3.1. Justificación.....	33
3.2. Objetivo general.....	34
3.3. Objetivos particulares.....	34
4. Metodología	35
4.1. Trabajo de gabinete.....	35
4.2. Análisis morfoestructural y cálculo de volúmenes.....	36
4.3. Trabajo de campo.....	37
4.4. Preparación y análisis de muestras.....	38
4.4.1. Láminas delgadas.....	38
4.4.2. Trituración y pulverización.....	38
4.5. Técnicas analíticas.....	39
4.5.1. Petrografía.....	39

4.5.2. Fluorescencia de rayos “X”	40
4.5.3. Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente	40
4.6. Integración e interpretación de resultados	40
5. Resultados.....	41
5.1. Análisis morfoestructural.....	41
5.1.1 Características morfoestructurales generales del graben Cahulote de Santa Ana - Pedernales.....	41
5.1.2. Dominios morfoestructurales	44
5.1.2.1 Alto occidental	44
5.1.2.2 Escalón occidental	46
5.1.2.2a. <i>Porción inferior del escarpe</i>	46
5.1.2.2b. <i>Porción superior del escarpe</i>	47
5.1.2.3. Bajo central	47
5.1.2.4. Bajo oriental	49
5.1.2.5. Alto oriental	49
5.1.3. Tipología morfológica y parámetros morfométricos de los edificios volcánicos	50
5.2. Unidades geológicas	54
5.2.1. Traquita San José (U0 E-Tr-SJ).....	54
5.2.2. Basalto Petembo (U1 PIC-B-P).....	56
5.2.3. Basalto andesítico C. Verde (U2 Plch-BA-V)	57
5.2.4. Shoshonitas Petembillo (U3 Plch-Sh-P).....	59
5.2.5. Basalto – traquibasalto potásico El Sosal (U4a Plt -BH-S) y Andesita basáltica Mesa Torres (U4b Plt-AB-MT).....	61
5.2.6. Basalto andesítico Escobillas (U5 H-BA-E).....	63
5.3. Análisis estructural	66
5.3.1. Lineamientos morfoestructurales	66
5.3.2. Sistemas de deformación de la RV-GCP	70
5.3.2.1. D1+n Sistema NO-SE.....	70
5.3.2.2. D2 Sistema NE-SO.....	71
5.3.2.3. D3 Sistema E-O	72
5.3.2.4. D4 Sistema NNO-SSE.....	73
5.4. Petrografía.....	74
5.4.1. Basalto Petembo (U1 PIC-B-P).....	74
5.4.2. Basalto andesítico C. Verde (U2 Plch-BA-V)	75
5.4.3. Shoshonita Petembillo (U3 Plch-Sh-P).....	77
5.4.4. Basalto – traquibasalto potásico El Sosal (U4a Plt -BH-S) y Andesita basáltica Mesa Torres (U4b Plt-AB-MT)	79

5.4.5. Basalto andesítico Escobillas (U5 H-BA-E).....	81
5.5. Geoquímica	84
5.5.1. Elementos mayores	84
5.5.2. Elementos traza	88
5.5.2.1. Diagramas binarios	88
5.5.2.2. Diagramas multielementales.....	92
6. Discusión.....	95
6.1. Tipología, morfometría volcánica y tasas eruptivas	95
6.2. Relación estructura de deformación vs. emplazamiento volcánico	98
6.3. Variabilidad magmática y procesos petrológicos de la RV-GCP	100
6.3.1. Variaciones magmáticas y correlación regional de la RV-GCP	101
6.3.2. Variaciones isotópicas de la RV-GCP y contaminación cortical	104
6.3.3. Heterogeneidad de una fuente mantélica	105
6.3.4. Cristalización fraccionada y mezcla de magmas.....	107
6.4. Modelo vulcano-tectónico de la RV-GCP	111
6.4.1. Paisaje previo al desarrollo de la RV-GCP.....	112
6.4.2. Vulcanismo tipo escudo y desarrollo del sistema D1+n sistema extensional NO-SE Bajo Balsas (2-1 Ma)	113
6.4.3. Desarrollo del sistema D2 NE-SO Mil Cumbres (<1-0.6 Ma).....	115
6.4.4. Desarrollo de cuencas <i>pull apart</i> E-O (<0.6 y 0.4 Ma).....	116
6.4.5. Spatters shoshoníticos, toleíticos y productos primarios (0.4 y 0.3 Ma)	117
6.4.6. Reactivación del sistema D2 NE-SO (100 y 10 ka)	118
6.4.7. Vulcanismo holocénico	119
6.5. Implicaciones tectónicas y modelo petrológico para la RV-GCP	120
7. Conclusiones	125
8. Referencias.....	127
9. Anexos.....	137

Índice de figuras y tablas

1. Generalidades

Figura 1. Esquema de un margen convergente donde se muestra el ambiente tectónico de origen de las series magmáticas. Modificado de Müller & Groves, 2019..... 2

Figura 2. **a y b:** Localización de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales (RV-GCP) en un contexto nacional y estatal, respectivamente; **c:** Principales poblados y vías de acceso para llegar a la zona de estudio. Asimismo, se muestran las estructuras tectónicas que delimitan la zona de estudio..... 5

Figura 3. Tipos de clima, vegetación y uso de suelo del Graben del Cahulote de Santa Ana. Abreviaciones: **Ura:** Urapa, **LP:** Las Puentes, **Hac:** Los Hacheros, **CSA:** Cahulote de Santa Ana, **Ta:** Tavera, **PUR:** Puruarán, **LNJ:** La Nueva Jerusalén, **Tan:** Tanicua, **Tur:** Turicato, **Ped:** Pedernales, **AR:** Ario de Rosales, **TAC:** Tacámbaro. 7

2. Antecedentes

2.1. El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)

Figura 4. Contexto geodinámico a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. CVMG: Campo Volcánico Michoacán Guanajuato; CVC: Campo Volcánico Chichinautzin; CVLT: Campo Volcánico Los Tuxtlas; Te: Tepic; Pto.V: Puerto Vallarta; Col: Colima; Gdl: Guadalajara; Mor: Morelia; Zih: Zihuatanejo; Mx: Ciudad de México; Chi: Chilpancingo; Pue: Puebla. Las edades y velocidades de las placas se recopilaron de DeMets et al., 2010, Ferrari et al., 2012, Manea et al., 2013, Speziale y Zúñiga, 2017. 9

2.2. El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG)

Figura 5. Regiones volcánicas que se han estudiado dentro del CVMG. Las referencias están insertadas en la imagen..... 17

Figura 6. Recopilación de edades de los productos volcánicos presentes en el CVMG (Corona-Chávez et al., in prep). Abreviaturas: **Tin:** Tingüindin, **Ixt:** Ixtlán, de los Hervores **Pen:** Pénjamo, **VS:** Valle de Santiago, **Uru:** Uruapan, **NI:** Nueva Italia, **LH:** La Huacana, **Tac:** Tacámbaro, **Mor:** Morelia, **Zin:** Zinapécuaro. 18

Figura 7. Distribución de las diferentes series geoquímicas presentes en el CVMG. Abreviaturas: **Tep:** Tepalcatepec, **Tin:** Tingambato, **Pen:** Pénjamo, **VS:** Valle de Santiago, **Uru:** Uruapan, **NI:** Nueva Italia, **LH:** La Huacana, **Tac:** Tacámbaro, **Mor:** Morelia, **Zin:** Zinapécuaro, **Mar:** Maravatio, **Zit:** Zitácuaro. Datos compilados por Corona-Chávez et al., in prep. 21

Figura 8. Composiciones químicas de rocas volcánicas pertenecientes al CVMG. **a.** Diagrama Total Alkali Silica (Le Bas et al., 1986). La línea que divide los campos alcalino y subalcalino es de Irvine & Baragar, 1989. **b.** Series potásicas SiO₂ vs K₂O (Pecerillo & Taylor, 1979). **c y d.** Diagramas tipo araña de muestras representativas de las diferentes series geoquímicas y regiones. Normalizado con el manto tipo N-MORB de Sun & McDonough, 1989. Datos compilados por Corona-Chávez et al., in prep. 23

Figura 9. Estructuras de deformación tectónica propuestas para la región del CVMG: Triángulo Michoacán (líneas negras punteadas, Johnson & Harrison, 1989) y Unión Triple Tepalcatepec-Balsas Petacalco (líneas rosas punteadas, Frausto, 1995). Los triángulos rojos son volcanes representativos. Abreviaciones: **C.** Colima, **T.** Tancítaro, **P.** Parícutin, **J.** Jorullo..... 27

Figura 10. Marco geológico local del Graben Cahulote de Santa Ana - Puruarán, donde se muestran las unidades del basamento del Terreno Guerrero y la Sierra Madre del Sur. En las figuras insertadas se muestra la localización de la RV-GCP dentro del CVTM (a) y del CVMG (b) **31**

5. Resultados

5.1. Análisis morfoestructural

Figura 11. Localización de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales, dentro del CVMG (A); así como las diferencias altitudinales que caracterizan esta cuenca vulcanotectónica (B). Abreviaturas: **AR.** Ario de Rosales; **C.** Cahulote de Santa Ana; **LH.** La Huacana; **M.** Morelia; **NI.** Nueva Italia; **P.** Pátzcuaro; **Pe.** Pedernales; **Pn.** Pénjamo; **Pr.** Paracho; **Pu.** Puruándiro; **S.** Sahuayo; **Ta.** Tancítaro; **Tc.** Tacámbaro; **Ti.** Tingüindín; **Tp.** Tepalcatepec; **Tu.** Turicato; **U.** Uruapan; **VS.** Valle de Santiago; **Z.** Zamora; **Zc.** Zacapu. La escala de colores es la misma para ambas figuras. **42**

Figura 12. Mapa estructural donde se muestran grabens, semigraben y pilares que conforman la morfoestructura de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales (RV-GCP) **43**

Figura 13. Dominios morfoestructurales del graben Cahulote de Santa Ana - Pedernales. Abreviaciones: **URA:** Urapa; **LP:** Las Puentes; **CSA:** Cahulote de Santa Ana; **TA:** Tavera; **PUR:** Puruarán; **LNJ:** La Nueva Jerusalén; **TUR:** Turicato; **PED:** Pedernales; **Tz:** Tzatzio; **PC:** Palma Cuata. **L1-L9:** Dominios morfoestructurales que limitan la zona de estudio; **LAv:** Avalancha de Villa Madero **45**

Figura 14. Vista panorámica de los distintos dominios morfoestructurales del graben Cahulote de Santa Ana - Puruarán. a: Vista hacia el dominio Alto Occidental desde el poblado El Carrizalillo; b: toma hacia el oeste desde Cieneguillas del Huerto; c: Panorámica hacia el este donde se aprecia la mayoría de los dominios y el poblado del Cahulote de Santa Ana; d: Vista hacia el este donde se aprecia el dominio Bajo Central y el escalón occidental inferior..... **48**

Tabla 1. Resumen de las características principales de los diferentes dominios morfoestructurales de la RV-GCP. Abreviaturas: **I:** Inferior; **S:** Superior; **L:** Longitud; **A:** Ancho..... **50**

Tabla 2. Resumen de los valores promedios para los parámetros morfométricos de las diferentes tipologías presentes en la RV-GCP. Los valores detallados de cada edificio se muestran en el anexo de morfometría..... **51**

Figura 15. Perfiles topográficos representativos de las diferentes morfologías de los edificios volcánicos presentes en la RV-GCP..... **52**

5.2. Unidades geológicas

Figura 16. Mapa geológico del graben Cahulote de Santa Ana - Puruarán. Abreviaciones: **URA:** Urapa; **LP:** Las Puentes; **CSA:** Cahulote de Santa Ana; **TA:** Tavera; **PUR:** Puruarán; **LNJ:** La Nueva Jerusalén; **TUR:** Turicato; **PED:** Pedernales; **Tz:** Tzatzio; **PC:** Palma Cuata. **L1-L9:** Dominios morfoestructurales que limitan la zona de estudio; **LAv:** Avalancha de Villa Madero. Las edades isotópicas han sido compiladas de Guilbaud et al., 2012 y Mahgoub et al., 2017..... **55**

Figura 17. Afloramientos representativos de la unidad basalto andesita C. Verde (U2). **a y b:** lavas lajeadas del C. Don Nato y C. Verde respectivamente; **c:** Lavas prismáticas del C. El Divisadero; **d:** Depósitos soldados del spatter Los Pozos donde se observan clastos con bordes viscosos/frágiles con interior fluido de acuerdo a Sumner y colaboradores (2005)..... **58**

Figura 18. **a y b.** Afloramientos donde se aprecian depósitos soldados y depósitos piroclásticos de los edificios volcánicos el Tecolote y El Pino, respectivamente. **c y d.** Muestra de mano y briqueta del C. Petembillo, donde se aprecia la abundante cantidad de flogopita y clinopiroxeno como fenocristales. **60**

Figura 19. **a y b:** Bloques de lava y briqueta del C. El Sosal; **c:** briqueta de las lavas del Paleotigre; **d:** Afloramiento de bloques lajeados del spatter NE Los Lobos. **62**

Figura 20. **a:** Banco de material en la ladera sur de C. Los Lobos; **b:** Malpaís del C. Escobillas. **64**

5.3. Análisis estructural

Figura 21. Mapa estructural donde se aprecian estructuras tectónicas asociadas a los diferentes sistemas de deformación. También se presenta el polígono basal de los edificios volcánicos de la RV-GCP y zonas adyacentes..... **67**

Figura 22. Perfiles topográficos donde se observan los diferentes dominios morfoestructurales del graben Cahulote de Santa Ana – Pedernales. Se puede apreciar que los dominios están delimitados esencialmente por lineamientos tectónicos o morfoestructurales. Asimismo, se puede observar la asimetría de la RV-GCP, el perfil A-A' refleja el graben del sur, mientras que las secciones B-B' y C-C' muestran el semigraben del sector norte. Para ubicar la posición de los perfiles ver mapa de la figura 21 **69**

5.4. Petrografía

Figura 23. Fotomicrografías de los productos de la U2. andesita basáltica C. Verde. **a.** Glomérulo de Cpx2 + Ol1 (GCP-06); **b.** Glomérulo de clinopiroxenos con antecristal de olivino (GCP-42); **c.** Fenocristales de plagioclasa con textura esqueletal (GCP- 33); **d.** Xenolito del C. Canales compuesto de Plg + Cpx (GCP-38). **76**

Figura 24. Fotomicrografías de las lavas de U3 Shoshonitas Petembillo. **a.** Glomérulo de antecristales de clinopiroxenos con textura de exsolución y textura coronítica (GCP-30); **b.** Xenocristal de plagioclasa poikilitica con antecristales de piroxenos (GCP-36); **c.** Flogopita con olivino intercrecido; **d.** Glomérulo de clinopiroxeno + flogopita + olivino. c y d. GCP-25. **78**

Figura 25. Fotomicrografías de las lavas de la unidad U4 El Sosal - Mesa de Torres. **a.** Textura pilotaxítica intergranular con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxenos (GCP-14); **b.** Antecristal de olivino con bordes reabsorbidos y borde de olivino y clinopiroxeno; **c.** Macrocristal de olivino esqueletal (b y c. GCP-13); **d.** Fenocristal olivino oxidado embebido en una textura traquítica compuesta de óxidos + plagioclasa + olivinos alterados (GCP-08). **80**

Figura 26. Fotomicrografías de las lavas de la unidad U5 Escobillas **a.** Macrocristal de clinopiroxeno esqueletal con inclusiones de óxidos y vidrio; **b.** Antecristal de olivino reabsorbido con borde de olivino en equilibrio con la matriz (a y b. GCP-04); **c.** Glomérulo de ortopiroxeno y anfíbol con inclusión de clinopiroxeno (GCP-16); **d.** Plagioclasa esqueletal con bordes tipo cola de pescado y antecristal de clinopiroxeno (GCP-19)..... **82**

Tabla 3. Resumen de las principales características petrográficas de las diferentes unidades de la RV-GCP. * Recopilado de Guilbaud et al., 2019. **83**

5.5. Geoquímica

Figura 27. Diagrama Total Alkali Silica (TAS) (LeBas et al., 1986). Línea de división entre el campo alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar, 1971. Los símbolos sin relleno son los recopilados de la literatura **85**

Figura 28. Diagrama de discriminación SiO₂ vs K₂O para las diferentes series potásicas (Pecerrillo y Taylor, 1976). Los símbolos sin relleno son los recopilados de la literatura. **86**

Figura 29. Diagramas tipo Harker de elementos mayores para las lavas de la Región Volcánica del Cahulote de Santa Ana - Pedernales, usando el MgO como índice de diferenciación. En el extremo inferior izquierdo se presenta el diagrama K₂O vs K₂O/Na₂O propuesto por Innocenti et al., (1999) para diferenciar las rocas de tipo alcalino en asociaciones potásicas y sódicas **87**

Tabla 4. Composiciones de elementos mayores (wt %) y minerales normativos de las lavas de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales..... **89**

Tabla 5. Composiciones de elementos traza (ppm) de las lavas de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales..... **90**

Figura 30. Diagramas binarios de elementos traza para las lavas de la RV-GCP, usando el MgO como índice de diferenciación. Los símbolos sin relleno son los recopilados de la literatura. 91

Figura 31. Diagrama de tierras raras normalizado con una condrita (Sun & McDonough, 1989) de las diferentes unidades de la RV-GCP. Las regiones sombreadas representan los valores recopilados de la literatura. Para el diagrama de todas las unidades, se utilizaron únicamente tres muestras representativas de cada unidad..... 93

Figura 32. Diagramas tipo araña normalizados con un manto tipo N-MORB (Sun & McDonough, 1989) de las diferentes unidades de la RV-GCP. Las regiones sombreadas representan los valores recopilados de la literatura. Para el diagrama de todas las unidades, se utilizaron únicamente tres muestras representativas de cada unidad. 94

6. Discusión

Tabla 6. Comparación de la tipología volcánica, así como el volumen de los edificios volcánicos y sus productos para la RV-GCP. Abreviaciones y símbolos: **ET**. Este trabajo; **▼**. Hasenaka y Carmichael (1985); **▲**. Guilbaud et al., 2012 96

Figura 33. Histograma de tipología morfológica de los centros eruptivos o edificios volcánicos de la RV-GCP comparados con conteos previos de Hasenaka y Carmichael (1985) y Guilbaud et al., (2012). *Para los spatters se hizo una analogía con las morfológicas propuestas previamente como flujos de lava sin edificio asociado, flujos viscosos o crestas (ridges). 96

Figura 34. Esquema sintético donde se presenta la evolución volcánica en tiempo y espacio de la RV-GCP. Además, se presentan rosetas que reflejan las elongaciones y lineamientos de los edificios volcánicos, así como las direcciones de las fallas y fracturas en la zona de estudio. 99

Figura 35. Diagramas de elementos traza de la RV-GCP. **a)** Nb vs Ta. **b)** MgO vs Ce/Pb. Abreviaciones: **P:** Pilita, **MP:** Mata de Plátano, **Ch:** Chocolate, **MK, HK y HTi:** rocas calcialcalinas medio potasio, alto potasio y alto titanio de la región volcánica Zitácuaro Valle de Bravo, **JOR:** Jorullo, **PAR:** Parícutin, **OIB-VS:** magmas tipo OIB de la región Valle de Santiago. Las tendencias del manto y corteza se obtuvieron de Sun y McDonough (1989), mientras que las zonas de comparación se compilaron de Blatter et al., 2007, Losantos et al 2017; Guilbaud et al., 2020. 101

Figura 36. Diagramas de elementos traza de la RV-GCP. **a)** diagrama Y vs Sr/Y típico para diferenciar rocas con firmas adakíticas. **b)** La/Nb vs Ba/Nb; Abreviaciones y referencias igual que en la figura 35 102

Figura 37. Relaciones isotópicas Sr – Nd. de la RV. Abreviaciones y referencias igual que en la figura 35. 104

Figura 38. Efectos de la acumulación de fenocristales, antecristales y glomerocristales en la composición de roca total. Los símbolos del diagrama MgO vs TiO₂ son los mismos que en la Figura 26. 109

Tabla 7. Cronología, correlación y probable edad de deformación de la RV-GCP. Para el detalle de las características geométricas y relaciones volcánicas se sugiere consultar los apartados de Análisis Morfoestructural (5.1) y Estructural (5.3), así como para las edades isotópicas el apartado de las unidades geológicas 5.2. 112

Figura 39. Modelo de evolución vulcanotectónica para la RV-GCP durante los últimos 2 Ma 114

Figura 40. Esquema tectónico de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica sobre la Zona de Fractura de Orozco. En la parte inferior se muestra un esquema que refleja el metasomatismo de la cuña del manto, el cual genera diferentes reservorios que dieron origen a las distintas series magmáticas de la RV-GCP. Se propone que los reservorios debieron haber tenido frentes de solidificación o zonas de mush debido a la abundancia de glomérulos y antecristales, y su morfología pudo haber sido en forma de sill para las rocas calcialcalinas y un patrón de venas para las rocas potásicas. 122

Figura 41. Diagramas de discriminación petrotectónicos. **a y b.** Muller (1992). **c.** Cabannis y Lecolle (1989). 123

Capítulo 1.

Generalidades

1.1. Introducción

La existencia de diferentes series magmáticas en un arco volcánico se ha explicado en función de la etapa de evolución del arco y de la distancia vertical sobre la zona de Benioff. Las rocas de tipo calciocalino y shoshoníticas se consideran series típicas que ocurren en zonas de subducción, mientras que las series toleíticas y alcalinas, aunque podrían coexistir con un menor volumen en zonas orogénicas, se han asociado en mayor medida a ambientes extensionales o puntos calientes (Figura 1; Müller & Groves, 2019).

Los productos de tipo calciocalino son los de mayor abundancia en zonas de subducción y generalmente se presentan en arcos magmáticos de tipo continental maduros. La serie toleítica es menos común en zonas de subducción. Esta se presenta en arcos jóvenes, o cercanos a la trinchera en arcos más evolucionados. La serie alcalina se relaciona con zonas hacia el interior de la placa continental, donde generalmente se registran zonas de extensión que dan lugar a la formación de cuencas trasarco (Wilson, 2007).

La serie shoshonítica se ha asociado a la evolución de arcos maduros o bien a procesos de relajamiento de esfuerzos de compresión o post colisionales. Comúnmente las shoshonitas se localizan más alejadas de la trinchera, donde la zona de Benioff tiende a ser más profunda. Sin embargo, estas rocas también pueden presentarse en zonas donde existe un cambio entre dos regímenes de subducción con procesos geodinámicos distintos, lo cual genera un desequilibrio térmico en el manto litosférico asociado a la subducción (Joplin, 1968; Morrison, 1980, Müller & Groves, 2019 y referencias ahí citadas).

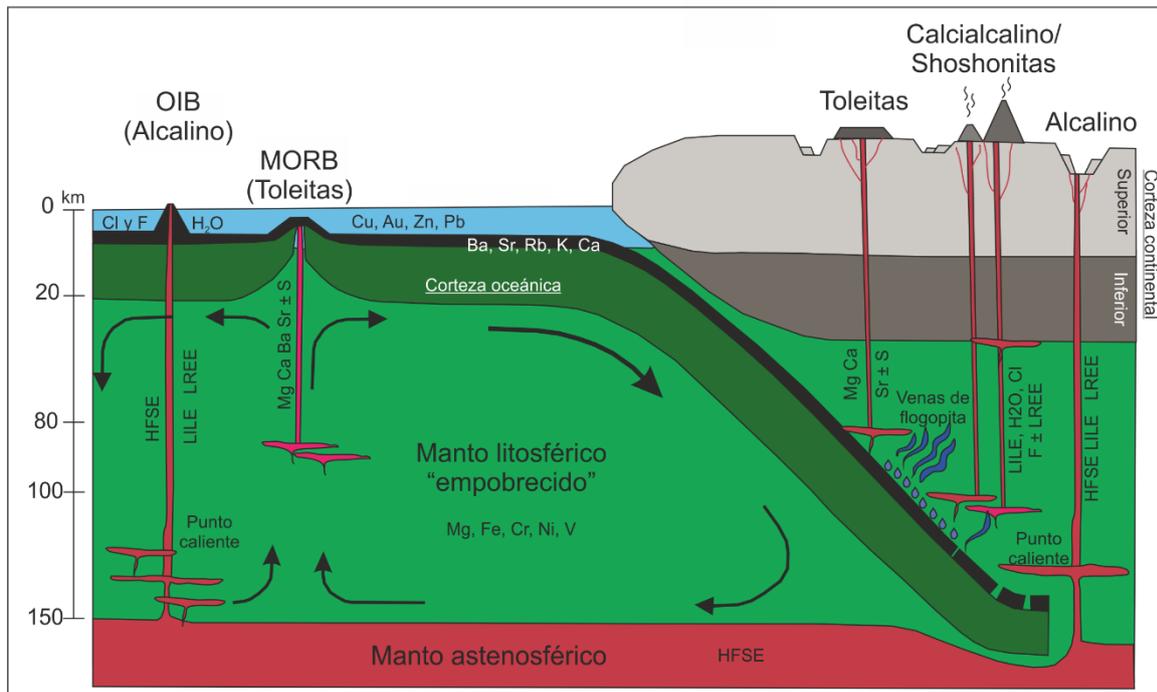


Figura 1. Esquema de un margen convergente donde se muestra el ambiente tectónico de origen de las series magmáticas. Modificado de Müller & Groves, 2019.

La serie shoshonítica presenta una variedad litológica y comúnmente esta se ha emplazado en asociación con zonas de cizalla o fallas de tensión. A causa de esta correlación composicional – estructural, la serie shoshonítica representa un régimen tectónico específico y se han relacionado a la rotación y fragmentación del arco a través de regiones transcurrentes o límites tectónicos (Joplin, 1968; Gill & Gorton, 1973; Hackman, 1973; Morrison, 1980).

Debido a la estrecha relación que hay entre las shoshonitas y las zonas de extensión y transtensión, es necesario atender las regiones volcánicas donde se presenten este tipo de rocas mediante un análisis sistemático que contemple las relaciones estructurales y morfotectónicas. Con ello, se puede comprender la relación entre los sistemas tectónicos, la distribución y volumen de los sistemas volcánicos y su expresión geomorfológica (Gómez-Calderón, 2018).

En el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) predominan los productos de tipo calcicalcino, sin embargo, se observa una amplia variedad litológica, desde toleitas de olivino, o hawaitas alcalinas hasta minettas o lamprófidos potásicos, y de riolitas metaluminosas y peralcalinas hasta peraluminosas e incluso algunas riolitas trondhjemiticas (Gómez-Tuena et al., 2018).

Por otro lado, en algunas zonas del CVTM también se observa la coexistencia de un vulcanismo de tipo calcialcalino asociado con productos de tipo alto potásicos y alcalinos. Esta compleja asociación ha sido bien documentada en el sector occidental en las zonas de Rift Tepic Zacoalco y el Rift de Colima, con la expresión de las regiones volcánicas de Mascota, Colima, San Sebastián, Ayutla, Tapalpa y Atenguillo (Lange & Carmichael, 1990, 1991; Allan & Carmichael, 1984; Richter & Carmichael, 1992; Richter & Rosas-Elguera, 2001; Vigoroux et al., 2008). En el centro y oriente del CVTM se ha reportado en menor medida la coexistencia de las diferentes series en los campos volcánicos Michoacán Guanajuato, Chichinautzin y Los Tuxtlas (Luhr y Carmichael, 1985; Guilbaud et al.; 2012; 2019; Losantos et al., 2017; Meriggi et al., 2008; Verma, 2006).

En dichas regiones se han reportado la existencia de minettas, absarokitas, leucititas, spessartitas, kersantitas, basanitas, basaltos alcalinos, hawaitas, mugaritas, benmoreitas y traquitas, así como, basaltos y andesitas basálticas. Particularmente, en la región de los Altos de Jalisco se ha reportado la coexistencia de productos tipo calcialcalinos, toleíticos y alto potásicos (Mori et al., 2009).

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato se considera uno de los campos monogenéticos más grandes del mundo, albergando más de 1800 edificios volcánicos en un área de ~ 40 000 km². Se caracteriza por presentar la coexistencia espacio temporal de las tres series magmáticas en diferentes regiones (Hasenaka & Carmichael, 1985; Connor, 1987; Valentine & Connor, 2015; Guilbaud et al., 2019).

En el CVMG se ha reportado la coexistencia de vulcanismo de tipo alcalino y calcialcalino en la porción del frente volcánico, en las regiones del Jorullo, Nueva Italia y Tacámbaro (Luhr & Carmichael, 1985; Ownby et al., 2011; Guilbaud et al., 2012, 2019). Asimismo, en el sector de trasarco, en la región de Valle de Santiago, se ha identificado la concomitancia de productos calcialcalinos y alcalinos con afinidades de tipo OIB (Losantos et al., 2017). En estas regiones, las shoshonitas han sido consideradas como series transicionales o alcalinas, debido a que pueden presentar características tanto de tipo alcalino como calcialcalino. Sin embargo, las shoshonitas a nivel mundial tienen características geoquímicas que

las distingue del resto de las series y por lo tanto deberían considerarse como una serie independiente (Müller & Groves, 2019).

Desde el punto de vista tectónico, el CVMG presenta un conjunto de sistemas estructurales complejos que han evolucionado en tiempo y espacio asociados con el emplazamiento de un vulcanismo de tipo monogenético (Connor, 1987; Kurokawa, 1995; Pérez-López et al., 2011). En el sector norte del CVMG, el paisaje volcánico se relaciona con las zonas de fallamiento extensional Morelia-Acambay, Zacapu-Querétaro y Tzitzio - Valle de Santiago (Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009). Mientras que el vulcanismo de la porción sur del campo está condicionado por la Fosa Tectónica del Bajo Balsas (Ownby et al., 2011), la cual presenta una orientación general NO-SE, con un desnivel de más de 3000 metros y una longitud mayor a 250 km (Gómez-Calderón, 2018).

La Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana - Pedernales (RV-GCP) se localiza en el frente del CVTM y en el extremo sureste del CVMG. Esta región se ha estudiado desde el punto de vista de morfología y morfometría volcánica (Hasenaka & Carmichael, 1985; Guilbaud et al., 2012), *clustering* volcánico (Connor, 1987, 1990; Mazzarini et al., 2010; Cañón-Tapia, 2016), geoquímica y petrología (Demant, 1981; Hasenaka & Carmichael, 1985; Guilbaud et al., 2019). Sin embargo, la coexistencia de las tres series magmáticas (calcialcalina, shoshonítica y toleítica) ha sido poco estudiada. En particular, no se ha documentado la relación de la morfología de los diferentes edificios volcánicos con los diferentes sistemas tectónicos que muestran una estrecha relación con su emplazamiento (Gómez-Calderón, 2018).

En este trabajo se presenta un análisis de las características morfoestructurales, geoquímicas y petrológicas de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana - Pedernales (RV-GCP), con la intención de comprender las relaciones de la coexistencia entre el vulcanismo shoshonítico y calcialcalino en el sureste del CVMG. Se considera que los procesos de extensión están relacionados con los procesos de la mezcla de magmas y descompresión adiabática en la génesis de los productos volcánicos en la RV-GCP.

1.2. Localización del área de estudio y vías de acceso

La Región Volcánica del Graben del Cahulote de Santa Ana-Pedernales se localiza en la porción centro meridional del estado de Michoacán y sur de México. Se ubica entre las coordenadas $101^{\circ} 43' - 101^{\circ} 25'$ longitud oeste y $19^{\circ} 12' - 19^{\circ} 0'$ latitud norte. Abarca parte de los municipios de Turicato, Ario de Rosales y Tacámbaro.

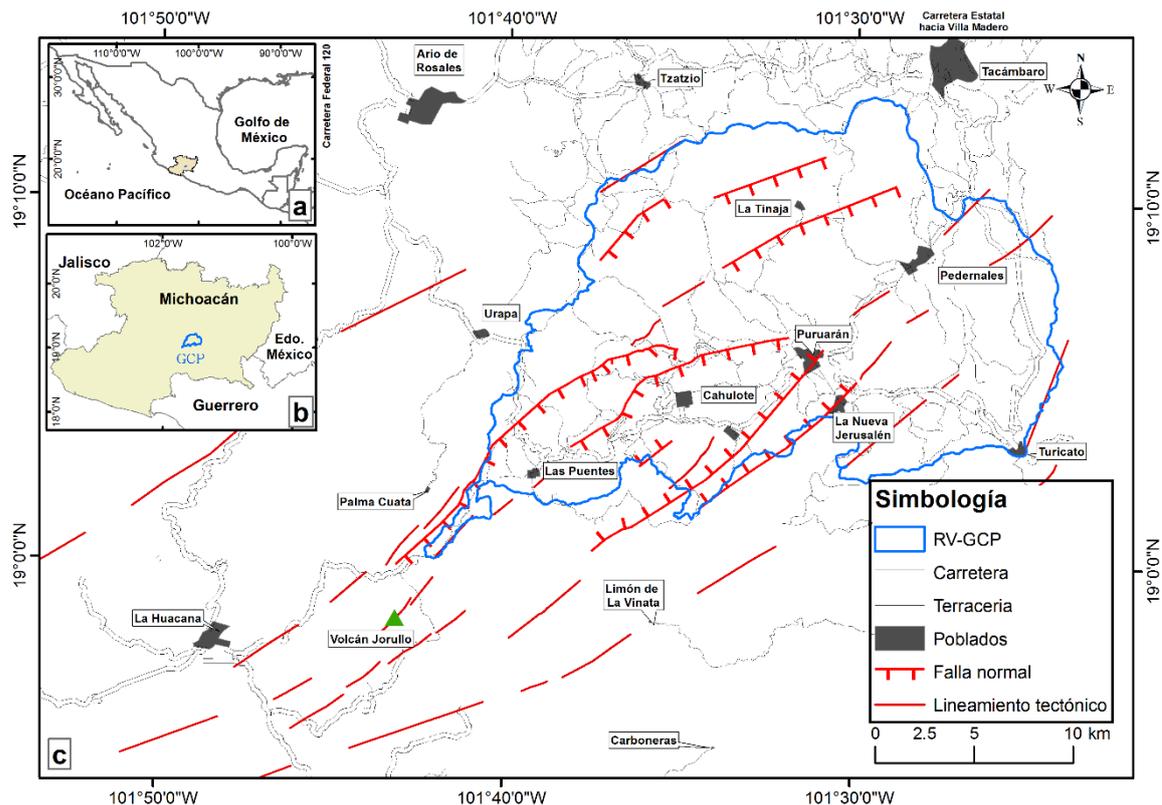


Figura 2. **a y b:** Localización de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales (RV-GCP) en un contexto nacional y estatal, respectivamente; **c:** Principales poblados y vías de acceso para llegar a la zona de estudio. Asimismo, se muestran las estructuras tectónicas que delimitan la zona de estudio.

Los principales poblados dentro de la zona de estudio son Pedernales en el extremo noreste, Turicato en el extremo sureste, Urapa en el extremo oeste, Las Puentes en el extremo suroeste, el Cahulote de Santa Ana y Puruarán en la parte central (Figura 2). Otros poblados de menores dimensiones en la porción occidental son Pinal Chico, Cieneguillas del Huerto, Cieneguillas de Enmedio, El Capote, Las Puentes y Escobillas, mientras que en el sector oriental se ubican los poblados de Tavera, La Nueva Jerusalén, Caramicuas, El Guayabo y El Jazmín. Hacia el norte se encuentran las localidades de La Tinaja y Los Hacheros.

El área está bien comunicada entre las principales poblaciones por medio de las carreteras federales 14 y 120. Además, existen numerosas brechas transitables todo el año, así como veredas que comunican bien a los poblados más pequeños (Figura 2).

Se puede acceder a la zona de estudio desde la ciudad de Morelia por la carretera federal número 14, rumbo a Pátzcuaro. En el entronque de Pátzcuaro se toma la desviación hacia Ario de Rosales por la carretera federal 120, en el poblado de Los Tumines (12 km al sur de Ario) se toma la desviación hacia Urapa con dirección suroeste y aproximadamente 41 kilómetros sobre ese camino se localiza el Cahulote de Santa Ana.

Otra forma de arribar al área de estudio es tomar la carretera federal 14 y en el entronque de Tiripetío se toma la desviación hacia Villa Madero por la carretera estatal, se sigue sobre la misma y se pasa los poblados de Yoricostio y Tacámbaro, y se llega a la zona de estudio por el lado nororiente del graben. El tiempo aproximado por ambas rutas es de 2 horas y media, mientras que la distancia recorrida es mayor por la carretera federal (142 km) en comparación con la carretera estatal (123 km).

1.3. Fisiografía, clima, vegetación y uso de suelo

Desde el punto de vista fisiográfico, la RV-GCP se encuentra ubicada dentro de la provincia geomorfológica del Bajo Balsas, particularmente sobre la subprovincia Valle del Balsas Tepalcatepec (Lugo-Hubp, 1990).

La RV-GCP presenta 5 tipos de climas distintos de acuerdo con el mapa climático de García y CONABIO (1998) escala 1:1 000 000 (Figura 3). De oeste a este los climas se presentan de la siguiente manera: En la porción occidental se presenta un clima templado subhúmedo con lluvias en verano y sequía en invierno [C(w2)], temperaturas medias anuales entre 12-18 °C y en la región presenta un rango altitudinal entre 2255-1720 msnm. El uso de suelo es forestal y agrícola con presencia de vegetación de bosque de pino - encino, pastizales inducidos y agricultura de temporal.

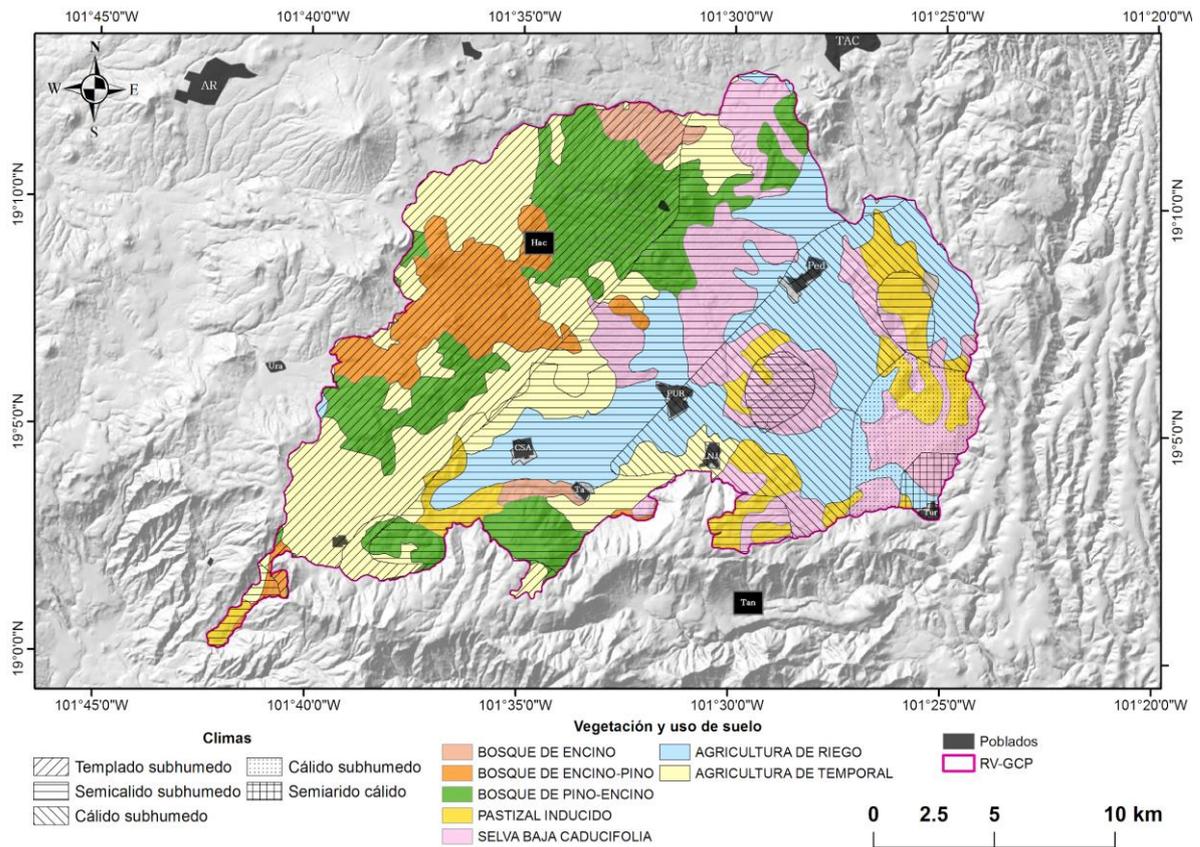


Figura 3. Tipos de clima, vegetación y uso de suelo del Graben del Cahulote de Santa Ana. Abreviaciones: **Ura**: Urapa, **LP**: Las Puentes, **Hac**: Los Hacheros, **CSA**: Cahulote de Santa Ana, **Ta**: Tavera, **PUR**: Puruarán, **LNJ**: La Nueva Jerusalén, **Tan**: Tanicua, **Tur**: Turicato, **Ped**: Pedernales, **AR**: Ario de Rosales, **TAC**: Tacámbaro.

La porción central sobre la planicie del Cahulote - Pedernales presenta un clima semicálido subhúmedo del grupo C [(A)C(w1)]. Se presenta una temperatura media anual mayor a 18 °C, lluvias de verano y altitudes entre 1720 - 1120 msnm. El principal uso de suelo es agrícola de riego y de temporal, la vegetación que existe es de pastizales inducidos y en menor medida bosque de pino-encino y encino.

En la porción oriente, presenta un clima cálido subhúmedo (Aw1 y Aw0) se observa una temperatura media anual mayor a 22 °C, con lluvias en verano y tiene un rango altitudinal de 1400 a 950 msnm. Presenta una vegetación de selva baja caducifolia, pastizal inducido y el uso de suelo es agricultura de temporal y de riego. En el extremo este en la región de Turicato, presenta un clima semiárido cálido. Se presenta una temperatura media anual mayor a 22 °C, tiene alturas entre 850 – 730 m y el uso de suelo es de pastizal inducido y agricultura de riego.

Capítulo 2

Antecedentes

2.1. El Cinturón Volcánico Transmexicano

2.1.1. Definición y distribución espacio-temporal

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es una provincia geológica que representa la expresión magmática de uno de los márgenes convergentes más complejos del mundo (Gómez-Tuena et al., 2018). Esta provincia se compone de los productos volcánicos generados durante la evolución de diversos arcos continentales que se han emplazado desde el Mioceno hasta el presente. Además, este se caracteriza por presentar una amplia variedad composicional desde basanitas, shoshonitas, basaltos y andesitas, hasta riolitas metaluminosas, peralcalinas o peraluminosas e incluso se han reportado algunas riolitas trondhjemíticas (Demant, 1978; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2018).

El CVTM se ubica en la porción central del territorio mexicano entre los paralelos 18° 30' y 21° 30' N; se extiende desde las costas de Nayarit hasta las de Veracruz, con una longitud de ~1000 km; abarca una superficie de ~160 000 km² y tiene una anchura variable entre 80 km, en la región de Chapala, y de 230 kilómetros en la porción de Michoacán – Guanajuato. Posee una orientación E-O en su parte central y oriental y, ONO-ESE en su parte occidental (Gómez-Tuena et al., 2005; Figura 4).

Esta provincia se ha subdividido en varios sectores atendiendo a sus características geológicas y tectónicas, por presentar un basamento y espesor cortical distintos, así como una cinemática y geometría de subducción variable (Figura 4). De oeste a este los sectores son:

- i) Sector occidental: En esta región se localizan las fosas tectónicas de Tepic-Zacoalco y Colima. Aquí se ubican los estratovolcanes de Tequila, Ceboruco, Cántaro, Nevado de Colima y volcán de fuego de Colima. Asimismo, se disponen los campos volcánicos monogenéticos Mascota, San Sebastián, Los Volcanes, Ayutla y Tapalpa.
- ii) Sector central: Esta representado por el vulcanismo presente en Michoacán y Guanajuato, localizado entre la Unión Triple Zacoalco-Chapala-Colima y la Zona de Falla San Miguel de Allende-Taxco.
- iii) Sector oriental: Sobre este se presenta el vulcanismo ubicado en los valles de Toluca, México, y Puebla (Sierra Nevada, Sierra de las Cruces, Campo Volcánico Chichinautzin).
- iv) Sector extremo oriental: En el extremo este del CVTM se presenta la Cadena Pico de Orizaba - Cofre de Perote y los campos volcánicos monogenéticos de Los Tuxtlas y Xalapa (Demant, 1978; Ferrari et al., 2012).



Figura 4. Contexto geodinámico a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. CVMG: Campo Volcánico Michoacán Guanajuato; CVC: Campo Volcánico Chichinautzin; CVLT: Campo Volcánico Los Tuxtlas; Te: Tepic; Pto.V: Puerto Vallarta; Col: Colima; Gdl: Guadalajara; Mor: Morelia; LC: Lázaro Cárdenas; D.F. Distrito Federal; Chi: Chilpancingo; Pue: Puebla. Las edades y velocidades de las placas se recopilaron de DeMets et al., 2010, Ferrari et al., 2012, Manea et al., 2013, Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2017.

El basamento del CVTM es heterogéneo y se puede dividir de manera general en dos regiones con edad e historia geológica distinta. En la porción oriental, al este del meridiano 101° O, el CVTM se encuentra sobre terrenos tectonoestratigráficos cristalinos, el Terreno Oaxaquia de edad precámbrica y Terreno Mixteco de edad paleozoica; mientras que, en la porción occidental, al oeste del meridiano 101° O, está subyacente por el Terreno Guerrero de edad mesozoica y de composición geoquímica relativamente juvenil (Ferrari et al., 2012).

A pesar de que se ha propuesto que el magmatismo más antiguo del CVTM data de inicios del Mioceno (Ferrari et al., 1999; 2012). Otros autores han mencionado que el magmatismo del Mioceno Temprano – Medio (23 – 13 Ma) presente en el occidente de México, podría representar dos arcos magmáticos coetáneos e independientes, previos al CVTM (Hernández-Bernal et al., 2016). Por tal motivo, para fines descriptivos de la evolución del CVTM, en este trabajo se describe de manera general la evolución de esta provincia a partir del Mioceno Medio-Tardío.

Durante el Mioceno Medio el magmatismo se expresó principalmente en el sector septentrional del CVTM, representado por los estratovolcanes Palo Huérano - La Joya - Zamorano en la región de Querétaro (10-12 Ma), por el Cerro Grande en Puebla (11-10 Ma) y por unidades plutónicas e hipabisales de Palma Sola en Veracruz (11-16 Ma). El vulcanismo durante el Mioceno continuó como una provincia ígnea máfica, considerada por algunos como un evento de basaltos de inundación continental a pequeña escala (Mori et al., 2009). Dicho evento máfico se expresó principalmente en la región de los Altos de Jalisco y en menor medida en zonas adyacentes a Querétaro entre 11.5 y 7 Ma; y emitió más de 3800 km³ en un área aproximada de 15 500 km². Durante el Mioceno Tardío (7-4 Ma) se presentan esporádicos pulsos máficos de tipo intraplaca en la región de Palma Sola.

Para el final del Mioceno e inicios del Plioceno el magmatismo se compone por complejos caldéricos emplazados en la porción central y oriental del CVTM (p.e. caldera de Amealco, caldera de Amazcala). El magmatismo más reciente del CVTM que inició durante el Plioceno y que continúa hasta el presente, presenta una gran diversidad de geformas volcánicas a lo largo de todo el CVTM, como

son complejos caldéricos (Caldera La Primavera), estratovolcanes (Popocatepetl, Colima, Chichonal), campos volcánicos monogenéticos (Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin, Los Tuxtlas, Mascota), mesetas de lava máficas y complejos volcánicos (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2018).

2.1.2. Marco Tectónico

El contexto geodinámico del CVTM se ubica en la porción meridional de la placa de Norteamérica (PN), donde la placa de Cocos (PC) y la placa de Rivera (PR) subducen por debajo de la PN (Figura 4). La placa de Rivera tiene una edad de 11 Ma (Manea et al., 2013), una velocidad de convergencia de 2.1 cm/año (DeMets et al., 2010) y un ángulo de subducción entre 30° y 70° (Ferrari et al., 2012). La interacción de subducción entre la PN y la PR ha generado los rifts de Tepic-Zacoalco y Colima, así como la Depresión de Chapala (Rosas-Elguera et al., 1996).

La configuración y dinámica de subducción de la placa de Cocos es más compleja, ya que presenta variaciones en la temporalidad, velocidad y ángulo de subducción. Estas variaciones están delimitadas por fracturas oceánicas que se formaron por la prolongación de las fallas transformantes de la dorsal del Pacífico Oriental, las cuales permiten dividir la placa de Cocos en cuatro sectores (Figura 4; Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013; Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2017):

i) Sector Rivera-Orozco: Este se localiza entre la Fractura de Rivera y la Fractura de Orozco; tiene una edad entre 17.6 y 11 Ma, una velocidad entre 3.8 y 5.5 cm/año y un ángulo de subducción entre 35° y 60°. En continente, el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato se localiza en este sector.

ii) Sector Orozco - O 'Gorman: Este se localiza entre la Fractura de Orozco y la Fractura O 'Gorman, tiene edades entre 17.5 y 14.5 Ma, subduce con una velocidad entre 5.9 y 6.6 cm/año y con un ángulo entre 0° y 75°. En continente, la interacción de este sector con la PN ha generado los campos volcánicos de Chichinautzin y Los Tuxtlas, así como la alineación de los estratovolcanes Popocatepetl-Iztaccíhuatl-Tláloc y Sierra Negra-Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

iii) Sector O 'Gorman - Tehuantepec: Se localiza entre la Fractura de O 'Gorman y la Fractura de Tehuantepec, tiene edades entre 23 y 18 Ma, subduce a una velocidad de 6.6 cm/año y presenta un ángulo entre 15° y 26°. Sobre este se localiza el estratovolcán Chichón.

iv) Sector Límite Caribe: Se localiza al este de la Fractura de Tehuantepec hasta el límite con la placa del Caribe, en este sector la placa de Cocos presenta variaciones en su velocidad desde 6.2 cm/año hasta 8.3 cm/año. Sobre este se localiza el volcán Tacaná.

2.1.3. Variaciones geoquímicas: vulcanismo calcialcalino, alto potásico e intraplaca del CVTM

Desde el punto de vista geoquímico, los productos volcánicos del CVTM se han agrupado en 3 grandes grupos: tipo calcialcalino (CA), tipo alcalino potásico (AK) y tipo intraplaca (IP) (Gómez-Tuena et al., 2018). Los productos de tipo CA predominan a lo largo de todo el CVTM, mientras que, las variedades alcalinas representan una porción mínima de los productos volcánicos del CVTM, las cuales no se encuentran a lo largo de toda la historia geológica del CVTM. Se ha mencionado que estas últimas han sido poco descritas, sin embargo, son clave para el entendimiento del origen y evolución del arco como un todo (Gómez-Tuena et al., 2018).

Las rocas de tipo calcialcalino se han asociado al proceso de subducción a lo largo de la trinchera mesoamericana y tienen composiciones predominantemente de andesitas basálticas a dacíticas. A pesar de la gran variabilidad de SiO₂, el #Mg de muchas rocas intermedias es relativamente elevado y es cercano a los valores de equilibrio con el manto (~60). Los patrones de elementos traza son típicos de arcos magmáticos y algunas andesitas presentan relaciones altas de Sr/Y y La/Yb, característica que ha sido reconocida como típica de rocas adakíticas en otros arcos del mundo. Algunas rocas máficas potásicas también presentan esta firma adakítica (Gómez-Tuena et al., 2018).

Las composiciones isotópicas de Sr más radiogénicas reportadas para el CVTM, se encuentran hacia el este, en el volcán Citlaltépetl y disminuyen hacia el oeste.

Las rocas de tipo calciocalino con alto contenido de magnesio ($> 5\%$ MgO) pueden estar tan enriquecidas isotópicamente en Sr como las andesitas que se emiten cerca de los estratovolcanes (Gómez-Tuena et al., 2018).

A diferencia de otros arcos volcánicos donde se observa que el contenido de K_2O va incrementando conforme la distancia entre la trinchera y hacia el interior del continente aumenta, en México las rocas potásicas se encuentran distribuidas también en otras regiones a lo largo de todo el CVTM. Sin embargo, el vulcanismo potásico tiende a presentarse en rocas con edades < 4 Ma a lo largo de todo el CVTM. Estas composiciones son más abundantes en el sector oeste, en los *rifts* de Tepic-Zacoalco y Colima, donde se observan los campos volcánicos San Sebastián, Mascota, Atenguillo, Ayutla, Tapalpa y Colima (Lange & Carmichael, 1990, 1991; Allan & Carmichael, 1984; Richter & Carmichael, 1992; Richter & Rosas-Elguera, 2001; Vigoroux et al., 2008; Gómez-Tuena et al., 2018).

En el sector central y oriental, los productos potásicos se presentan en menor abundancia; en el CVMG se presentan en la región de Tacámbaro – Jorullo y Nueva Italia (Luhr & Carmichael, 1985; Ownby et al., 2011; Guilbaud et al., 2019). Hacia el oriente se presentan en las regiones volcánicas de Zitácuaro - Valle de Bravo, Chichinautzin, Serdán Oriental y en la región de Palma Sola (Blatter et al., 2001; Meriggi et al., 2008; Gómez-Tuena et al., 2018).

Las rocas potásicas de la porción occidental se diferencian del resto de las series magmáticas por sus altas concentraciones de K_2O y P_2O_5 ; por bajos contenidos de Al_2O_3 , bajas abundancias de SiO_2 ($< 52\%$) y altos números de magnesio (> 60). En contraste, los conos potásicos de los sectores central y oriental son más evolucionados con contenidos de K_2O y P_2O_5 menos enriquecidos. Los elementos incompatibles son más abundantes en este tipo de rocas cuando se compara con el resto del CVTM, se encuentran enriquecidos en LILE respecto a los HFSE y los patrones de tierras raras son típicos de arcos magmáticos. La mayoría de estos muestran una anomalía negativa de Zr-Hf, lo cual es poco observado en los conos potásicos del oeste. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd son relativamente iguales respecto a volcanes coexistentes de tipo calciocalino (Gómez-Tuena et al., 2018).

Debido a que gran cantidad de rocas del CVTM han sido difíciles de categorizar usando los sistemas de clasificación geoquímicos clásicos, Gómez-Tuena y colaboradores (2018) proponen un grupo geoquímico denominado tipo intraplaca. (IP). Las variedades más primitivas de este grupo son principalmente productos de tipo alcalino sódico; sin embargo, muchas rocas podrían clasificarse también como tipo potásicas, incluso algunas como de tipo calcialcalino, las cuales presentan elementos traza y composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb similares. Por esta razón, las rocas tipo intraplaca se identifican como ricas en Nb o ricas en TiO_2 , debido a que están relativamente enriquecidas en HFSE respecto a los LILE y las LREE, lo cual distingue a este tipo de rocas del resto.

Las rocas tipo intraplaca se pueden encontrar en el frente volcánico de los campos volcánicos de Chichinautzin y Michoacán - Guanajuato, en donde sus diferentes edificios volcánicos de tipo monogenético constituyen alineamientos volcánicos en dirección N-S y NNO-SSO, respectivamente. En el sector occidental del CVTM (rift Tepic-Zacoalco), los conos cineríticos tipo intraplaca se emplazaron en la base de los estratovolcanes. Las rocas más primitivas son principalmente traquibasaltos a traquiandesitas (hawaiitas-mugaritas) las cuales se distinguen de otras variedades alcalinas por sus altas relaciones $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ y por su bajo contenido de agua (0.5 a 3 %).

Las composiciones isotópicas de Sr-Nd de estas rocas son comparables con el resto de las series, mientras que la característica isotópica más distintiva son los valores radiogénicos de Pb; estos reflejan una fuente mantélica con composiciones moderadamente altas de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, características que se han mencionado como asociadas a un manto tipo FOZO (Focus Zone). El contenido de elementos incompatibles y las relaciones HFSE/LILE de estas rocas es variable y constantemente parecen transicionales hacia rocas con mayor afinidad calcialcalina, por lo que es complicado definir una barrera precisa entre los diferentes grupos (Gómez-Tuena et al., 2018).

2.2. El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG)

2.2.1. Definición del CVMG

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) es una región volcánica considerada como uno de los campos volcánicos de tipo monogenético más grandes del mundo (Valentine & Connor, 2015). Este campo se propuso en 1985 por el geólogo japonés Toshiaki Hasenaka y el geólogo inglés Ian Carmichael.

El CVMG se localiza en la porción central del CVTM, se encuentra distribuido entre la porción centro-norte del estado de Michoacán, y el sur del estado de Guanajuato, ubicado entre las longitudes 100°40' - 102°50' O y latitudes 18°50' – 20°50' N (Figura 4). Este abarca un área de ~40 000 km², donde en un primer conteo se propuso que había 1040 aparatos volcánicos con edades menores a 2.78 Ma, de los cuales 904 son conos (107 tipo escudo), 43 domos, 13 volcanes tipo escudo con cono en la cima, 22 maares, 61 flujos de lava fisural y 1 estratovolcán (Hasenaka & Carmichael, 1985).

Para 1994 Hasenaka y colaboradores agregan 400 volcanes tipo escudo al conteo previo de 1985. Hoy en día no se ha realizado un trabajo similar al de estos autores, sin embargo, Demant (1981) menciona que el CVMG alberga más de 3000 edificios volcánicos y Connor (1987) en su análisis de agrupamientos volcánicos contabilizó 1894 volcanes. Se estima que el CVMG ha emitido más de 700 km³ en los últimos 3 Ma, lo cual equivale a 72 veces el volumen del volcán de Colima (Hasenaka & Carmichael, 1985; Gómez-Calderón, 2018).

El CVMG tiene como basamento secuencias volcánico-sedimentarias pertenecientes al Terreno Guerrero y asociadas con la evolución de un conjunto de arcos insulares durante el Jurásico-Cretácico, los cuales fueron acrecionados a la porción occidental de México durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (Campa & Coney, 1983).

Particularmente, el CVMG se localiza sobre el subterreno Zihuatanejo, el cual se compone de rocas de piso oceánico conformadas por secuencias de turbiditas con bloques de pedernal y calizas, lavas almohadilladas, doleritas, gabros bandeados y plagiogranitos con firmas geoquímicas de MORB. Estas rocas fueron

deformadas y metamorizadas durante el Jurásico Medio y sobreyacidas por un conjunto de secuencias volcánicas con afinidad de arco insular (Centeno-García et al., 2003). Posteriormente, el magmatismo de la Sierra Madre del Sur (SMS) del Paleoceno-Eoceno intrusionó y cubrió parcialmente el basamento.

El basamento del CVMG solo se expone de manera clara y extensa hacia la porción sur y sureste, en donde los cuerpos plutónicos graníticos y su cobertura volcánica félsica del Eoceno representan las unidades basales de la RV-GCP.

2.2.2. Evolución espacio-temporal del magmatismo dentro del CVMG

Después de los análisis exhaustivos de Hasenaka & Carmichael (1985, 1987 y 1994) para el CVMG, pocos estudios se realizaron subsecuentemente de manera regional. Recientemente se han realizado estudios geológicos locales y algunos relativamente regionales de diferentes áreas del CVMG (Figura 5), los cuales han permitido tener mayor información geoquímica, geocronológica y en menor medida petrológica.

En el sector occidental, al oeste de la meridiano 102° O, se localizan las regiones del Parícutin (Williams, 1950; Losantos et al., 2014; Corona-Chávez, 2018), Tancítaro-Nueva Italia (Ownby et al., 2011), Los Reyes-Peribán (Romero-Mosqueda, 2017) e Ixtlán de los Hervores (Gaspar-Patarroyo, 2017); en la porción oriente - norte, se localiza la región de Valle de Santiago (Losantos et al., 2017), Pátzcuaro (Osorio-Ocampo et al., 2018), Zacapu (Reyes-Guzmán et al., 2018) y los Complejos volcánicos El Águila-La Nieve y el Tzirate (Cardona-Melchor, 2015; Pérez-Orozco et al., 2018); por último, en el sector sureste se localiza la región Tacámbaro-Jorullo (Guilbaud et al., 2011; 2012; 2020).

En relación con la temporalidad relativa y absoluta, el comienzo del CVMG es aún incierto, a pesar de que diversos autores sugieren que el vulcanismo en el campo comenzó hace 3 Ma y que presenta una migración hacia el suroeste (Hasenaka y Carmichael, 1985; Ban et al., 1992). La compilación de las edades reportadas de los productos volcánicos dentro del CVMG reflejan una sucesión temporal continua desde el Mioceno hasta el presente (Corona-Chávez et al., in prep).

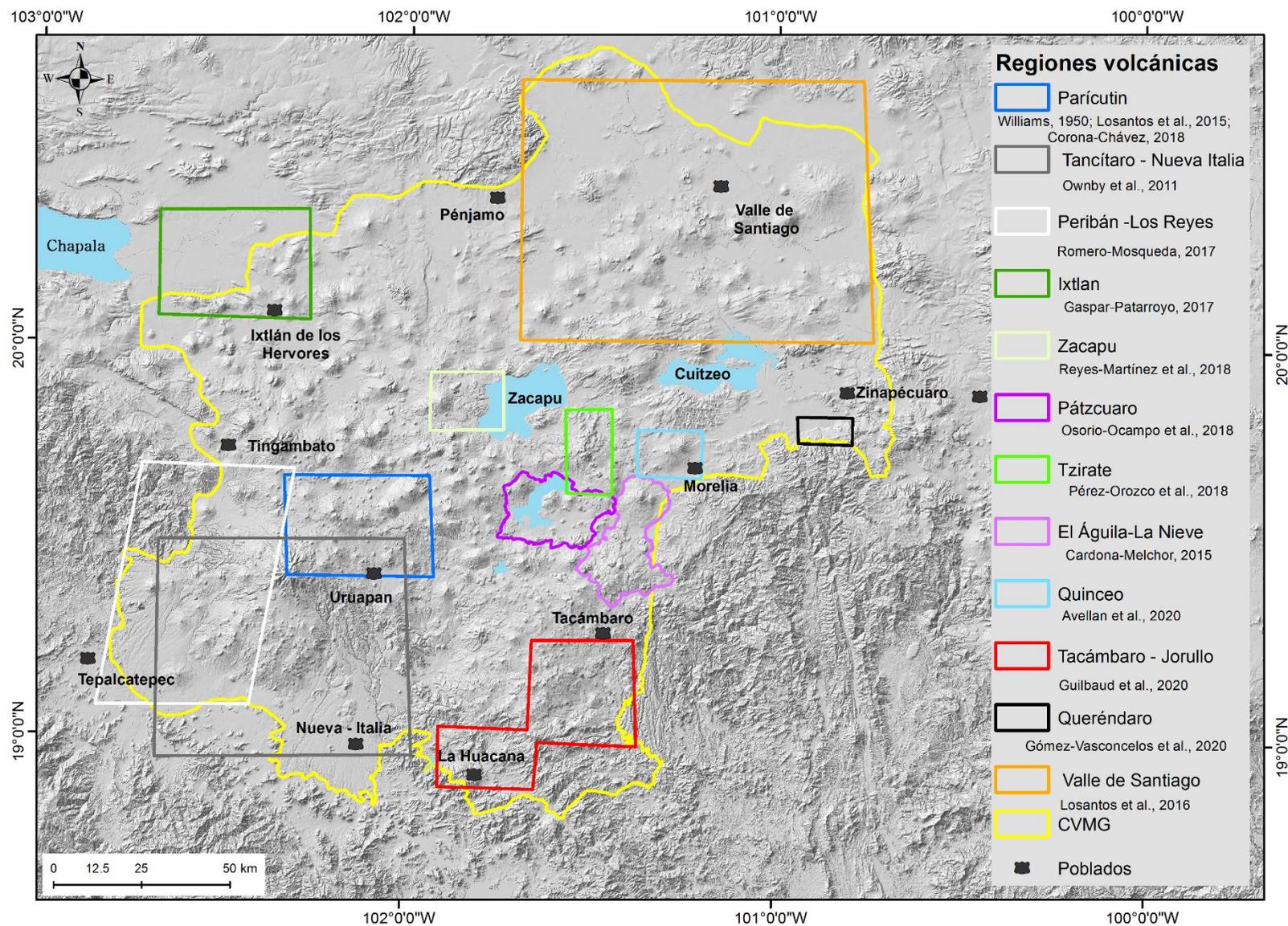


Figura 5. Regiones volcánicas que se han estudiado dentro del CVMG. Las referencias están insertadas en la imagen.

Los registros más antiguos del CVMG datan del Mioceno Tardío con la coexistencia de productos félsicos, intermedios y máficos. A pesar de que hay registro escaso de este periodo, en la porción sur, sobre la Depresión del Bajo Balsas, se reportan basaltos de 13 y 6 Ma, coetáneos a otros emplazados en la porción norte (Figura 6). Durante el Plioceno (5-3 Ma) el vulcanismo se distribuye principalmente en las cercanías de Uruapan, Tepalcatepec, Ixtlán de los Hervores y en la región entre Tacámbaro y Cuitzeo (Ownby et al., 2011; Gaspar-Patarroyo, 2017).

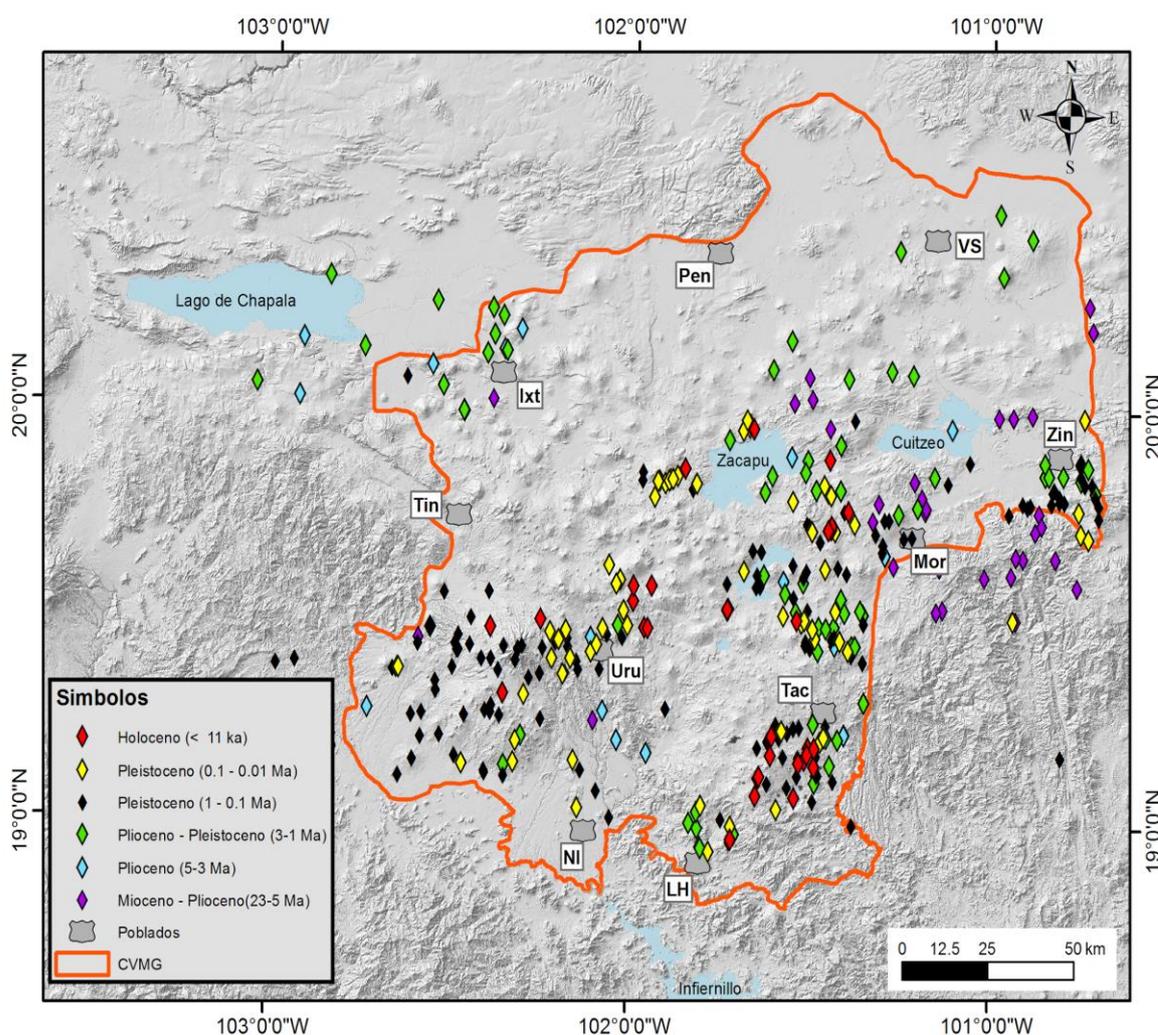


Figura 6. Recopilación de edades de los productos volcánicos presentes en el CVMG (Corona-Chávez et al., in prep). Abreviaturas: **Tin:** Tingüindin, **Ixt:** Ixtlán, de los Hervores **Pen:** Pénjamo, **VS:** Valle de Santiago, **Uru:** Uruapan, **NI:** Nueva Italia, **LH:** La Huacana, **Tac:** Tacámbaro, **Mor:** Morelia, **Zin:** Zinapécuaro.

Se ha observado que a finales del Plioceno y durante el Pleistoceno (3-1 Ma), la presencia de volcanes andesíticos tipo escudo y mesetas basálticas son predominantes en el sector oriental del CVMG (Ban et al., 1992; Hasenaka et al., 1994). Sin embargo, también se ha reportado el registro de un evento félsico de rocas dacítico-riolíticas alrededor de ≥ 1 Ma (Pérez-Orozco et al., 2018). En la porción occidental los conos compuestos abundan en mayor medida, son andesíticos-dacíticos y han sufrido dislocación y/o desmembramiento del edificio principal en diversas ocasiones (p.e. Tancítaro, Patamban, Tipitarillo). Los volcanes tipo escudo de este periodo presentan dos tendencias de emplazamiento predominantes: NE-SO y NO-SE (p.e. Ixtlán de los Hervores, Paracho, Guanajuato, Pátzcuaro-Morelia).

El vulcanismo del último millón de años se ha concentrado en la porción sur del CVMG (latitud $< 20^\circ$ N) con el emplazamiento de cientos de edificios volcánicos monogenéticos (conos de escoria, conos de lava o spatters, maares, anillos de tobas) y en menor medida volcanes tipo escudo alineados en dirección NE-SO en el graben de Peribán-Los Reyes (Romero-Mosqueda, 2018) y alineados en dirección NO-SE entre los poblados de Nuevo Urecho y Turicato (Gómez-Calderón, 2018). Durante este periodo el magmatismo se agrupa principalmente en las regiones de Tancítaro-Nueva Italia, Tacámbaro-Jorullo, Pátzcuaro-Morelia y Queréndaro-Zinapécuaro. Particularmente en el Graben Peribán-Los Reyes, entre 1 y 0.5 Ma se observa una migración de norte a sur de volcanes tipo escudo, siendo el Cerro Buenavista la expresión volcánica más joven y sureña. Esta migración se asocia a la apertura del graben con una dirección NNE (Romero-Mosqueda, 2018).

Durante los últimos 100 ka se han emplazado en todo el CVMG principalmente volcanes de poco volumen o monogenéticos; y algunas excepciones de tipo escudo como el Cerro Paracho o el Metate (60 ka y < 1 ka, respectivamente; Ban et al., 1992, Chevrel et al., 2015).

El vulcanismo del Holoceno se observa en las regiones de Tancítaro, Parícutin, en las periferias de las cuencas de Pátzcuaro y Zacapu, y en mayor abundancia en la región de Tacámbaro-Jorullo. Durante este periodo únicamente se han

emplazado conos cineríticos y/o estructuras tipo spatter sobre estructuras tectónicas con orientación NE-SO (Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor 1987; Guilbaud et al., 2011, 2012; Macías & Arce, 2019); lo cual sugiere que el esfuerzo compresivo máximo durante el Holoceno actúa en tal dirección (Nakamura, 1977). Los mejores ejemplos para dicha hipótesis, son los alineamientos de edificios en los dos volcanes más jóvenes del CVMG: el Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1943-1952).

2.2.3. Variaciones magmáticas en el CVMG

A pesar de que las diferentes regiones cuentan con descripciones petrográficas (Ownby et al., 2007, 2011; Losantos et al., 2014, 2017; Guilbaud et al., 2011, 2012, 2019), ningún trabajo es tan exhaustivo desde un punto de vista regional como el realizado por Hasenaka y Carmichael (1987), en el cual describen ocho asociaciones mineralógicas para los conos cineríticos, de lavas y volcanes tipo escudo de todo el CVMG. Estas asociaciones son: 1) Ol + Plg, 2) Ol + Plg + Aug, 3) Ol + Plg + Aug + Opx, 4) Ol + Plg + Opx, 5) Plg + Aug + Opx, 6) Plg + Opx, 7) basaltos y andesitas con hornblenda y 8) dacitas con cuarzo y biotita.

Todas las asociaciones minerales se encuentran presentes en las diferentes composiciones geoquímicas de los productos volcánicos. Sin embargo, se observó que las dos primeras se encuentran principalmente en basaltos, andesitas basálticas, andesitas y en basaltos alcalinos o transicionales asociados a conos de poco volumen, mientras que los volcanes tipo escudo se caracterizan por tener mayor abundancia de ortopiroxeno. Las lavas de las diferentes geoformas presentan porcentajes modales de fenocristales menores a 20% (Hasenaka & Carmichael, 1987).

Desde el punto de vista geoquímico, en los productos volcánicos del CVMG se ha identificado la existencia de cuatro tendencias principales: i) rocas calciálcas típicas de arco magmático; ii) rocas potásicas; iii) rocas alcalinas sódicas y iv) rocas transicionales (Hasenaka y Carmichael, 1985), donde el término transicional no necesariamente atiende a las características geoquímicas *sensu stricto* (i.e. nefelina normativa) y más bien se le ha nombrado así por su enriquecimiento de

álcalis, lo cual las coloca en la transición entre el campo alcalino y subalcalino del diagrama TAS (Irvine y Baragar, 1971).

Los productos de tipo calcialcalino se distribuyen a lo largo de todo el campo, con la particularidad de que en la porción norte disminuye su abundancia y predominan los productos alcalinos de trasarco (Figura 7). Presentan rangos muy amplios de SiO₂ (47-79 %) donde se observan desde basaltos hasta riolitas, la mayoría de estas se agrupan en el campo de rocas calcialcalinas de potasio medio y conforme se hacen más félsicas, se disponen en el campo de las series de alto potasio (Figura 8).

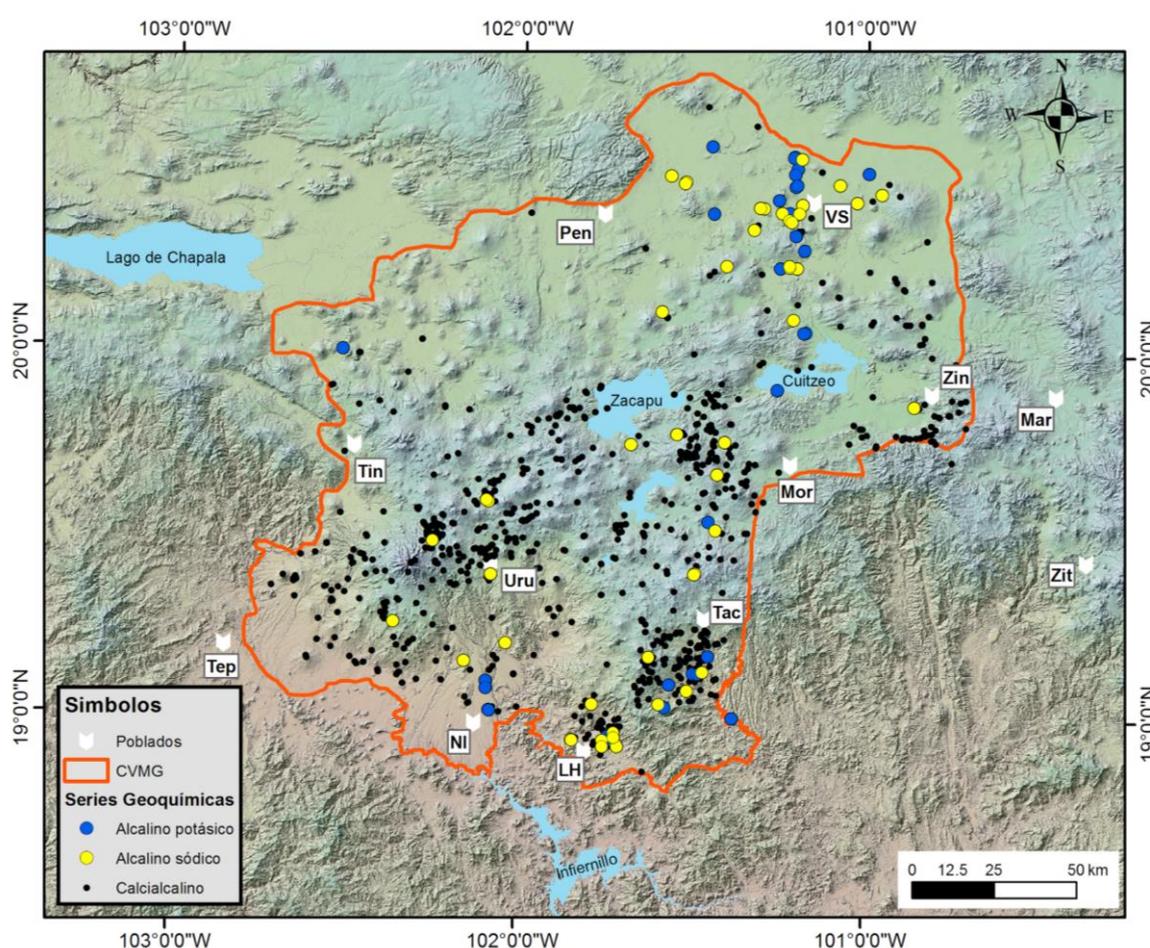


Figura 7. Distribución de las diferentes series geoquímicas presentes en el CVMG. Abreviaturas: **Tep:** Tepalcatepec, **Tin:** Tingambato, **Pen:** Pénjamo, **VS:** Valle de Santiago, **Uru:** Uruapan, **NI:** Nueva Italia, **LH:** La Huacana, **Tac:** Tacámbaro, **Mor:** Morelia, **Zin:** Zinapécuaro, **Mar:** Maravatio, **Zit:** Zitácuaro. Datos compilados por Corona-Chávez et al., in prep.

Las rocas más máficas del CVMG presentan contenidos altos de MgO de hasta 11 % (p.e. Jorullo), así como, características de primitividad, mostrando altos contenidos de Cr (< 700 ppm) y Ni (< 360 ppm). La mayoría de estos productos primitivos provienen de edificios de poco volumen como lo son conos cineríticos y/o spatters, y en menor medida de mesetas basálticas con más de 50 metros de espesor; estos productos máficos se presentan principalmente en la porción sur del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1987; Verma y Hasenaka, 2004; Guilbaud et al., 2019).

Las rocas alcalinas sódicas y potásicas coexisten en las regiones de Tacámbaro, Jorullo, Nueva Italia, Complejo Volcánico La Nieve y en Valle de Santiago (Figura 7). En la región de Tancítaro se observa la coexistencia de rocas de tipo alcalino sódico y calcialcalino. Ambas series alcalinas presentan un restringido contenido de sílice con valores entre 46 y 56 %, contenidos de MgO de 2 a 10 %, contenidos variables de Al₂O₃ de 13 a 18 % y P₂O₅ de hasta 1.6 %.

Los productos de la región de Valle de Santiago se han distinguido de las demás por sus altos contenidos de TiO₂ (> 2%) y sus bajas concentraciones de MgO y alto contenido de FeO_t (> 10 %). Estas características se relacionan con los productos de tipo intraplaca mencionados para el CVTM (Hasenaka y Carmichael, 1987; Losantos et al., 2017; Guilbaud et al., 2019).

Se ha observado que la composición química de los edificios volcánicos es un factor predominante para el tipo de geoforma resultante (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka, 1994). Por ejemplo, los volcanes tipo escudo y flujos fisurales son predominantemente de composición andesítica y en menor medida productos más máficos. Los estratovolcanes como el Tancítaro son andesitas y dacitas con alto contenido de fenocristales. Los conos cineríticos y de lavas varían desde basaltos hasta andesitas con alto contenido de MgO, o bien, productos alcalinos sódicos y potásicos. (Luhr y Carmichael, 1985; Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka et al., 1994; Ownby et al., 2011; Losantos et al., 2017; Gómez-Calderón, 2018; Guilbaud et al., 2019).

La concentración de elementos traza en los productos con afinidades alcalinas varía dependiendo la región. En la porción de Valle de Santiago los productos alcalinos se muestran más enriquecidos en tierras raras pesadas, con anomalías negativas de Sr en ambos tipos y de U en las rocas sódicas (Figura 8).

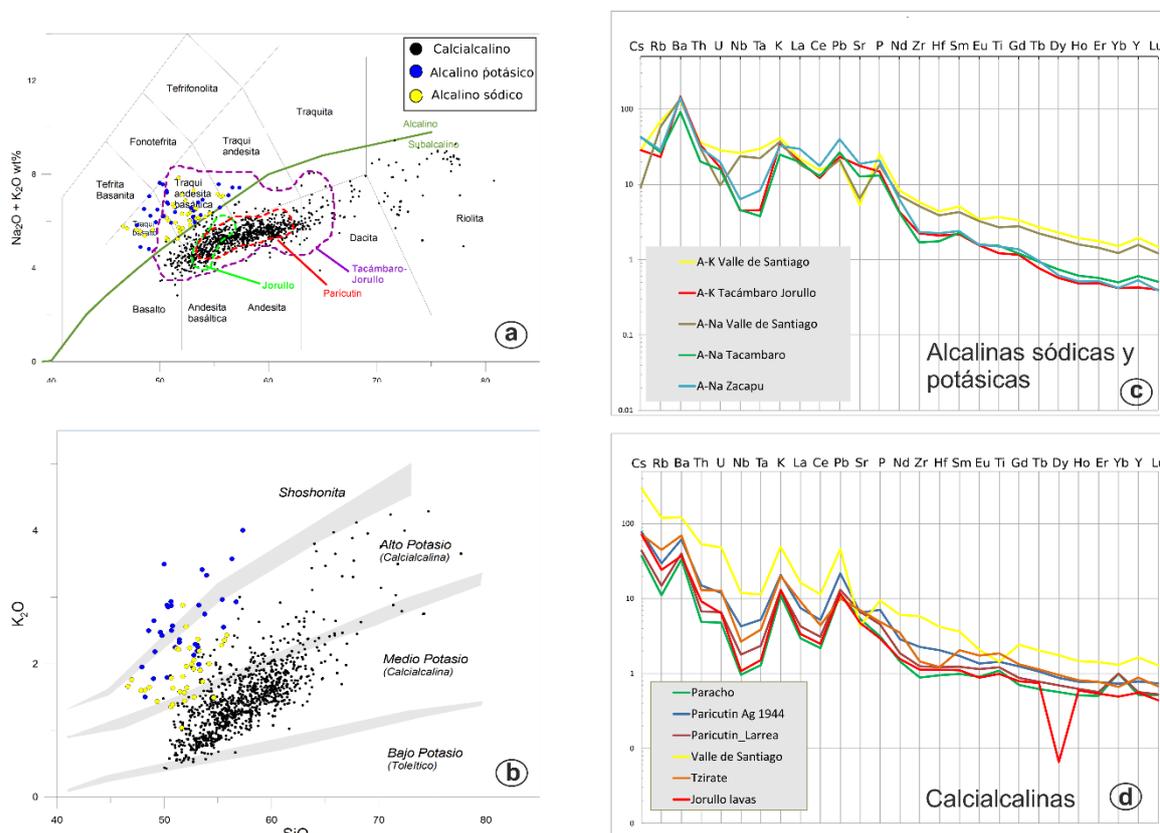


Figura 8. Composiciones químicas de rocas volcánicas pertenecientes al CVMG. **a.** Diagrama Total Alkali Silica (Le Bas et al., 1986). La línea que divide los campos alcalino y subalcalino es de Irvine & Baragar, 1989. **b.** Series potásicas SiO_2 vs K_2O (Pecerrillo & Taylor, 1979). **c y d.** Diagramas tipo araña de muestras representativas de las diferentes series geoquímicas y regiones. Normalizado con el manto tipo N-MORB de Sun & McDonough, 1989. Datos compilados por Corona-Chávez et al., in prep.

Por otro lado, en la porción sur del campo en las regiones de Tacámbaro, Jorullo y Nueva Italia la distribución de elementos incompatibles es igual para ambas series y se caracterizan por tener dos anomalías negativas, una de Nb-Ta y la segunda de Zr-Hf, así como empobrecimiento de tierras raras pesadas respecto a las ligeras. Estas anomalías son similares a las descritas por Gómez-Tuena y colegas (2018) para las rocas potásicas del centro y oriente del CVTM.

El patrón de elementos traza de los productos calcialcalinos es homogéneo en todas las regiones a excepción de Valle de Santiago, donde al igual que en las

series alcalinas, estos son más enriquecidos. Todos muestran relaciones altas de LILE/HFSE y las anomalías de Nb-Ta (Figura 8), que son típicas de arcos magmáticos.

Desde el punto de vista isotópico los diferentes volcanes del CVMG, muestran valores de Sr y Nd en un rango entre 0.703169 - 0.704333 y 0.512759 - 0.512951, respectivamente (Verma & Hasenaka, 2004; Ownby et al., 2007, 2011; Losantos et al., 2014, 2017; Guilbaud et al., 2019). En la región de Tacámbaro-Jorullo (TJ) se ha observado una ligera diferencia entre los productos de tipo alcalino y calcialcalino, los primeros muestran variaciones más limitadas con valores de Sr ligeramente más elevados (0.70400-0.70433) y de Nd más bajos (0.51278-0.51294). En contraste, en la región de Valle de Santiago las rocas tipo alcalino son menos radiogénicas, mientras que las lavas tipo CA están más enriquecidas en Sr.

En los diagramas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ las rocas del CVMG muestran una tendencia lineal positiva que reflejan composiciones entre un MORB empobrecido, sedimentos o rocas del basamento y componentes mantélicos enriquecidos (HIMU y EM2). Las lavas alcalinas muestran valores isotópicos ligeramente más altos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y a su vez, entre regiones también hay una diferencia, mientras que las rocas alcalinas de Tacámbaro-Jorullo muestran valores de 18.61 a 18.71, en la región de Valle de Santiago se presentan valores ligeramente mayores de 18.748 a 18.881.

Respecto a los isótopos de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, en la región Tacámbaro-Jorullo (Guilbaud et al., 2019), la mayoría de las muestras presenta composiciones más radiogénicas que el manto (~ 0.1296) a excepción de dos muestras: una es el cerro La Laguna al sur de Tacámbaro (0.126013) y otra correspondiente a cenizas del Jorullo (0.12313). En general los valores isotópicos reportados de $\delta^{18}\text{O}$ para el CVMG en olivinos, son mayores a los registrados para el MORB ($\sim 5.2\text{‰}$) con valores entre 5.5 y 8.25 ‰, sin embargo, en la región de Valle de Santiago algunas lavas con firmas tipo OIB presentan valores similares (5.3-5.7 ‰).

La coexistencia de productos de tipo alcalino y calcialcalino, las variaciones en elementos mayores y traza, así como las diferentes composiciones isotópicas dentro del CVMG han dado lugar a diversos modelos petrológicos. Los más sencillos proponen una cristalización fraccionada de los magmas basálticos con firmas alcalinas - calcialcalinas con tendencias primitivas para generar las lavas andesíticas (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka et al., 1994). Sin embargo, las diferencias composicionales de las distintas series magmáticas no pueden ser el resultado de una línea de evolución común a partir de un mismo líquido primitivo, sino que deben representar la conjunción de procesos petrogenéticos distintos y mucho más complejos (Gómez-Tuena et al., 2005).

La mayoría de los estudios coinciden en que los productos del CVMG tienen una fuente mantélica, sin embargo, el proceso de generación de magma varía en algunos casos de manera radical. Varios modelos proponen que los productos calcialcalinos y alcalinos se generaron por adición de fluidos debajo de la región volcánica, o bien, para los magmas alcalinos por bajos grados de fusión parcial (Rasoazanamparany et al., 2016; Guilbaud et al., 2019). Otro modelo distinto a la adición de fluidos es el propuesto por Ownby y colaboradores (2011) donde mencionan que las andesitas de la región de Tancítaro-Nueva Italia se formaron en la corteza inferior mediante la fusión parcial (>20 %) de gabronoritas ricas en hornblenda (40 %), mientras que las andesitas basálticas y basaltos son resultado de una mezcla entre las andesitas previamente fundidas con líquidos residuales basálticos que han sufrido fraccionamiento variable de dos tipos de piroxenos en la corteza inferior.

Otros trabajos proponen que además de la fusión parcial (6 - 15 %), los magmas de antearco experimentaron extracción de fundido (0 - 3%), donde el volcán Jorullo se presenta como una excepción y tuvo que haber experimentado al menos 10 % de extracción de fundido (Johnson et al., 2009). Los valores de fusión parcial junto con el contenido de agua de las rocas de antearco indican temperaturas del manto que son $\sim 40 - 50^\circ \text{C}$ más bajas que el *solidus* de una peridotita anhidra. En contraste, hay modelos que asocian los magmas alcalinos a procesos de fusión por descompresión (Hochstaedter et al., 1996), donde en la región de trasarco se

asocian a una fuente mantélica tipo OIB la cual no tuvo aporte de componentes de la placa subducida (Johnson et al., 2009; Losantos et al., 2017).

Los modelos han sido tan variados que incluso se ha propuesto que los magmas del CVMG (alcalinos y subalcalinos) provienen de diques alimentadores directos de un manto heterogéneo y que no existe ninguna influencia de la subducción de la placa de Cocos debajo de Norteamérica, y en su lugar la génesis del vulcanismo es resultado de un proceso de rift asociado a una pluma del manto (Verma y Hasenaka, 2004).

2.2.4. Estructuras tectónicas y *clustering* volcánico

El CVMG se encuentra en una zona de intensa deformación, la cual se ha mencionado como el Triángulo Michoacán (Johnson y Harrison, 1990) o como la Unión Triple Tepalcatepec-Balsas-Petacalco (Frausto, 1995; Figura 9).

El Triángulo Michoacán (TM) es una región con fallamiento normal y abundante vulcanismo que se localiza entre dos bloques corticales: el bloque Michoacán al oeste y el bloque Guerrero al este (Johnson & Harrison, 1989,1990). El TM se ha definido como un área delimitada por tres zonas de fallamiento: al norte es limitada por la zona de Falla Chapala-Tula (E-O), en la parte oriental se limita por el sistema de fallas de Mil Cumbres, propuesta por Mooser (1972) como la fractura cortical Morelia (NE-SO). En la porción suroccidental se limita por el Sistema de Fallas San Juanico-Buenavista (Figura 9; Johnson & Harrison, 1990).

El sistema de fallas San Juanico Buenavista (SFSJB) se ha descrito como un sistema mayor de fallas y fracturas paralelas a la trinchera (NO-SE), localizadas a 180-200 kilómetros de la misma (Johnson & Harrison, 1990). Este sistema fue descrito por Mooser (1969) como la Depresión del Balsas, la cual representa una fosa tectónica con una extensión mayor a 200 kilómetros y un desnivel mayor a 3000 metros (Corona-Chávez et al., in prep; Figura 9).

El extremo noroeste del SFSJB está representado por el sistema de Cotija, el cual se intersecta con el graben de Chapala (Rosas –Elguera et al., 2001). Al sureste del Jorullo las estructuras NO-SE se expresan mediante un valle bien definido que

intersecta el curso del Río Balsas aproximadamente 40 kilómetros al este de la Presa de Infiernillo, sitio donde corta productos aluviales y coluviales del río Balsas. Al este de la longitud 101° O, el SFSJB no puede continuarse de manera clara debido a que existe la barrera estructural del antiforame de Tzitzio (Figura 9).

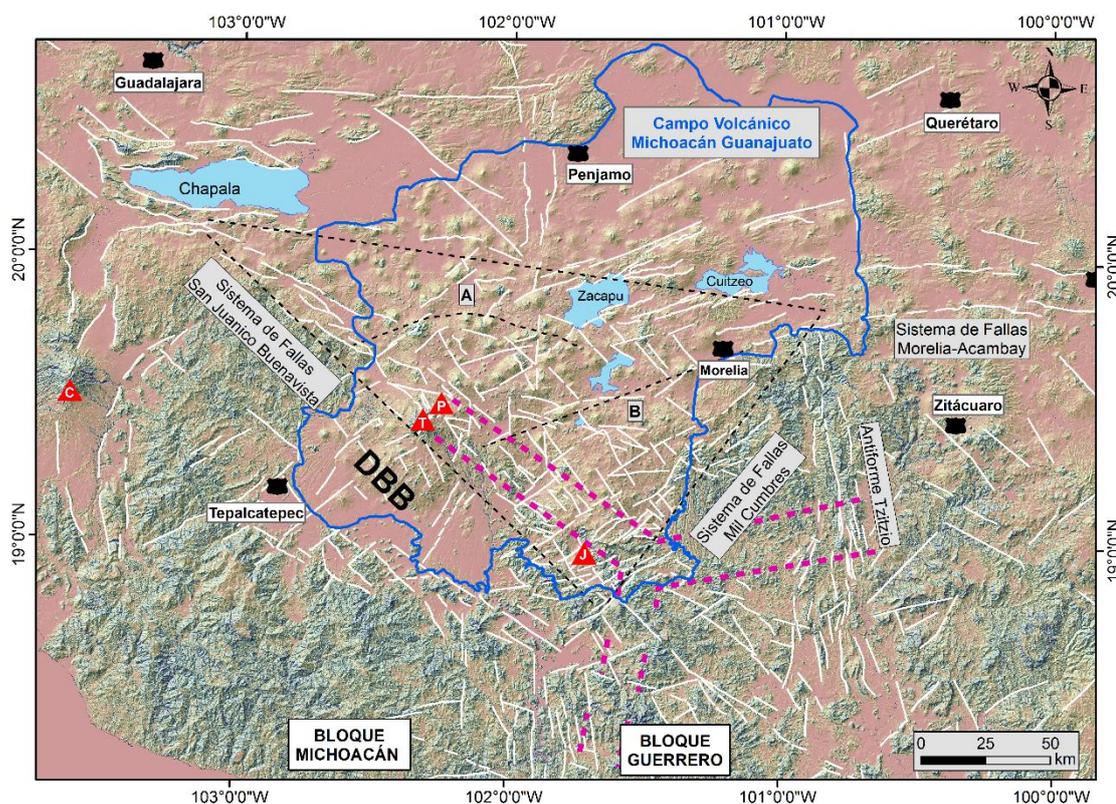


Figura 9. Estructuras de deformación tectónica propuestas para la región del CVMG: Triángulo Michoacán (líneas negras punteadas, Johnson & Harrison, 1989) y Unión Triple Tepalcatepec-Balsas Petacalco (líneas rosas punteadas, Frausto, 1995). Los triángulos rojos son volcanes representativos. Abreviaciones: C. Colima, T. Tancítaro, P. Parícutin, J. Jorullo.

El sistema de fallas de Mil Cumbres (SFMC) tiene una orientación predominante NE-SO con una longitud de ~190 kilómetros. Se prolonga desde la Presa de Infiernillo hasta Morelia. Este se compone por fallas de primer y segundo orden, donde en algunos casos se presentan paralelas a la dirección de los lineamientos volcánicos. A escasos 10 km al noreste del Jorullo se localiza el área de Tacámbaro-Puruarán, la cual alberga una alta densidad de conos alineados principalmente en dirección NE-SO (Connor, 1987; Layer et al., 2009; Guilbaud et al., 2011).

Hacia el oriente de la zona de fallamiento de Mil Cumbres, se observa la ausencia de vulcanismo y la presencia del Antiforme de Tzitzio (Figura 9). Mientras que al poniente se presenta la zona con mayor actividad volcánica del CVMG durante el Cuaternario: la Región de Tacámbaro-Jorullo (Guilbaud et al., 2011, 2012, 2020). A lo largo de la SFMC se presentan desplazamientos del drenaje que indican movimientos laterales izquierdos de hasta 4 kilómetros. Este sistema podría considerarse activo, ya que sobre este se han emplazado pulsos magmáticos del Holoceno, como lo son el Jorullo, el Cahulote y Mesa Malpaís de Cutzaróndiro-La Tinaja (Hasenaka & Carmichael, 1985; Connor, 1987; Gómez-Calderón, 2018).

El límite norte del TM está representado por los grabenes de Chapala y Cutizeo (antes mencionado como zona de falla Chapala-Tula por Johnson & Harrison, 1990). El fallamiento se caracteriza por presentar fallas normales de alto ángulo E-O, con los bloques de techo cayendo hacia el norte y desplazamientos verticales de hasta 300 metros (Garduño-Monroy et al., 1993, 2009). Al sur de la Sierra de Pénjamo este patrón E-O converge con varias estructuras con orientaciones N-S, NO-SE y NE-SO, lo cual implica una zona estructuralmente compleja (Johnson & Harrison, 1990).

Una característica morfoestructural del CVMG, es que en este se encuentran dos lineamientos tectónicos de decenas de kilómetros (A y B en la Figura 9), uno en su porción occidental que va de Tingüindín al sur de Zacapu (A) y otro que va de Morelia a Uruapan (B). Este último delimita la meseta P´urhépecha hacia el noroeste del vulcanismo de Tacámbaro-Jorullo hacia el sureste.

Johnson y Harrison (1990) proponen que la ausencia de una orientación preferencial para el fallamiento quizás sea un indicador de una gran ruptura y extensión cortical. Asimismo, proponen la región como un buen ejemplo de cómo el carácter y distribución del vulcanismo en el CVTM es controlado por los diferentes sistemas de fallas.

A pesar de que la Depresión del Balsas es un elemento orográfico importante en el CVMG, con desniveles mayores a tres kilómetros, y sobre la cual se localizan 3 de las zonas volcánicas descritas en la sección anterior; poco se ha dicho de su

influencia estructural para el emplazamiento de los edificios volcánicos en el sur del CVMG. En la porción norte del CVMG pocos estudios han abordado la cuestión estructural y se han centrado sobre el sistema de fallas Morelia - Acambay en las regiones del Tzirate, Morelia y Queréndaro (Pérez-Orozco et al., 2018; Gómez-Vasconcelos et al., 2020; Avellán et al., 2020). Asimismo, a pesar de que la Meseta P'urhépecha alberga el volcán Parícutin y una gran cantidad de edificios volcánicos, los estudios son escasos para conocer su evolución (Corona-Chávez, 2018).

El tema de agrupamiento (clustering) y lineamientos de edificios volcánicos dentro del CVMG ha sido un tópico que se ha abordado desde dos ejes de investigación principales: i) relación de los principales esfuerzos tectónicos (Hasenaka y Carmichael., 1985; Connor, 1987, 1990; Guilbaud et al., 2011; Di Traglia et al., 2014; Cañón-Tapia, 2016) y ii) como una herramienta para estimar espesores corticales mediante un análisis fractal (Mazzarinni et al., 2010; Pérez-López et al., 2011).

Los principales *clusters* identificados para el CVMG han sido: i) la Meseta P'urhépecha, mencionada en los textos como la región de Parícutin, ii) ladera sur del Tancítaro, iii) región de Tacámbaro-La Huacana, y iv) la región Pátzcuaro-Morelia. En estas regiones se presenta una densidad de más 30 edificios volcánicos / 177 km² (Connor, 1987; Mazzarinni et al., 2010; Cañón-Tapia, 2016).

El mecanismo de emplazamiento de los volcanes varía dependiendo de la región: en la primera se observan lineamientos volcánicos NE-SO, ENE-OSO y E-O; por su parte, en la segunda región se caracteriza por presentar lineamientos únicamente en dirección NE-SO. Para la tercera zona, los volcanes se emplazan en direcciones NNE-SSO, ENE-OSO y ONO-ESE. Para la región de Morelia-Pátzcuaro no se han realizado dichos análisis.

Mediante el patrón de los lineamientos volcánicos se ha propuesto que el esfuerzo máximo compresivo predominante en el CVMG actúa en dirección NE-SO, mientras que el mínimo esfuerzo o máximo de dilatación se presenta en dirección

NO-SE (Hasenaka et al., 1985; Connor, 1987; Kurokawa, 1995; Guilbaud et al., 2011; Traglia et al., 2014).

A pesar de que no se han descrito con detalle otros agrupamientos con menores densidades de volcanes, en los mapas de los trabajos referidos previamente se pueden apreciar clusters en las regiones de Peribán – Los Reyes, Nueva Italia, Zacapu y Valle de Santiago. Cabe mencionar que los sistemas estructurales, así como los análisis morfoestructurales detallados se han soslayado al momento de analizar las regiones volcánicas; el estudio de estos aspectos podría explicar los mecanismos de emplazamiento, la distribución y evolución de dichos clusters.

2.3. La Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana - Pedernales (RV-GCP)

Desde el punto de vista geológico, la RV-GCP presenta un basamento compuesto por conglomerados mal clasificados soportados por una matriz de arenas volcánicas, con fragmentos de andesita, cuarzo, arenisca, rocas metamórficas, calizas y arenisca fosilífera. Los conglomerados pertenecen a la Formación Acuyo del Aptiano - Albiano, la cual se ha asociado a un ambiente de depósito transicional de marino a continental, en el margen de un arco insular con influencia de oleaje (Sabanero-Sosa et al., 1997). Esta es sobreyacida por productos volcánicos de composición dacítica, traquítica y riolítica con edades entre 33.4 Ma y 52 Ma (Guilbaud et al., 2012) e intrusionada por granitos y granodioritas del batolito de La Huacana con edades que van de los 42 Ma a los 32.5 Ma (Morán-Zenteno et al., 2018) (Figura 10).

Dentro del CVTM, la RV-GCP se ubica en la porción central y frontal, y a su vez, en la porción suroriental del CVMG. De manera particular, los productos volcánicos más antiguos del CVTM en la región del Cahulote se representan por los volcanes tipo escudo Petembo, La Ventana y por la Mesa El Encinal, ubicados en la porción noreste del graben y con edades de 1.74 a 1.64 Ma (Figura 15). Estos presentan composiciones de basaltos (andesíticos) a mugearitas (Guilbaud et al., 2012).

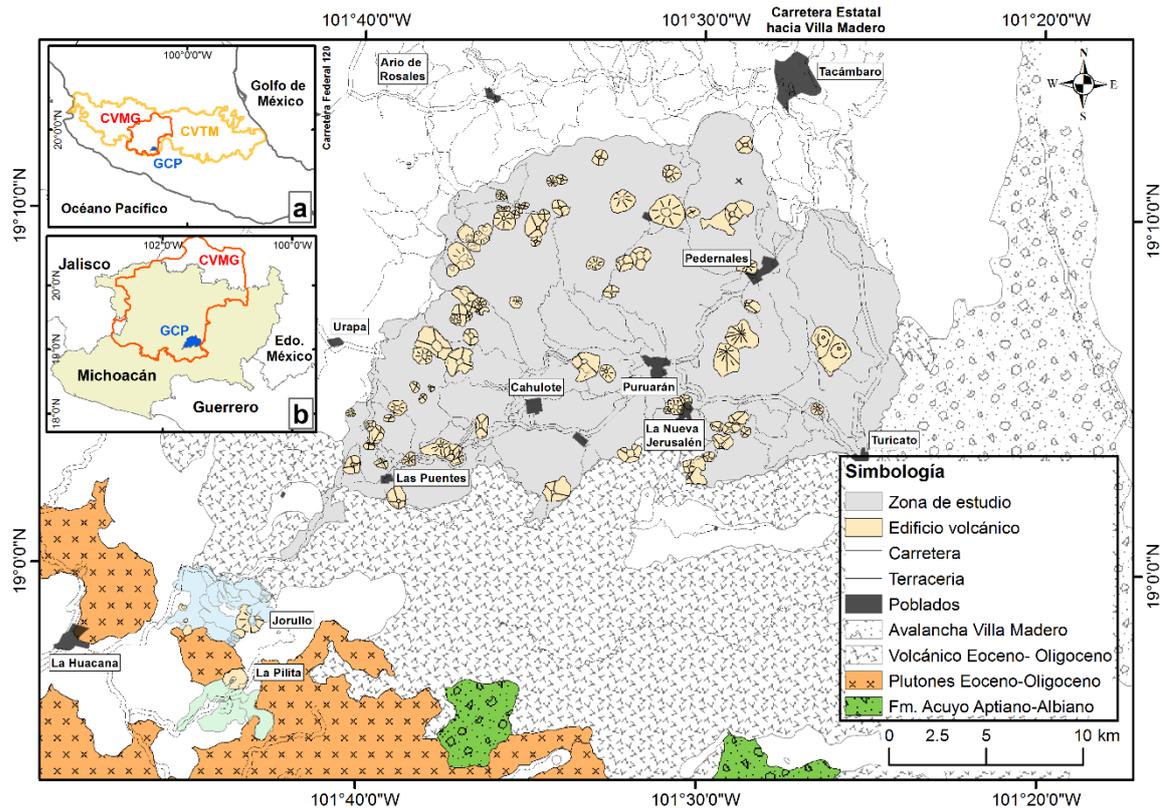


Figura 10. Marco geológico local del Graben Cahulote de Santa Ana - Puruarán, donde se muestran las unidades del basamento del Terreno Guerrero y la Sierra Madre del Sur. En las figuras insertadas se muestra la localización de la RV-GCP dentro del CVTM (a) y del CVMG (b).

El vulcanismo en la región de estudio presenta un hiatus de casi 1 Ma; sin embargo, en la porción norte se presentan algunos edificios con edades entre 1 y 0.5 Ma (Jabalí y Zihuatanejo). El magmatismo se reanuda entre 0.4-0.3 Ma con el emplazamiento principalmente de spatters y conos cineríticos alineados en dirección NE-SO y E-O; durante este periodo coexisten productos potásicos y calcialcalinos con presencia de basaltos, mugearitas, hawaitas, shoshonitas y predominantemente basaltos andesíticos. El vulcanismo cesa de nuevo al menos por 200 ka y aproximadamente a los 100 ka se reanuda en el sector poniente con el lineamiento de Zihuatzio. Durante el Holoceno la actividad volcánica se ha concentrado en el sector noroeste con el emplazamiento de al menos diez edificios volcánicos alineados en dirección NE-SO (Guilbaud et al., 2012; Gómez-Calderón, 2018).

A partir de los trabajos de petrología, geoquímica y geocronología en la región de estudio, se ha identificado la coexistencia espacio-temporal de productos de tipo

calcialcalino, alcalino (shoshonitas) y toleítico, así como productos con características primarias sin importar la serie magmática (Luhr & Carmichael, 1985; Johnson et al., 2008, 2009; Guilbaud et al., 2012, 2019; Rasoazanamparany et al., 2016).

Como ya se mencionó en el apartado anterior, debido a esta concomitancia existe una discusión petrológica abierta acerca del origen de los diferentes productos en la región. Por una parte, se proponen diferentes grados de fusión de un manto metasomatizado (Luhr & Carmichael, 1985; Rasoazanamparany et al., 2016; Guilbaud et al., 2012; 2019), y por otro lado se plantea que la variedad composicional puede asociarse a procesos de descompresión que permiten el ascenso de diferentes reservorios (Hochstaedter et al., 1996; Verma & Hasenaka, 2004).

Para este último modelo, los estudios pioneros mencionan que en la región de estudio del presente trabajo no hay evidencia de tectonismo extensional que pueda explicar dicha hipótesis (Luhr & Carmichael, 1985). En contraparte, se ha mencionado que la variedad composicional puede explicarse por una alta tasa de extensión cortical durante el último millón de años (Guilbaud et al., 2012).

Casi una década después, estos mismos autores llegan a la conclusión de que las variaciones composicionales en la región Tacámbaro – Jorullo no siguen ninguna tendencia geográfica o temporal, y que el vulcanismo en esta región ha estado condicionado únicamente por la subducción durante los últimos 5 millones de años (Guilbaud et al., 2019). A pesar de que se mencionan momentos de extensión o caminos eficientes de ascenso de magmas mantélicos, no se presentan evidencias estructurales que sustenten lo propuesto. Además, recientemente se ha planteado que los magmas de la RV-GCP presentan evidencia de mezcla de magmas, lo cual aporta un factor más a considerar al momento de esclarecer la petrogénesis de los productos de esta región (Guilbaud et al, 2019).

Capítulo 3.

Justificación y objetivos

3.1. Justificación

La zona de estudio ha sido reconocida y descrita desde diferentes líneas de investigación como lo son morfología y morfometría volcánica (Hasenaka & Carmichael, 1985; Guilbaud et al., 2012), *clustering* volcánico (Connor, 1987, 1990; Mazzarini et al., 2010; Cañón-Tapia, 2016), geoquímica y petrología (Demant, 1981; Hasenaka & Carmichael, 1985; Guilbaud et al., 2019). Sin embargo, al igual que en el resto del CVMG, muchos estudios han soslayado el análisis de los sistemas estructurales, los cuales facilitan el ascenso de magma y son un factor clave para entender la relación entre la tectónica y el vulcanismo.

En la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales (RV-GCP), se ha reportado la coexistencia de productos de tipo calcialcalino, alcalino (hawaitas, traquibasaltos potásicos, mugaritas, shoshonitas y latitas) y toleítico (Demant, 1981; Hasenaka y Carmichael, 1985; Guilbaud et al., 2012 y 2019), así como productos con características de primitividad. Además, se menciona un grupo de rocas de tipo transicional, las cuales presentan propiedades tanto calcialcalinas como alcalinas en los diagramas de clasificación TAS.

Los productos que se han reportado como alcalinos o transicionales en la RV-GCP, en la literatura universal se mencionan como shoshonitas, las cuales tienen características geoquímicas que las distingue del resto de las series y por lo tanto deberían considerarse como una serie independiente.

Debido a la estrecha relación que tienen las shoshonitas con zonas de extensión y transtensión (Joplin, 1968; Morrison, 1980; Müller & Groves, 2019), es necesario estudiar las regiones volcánicas donde se presenten este tipo de rocas mediante un análisis sistemático que contemple las relaciones petrológicas, estructurales y morfotectónicas, las cuales podrían aportar nuevas hipótesis para establecer la relación entre los sistemas tectónicos, la distribución espacio temporal y el volumen de los emplazamientos volcánicos con variaciones composicionales.

Al conocer el estado del arte del vulcanismo del CVMG nos enfrentamos a algunas interrogantes particulares para la zona de estudio:

¿Por qué coexisten productos shoshoníticos, calcialcalinos y toleíticos en tiempo y espacio?

¿Existe alguna relación entre la geoforma del edificio volcánico, el reservorio magmático y el modo de emplazamiento?

¿Los diferentes conjuntos volcánicos dentro una región volcánica podrían ser indicadores genéticos y reflejar diferentes mecanismos de tensión cortical?

Tratando de responder a estas preguntas se propone un análisis de los edificios volcánicos, el cual aborde las relaciones morfológicas, petrológicas, geoquímicas y estructurales, que pueden ser una herramienta clave para definir la evolución genética de los agrupamientos volcánicos en tiempo y espacio.

Se propone la hipótesis de que la región vulcano-tectónica del graben del Cahulote de Santa Ana-Pedernales se asocia con la intersección de una serie de estructuras de extensión y transtensión, las cuales generan condiciones tectónicas que facilitan el emplazamiento coexistente de las diferentes series magmáticas.

3.2. Objetivo general

Proponer un modelo petrogenético considerando las variaciones petrológicas, geoquímicas y el contexto vulcano-tectónico de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales (RV-GCP).

3.3. Objetivos particulares

- 1.- Establecer una cronología relativa de eventos volcánicos.
- 2.- Estimar volúmenes y tasas de emisión de los edificios volcánicos y sus productos.
- 3.- Caracterizar las variaciones petrológicas y geoquímicas de los diferentes edificios volcánicos.
- 4.- Analizar las relaciones petrológicas y espaciales del vulcanismo shoshonítico y calcialcalino en la RV-GCP.

Capítulo 4

Metodología

La metodología de investigación utilizada en este trabajo es una propuesta incluyente para el análisis de regiones volcánicas, la cual consiste de tres ejes fundamentales: i) análisis morfoestructural, ii) trabajo geológico de campo y, iii) análisis petrológico y geoquímico. Una vez obtenidos los datos geoquímicos, la petrografía detallada y la verificación de las unidades en campo; se realizó la interpretación de la evolución volcánica espacio-temporal y se planteó la relación entre la forma del edificio volcánico, la litología y la composición química en cada sector estructural del graben.

4.1. Trabajo de gabinete

Se realizó la consulta y selección de material bibliográfico y cartográfico relacionado con el Graben Cahulote de Santa Ana - Pedernales, con el objetivo de conocer el estado del arte geológico del área de estudio. Particularmente, la recopilación bibliográfica se enfocó en las variaciones geoquímicas y petrológicas, en la variedad morfológica de edificios volcánicos, así como en las edades isotópicas, radiométricas y paleomagnéticas reportadas previamente en la zona de estudio. La intención fue identificar si existen relaciones entre la temporalidad, composición geoquímica-petrológica, sistemas estructurales y tipología morfológica de edificios volcánicos.

El material cartográfico consultado sirvió de base para la elaboración de una propuesta de mapa geológico previa al trabajo de campo, así como para la propuesta final del mapa, y consistió en: a) bases topográficas analógicas y digitales de INEGI a escala 1:50 000 (E14A41, Ario de Rosales y E14A42, Tacámbaro); b) cartas geológicas del INEGI con la misma escala y clave; c) imágenes satelitales pancromáticas y multiespectrales SPOT 6 con una resolución

de 1.5-2.5 m y 6-10 m respectivamente; d) imágenes de satélite de Google Earth Pro.

4.2. Análisis morfoestructural y cálculo de volúmenes

Con los insumos vectoriales de INEGI se generó un modelo digital de elevaciones (MDE con resolución de 10 m) y a partir de este se elaboraron mapas de sombras, pendientes e hipsométricos con la ayuda de los softwares ArcGis 10.2.2, Surfer 9 y Global Mapper. Dichos mapas sirvieron de base topográfica para el análisis morfoestructural y la cartografía volcánica. Para esta última, primero se identificaron los edificios volcánicos, se delimitó su base y cráter (en caso de que lo tuviera), subsecuentemente se delimitaron sus productos volcánicos (lavas o piroclastos) y por último se clasificó la geoforma volcánica (conos cineríticos, spatters, volcanes tipo escudo, domos).

El análisis morfoestructural tuvo como finalidad generar una cartografía geológica a escala 1:200 000 donde se expresan las diferentes geoformas y productos volcánicos. Asimismo, se identificaron y delimitaron dominios morfoestructurales internos del graben, los cuales reflejan bloques estructurales del mismo.

La metodología para delimitar dominios morfoestructurales consiste en separar unidades de paisaje por medio de sus rasgos físicos primarios: topográficos, pendientes y sistema de drenaje; los cuales nos permiten separar unidades que representan uno o más procesos morfotectónicos específicos, de manera que cada dominio pueda ser diferenciado de otras unidades espaciales adyacentes. Los lineamientos, ya sean estos de tipo tectónico (p.e. fallas), o bien, agrupaciones de edificios volcánicos, nos permiten identificar la temporalidad relativa entre los eventos estructurales, el emplazamiento de los sistemas volcánicos y los procesos de erosión secundarios. El análisis morfoestructural concluye con la comparación de la relación entre los diferentes dominios.

La propuesta inicial de cartografía geológica estuvo sujeta a corrección a lo largo del desarrollo de este trabajo, conforme se realizaron verificaciones de campo y observaciones petrográficas, hasta llegar a la propuesta final expuesta en el capítulo de resultados.

El cálculo de volúmenes de los edificios volcánicos, así como de sus productos asociados, se realizó empleando la siguiente metodología:

i) con las curvas de nivel digitales de INEGI se genera una red irregular de triángulos (TIN) siguiendo la ruta: 3D Analyst Tools → Data Management → TIN → Create TIN;

ii) una vez creado el TIN, hay que interpolar el polígono del que se quiere obtener el volumen. La finalidad de interpolar el shapefile es asignarle a cada vértice el valor de Z. La ruta es: 3D Analyst Tools → Functional Surface → Interpolate Shape;

iii) ya interpolado el shapefile, hay que restar el polígono obtenido anteriormente sobre las curvas de nivel, es decir, hay que extraer las curvas de nivel que abarca el polígono de tal forma que quede un hueco/vacío de información. La ruta es Analysis Tools → Overlay → Erase.

iv) Generar un nuevo TIN con el shapefile resultado del proceso anterior (i.e. curvas de nivel con el hueco del polígono del que se quiere calcular el volumen). Utilizar el mismo procedimiento que en el primer inciso.

v) Por último, teniendo los dos TIN, se procede a obtener el volumen, para lo cual se resta el TIN sin hueco menos el TIN con hueco, utilizando la herramienta 3D Analyst Tools → Triangulated Surface → Surface Difference.

vi) El resultado del proceso anterior es un shapefile que muestra el volumen de la superficie calculada. Para saber el valor numérico, se necesita acceder a la tabla de atributos y en la columna de volumen hacer una sumatoria, el resultado está expresado en metros cúbicos, por lo que se dividió por 1 000 000 000 para convertirlo a kilómetros cúbicos y tener una lectura más inmediata.

4.3. Trabajo de campo.

El trabajo de campo consistió en tres campañas de tres días cada una, durante los meses de julio, agosto y septiembre del 2019, con la finalidad de verificar la distribución espacial de las unidades litológicas y de los dominios morfoestructurales. Durante el trabajo de campo se establecieron 46 estaciones de muestreo en afloramientos representativos (GCP 01 - GCP 46) con fines

petrológicos y geoquímicos recolectando en total 46 muestras. Las primeras dos campañas se enfocaron en el reconocimiento y muestreo del sector occidental, colectando 25 muestras de mano. La tercera campaña se enfocó en la verificación detallada de la propuesta cartográfica geológica del sector oriental de la RV-GCP, así como en la recolección de 21 muestras adicionales de 9 edificios volcánicos.

4.4. Preparación y análisis de muestras.

4.4.1. Láminas delgadas

Se seleccionaron 44 muestras de lavas y bombas volcánicas para la elaboración de sus correspondientes láminas delgadas en el laboratorio de separación de minerales de la ENES Morelia y el laboratorio de Petrografía del Instituto de Geofísica Unidad Morelia. Las muestras fueron cortadas y pulidas con diferentes abrasivos, para posteriormente pegar cada una con resina a un portaobjetos previamente desbastado y dejar secar al sol o luz UV durante unos cuantos minutos. Ya que está bien fijada la muestra al portaobjetos se someten de nuevo a los abrasivos hasta lograr un espesor aproximado de 30 μm .

4.4.2. Trituración y pulverización

Con base en la síntesis petrográfica, la distribución de los productos volcánicos dentro del GCP y la representatividad de las mismas; se eligió un total de 30 muestras que se procesaron en el laboratorio de mineralogía y petrografía del INICIT de la UMSNH, con el fin de prepararlas para la realización de análisis geoquímicos. Por la naturaleza de los estudios, se procedió con riguroso cuidado en la limpieza de los equipos utilizados antes y después de cada muestra, realizando tres repeticiones del proceso de limpieza. En este proceso se utilizó agua destilada, servilletas de papel y en el caso de las partes desmontables de los equipos, detergente neutro, cepillos y fibra, así como en los casos precisos el baño ultrasónico.

Las muestras se descostraron manualmente para eliminar las zonas intemperizadas de la roca y evitar la alteración de los resultados. Se utilizó una base de madera para apoyar la muestra y la ayuda de marro y pica para remover dichas zonas. Los fragmentos del descoste se almacenaron en una bolsa de

plástico aparte por si en algún momento fuera necesario la separación de minerales.

Ya descostrada la muestra se procedió a fragmentar la roca de manera manual en fragmentos no mayores a 4 cm, donde aquellos que presentaran alteraciones internas (vesículas rellenas) se descartaron. La fragmentación se repitió hasta reunir 1-2 kg para cada muestra. Posteriormente estos fragmentos se redujeron a tamaños < 2 mm utilizando una trituradora de quijadas. Las muestras ya reducidas de tamaño fueron lavadas en baño ultrasónico con agua destilada y secadas en un horno a >500 °C con la finalidad de evitar la contaminación de polvos o alteración residual.

Los fragmentos lavados se separaron en cuatro alícuotas por medio de un cuarteo manual en hojas limpias y espátula. Finalmente, se selecciona una alícuota de aproximadamente 25-30 g de muestra, que se procesó en una pulverizadora de impacto con mortero de esferas de acero, reduciendo la muestra a tamaños aproximados de malla 200.

4.5. Técnicas analíticas

4.5.1. Petrografía

Se realizó una revisión petrográfica detallada de 40 muestras pertenecientes al Graben del Cahulote de Santa Ana - Pedernales con el apoyo de un microscopio petrográfico OLYMPUS BX50 con objetivos de 2x, 4x, 10x y 20x. Para el análisis se siguió la siguiente secuencia metodológica: i) descripción textural y de fases minerales; ii) estimación visual del contenido porcentual de sus componentes (matriz, fenocristales); iii) caracterización de la ocurrencia y texturas minerales en cada especie identificada; iv) selección de posibles puntos de muestreo para el análisis mediante microsonda electrónica; v) por último, se realizó el registro fotomicrográfico de regiones y fenocristales representativos de cada muestra con una cámara OLYMPUS DP12. Dicha información se puede consultar con mayor detalle en el apartado de anexos donde se presentan fichas descriptivas de cada lámina delgada, acompañadas de la descripción del afloramiento.

4.5.2. Fluorescencia de rayos X

La determinación de los óxidos de elementos mayores se realizó mediante el método usual de Fluorescencia de Rayos X. Se analizaron 30 muestras de roca total pertenecientes a las distintas unidades de la RV-GCP. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, en la ciudad de México. Se utilizó un espectrómetro secuencial de rayos X (Rigaku Primus II) equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 30 micras. Los errores estimados en las determinaciones son menores a 1% en elementos mayores y menores a 4 % en elementos traza.

4.5.3. Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente

En el caso de la determinación de los elementos traza se analizó el mismo número de muestras. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), del Centro de Geociencias UNAM, en Juriquilla, Querétaro. Los análisis se obtuvieron mediante la técnica de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Se utilizó un espectrómetro Thermo Series XII, siguiendo los procedimientos descritos por Mori et al., 2007. La reproducibilidad de los datos de elementos traza está dada por las concentraciones medias y desviaciones estándar de múltiples digestiones de los estándares de roca del Servicio Geológico de los Estados Unidos (AGV-2, BHVO-2, BCR-2) y del Servicio Geológico Japonés (estándar JB-2; Mori et al., 2009).

4.6. Integración e interpretación de resultados

Esta fase metodológica consistió en integrar e interpretar los datos obtenidos en esta investigación, así como los recopilados de la literatura, con el fin de complementar y comparar el estado del arte geológico en la RV-GCP. Como se mencionó al inicio de este capítulo, este trabajo es una propuesta metodológica para abordar el estudio de regiones volcánicas o zonas de *clustering*, mediante la relación entre tipología y morfometría volcánica, variaciones petrológicas y geoquímicas, así como su relación con las estructuras tectónicas.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Análisis morfoestructural

El análisis morfoestructural realizado en esta investigación se muestra en tres etapas: primero se presenta una descripción morfoestructural regional, donde se muestran las dimensiones de la cuenca de origen tectónico (graben) y sus variaciones geométricas. Después se describen los diferentes dominios morfoestructurales. Por último, se expone la tipología y parámetros morfométricos de los edificios volcánicos identificados y su clasificación en función de la morfología volcánica.

5.1.1 Características morfoestructurales generales del graben Cahulote de Santa Ana - Pedernales

La Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales se localiza en el extremo sureste del CVMG, y a su vez en el extremo oriental de la Fosa Tectónica del Bajo Balsas (Figura 11). Como se puede observar en la figura 12, la RV-GCP representa una cuenca vulcanotectónica compuesta por un graben en el sector sur y un semigraben en la porción norte. La geometría de la cuenca se asocia principalmente al desarrollo del sistema de fallas de Mil Cumbres con una orientación NE-SO.

La RV-GCP alberga un área aproximada de 420 km², tiene una orientación general N40 – N60, presenta una longitud de 25 km en dirección NE-SO (Figura 12) y tiene anchuras que varían de 6 km en el extremo suroeste (a la altura del poblado Las Puentes) hasta 22 km en la porción norte (perfil C-C' en la figura 13).

El graben del sector sur tiene 16 km de largo con una anchura variable de 6 km en el extremo suroeste y 14 km hacia el noreste. En el bloque levantado del sector occidental se aprecia un lineamiento volcánico con orientación NE-SO compuesto

por 20 edificios de poco volumen, mientras que el alto estructural del oriente se compone por los productos del basamento riolítico dislocado (Figura 12).

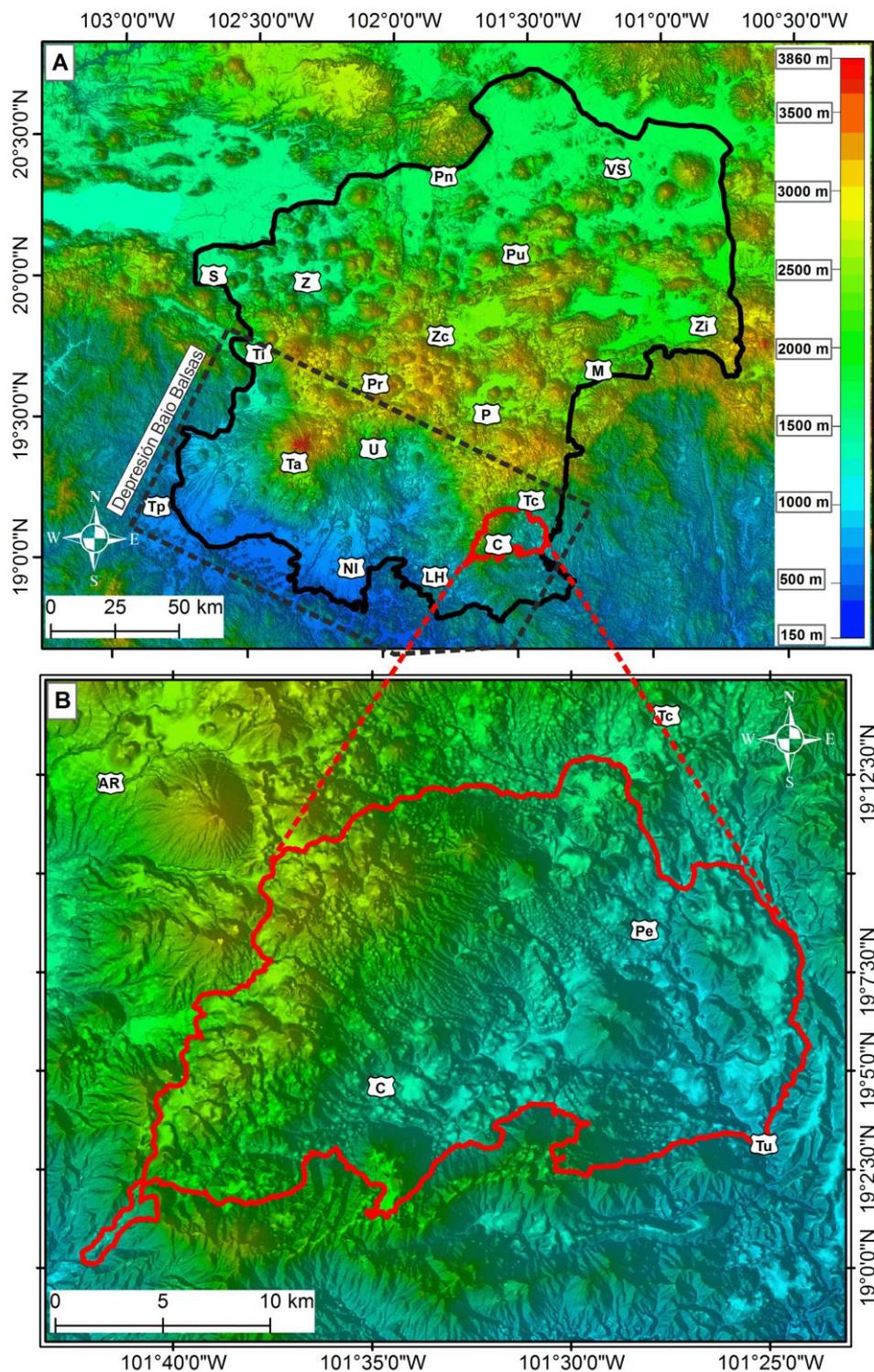


Figura 11. Localización de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales, dentro del CVMG (A); así como las diferencias altitudinales que caracterizan esta cuenca vulcanotectónica (B). Abreviaturas: **AR**. Ario de Rosales; **C**. Cahulote de Santa Ana; **LH**. La Huacana; **M**. Morelia; **NI**. Nueva Italia; **P**. Pátzcuaro; **Pe**. Pedernales; **Pn**. Pénjamo; **Pr**. Paracho; **Pu**. Puruándiro; **S**. Sahuayo; **Ta**. Tancítaro; **Tc**. Tacámbaro; **Ti**. Tingüindín; **Tp**. Tepalcatepec; **Tu**. Turicato; **U**. Uruapan; **VS**. Valle de Santiago; **Z**. Zamora; **Zc**. Zacapu. La escala de colores es la misma para ambas figuras.

En esta zona los desplazamientos mínimos pueden estimarse a partir de los desniveles en el escarpe, que son de entre 430 metros en el extremo suroeste (a la altura de Las Puertes) y de 1028 metros hacia el extremo noreste en el poblado de Puruarán. La diferencia entre los desplazamientos, así como la red de drenaje y las pendientes, sugieren que el graben esta basculado hacia el noreste y podría asociarse a un fallamiento rotacional.

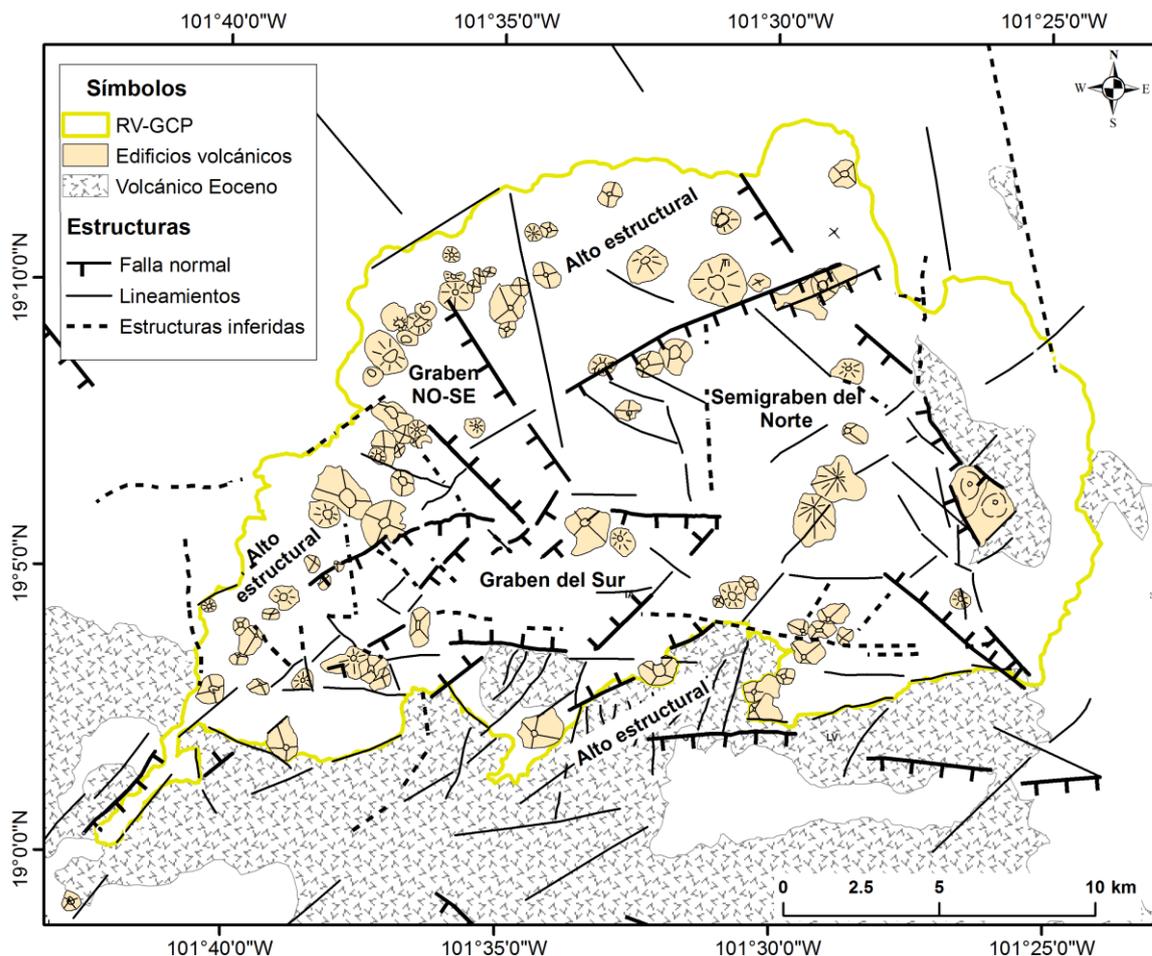


Figura 12. Mapa estructural donde se muestran grabens, semigraben y pilares que conforman la morfoestructura de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales (RV-GCP).

El semigraben del sector norte presenta una orientación NE-SO, tiene una longitud de 14 km y un ancho de 20 a 22 km (medidas en dirección NO-SE). En el bloque hundido se aprecian dos grupos de fallas con direcciones NE-SO y NO-SE, y el semigraben es limitado hacia el oriente por lineamientos NNO-SSE. En el semigraben los desplazamientos verticales medidos en los escarpes de falla van de 1081 m en la porción suroeste (norte de Puruarán) a 1407 metros en el sector noreste en Pedernales. Al igual que en el graben del sur, la variación en los

desniveles y la red de drenaje sugieren un basculamiento del bloque hundido hacia el noreste.

La transición entre el graben y el semigraben está delimitada por una barrera estructural que se compone por un graben NO-SE; este presenta dimensiones de 6 km de largo por 2 km de ancho y un desplazamiento vertical medido en el escarpe de 70 a 130 m. A su vez el graben NO-SE es dislocado por un graben con dirección E-O de 9 km largo por 5 km de ancho (Figura 12). Dicho límite se presenta al norte del Cahulote de Santa Ana.

5.1.2. Dominios morfoestructurales

Como se mencionó en el apartado de metodología, este estudio considera a un dominio morfoestructural como una unidad de paisaje que contiene rasgos topográficos, de pendientes y sistema de drenaje distintivos, y que representa uno o más procesos morfotectónicos. En este caso, para la RV-GCP, los dominios morfoestructurales generalmente están delimitados por fallas y/o lineamientos volcánicos.

Dentro de la RV-GCP se identificaron 5 dominios morfoestructurales: i) Alto occidental; ii) Escalón occidental; iii) Bajo Central, iv) Alto oriental y v) Bajo oriental (Figura 13). Dichos dominios se pueden considerar como unidades del paisaje que delimitan y condicionan la disposición de los edificios volcánicos, asimismo, representan los diferentes bloques estructurales que constituyen de manera regional el graben de Cahulote de Santa Ana - Pedernales. En la tabla 1, al final de esta sección se presenta un resumen con las principales características de cada dominio morfoestructural. A continuación, se describen en detalle cada uno de los diferentes dominios.

5.1.2.1. Alto occidental: Representa el alto estructural o bloque de piso de la porción oeste del graben. Tiene dimensiones de 24 km de largo por 4-6 km de ancho y alberga un área de 93 km². Se caracteriza por presentar lineamientos volcánicos en *échelon* con orientación NE-SO. Presentan pendientes suaves de 0 a 10° en los flujos de lava y entre 20 y 30° en los edificios volcánicos. Tiene un desnivel de 550 metros, con alturas máximas en el extremo noreste de 2433 msnm en la cima del C. Zihuatzio, y su cota mínima es de 1880 msnm al sur del C. San

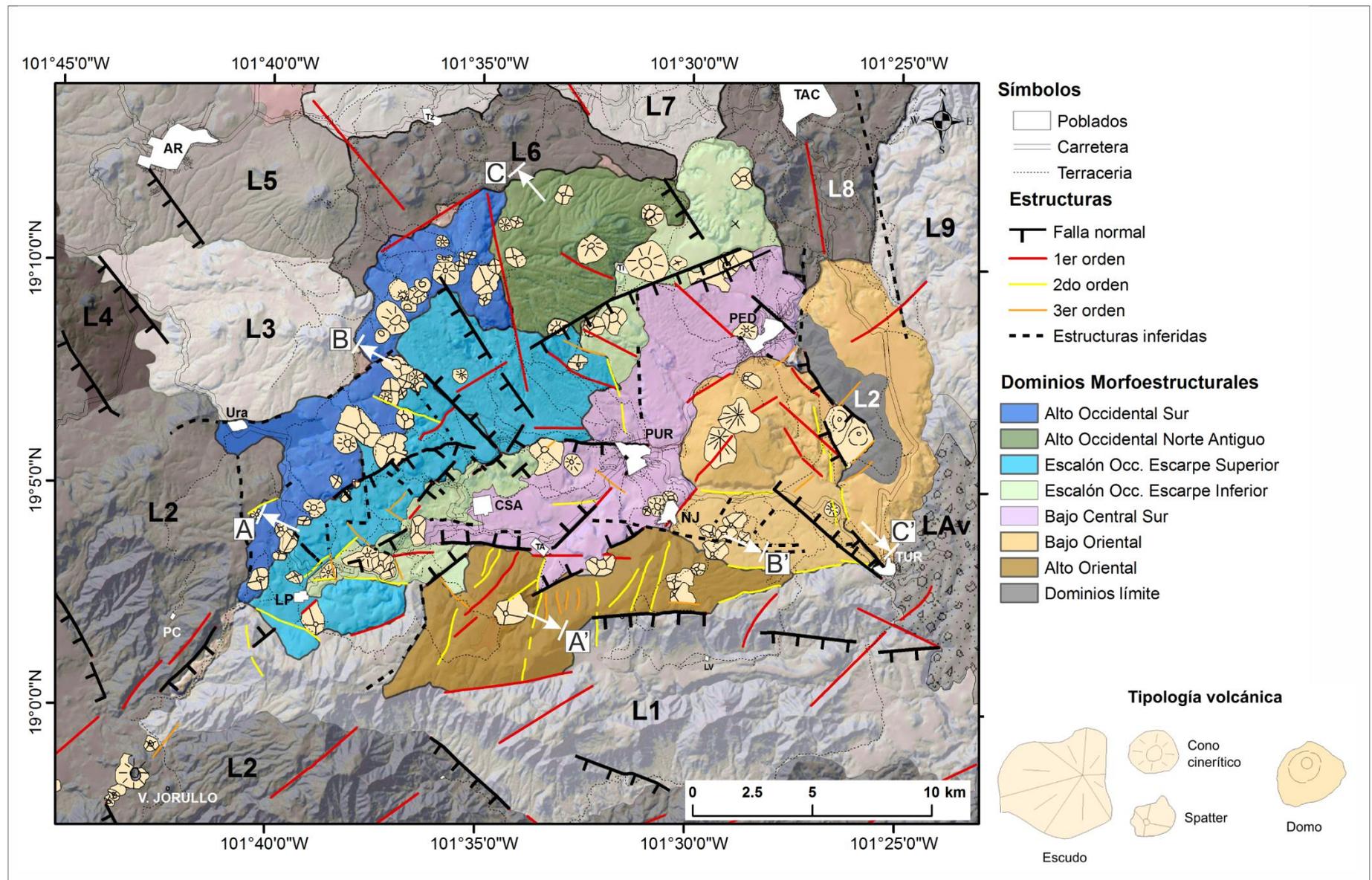


Figura 13. Dominios morfoestructurales del graben Cahulote de Santa Ana - Pedernales. Abreviaciones: **URA**: Urapa; **LP**: Las Puentes; **CSA**: Cahulote de Santa Ana; **TA**: Tavera; **PUR**: Puruarán; **LNJ**: La Nueva Jerusalén; **TUR**: Turicato; **PED**: Pedernales; **Tz**: Tzatzio; **PC**: Palma Cuata. **L1-L9**: Dominios morfoestructurales que limitan la zona de estudio; **LAV**: Avalancha de Villa Madero.

Isidro en el extremo suroeste, lo cual sugiere que el bloque está basculado hacia el suroeste.

En este dominio se albergan 21 edificios volcánicos de los cuales 16 son tipo spatter y 5 conos cineríticos. En la cartografía se diferenció este dominio en dos sectores: sur y norte (Figura 13). La porción sur está representada por vulcanismo reciente (< 100 ka), esta presenta un drenaje con poco o nulo desarrollo, lo cual se asocia a la presencia de al menos 7 edificios holocénicos, con malpaíses bien conservados. La porción norte es más antigua y representa el límite noroeste de la RV-GCP, se compone por edificios de mayores dimensiones y con drenaje más desarrollado de tipo subdendrítico.

Hacia el oeste, el Alto occidental es delimitado por dominios morfoestructurales que representan altos estructurales constituidos por edificios volcánicos y parte del basamento local intensamente fallado. En la Figura 13 se identifican como L2 a L8, para más detalles acerca de los dominios que delimitan la zona de estudio consultar el trabajo de Gómez-Calderón (2018).

5.1.2.2. Escalón occidental: Representa el escarpe de falla oeste y se ha dividido en dos debido a que sus características (pendiente drenaje, topografía) varían en función de la porción del escarpe.

5.1.2.2a. Porción inferior del escarpe. Tiene dimensiones de 24 km de largo, un ancho variable de 1.5 a 4 km y abarca un área de 51.5 km². Este se compone por el alineamiento general en dirección NE-SO de 13 edificios volcánicos tipo spatter y 2 conos cineríticos. En la porción sur tres edificios se alinean localmente en dirección ONO-ESE (C. La Laguna, La Palma y La Palmita). Los edificios se emplazaron sobre lavas preexistentes provenientes del noroeste.

Presenta drenaje dendrítico sobre las lavas antiguas y poco desarrollado sobre los edificios volcánicos y sus productos. Tiene pendientes suaves sobre las lavas de 0 a 10° y de 20 a 40° sobre el escarpe y los edificios volcánicos. Presenta una cota mínima en la porción norte de 1435 msnm en la base de la Mesa Malpaís de Cutzaróndiro y máxima de 1878 msnm en la cima del C. La Palma, lo cual refleja un desnivel de 443 metros y un basculamiento del bloque hacia el noreste. En el sector norte, este dominio ha tenido renovación del paisaje reciente con el

emplazamiento de los volcanes La Palma, La Tinaja y el Malpaís de Cutzaróndiro (< 5 ka; Figura 13).

5.1.2.2b. Porción superior del escarpe. Esta porción tiene dimensiones de 16 km de largo por 1.5 a 6 km de ancho y abarca un área de 72.7 km². Se compone principalmente de flujos de lava provenientes de los edificios volcánicos dispuestos en el Alto occidental y además se presentan 4 spatters sepultados casi por completo. Presenta drenaje dendrítico sobre las lavas antiguas, poco desarrollado sobre los edificios volcánicos y paralelo sobre las lavas del C. El Tigre, estas últimas están delimitadas hacia el noreste por una estructura de primer orden con una orientación NO-SE. Dicha estructura hace que la porción noreste de este dominio tenga un ancho mayor (6 km) en comparación con la porción sur (Figura 13).

Se observan pendientes suaves de 0 a 10° sobre las lavas y de 20 a 40° en los frentes de lavas y laderas de los edificios. Tiene un desnivel de 300 metros, una altura máxima de 2100 msnm en la base del C. Don Nato y mínima de 1800 msnm en el poblado de Las Puentes al suroeste. La diferencia de elevación sugiere un basculamiento hacia el suroeste.

5.1.2.3. Bajo central: Este representa el bajo estructural o bloque de techo del graben, se localiza en el sector central, y al igual que los anteriores, se muestra elongado en dirección NE-SO. Tiene dimensiones de 17 km de largo por 5 km de ancho y alberga un área de 74.9 km². Sobre este se identificaron 9 edificios volcánicos de los cuales solo 1 es un cono cinerítico y el resto son tipo spatter.

Presenta lavas erosionadas de las cuales no se pudo identificar un centro eruptivo, con drenaje subdendrítico, y también se presentan lavas poco erosionadas provenientes del C. Don Nato, C. Nombre de Dios y C. Divisadero, estas tienen un drenaje poco desarrollado. Presenta pendientes de 0 a 10° sobre las lavas y de 20 a 40° sobre los edificios. Tiene un desnivel de 483 m con alturas máximas de 1490 msnm en la base del C. El Divisadero y una mínima de 1007 msnm hacia el poblado de Pedernales. Las variaciones de alturas y pendientes, así como la dirección del drenaje, sugieren que este dominio está basculado hacia el noreste.

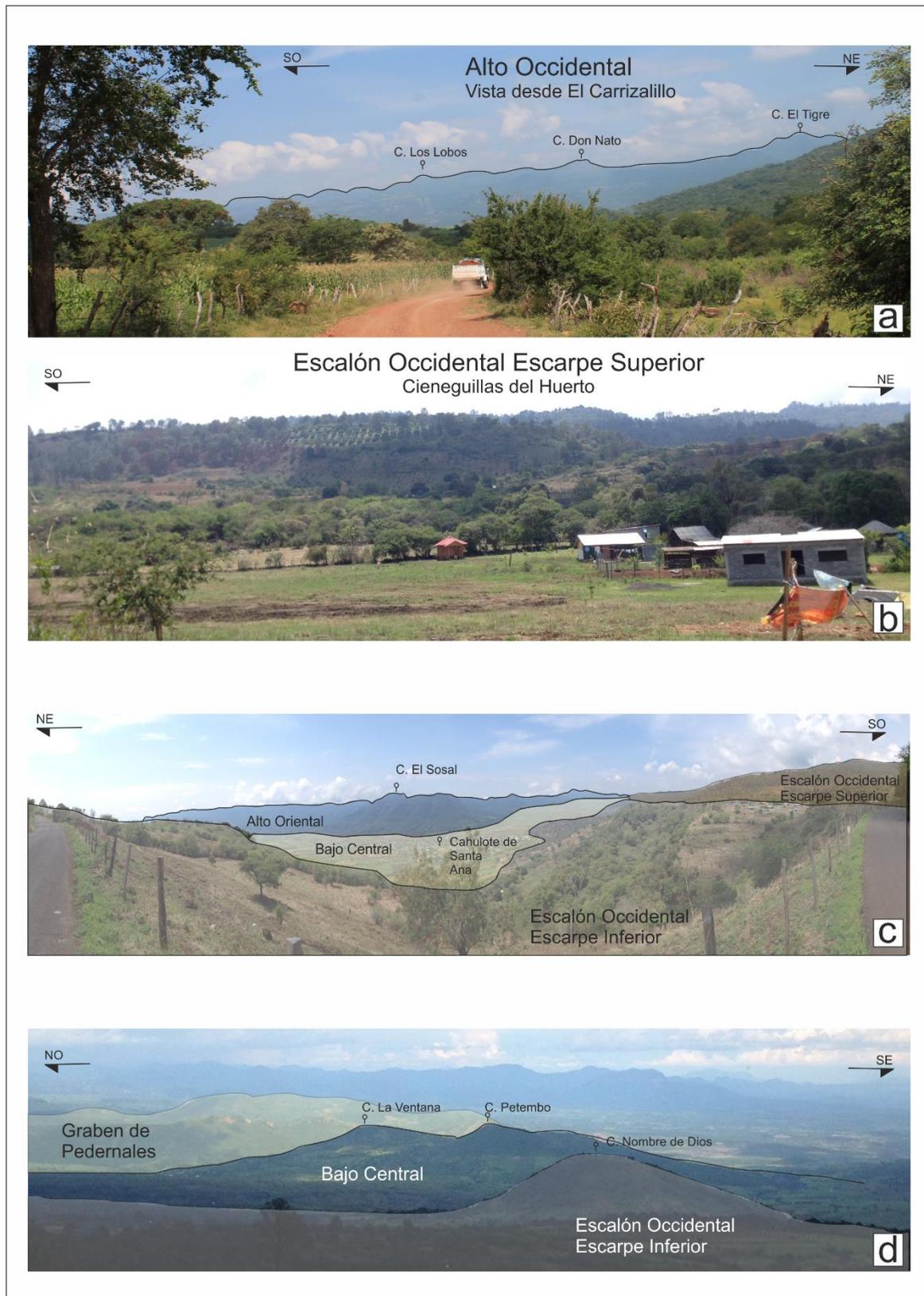


Figura 14. Vista panorámica de los distintos dominios morfoestructurales del graben Cahulote de Santa Ana - Puruarán. a: Vista hacia el dominio Alto Occidental desde el poblado El Carrizalillo; b: toma hacia el oeste desde Cieneguillas del Huerto; c: Panorámica hacia el este donde se aprecia la mayoría de los dominios y el poblado del Cahulote de Santa Ana; d: Vista hacia el este donde se aprecia el dominio Bajo Central y el escalón occidental inferior.

5.1.2.4. Bajo oriental: Se localiza en el sector noreste de la RV-GCP, representa un graben elongado en dirección NO-SE. Tiene dimensiones de 9 km de largo por 8 km de ancho y abarca un área de 55 km². Alberga 10 edificios volcánicos, de los cuales 6 son tipo spatter, 2 escudos y 2 domos.

Predomina un drenaje poco desarrollado subparalelo que resulta de estructuras de primer orden con direcciones E-O y NO-SE; mientras que en los volcanes tipo escudo se observa un patrón radial centrífugo. Presenta pendientes menores a 10° sobre los flujos de lava y las laderas de los volcanes tipo escudo; en contraste, los spatters y domos tienen pendientes de 15° en la base y alcanzan hasta 40° hacia la cima. Este dominio es la porción más baja del graben, donde el punto de menor altitud se presenta en el poblado de Turicato con 733 msnm y su cota más alta se ubica en la cima del C. Petembo con 1490 msnm, dando como resultado un desnivel 757 m; además presenta un basculamiento hacia el sureste (Perfil C-C' en la Figura 13).

Este dominio es delimitado hacia el oriente por un complejo de domos (L9), por depósitos de avalancha provenientes de la caldera de Villa Madero (LAv), así como por el basamento local dislocado (L1 y L2 en la Figura 13).

5.1.2.5. Alto oriental: Es el límite sur-sureste del graben y representa el alto estructural en dicho sector. Presenta una longitud de 14 km en dirección ENE-OSO, un ancho de 3 a 6 km y abarca un área de 52 km². Se compone por un basamento traquítico - riolítico dislocado y sobre este se emplazaron 4 edificios volcánicos tipo spatter. Presenta un drenaje subdendrítico paralelo que atiende a una estructura en dirección E-O. Presenta pendientes suaves de 0 a 10° sobre los flujos de lava y depósitos piroclásticos, mientras que sobre los productos volcánicos del Eoceno las pendientes son mayores, con valores de 15° en el piedemonte y de hasta 60° en laderas escarpadas. Tiene un desnivel de 700 metros, con alturas mínimas de 1240 msnm y máximas de 1960 msnm en la base y cima del C. El Sosal, respectivamente. Este dominio es delimitado hacia el sur por el basamento local fragmentado (L1).

Tabla 1. Resumen de las características principales de los diferentes dominios morfoestructurales de la RV-GCP. Abreviaturas: **I**: Inferior; **S**: Superior; **L**: Longitud; **A**: Ancho.

Dominio	Dimensión (km)	Área (km²)	Desnivel (m) /Diferencia altitudinal (msnm)	Sistema de drenaje	Edificios volcánicos
Alto occidental	L: 24; A:4	93	550 / 1880-2433	Subdendrítico	16 spatters y 5 c.cineríticos
Escalón occidental	L: 24 ; A:1.5-4 LS: 1 ; AS:1.5-6	I: 51.5 S: 72.74	I: 443 / 1435-1878 S:300 / 1800-2100	Dendrítico, paralelo	I: 13 spatters, 2 c.cineríticos S: 4 spatters
Bajo central	L: 17; A: 5	74.9	483 / 1007-1490	Dendrítico	8 spatter y 1 c. cinerítico
Bajo oriental	L: 9; A: 8	55	757 / 733-1490	Subparalelo, radial centrifugo	6 spatter, 2 escudos y 2 domos
Alto oriental	L:14 ; A: 6	52	720 / 1240-1960	Subdendrítico paralelo	4 spatters

5.1.3. Tipología morfológica y parámetros morfométricos de los edificios volcánicos

Para la clasificación de los edificios volcánicos se consideraron principalmente elementos como la geoforma del edificio, parámetros morfométricos y productos asociados. Para atribuirles un tipo de geoforma, se consideraron las propuestas de Francis & Oppenheimer (2003), Sumner (2005), Kereszturi & Németh (2012) y Grosse & Kervyn (2018).

Como se puede ver en los resultados de la Tabla 2, donde se presenta la síntesis del conteo y descripción de los diferentes edificios volcánicos, en la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana - Pedernales se identificaron un total de 79 edificios volcánicos, de los cuales: 61 son conos tipo spatter, 13 conos cineríticos, 3 tipo escudo y 2 domos.

Los conos tipo spatter son los más abundantes y representan el 77% de los edificios volcánicos en el área de estudio. La mayoría se presentan alineados y superpuestos, y en menor medida se disponen de manera aislada (p.e. Sosal). Los spatters de la RV-GCP pueden presentar flujos y campos de lava de hasta 6 km de longitud (p.e. C. Verde, Don Nato, Rancho Viejo), o bien, ser pequeños conos sin flujos y estar compuestos por piroclastos aglutinados (p.e. Los Pozos, La Palma).

Tabla 2. Resumen de los valores promedios para los parámetros morfométricos de las diferentes tipologías presentes en la RV-GCP. Los valores detallados de cada edificio se muestran en el anexo de morfometría.

Tipología	Total	Altura (H) (metros)	Diámetro basal (Dco) (metros)	Diámetro cráter (Dcr) (metros)	Volumen (km ³)	Elongación (dirección)
Spatter	61	126	670	302	0.1431	N25-N68 N129-N147 N358 – N18
Cono cinerítico	13	212	727	252	0.1069	N42- N67 N140-N157
Domo	2	324	1001	*	0.085	N29 – N34
Escudo	3	605	4435	*	0.66	N124-N128
Total	79					

Los conos cineríticos representan el 16% de los edificios volcánicos de la RV-GCP, a diferencia de los spatters, estos se presentan principalmente aislados (p.e. Caracol, Los Lobos). Todos muestran un cráter bien definido y solo el C. Caracol presenta una geometría en herradura con apertura hacia el NO.

Los volcanes tipo escudo representan solo el 4% de los edificios volcánicos de la RV-GCP y de acuerdo a la clasificación de Grosse y Kervyn (2018), se consideran como continentales de tipo escudo pequeño. En el sector oriente el C. La Ventana sobreyace al C. Petembo, mientras que en el sector Alto occidental norte, el C. Tsiririjuata está sepultado por productos volcánicos más recientes y únicamente se pueden observar lavas erosionadas en la ladera sur que reflejan su morfología de escudo. Estos se caracterizan por presentar domos somitales.

Los domos representan el 3% de los edificios volcánicos de la RV-GCP. Se encuentran distribuidos en el extremo noreste de la zona de estudio representados por C. El Cántaro y El Puerto y se caracterizan por localizarse aislados en el extremo sureste del graben que se forma entre los poblados de Turicato y Pedernales, sitio donde confluyen dos estructuras de primer orden (Figura 13).

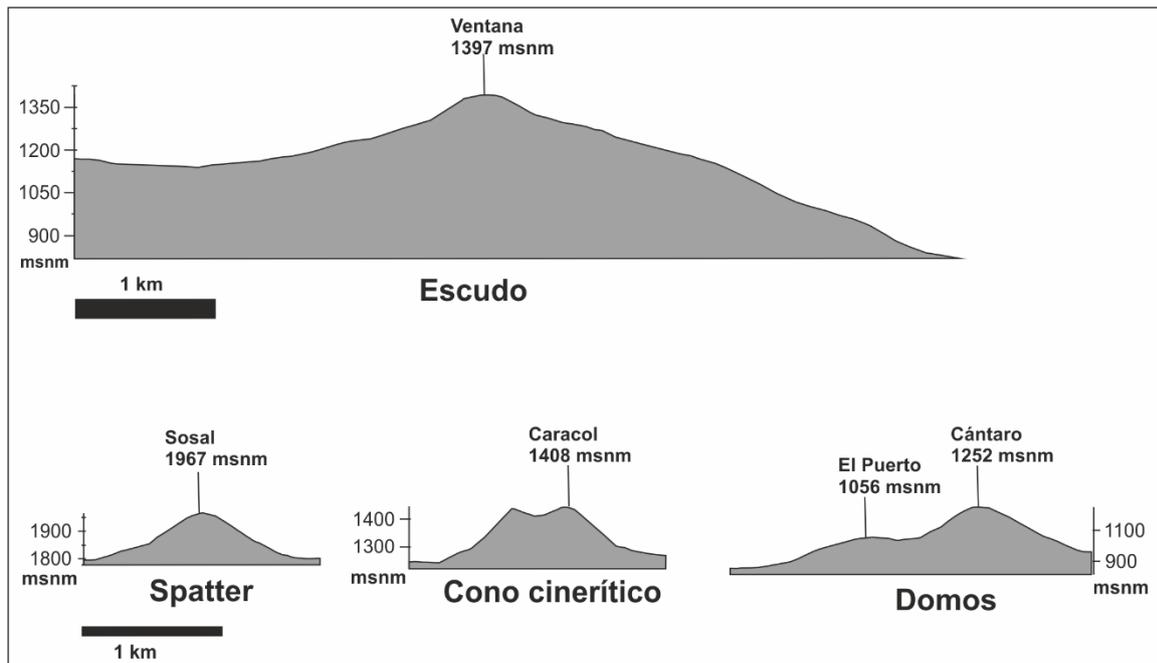


Figura 15. Perfiles topográficos representativos de las diferentes morfologías de los edificios volcánicos presentes en la RV-GCP.

En relación con los parámetros morfométricos de los edificios volcánicos, se consideraron el diámetro basal (D_{co}), diámetro del cráter (D_{cr}), altura (H), volumen y elongación. Estos fueron determinados de forma manual con el apoyo de los insumos cartográficos digitales mencionados en el capítulo de metodología.

Como se puede observar en la tabla 2, donde se presenta la síntesis de los parámetros morfométricos de los edificios volcánicos de la RV-GCP, los spatters presentan en promedio una altura de 126 m, un diámetro basal de 670 m, un diámetro de cráter de 302 m y un volumen promedio de 0.1431 km^3 . Cabe destacar que únicamente 15 edificios muestran un cráter bien definido y el volumen total emplazado a través de esta tipología es de 8.73 km^3 , lo cual equivale al 62 % del volumen total.

Los conos tienen alturas promedio de 212 m, diámetros basales de 727 m, diámetros de cráter de 252 m y volúmenes de 0.1069 km^3 . El volumen total asociado a esta tipología es de 1.4 km^3 (10 % del total).

Como es de esperarse, los domos y escudos tienen mayores dimensiones, con diámetros basales de 1001 y 4435 m, alturas de 324 y 608 m y volúmenes promedio de 0.085 y 0.66 km^3 , respectivamente. El volumen total obtenido para

este tipo de edificios es de 0.171 km^3 (~ 1 % del total) para los domos y de 2.64 km^3 (18 % del total) para los escudos. El porcentaje restante se asocia a las lavas antiguas que no se pudieron asociar a un centro eruptivo y para las cuales se contabilizó un volumen de 1.07 km^3 (~ 9 % del total).

Los diferentes tipos de edificios volcánicos presentan variaciones en la dirección de la elongación basal: los volcanes tipo escudo muestran una dirección de N124-N128 y los domos muestran una orientación N29 – N34. Para el caso de los conos cineríticos se observan dos tendencias: N42- N67 para los volcanes más recientes (Caracol y El Tigre) y N140-N157 para los edificios más antiguos.

Los spatters presentan tres tendencias de elongación principales: los volcanes del Holoceno y el Pleistoceno Tardío muestran direcciones de N25-N68 y N129-N147, mientras que los spatters de las unidades más antiguas (U2 Verde y U3 Petembillo) presentan las dos tendencias anteriores más una tendencia con orientación N358 – N18 (Tabla 2).

5.2. Unidades geológicas

En la figura 16, se presenta el mapa geológico de la RV- GCP. Se identificaron 5 unidades volcánicas recientes y una asociada al basamento. Las unidades se diferenciaron a partir de un mapa preliminar basado en sus relaciones morfoestructurales (capítulo 5.1), así como por información reportada en estudios previos y la verificación de campo. Las unidades corresponden a: una unidad eocénica del basamento (U0), cuatro unidades del Pleistoceno (U1-U4) y una unidad del Holoceno (U5).

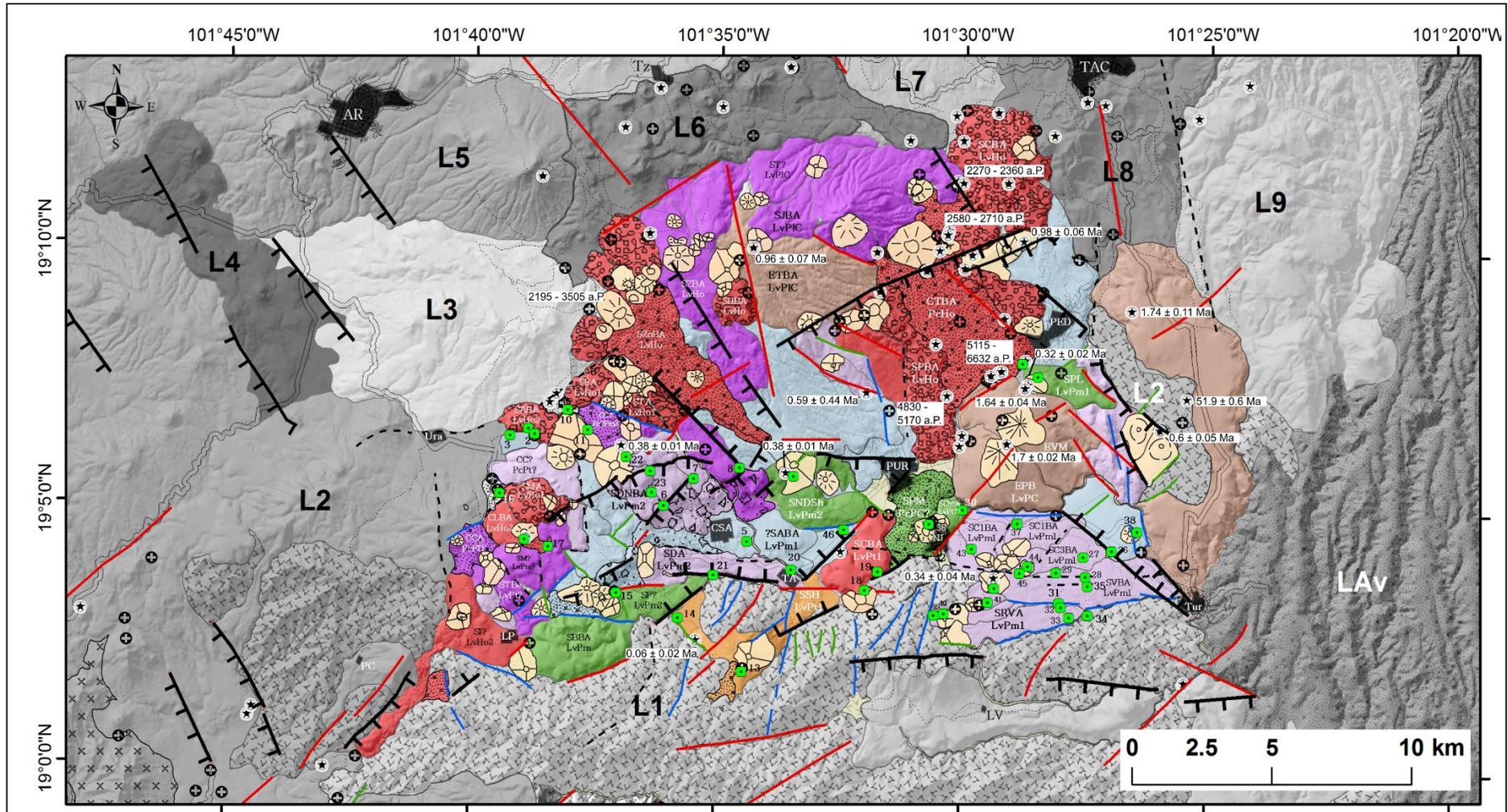
La cronología relativa de las unidades está basada en el análisis morfoestructural, las relaciones de superposición de los productos volcánicos y la verificación de campo, así como por los fechamientos isotópicos recopilados de los trabajos de Guilbaud et al., (2012) y Mahgoub et al., (2017), 14 con Ar/Ar en roca total y biotita, 5 fechamientos de paleomagnetismo y 1 mediante ^{14}C en paleosuelos.

Cada edificio volcánico se aprecia en el mapa con una sigla que simboliza el tipo de estructura volcánica, composición y nombre del edificio, por ejemplo, EBP: Escudo Basalto Petembo, SPBA: Spatter La Palma Basalto Andesítico; CLBA: Cono Cinerítico Los Lobos Basalto Andesítico. Asimismo, se observan siglas donde se menciona el tipo de producto (lava o piroclastos), la época a la que pertenece (Pleistoceno u Holoceno) y un numerador (1-3) que indica la cronología del edificio y sus productos donde el 3 es el evento más antiguo y 1 el más reciente, por ejemplo, LvHo1 indica una lava que se emitió en el Holoceno y es la más joven comparada con otras lavas adyacentes del Holoceno.

5.2.1. Traquita San José (U0 E-Tr-SJ)

La unidad Traquita San José representa las rocas más antiguas expuestas en el área de estudio y consiste de una secuencia volcánica-plutónica de composición intermedia-félsica (traquita-riolita-granitoides). Esta unidad forma parte de los productos asociados al complejo magmático de la Sierra Madre del Sur (Morán et al., 2018).

En la RV-GCP esta unidad se distribuye en la porción sur y noreste, delimitando el vulcanismo reciente en la zona de estudio. En campo se describió esta unidad al sur del poblado San José, en el piedemonte noroeste del cerro con el mismo nombre (GCP-34; Figura 16). Esta unidad también ha sido descrita al sureste del poblado de Pedernales (L2 en la Figura 16).



Unidades geológicas

- Aluvion
- U5 andesita basáltica Escobillas
- U4a Basalto hawaita El Sosal
- U4b Basalto andesita Mesa de Torres
- U3 Shoshonitas Petembillo
- U2 Basalto andesita C.Verde
- U1 Basalto Petembo
- U0 Traquita San José
- Plutones Eoceno-Oligoceno

Estructuras

- Falla normal
- 1er orden
- 2do orden
- 3er orden
- Estructuras inferidas

Simbolos

- Muestreo
- Edad literata
- Geoquímica literata
- Poblados
- Piroclastos
- Malpais
- Carretera
- Terraceria
- Límites morfoestructurales

Tipología volcánica

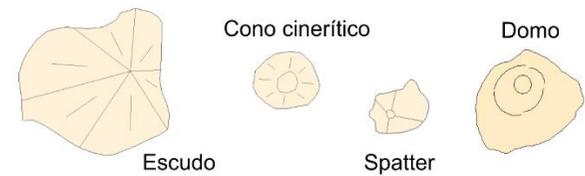


Figura 16. Mapa geológico del graben Cahulote de Santa Ana - Puruarán. Abreviaciones: URA: Urapa; LP: Las Puentes; CSA: Cahulote de Santa Ana; TA: Tavera; PUR: Puruarán; LNJ: La Nueva Jerusalén; TUR: Turicato; PED: Pedernales; Tz: Tzatzio; PC: Palma Cuata. L1-L9: Dominios morfoestructurales que limitan la zona de estudio; LAV: Avalancha de Villa Madero. Las edades isotópicas han sido compiladas de Guilbaud et al., 2012 y Mahgoub et al., 2017.

En campo se observan lavas masivas color rojizo-rosáceo. En muestra de mano es una roca color rojo con textura porfídica seriada, matriz criptocristalina, presenta fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno (1-2 mm) donde se aprecian algunos glomérulos con la intercalación de ambas fases; presenta microvesículas rellenas por cuarzo, así como alteración de la matriz a arcillas color gris.

Esta unidad sobreyace a los productos asociados al Terreno Guerrero (Fm. Acuyo) e infrayace a todas las lavas y piroclastos plio-cuaternarios del CVMG. Guilbaud y colaboradores (2012) reportan edades isotópicas de Ar-Ar en roca total de 42.2 ± 1.3 Ma para una traquita y de 51.9 ± 0.6 Ma para una riolita ubicada 3 km al sur y 7 km al norte de Turicato, respectivamente. Hacia el sur de la RV-GCP se tienen edades para el batolito de La Huacana de 42 ± 4 Ma (Rb-Sr), 35.6 ± 0.8 Ma (K-Ar en biotita), 34.7 ± 1.5 Ma (U-Pb en zircones) y 33.8 ± 0.4 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa) (Schaaf, 1990; Romero – Carrillo, 2018). Esta unidad refleja un gran hiatus de actividad magmática en la porción sur del CVMG de casi 30 millones de años.

La Traquita San José representa un basamento magmático eocénico dislocado por al menos cuatro sistemas de fallas con orientaciones: i) NO-SE, ii) NE-SO, iii) E-O y iv) NNO-SSE, los cuales se describen en detalle en la siguiente sección.

5.2.2. Basalto Petembo (U1 PIC-B-P)

La unidad Basalto Petembo representa el vulcanismo cuaternario más antiguo en la zona de estudio. Se distribuye en el sector noreste del graben, en los dominios Bajo Oriental y Alto Occidental Antiguo. Está representada por los volcanes tipo escudo Petembo, La Ventana, Tsiririjuata y el Paleo Coco, así como por la mesa de lava El Encinal.

En campo es posible observar sus productos principalmente en el poblado de Petembo, así como sobre las terracerías que rodean al C. La Ventana en el piedemonte del norte y sobre los caminos que conducen hacia “Las Antenas”, localizadas en la cima del C. Petembo. En la porción norte, los afloramientos más

accesibles se localizan sobre la carretera que conduce hacia el poblado de Los Hacheros.

La unidad Basalto Petembo se compone principalmente por flujos de lava laminares, en bloques y vesiculados. En muestra de mano son rocas color gris oscuro, textura afanítica con fenocristales (5-10%) de olivino + clinopiroxeno y algunas muestras presentan escaso contenido de plagioclasas. Las andesitas presentan fenocristales principalmente de plagioclasa y ortopiroxeno; y las dacitas presentan clinopiroxeno y plagioclasa como fenocristales (Guilbaud et al., 2019).

Los productos lávicos de esta unidad sobreyacen al basamento relativo del Eoceno-Oligoceno y son cubiertas por lavas y productos piroclásticos del Pleistoceno medio-Holoceno. Se tienen edades isotópicas de ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total de 1.74 Ma (Mesa Encinal, C. Petembo, C. La Ventana) a 0.96 Ma (Tsiririjuata) para esta unidad (Guilbaud et al., 2012).

Los edificios volcánicos presentan una elongación en dirección NO-SE y se emplazaron en la intersección del graben en estudio (NE-SO) con el graben de Pedernales (Figura 14d), el cual presenta una orientación NO-NE. Esta unidad es afectada por estructuras NE-SO y el C. La Ventana está dislocado en la porción este por una estructura NO-SE (Figura 16).

5.2.3. Basalto andesítico C. Verde (U2 Plch-BA-V)

La unidad Basalto andesita C. Verde se compone por 23 edificios volcánicos, de los cuales 18 son tipo spatter, 3 conos cineríticos y 2 domos. Esta unidad se caracteriza por presentar flujos de lava que alcanzan desde 1 km hasta 6 km de longitud, como se observa en el C. Verde, Rancho Viejo o Don Nato (Figura 16).

Esta unidad se puede observar en ambas porciones del graben, en el sector oriente se caracteriza por el lineamiento volcánico C. Verde-Rancho Viejo, el cual se compone de 8 spatters emplazados en dirección NE-SO a lo largo de 6 kilómetros. En la porción oeste se representa por los volcanes Don Nato, El Divisadero y C. Carretas; y en el sector norte por el C. Colorado y C. Zihuatanejo (Figura 16). Los domos se emplazaron en el extremo noreste del graben en la intersección de estructuras NE-SO y NO-SE, y se alinean en esta última dirección.

En la porción occidental los afloramientos son más accesibles sobre la carretera que va del Cahulote de Santa Ana hacia Cieneguillas de Enmedio (CEM) y Cieneguillas del Huerto, así como sobre la terracería que va de CEM hacia Cuesta Alta (GCP 6, 9, 20, 21, 22, 23). En la porción oriental esta unidad se aprecia entre los poblados de La Nueva Jerusalén y Turicato, así como, sobre terracerías hacia el sur de este último que conectan los poblados de Rancho Viejo, El Jazmín, El Carrizalillo, San José y El Guayabo (GCP- 27, 28, 29, 31, 32, 33, 35, 37, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45; Figura 16).



Figura 17. Afloramientos representativos de la unidad basalto andesítico C. Verde (U2). a y b: lavas lajeadas del C. Don Nato y C. Verde respectivamente; c: Lavas prismáticas del C. El Divisadero; d: Depósitos soldados del spatter Los Pozos donde se observan clastos con bordes viscosos/frágiles con interior fluido de acuerdo a Sumner y colaboradores (2005).

Las lavas presentan estructuras en bloques, lajeadas, vesiculadas y pseudo prismáticas, son color gris claro/medio (Figura 17). En muestra de mano presentan textura afanítica y únicamente en los edificios con campos de lava, se observan texturas porfídicas. Las rocas presentan fenocristales de olivinos sub/euhedrales de hasta 2 cm (en sección longitudinal) con textura esqueletal y bordes de reacción de Cpx u óxidos Fe-Ti. También presentan fenocristales de clinopiroxeno sub/euhedrales (0.5 cm).

Las plagioclasas son escasas como fenocristales (2 mm), sin embargo, en los edificios antiguos del oriente se observan en mayor abundancia, fracturadas y en

glomérulos (GCP-27 y GCP-37, Sur Caramicuas 3 y C. Colorado respectivamente). En la mayoría de las muestras se pueden observar glomérulos de olivino + clinopiroxeno que tienen dimensiones desde milímetros hasta un par de centímetros.

Para esta unidad se tienen 4 edades isotópicas de ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total (Guilbaud et al., 2012). Las más antiguas se asocian al C. Cántaro y C. Zihuatanejo con una edad de 0.6 Ma y 0.59 Ma respectivamente; mientras que las otras dos se asocian al C. Don Nato (0.38 Ma) y C. Verde (0.34 Ma). Mediante el análisis de superposición de productos, se observó que la evolución de esta unidad se compone por al menos tres periodos de emplazamiento.

Los productos de esta unidad sobreyacen a la unidad Basalto Petembo, son contemporáneos con la unidad shoshonitas Petembillo (U3) y es superpuesta por productos volcánicos del Pleistoceno Tardío (<100 ka).

5.2.4. Shoshonitas Petembillo (U3 Plch-Sh-P)

La unidad Shoshonitas Petembillo se trata de un conjunto de 9 edificios volcánicos de poco volumen, los cuales previamente se habían reportado como hawaitas, mugaritas, shoshonitas y latitas (Hasenaka & Carmichael, 1987; Guilbaud et al., 2012; 2020).

Esta unidad se localiza en la porción central de la RV-GCP en los dominios Escalón Occidental Inferior, Bajo Central y Bajo Oriental (Figura 16). En campo se puede observar esta unidad en las estaciones GCP - 07, 15, 25, 30 y 36, sobre la carretera que va hacia Turicato a la altura de la Nueva Jerusalén (GCP-30 y 36); sobre la carretera que va hacia Urapa (banco de material, GCP-15), o bien, sobre terracerías al este de Cieneguillas del Huerto (GCP-07) o al sur de Pedernales (GCP- 25), esta última conduce hacia el poblado de Corralillos (Figura 16).

Se caracteriza porque la mayoría de sus edificios son de tipo spatter y únicamente el C. El Pino es un cono de escoria. Los productos se componen principalmente por lavas con estructura masiva o en bloques, en muestra de mano son color gris claro-medio, presentan textura afanítica (5 a 10% de fenocristales) y únicamente el C. Petembillo presenta una textura porfídica (20% de fenocristales). Las lavas presentan una matriz vítrea y tienen fenocristales principalmente de olivino y

clinopiroxeno sub/euhedrales (3 mm). Dichas fases presentan inclusiones de óxidos a la vista con la lupa y bordes de alteración de iddingsitas.

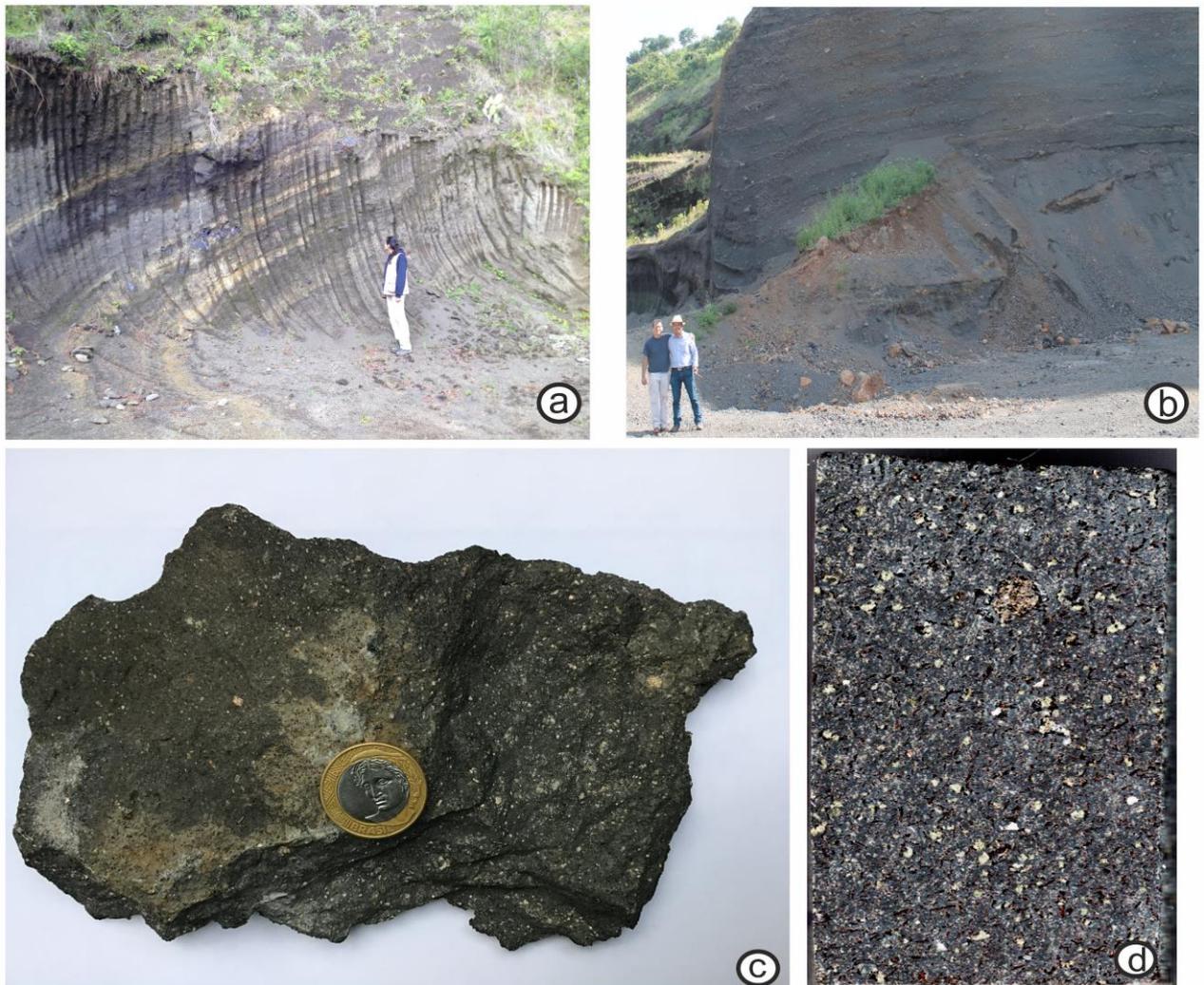


Figura 18. **a y b.** Afloramientos donde se aprecian depósitos soldados y depósitos piroclásticos de los edificios volcánicos La Palma y El Pino, respectivamente. **c y d.** Muestra de mano y briqueta del C. Petembillo, donde se aprecia la abundancia de flogopita y clinopiroxeno como fenocristales.

La presencia de flogopita únicamente se observa en las lavas del C. Petembillo y C. Nombre de Dios. El primero la presenta como fase dominante alcanzando dimensiones de hasta 2.5 cm en sección basal, mientras que en el segundo son poco abundantes en la textura general de la roca y particularmente se disponen en altas concentraciones sobre planos definidos.

Las bombas del C. El Pino y C. La Palma son masivas y vesiculadas, tienen textura afanítica y matriz microlítica. Estas presentan fenocristales (10%) únicamente de olivinos euhedrales (3 mm) y en menor medida clinopiroxeno. Las lavas de la Mesa El Burro se distinguen del resto por presentar textura porfídica con >20 % de

fenocristales de plagioclasa como fase dominante y en menor medida olivino (Guilbaud et al., 2020). Algunas lavas presentan vesículas rellenas por jaspe rojo, cuarzo criptocristalino y epidota, además se observan xenocristales de plagioclasa con bordes reabsorbidos (4 mm).

Los productos de las Shoshonitas Petembillo sobreyacen a la unidad Basalto Petembo y son contemporáneos con la unidad Basalto andesítico C. Verde. De esta unidad se tienen edades isotópicas de Ar-Ar en flogopita de 0.32 Ma para el C. Petembillo y de 0.38 Ma en roca total para el C. Nombre de Dios. Del resto de los edificios volcánicos no se tienen edades, sin embargo, debido a su similitud morfológica, sus relaciones de superposición, así como su densidad de drenaje, se estima que son coetáneos.

Los edificios volcánicos de esta unidad se emplazaron sobre dos estructuras de primer orden con dirección NE-SO, los cuales se representan por los volcanes Mesa El Burro, C. La Palma, C. Nombre de Dios (lineamiento oeste), C. El Chato, C. El Pino y C. Petembillo (lineamiento este). Estos son afectados por las mismas y por estructuras NO-SE. La orientación y estructura prismática de las lavas del C. La Palma (E-O) sugieren que el emplazamiento de esta unidad es posterior a las estructuras del sistema E-O ya que las lavas aprovecharon la estructura para direccionarse y además se enfriaron súbitamente al entrar en contacto con un río preexistente.

5.2.5. Basalto – traquibasalto potásico El Sosal (U4a Plt -BH-S) y Andesita basáltica Mesa Torres (U4b Plt-AB-MT)

Esta unidad se compone por 18 edificios volcánicos en total, todos de tipo spatter a excepción del C. Zihuatzió, que es un cono cinerítico. Esta unidad se dividió en dos debido a sus diferencias composicionales previamente descritas (Guilbaud et al., 2012; 2020). La subunidad El Sosal (U4a) presenta composiciones de basalto y traquibasaltos potásicos, mientras que la subunidad Mesa de Torres (U4b) tiene composiciones predominantes de andesitas basálticas a andesitas.

Especialmente las unidades se observan separadas, El Sosal se presenta en el dominio Alto oriental, mientras que la Mesa Torres se dispone en el Alto occidental y únicamente las lavas del Paleotigre alcanzan los dominios Escalón occidental inferior y superior (Figura 16).

La unidad El Sosal en campo se aprecia sobre la terracería que comienza en la comunidad de La Salada (lavas distales, GCP-14) y que sube hacia el sur al poblado de La Lagunilla (GCP-13). En el sector oeste es complicado encontrar muestras de la unidad Mesa Torres debido a la alta densidad de huertas de aguacate, sin embargo, se pueden observar afloramientos frescos sobre la terracería que conecta los poblados de Escobillas y Cieneguillas de Enmedio a la altura del poblado de Cuesta Alta (GCP-17).

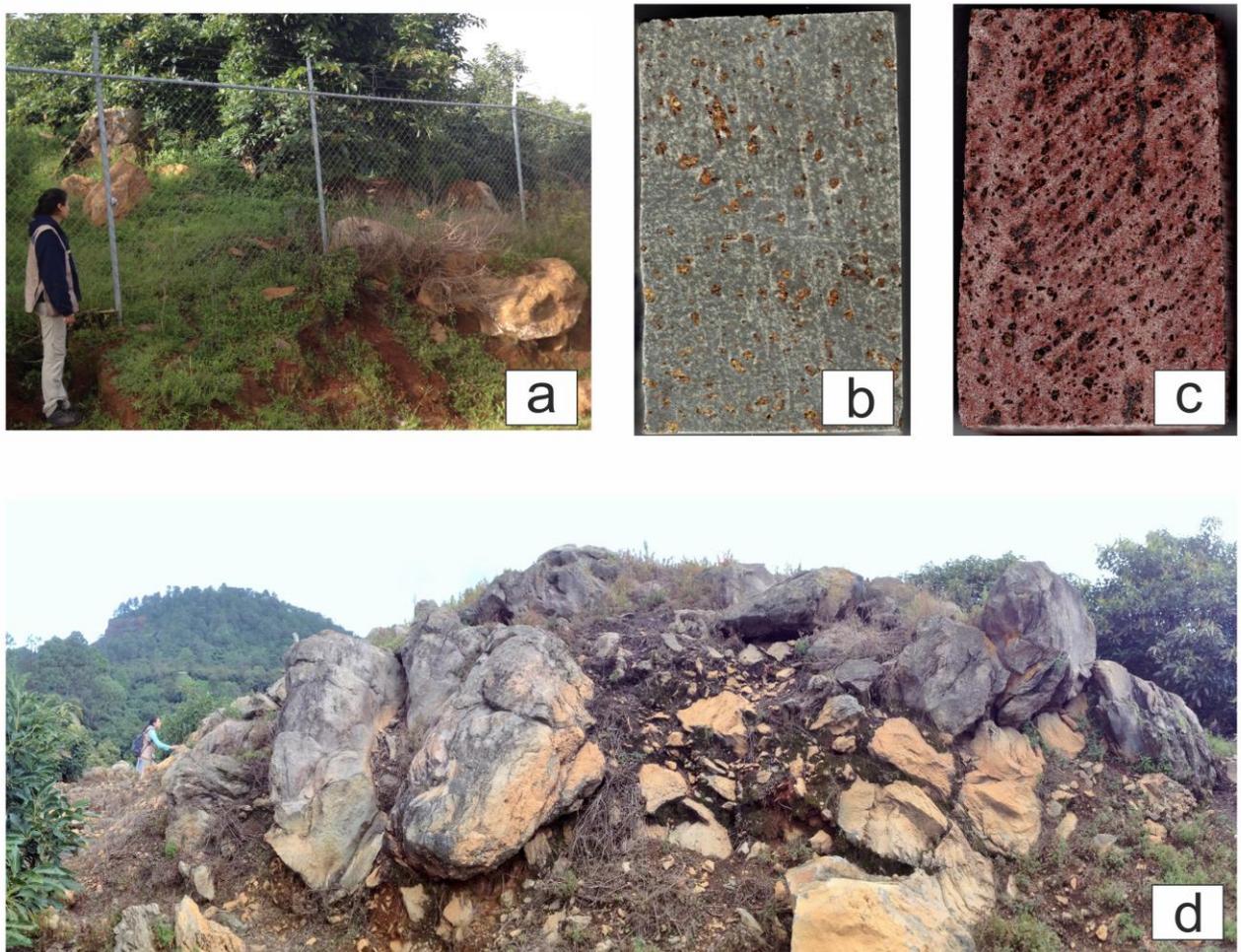


Figura 19. a y b: Bloques de lava y briqueta del C. El Sosal; c: briqueta de las lavas del Paleotigre; d: Afloramiento de bloques lajeados del spatter NE Los Lobos.

Los productos del Sosal tienen una estructura en bloques masivos con matriz vítrea y lavas vesiculadas con matriz microlítica (proximal y distal respectivamente, Figura 19a), presentan textura afanítica con fenocristales (5%) sub/euhedrales de olivino y clinopiroxeno (3 mm) con textura esqueletal en algunos casos, bordes de alteración de iddingsita y dispuestos en glómérulos (Figura 19b). Las plagioclasas

son sub/euhedrales (2 mm) y son más abundantes en las lavas distales como microlitos.

Las lavas de la subunidad Mesa de Torres presentan una estructura masiva en bloques y lajeada (Figura 19d), en muestra de mano son color gris claro, con vesículas alargadas (15-20 %) y matriz microlítica, presentan textura ligeramente porfídica con fenocristales (10%) de olivino y clinopiroxeno (< 5 mm) sub/euhedrales con textura esquelética. En las lavas del Paleotigre (GCP-08) se observa que los fenocristales de Ol y Cpx presentan bordes de reacción de óxidos opacos bien desarrollados, así como, abundantes microlitos de óxidos (Figura 19c).

Esta unidad sobreyace de manera directa a la U2 C. Verde y en menor medida a la U3 Petembillo, e infrayace a las lavas holocénicas. Únicamente se tiene una edad isotópica de ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total de esta unidad correspondiente al C. Sosal (0.06 Ma), para el resto de los edificios a pesar de que no se tienen edades, por su morfología y nulo desarrollo del drenaje, así como sus relaciones de superposición, se estima que son contemporáneas con el Sosal.

Los edificios de la unidad Mesa de Torres se disponen sobre el lineamiento volcánico regional del Alto occidental, mientras que el C. Sosal se emplazó sobre una estructura paralela (NE-SO) que dislocó el Alto estructural oriental y el basamento en la porción sur del graben; y sobre la cual también se emplazaron 4 edificios de la U3 Petembillo 7 km al noreste (Figura 16).

5.2.6. Basalto andesítico Escobillas (U5 H-BA-E)

La unidad Basalto andesítico Escobillas se compone de 25 edificios volcánicos (6 conos cineríticos, 19 spatters) alineados en dirección NE-SO a lo largo de ~ 30 km. Esta unidad se caracteriza porque en al menos 11 edificios volcánicos aún se puede observar el malpaís con poca vegetación.

Los edificios se localizan principalmente en el sector Alto y Escalón occidental, y en el sector Bajo central se puede observar de manera aislada el C. El Caracol. En campo se aprecia esta unidad en las estaciones GCP-1, 2, 4, 10, 11 y 16; las rutas donde mejor se observan los productos en la porción occidental es sobre las terracerías que van del Durazno hacia las localidades de Caramicuas - Las

Escobillas - El Ortigal y a Cieneguillas del Huerto por el norte (rodeando al C. Don Nato). En el sector oriente los productos se pueden apreciar sobre la terracería que conduce hacia el basurero municipal de Puruarán y hacia dos bancos de material del C. El Caracol (GCP-18 y 19). En el sector norte se pueden observar sobre el camino que va de Escobillas hacia El Encanto, así como en las localidades de los Hacheros, Los Ates, La Tinaja y al sur de San Rafael Tecario.

En campo, las lavas son de tipo 'A'ã con estructura en bloques vesiculados, color gris claro/medio, predomina una matriz vítrea y únicamente el C. Escobillas y C. Caracol muestran matriz microlítica. Tienen textura ligeramente porfídica con 10 % de fenocristales de olivino sub/euhedral (1 cm) + clinopiroxeno (4 mm) + plagioclasa (2 mm) +/- ortopiroxeno ± anfíbol (1 mm). En algunas muestras los olivinos presentan textura esquelética y/o bordes epitaxiales de piroxenos, presentan xenocristales de plagioclasa reabsorbidos y glomérulos de Ol + Cpx. Las vesículas se pueden presentar rellenas de cuarzo criptocristalino u óxido (GCP - 01, 11).



Figura 20: **a:** Banco de material en la ladera sur de C. Los Lobos; **b:** Malpaís del C. Escobillas.

Se han reportado edades radiométricas (^{14}C) y paleomagnéticas para 5 edificios volcánicos (Zoyate, Palma, Tinaja, Mesa La Muerta y Mesa El Malpaís de Cutzaróndiro), los cuales presentan rangos entre 2270 y 6150 años A.P (Guilbaud et al., 2012; Mahgoub et al., 2017; anexo 4). A pesar de que no se tienen edades para el resto de los edificios; la conservación del malpaís, así como el nulo desarrollo de drenaje reflejan la juventud de estos edificios. De manera particular, los productos del C. Escobillas y C. El Tigre sobreyacen los productos del C. El

Zoyate, para el cual se han estimado edades entre 2195 - 3505 años antes del presente.

Esta unidad sobreyace a todas las demás y sobre esta se presentan suelos poco desarrollados en algunas partes. La disposición estructural de esta unidad es similar a la anterior, donde los edificios se emplazaron sobre los dos grandes lineamientos vulcanotectónicos con dirección NE-SO y los cuales delimitan la RV-GCP (Figura 16). Cabe mencionar que el lineamiento regional del sector occidental se continúa hacia el suroeste con la presencia del volcán histórico Jorullo.

La presencia de más de 20 edificios volcánicos holocénicos emplazados sobre dicha estructura regional asociada al sistema de Mil Cumbres, refleja una intensa actividad vulcanotectónica durante los últimos 6 mil años.

5.3. Análisis estructural

En esta sección se presenta el análisis de los diferentes sistemas de deformación discontinuos identificados en la RV-GCP, los cuales fueron definidos con base en los lineamientos morfológicos, así como por sus relaciones de corte con los dominios morfoestructurales y la superposición con los eventos volcánicos. Para la definición de los diferentes eventos de deformación, en el presente análisis también se han considerado las fracturas, así como las direcciones de elongación de emplazamiento de los diferentes edificios volcánicos.

Considerando las características volcánicas recientes del área de estudio, donde se observa una relativa obliteración derivada del emplazamiento de los diferentes productos volcánicos, ya sean derrames de lava como depósitos piroclásticos, en la práctica no se cuenta con planos de falla con indicadores cinemáticos. Por lo tanto, la descripción de los diferentes sistemas de deformación ha sido realizada con base en los diferentes elementos morfoestructurales descritos en el capítulo 5.1. Por otro lado, se realiza un análisis de las posibles orientaciones de los máximos de dilatación (σ_3 ; Nakamura, 1977), que se pudieron relacionar con el emplazamiento de los edificios volcánicos (p.e. diques, elongación de edificios volcánicos).

Es oportuno mencionar que este apartado se limita a realizar una descripción geométrica de los sistemas, así como a indicar las posibles relaciones cinemáticas. Sin embargo, la cronología de los diferentes sistemas estructurales identificados, su correlación con estructuras regionales y una posible temporalidad basada en las relaciones de corte con las diferentes unidades morfoestructurales y geológicas (capítulo 5.1 y 5.2) serán discutidas al final del documento en el capítulo 6.

5.3.1. Lineamientos morfoestructurales

En la figura 21 se presenta el mapa estructural donde se han identificado con diferentes colores las estructuras de cuatro sistemas de deformación: D1+n, D2, D3, D4. Dentro de cada sistema de deformación se puede observar su asociación con los diferentes sistemas morfoestructurales (Figuras 13 y 21). Por otro lado, en

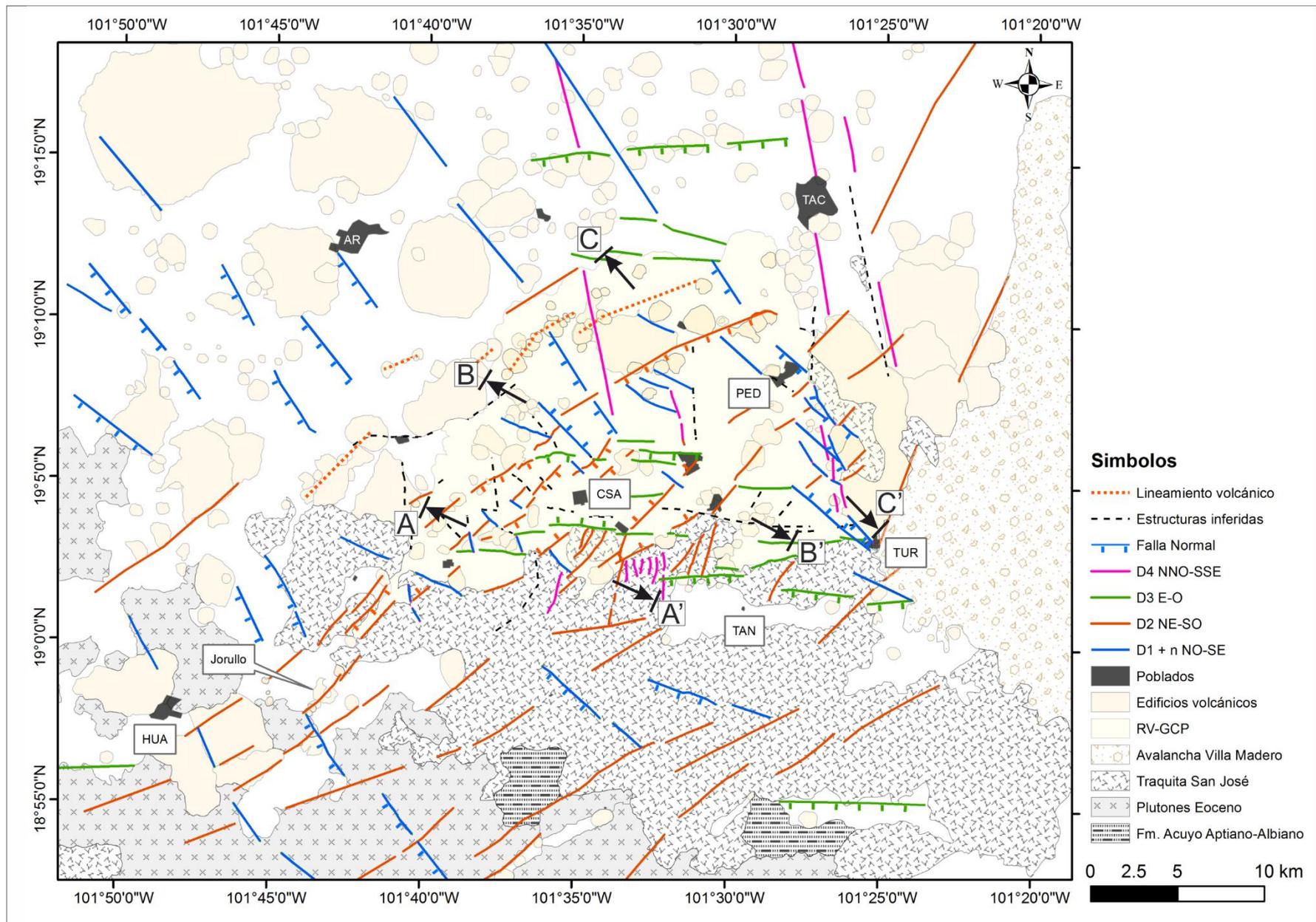


Figura 21. Mapa estructural donde se aprecian estructuras tectónicas asociadas a los diferentes sistemas de deformación. También se presenta el polígono basal de los edificios volcánicos de la RV-GCP y zonas adyacentes. Abreviaciones: AR. Ario de Rosales, CSA, Cahulote de Santa Ana, TAC. Tacámbaro, PED. Pedernales, TUR, Turicato, TAN, Tanicua, HUA. Huacana.

la figura 22 se presentan los perfiles A-A', B-B' y C-C', donde se ilustra la relación de los diferentes lineamientos con las unidades morfoestructurales (Capítulo 5.1) de la RV-GCP.

Para su descripción, los lineamientos morfoestructurales identificados se han agrupado en estructuras de primer, segundo y tercer orden dependiendo esencialmente de su longitud, así como de las relaciones entre los dominios morfoestructurales y edificios volcánicos. Por otro lado, también han sido agrupados de acuerdo a la orientación principal de cada sistema.

Las estructuras de primer orden con orientación NE-SO constituyen el principal sistema morfoestructural que ha condicionado la distribución del paisaje en la zona de estudio. En el sector Alto occidental se presenta un lineamiento volcánico regional de ~ 30 km con dicha orientación, con una geometría en *échelon*, y el cual se puede continuar hacia el suroeste, donde el volcán histórico Jorullo forma parte de este mismo lineamiento.

En el sector oriental se presentan dos lineamientos volcánicos con la misma orientación, el primero se compone por los edificios dispuestos entre el Sosal y el C. Petembillo, con una longitud de 16 km y sobre este se disponen los volcanes tipo escudo. Hacia el este se observa un segundo lineamiento paralelo y de menores de dimensiones (4 km; Figura 21).

Los lineamientos morfoestructurales con orientación NO-SE se pueden observar principalmente en el sector noreste de la RV-GCP. Dichos lineamientos se caracterizan por la mesa de lava El Encinal y un bloque del basamento local elongado (L2 en la figura 13), los cuales representan un alto estructural. Además, se presentan estructuras de primer/segundo orden al sur de este último, las cuales dieron lugar al dominio Bajo oriental entre los poblados de Pedernales y Turicato (Figura 21).

En el sector oeste, las lavas del C. El Tigre están delimitadas hacia el noreste por un graben NO-SE (Figura 12). Las estructuras que dieron origen a esta depresión fueron sepultadas principalmente por los productos volcánicos provenientes del edificio holocénico C. Zoyate y son difícilmente identificables en una primera

aproximación, sin embargo, mediante el análisis morfoestructural detallado fue posible identificarla.

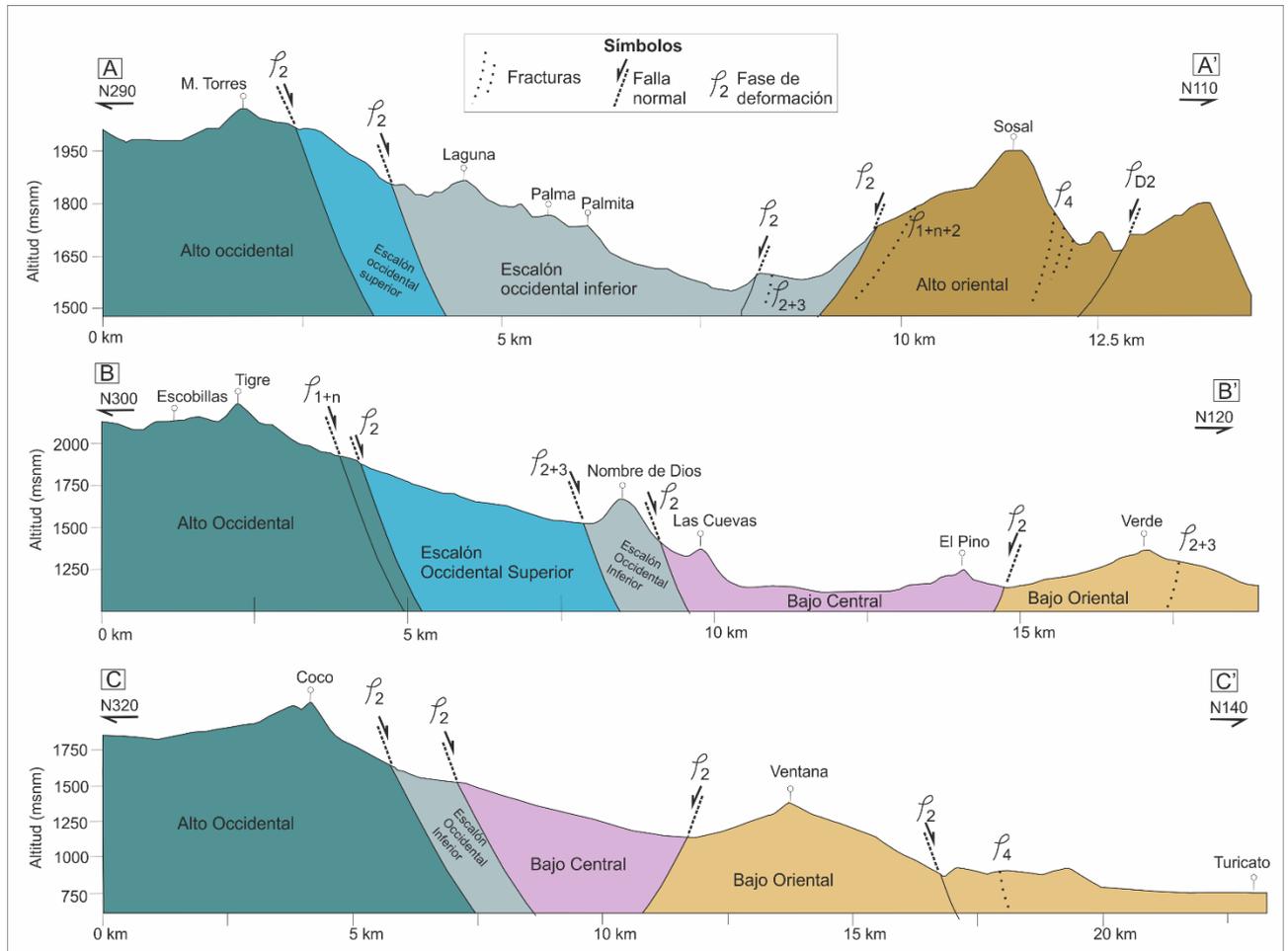


Figura 22. Perfiles topográficos donde se observan los diferentes dominios morfoestructurales del graben Cahulote de Santa Ana – Pedernales. Se puede apreciar que los dominios están delimitados esencialmente por lineamientos tectónicos o morfoestructurales. Asimismo, se puede observar la asimetría de la RV-GCP, el perfil A-A' refleja el graben del sur, mientras que las secciones B-B' y C-C' muestran el semigraben del sector norte. Para ubicar la posición de los perfiles ver mapa de la figura 21.

Por último, los lineamientos morfoestructurales con orientación E-O principalmente se observan en la porción sur de la zona de estudio. Estos se representan por estructuras de primer y segundo orden, las cuales condicionaron la formación de grabenes y semigraben con longitudes de 10 a 20 km y anchuras de 4 a 6 km. Dichos lineamientos dividen el Alto estructural oriental de los bloques Bajo central y Bajo oriental (Figura 13).

5.3.2. Sistemas de deformación de la RV-GCP

Un sistema de deformación está compuesto por una o más familias de estructuras de deformación, fallas y fracturas mayores, en el caso de un régimen de deformación frágil, o bien plegamiento, fallamiento y foliación en el caso de un régimen dúctil. Las estructuras presentan una geometría caracterizada por una cierta orientación, longitud, desplazamientos y cinemática, la cual se utiliza para definir la distribución geométrica de los esfuerzos.

Para fines de este estudio, se considera los sistemas de deformación como tectonomagmáticos, en cuanto pueden presentar una o varias fases de deformación asociados y retroalimentados (asistidos) por el ascenso de magma, emplazándose en diferentes profundidades y en el caso de las familias de fallas y fracturas pueden combinarse los procesos magmáticos y estructurales y dar origen a las fases vulcanotectónicas. Las fases de vulcanismo pueden estar compuestas por uno o varios eventos volcánicos, los cuales se pueden expresar como fallas y fracturas asociadas con emplazamientos volcánicos alineados paralelos u oblicuos a las estructuras dominantes del sistema.

Por lo tanto, se considera que los sistemas de deformación son el resultado de procesos tectonomagmáticos que dependen de la interacción coetánea entre la tectónica local y los diferentes sistemas magmáticos; estos últimos pueden diferenciarse entre sí mediante las variaciones en la morfología de edificios volcánicos y la composición geoquímica de sus productos. Por tanto, la combinación del análisis de estructuras de deformación, morfología y lineamientos morfovolcánicos y su relación con las variaciones geoquímicas permiten determinar la hipotética distribución de un máximo de extensión horizontal o diltación que favorecería el emplazamiento de diferentes tipos de volumen magmático.

5.3.2.1. D1+n Sistema NO-SE

La deformación D1+n Sistema NO-SE se compone por un conjunto de estructuras con una orientación general N310-320°; este sistema se caracteriza porque la mayoría de sus estructuras son de primer orden y en general son equidimensionales (líneas azules en la figura 21).

Este sistema se puede apreciar en toda la zona de estudio, a excepción de la porción sureste, donde se presenta un alto estructural compuesto por el batolito de La Huacana-Inguarán. Además, en el sector sureste, las estructuras fueron sepultadas por la avalancha de la caldera de Villa Madero (Figura 21).

En la RV-GCP, el sistema D1 + n NO-SE presenta una extensión de ~ 48 km desde la ladera sur del C. Tipitarillo, localizado al noroeste del poblado Ario de Rosales, hasta el poblado de Turicato. Este sistema generó estructuras de primer orden con dirección N305-N330, longitudes de 10 a 30 km, donde la mayoría tienen de 10 a 15 km, y en menor medida estructuras de segundo orden. En la zona de estudio, se estima a partir de los desniveles en los escarpes que las estructuras presentan desplazamientos verticales de ~ 1 km.

Este sistema ha generado principalmente geometrías de semigraben con los bloques de techo cayendo hacia el suroeste, y únicamente entre los poblados de Pedernales y Turicato se puede apreciar una geometría de graben. Este último, es simétrico, presenta una longitud de 13 km, una anchura de 4 km y un salto total aproximado de 380 m. Con base en perfiles topográficos realizados a lo largo del graben, así como la red de drenaje y las pendientes, se observa que la fosa está basculada hacia el sureste. Asimismo, en el bloque caído se presenta actividad hidrotermal, la cual se puede observar en los balnearios del Salitre, localidad perteneciente al municipio de Turicato.

El sistema D1 + n NO-SE forma los límites septentrionales de la RV-GCP expresados mediante el graben de Pedernales, así como los lineamientos morfoestructurales mencionados en el apartado anterior. A partir de la orientación de las estructuras tectónicas, así como el alineamiento y elongación de edificios volcánicos, se estima que el vector con el máximo de extensión horizontal (σ_3) pudo haber actuado en dirección N40-60.

5.3.2.2. D2 Sistema NE-SO

El sistema D2 NE-SO es el evento de deformación de mayor distribución en la zona de estudio; se compone por un conjunto de estructuras con una orientación general NE-SO (N55) y este es el principal generador del paisaje que se observa en la RV-GCP (líneas rojas en la figura 21).

Este sistema está presente en toda la región de estudio, presenta una extensión de ~ 66 km desde el poblado de La Huacana (al sur) hasta el noreste de Tacámbaro. El sistema D2 NE-SO presenta estructuras de primer, segundo y tercer orden con longitudes de 3 a 15 km, orientaciones de N50-N60 y las cuales han generado desplazamientos verticales estimados a partir de los desniveles en los escarpes de hasta 1 km (B-B' en Figura 22). Las estructuras también presentan desplazamientos laterales izquierdos, los cuales el cual han generado desviaciones del drenaje de hasta 4 km y desplaza a las estructuras del sistema D1+n NO-SE. Además, estas presentan geometría en *échelon* y comúnmente las estructuras se reflejan como lineamientos volcánicos.

En la RV-GCP, el sistema D2 NE-SO ha generado un graben en la porción sur, entre los poblados de Las Puentes y el Cahulote de Santa Ana, mientras que en la porción norte ha generado un semigraben (Figura 12). Ambos presentan el bloque de techo cayendo hacia el sureste.

En el sector oriental de la RV-GCP se observan dos alineamientos volcánicos, el de mayores dimensiones (14 km) presenta 8 edificios alineados, de los cuales, dos son los de tipo escudo. Un segundo alineamiento paralelo y menos extenso (6 km) se muestra hacia el este (C. Verde – Rancho Viejo, Figura 21).

Con base en la orientación de las estructuras tectónicas y alineamientos volcánicos, se estima que la dirección del vector con el máximo de extensión horizontal de este sistema pudo actuar en dirección N140-150.

5.3.2.3. D3 Sistema E-O

El sistema D3 E-O es de menores dimensiones en comparación con los dos sistemas previamente descritos. Este sistema se presenta de manera local en la porción sur de la RV-GCP entre los poblados de Las Puentes y Turicato, así como al norte de la zona de estudio entre las localidades de Tacámbaro y Ario de Rosales (Figura 21). Presenta una longitud de ~ 24 km y una anchura de 25 km. Se compone principalmente por estructuras de segundo y tercer orden (< 5 km) con direcciones de N85-N100 (líneas verdes en la Figura 21). Estas estructuras generaron 2 semigrabenes y 1 graben con dicha orientación.

Al sur de la RV-GCP, se presenta el semigraben de Tanicua, el cual tiene una longitud de 12 km, un ancho de 5 km, y a partir de los desniveles en el escarpe, se estima un salto máximo de 435 metros (al suroeste de Turicato en la Figura 21). Al norte de la RV-GCP se presenta el semigraben de Tacámbaro, conocido por los lugareños como “*el balcón de Tierra Caliente*”, este tiene dimensiones de 15 km de largo por 6 km de ancho y un desnivel de 590 metros. En ambos casos el bloque de techo cae hacia el sur. En la porción central de la RV-GCP, donde se localizan los poblados del Cahulote y Tavera, se presenta un pequeño graben de 9 km de largo, 5 km de ancho y con un salto promedio de 180 metros. Con base en la topografía, pendientes y red de drenaje, se observa que las tres depresiones se muestran basculadas hacia el este.

Con base en las estructuras y el alineamiento volcánico, se estima que el del vector de máxima extensión horizontal tiene una dirección de N175-190.

5.3.2.4. D4 Sistema NNO-SSE

El sistema D4 NNO-SSE tiene presencia limitada en la RV-GCP, presenta escasas estructuras con una orientación general NNO-SSE (N355) y se aprecia principalmente en el sector oriente de la RV-GCP (líneas rosas en la figura 21).

Este sistema se presenta entre los poblados del Cahulote, Tacámbaro y Turicato. Tiene una extensión de ~ 30 km (N-S) y una anchura de 14 km (E-O). En la RV-GCP se observan pocas estructuras de segundo y tercer orden principalmente (< 7 km) con orientaciones de N350-N15°. Los dominios Alto occidental sur y norte antiguo, son separados por una estructura de 8 km de longitud, la cual además facilitó el emplazamiento de los spatters holocénicos Los Hacheros (Figura 13). Asimismo, un conjunto de domos tipo torta del Plioceno, al noreste de Pedernales, presentan una tendencia NNO-SSE (Figura 21).

Este sistema disloca al sistema D1+ n NO-SE por medio de estructuras de segundo y tercer orden con un limitado movimiento vertical observable, asimismo afecta considerablemente al sistema D2 NE-SO. Con base en la orientación de las estructuras tectónicas, se estima que la dirección del vector con el máximo de extensión horizontal para este sistema es N80-110.

5.4. Petrografía

A continuación, se presenta la descripción petrográfica de las 5 unidades propuestas para la RV-GCP, excluyendo la unidad del Eoceno por estar fuera de los objetivos de estudio. El análisis se realizó mediante la observación de 37 láminas delgadas pertenecientes a 23 edificios volcánicos diferentes. El análisis petrográfico consistió en la descripción textural y de fases minerales, estimación visual del contenido porcentual de sus componentes (matriz, fenocristales), caracterización de la ocurrencia y texturas minerales en cada fase identificada.

Para la realización de las descripciones, se utilizan las abreviaturas de minerales propuestas por Whitney & Evans (2010). En los casos donde existen más de un tipo de una fase en la misma muestra, se colocan números en forma secuencial para diferenciarlos (p.e. OI1, OI2). Asimismo, la presencia de antecristales se representa con la letra “a”, mientras que los bordes o la fase que alberga el antecristal se representa con una “b”, ambas letras como subíndices (p.e. OI1_a, OI1_b).

En la tabla 3, al final de este apartado se presenta un resumen con las principales características petrográficas de cada unidad, asimismo en el anexo 2 de petrografía se presenta en detalle las características de cada muestra.

5.4.1. Basalto Petembo (U1 PIC-B-P)

No fue posible muestrear esta unidad debido a problemas de acceso a la localidad. Para integrar su descripción se recopiló la información disponible de trabajos previos (Guilbaud et al., 2019 y referencias ahí citadas). Todos los edificios presentan una matriz microlítica compuesta de OI + Plg + Cpx + Ox Fe-Ti. En particular las lavas del C. Petembo se caracterizan por presentar fenocristales únicamente de olivino y de ortopiroxeno (T01), mientras que las lavas del C. La Ventana y Potrerillos muestran fenocristales de OI + Cpx + Plg. A su vez, las andesitas - dacitas de la Mesa el Encinal presentan clinopiroxeno y plagioclasa como fenocristales.

5.4.2. Basalto andesítico C. Verde (U2 Plch-BA-V)

Se describieron 21 láminas delgadas de 11 diferentes edificios volcánicos de esta unidad. Las lavas son homogéneas en su mayoría, presentan principalmente textura traquítica intergranular en el sector occidental, mientras que en el sector oriental predomina la textura pilotaxítica intersertal.

Tienen una matriz compuesta de Plg + Ox Fe--Ti \pm Gl \pm Ol/Px (80-90 %) y un contenido variable de fenocristales (5-20 %). La asociación mineralógica principal es de Ol + Cpx + Plg. Los fenocristales presentan principalmente inclusiones de vidrio y óxidos agrupados.

Se presentan dos grupos de fenocristales de olivino y clinopiroxeno (Figura 23): el primero se compone por cristales de mayor tamaño con bordes de alteración de iddingsita y bordes reabsorbidos o redondeados (Ol1, Cpx1). El segundo grupo se compone por cristales de menor tamaño, principalmente de clinopiroxenos (Cpx2) y en menor proporción olivinos (Ol2) sin alteración y en equilibrio con la matriz, ambos grupos presentan formas sub/euhedrales y textura esquelética predominantemente en el segundo.

Hay dos tipos de plagioclasas, la mayoría presentan textura tamiz y/o zonamiento, bordes reabsorbidos y con óxidos epitaxiales (Plg1). Un segundo grupo se muestra no alterado con maclado tipo albita y en pocas muestras se observa tipo Carlsbad (Plg2) (p.e. GCP-32). Ambos grupos de cristales muestran formas sub/euhedrales. En las muestras GCP-29, 31, 33 asociadas a los edificios C. Verde y Rancho Viejo, presentan plagioclasas con texturas esqueléticas bien desarrolladas (Figura 23c), las cuales reflejan condiciones de enfriamiento súbito y son características en lavas que se enfriaron en presencia de agua.

En algunas muestras los óxidos Fe-Ti se observan con formas de cristalización tardía, ya que rellenan intersticios. La mayoría de las muestras presentan abundantes glomérulos de Ol + Cpx \pm Plg (Figura 23a). Asimismo, la mayoría de las muestras tienen evidencias de oxidación en Ol, Cpx o en la matriz, sin embargo, algunas se observan relativamente inalteradas (GCP-22, 35, 21, 28, 42).

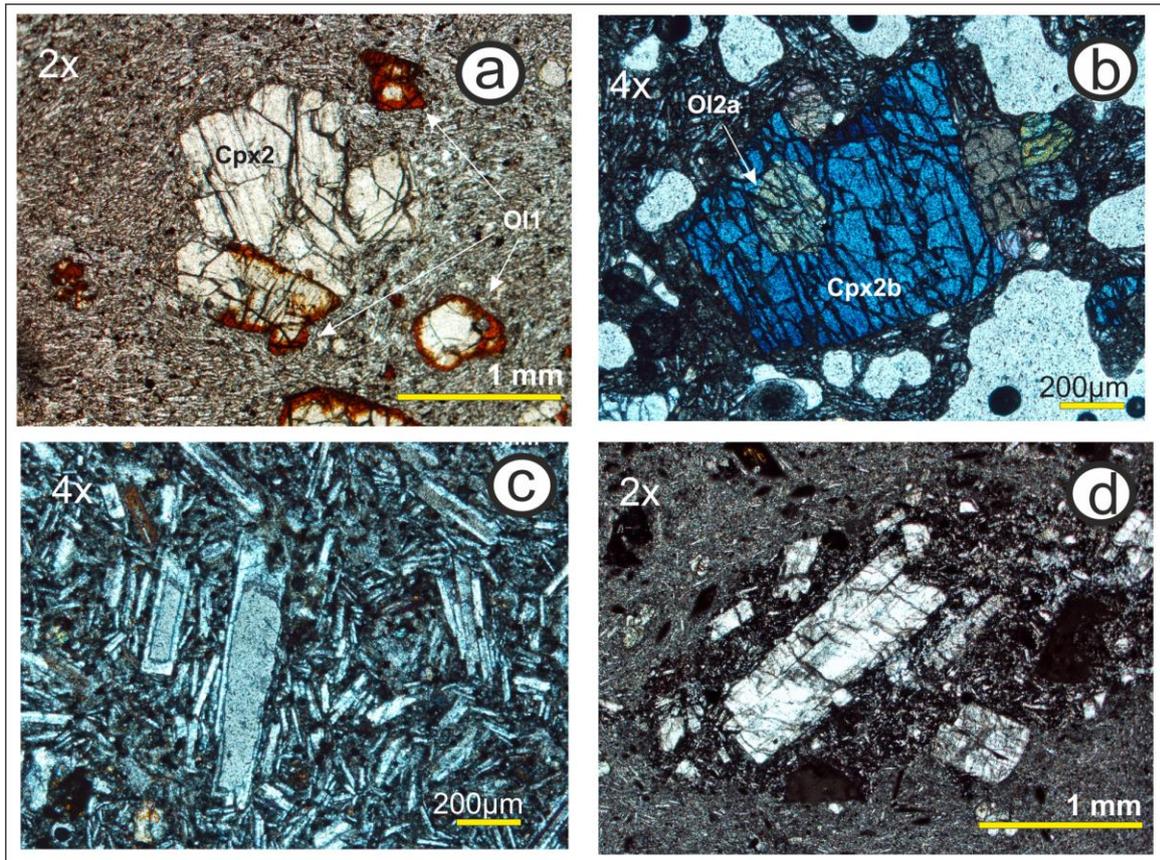


Figura 23. Fotomicrografías de los productos de la U2. andesita basáltica C. Verde. **a.** Glomérulo de Cpx2 + Ol1 (GCP-06); **b.** Glomérulo de clinopiroxenos con antecristal de olivino (GCP-42); **c.** Fenocristales de plagioclasa con textura esqueletal (GCP- 33); **d.** Xenolito del C. Canales compuesto de Plg + Cpx (GCP-38).

De manera particular las lavas distales del C. El Divisadero muestran bordes de reacción de óxidos opacos en fenocristales esqueletales y en algunos casos son reemplazados casi por completo.

En las muestras de esta unidad, se identificó una diversidad de antecristales (véase anexo 2 de petrografía):

- i) Cpx2_b y Ol2_b con antecristales de Cpx1_a u Ol1_a
- ii) Plg2_b con antecristal de Ol2_a o Cpx2_a
- ii) Ol1_b con antecristales de Ol1_a iddingsitizados por completo.
- iii) Cpx1_b, Ol1_b con núcleo reabsorbido y reemplazado completamente por óxidos opacos.
- iv) Cpx1_a con textura de exsolución y textura coronítica de Cpx2_b.

Algunas muestras presentan grumos (*clots*) de Cpx, así como xenocristales de Plg sericitizada con maclado polisintético o con textura tamiz y bordes reabsorbidos, además se presentan Opx (?) reabsorbido con Cpx u Ox epitaxiales.

De manera particular las lavas del C. Canales presentan xenolitos compuestos por una matriz intersertal alterada y fenocristales de plagioclasa cálcica y clinopiroxeno, los cuales se muestran fracturados o dislocados (Figura 23d). Los clinopiroxenos son abundantes y presentan bordes y núcleo reabsorbidos. También se presentan minerales máficos epidotizados por completo. La asociación mineral del xenolito, así como sus características de ruptura sugieren un dique dolerítico casi o totalmente cristalizado.

De acuerdo a la asociación mineralógica presente en las rocas de esta unidad sus productos se clasificaron como basaltos y basalto andesítico para aquellos más enriquecidos en plagioclasa (lineamiento Sur Caramicuas).

5.4.3. Shosonita Petembillo (U3 Plch - Sh - P)

Se describieron 5 láminas delgadas asociadas a esta unidad, pertenecientes a los edificios Chato, Pino, Nombre de Dios, Petembillo y La Palma. De manera general la unidad es relativamente homogénea, la mayoría tiene una textura pilotaxítica intersertal con matriz (80-90%) compuesta de Gl (> 50 %) + Plg + Ox (< 10 %) ± Ol/Cpx (< 5 %). Las lavas del C. La Palma (GCP-15) son distintas y presentan una textura traquítica intergranular con matriz de Plg (> 50%) + Ox + Gl (< 20%).

Se identificaron tres asociaciones de fenocristales distintas en las lavas de esta unidad: la mayoría son rocas afaníticas (5-10 % de fenocristales) con Ol + Cpx + Plg ± Phl ± Ox ± Amp ± Lct. Las otras dos asociaciones se observan en el C. Petembillo y la Mesa El Burro, las cuales tienen textura porfídica (15 a 20% de fenocristales) y muestran una asociación mineral de Phl + Cpx + Ol ± Plg y Plg + Ol, respectivamente (Figura 24).

Los olivinos y clinopiroxenos son subhedrales y anhedrales, presentan textura esqueletal y borde de reacción de óxidos Fe-Ti, presentan zonamiento y núcleos reabsorbidos. Algunos clinopiroxenos tienen textura de exsolución (Figura 24a).

En esta unidad también se observan las dos familias de Ol y Cpx, al igual que en la unidad anterior.

Las flogopitas son subhedrales y anhedrales, tienen textura esquelética y en ocasiones se muestran muy alteradas y reemplazadas casi por completo por óxidos. Estas también se presentan de manera epitaxial rodeando los olivinos (GCP-07).

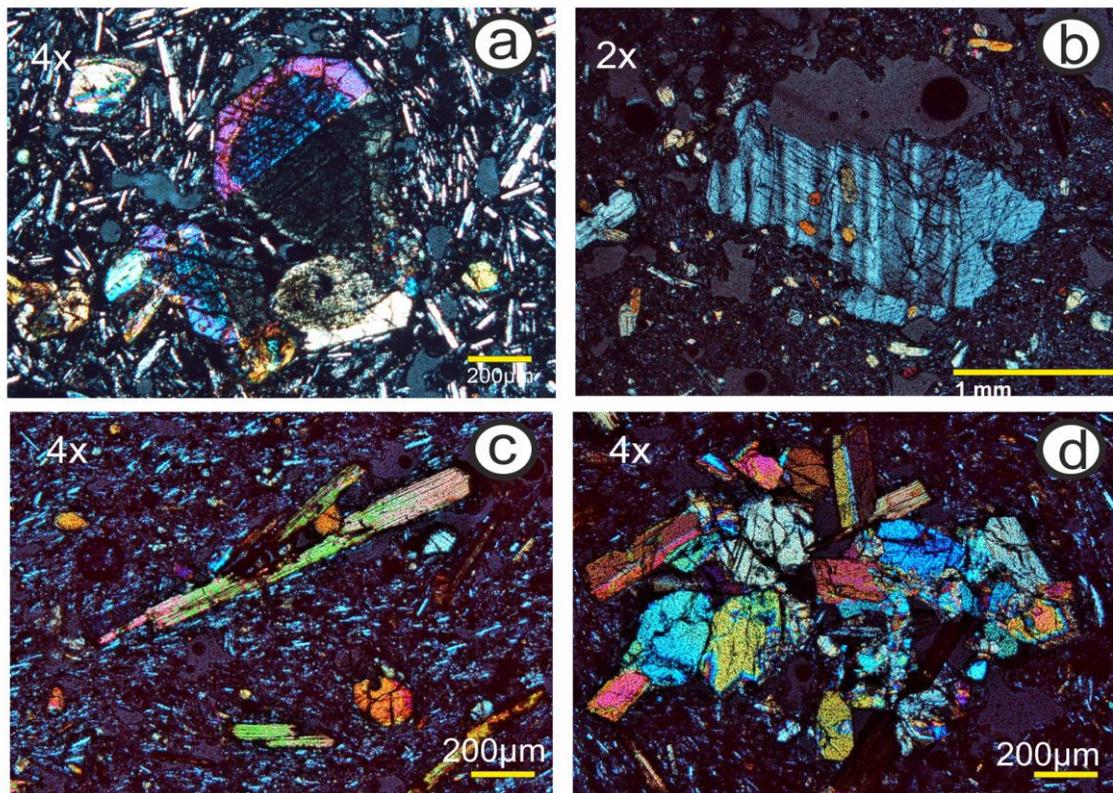


Figura 24. Fotomicrográficas de las lavas de U3 Shoshonitas Petembillo. **a.** Glomérulo de antecristales de clinopiroxenos con textura de exsolución y textura coronítica (GCP-30); **b.** Xenocrystal de plagioclasa poikilitica con antecristales de piroxenos (GCP-36); **c.** Flogopita con olivino intercrecido; **d.** Glomérulo de clinopiroxeno + flogopita + olivino. c y d. GCP-25.

Las plagioclasas se muestran principalmente como microfenocristales, son subhedrales, presentan maclado tipo albita, textura esquelética y tamiz. Hay microfenocristales de feldespatoideos hexa/octagonales con maclado polisintético y bordes ligeramente reabsorbidos (¿leucita?). También hay microfenocristales de óxidos Fe-Ti y anfíboles tardíos que se observan en las periferias de las vesículas (GCP-30).

Al igual que en la unidad anterior se identificaron diferentes tipos de antecristales, los cuales se describen a continuación:

- i) Cpx_{2b} con Ol_{2a} (C. La Palma, GCP-15a)
- ii) Cpx_{1a} con exsolución u Ol_{1a}, con textura coronítica de Cpx_{2b} (Figura 24a)
- iii) Cpx_{1a} reabsorbido con borde epitaxial de Ox Fe-Ti + textura coronítica de Cpx₂
- iv) megacristales de Cpx_{3b} con bordes reabsorbidos y antecristales de Cpx_{2a}
- v) xenocristales de Plg con maclado polisintético y antecristales de Cpx_{2a}(?) reabsorbidos (C. Chato, N. Dios; Figura 24b).

Algunos Cpx y Phl presentan bordes epitaxiales de Ox Fe-Ti o Plg, donde en algunos casos los óxidos han reemplazado por completo las Phl y lo cual podría asociarse a la abundante adición de fluidos. Todas las muestras presentan glomérulos compuestos de Cpx ± Ol ± Phl ± Ox (Figura 24d). Tanto antecristales como fenocristales presentan abundantes inclusiones de óxidos Fe-Ti y en menor medida de vidrio. La asociación mineralógica observada en esta unidad permite clasificarlas como basaltos y shoshonitas.

5.4.4. Basalto traquibasalto potásico El Sosal (U4a Plt-BH-S) y Andesita basáltica Mesa Torres (U4b Plt-AB-MT).

Se describieron cuatro láminas delgadas de esta unidad, dos asociadas al C. Sosal (GCP-13, 14) y las otras dos relacionadas con los edificios NE Lobos y Paleotigre (GCP-17 y 08, respectivamente).

Los productos de los diferentes edificios presentan variaciones entre sí; las lavas del C. Sosal y NE Los Lobos tienen una textura pilotaxítica intergranular, matriz (> 80 %) compuesta de Plg + Ox + Ol/Px ± Gl y presenta alto contenido de fenocristales (15-20 %). La asociación mineralógica predominante es de Ol + Cpx ± Plg.

Los olivinos y clinopiroxenos son sub/euhedrales con texturas esqueletales tipo espina, zonados, con bordes de reacción de óxidos o reabsorbidos (Figura 25b y c). Ambos edificios presentan un segundo grupo de clinopiroxenos no alterados

(Cpx2), subhedrales y de menor tamaño. Las plagioclasas son subhedrales, presentan maclas tipo albita y Carlsbad (GCP-14), tienen texturas esqueléticas, bordes reabsorbidos, algunas se presentan zonadas y algunas tienen inclusiones de Cpx (Figura 25a). De manera particular el edificio NE Los Lobos presenta zeolitas anhedrales con extinción ondulante, estas se muestran como fase tardía rellenando intersticios.

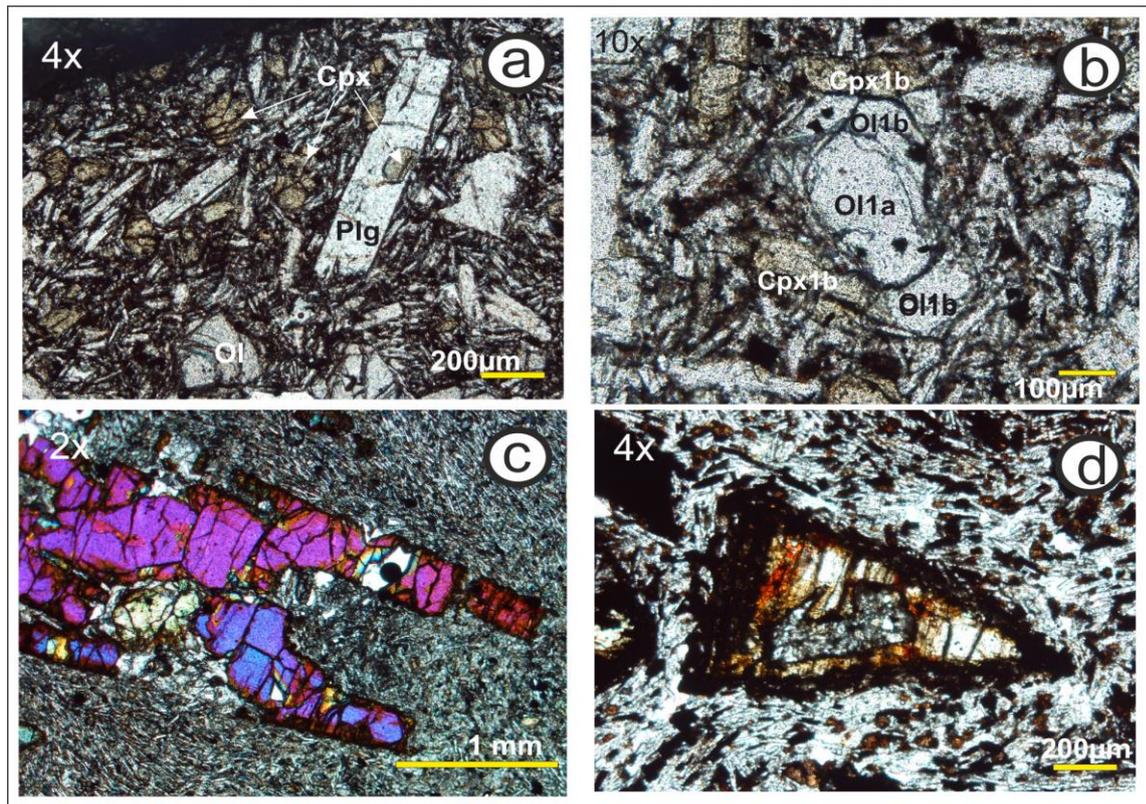


Figura 25. Fotomicrografías de las lavas de la unidad U4 El Sosal - Mesa de Torres. **a.** Textura pilotaxítica intergranular con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxenos (GCP-14); **b.** Antecristal de olivino con bordes reabsorbidos y borde de olivino y clinopiroxeno; **c.** Megacrystal de olivino esquelético (b y c. GCP-13); **d.** Fenocristal olivino oxidado embebido en una textura traquítica compuesta de óxidos + plagioclasa + olivinos alterados (GCP-08).

En el C. Sosal y NE Los Lobos se presentan abundantes glomérulos de Ol y Cpx. En comparación con las unidades anteriormente descritas, estos edificios únicamente presentan antecristales de Cpx1_a u Ol1_a con textura coronítica de Ol1_b, y solo las lavas distales del C. Sosal (GCP-14) presentan Cpx2 con núcleo reabsorbido.

Las lavas del Paleotigre (GCP-08) son distintas a las anteriores y se caracterizan por presentar una textura traquítica intergranular con foliación magmática, matriz

compuesta por microlitos de Ox Fe-Ti + Plg + Gl. Presenta fenocristales (5-10%) de Ol + Cpx y microfenocristales de Ox Fe-Ti. Los olivinos y clinopiroxenos son sub/euhedrales, tienen textura esquelética, bordes reabsorbidos y presentan zonamiento. Se caracterizan por presentar bordes de reacción muy desarrollados de óxidos opacos, así como abundantes óxidos epitaxiales (Figura 25d). La influencia de fluidos es considerable en las lavas del Paleotigre, donde se aprecia un reemplazo casi completo de los fenocristales.

5.4.5. U5 Basalto andesítico Escobillas (U5 H-BA-E)

Se describieron 7 láminas delgadas asociadas a 5 edificios distintos. Las lavas son homogéneas, presentan textura traquítica intergranular - intersertal y presentan matriz compuesta de Plg + Gl + Ox \pm Ol/Px. Muestran un contenido de fenocristales del 5 al 15 % y presentan dos asociaciones minerales distintas: la más abundante se compone de Ol + Cpx + Plg \pm Opx y únicamente la Mesa El Malpaís presenta Opx + Amp \pm Cpx \pm Qz \pm Plg (Figura 26).

Los olivinos y clinopiroxenos son sub/euhedrales, tienen textura esquelética, bordes reabsorbidos y zonados, algunos presentan núcleo reabsorbido o reemplazados por óxidos y textura coronítica de olivino. Las plagioclasas son sub/euhedrales, se presentan principalmente como microlitos, con maclado tipo albita y algunas con bordes ligeramente reabsorbidos. Los ortopiroxenos y anfíboles son sub/euhedrales, y generalmente se presentan glomérulos de ambas fases (Figura 26c). Todas las fases presentan inclusiones de vidrio y abundantes óxidos Fe-Ti agrupados. Las lavas del C. Escobillas presentan zeolitas como fase tardía que rellena intersticios, similar a las del edificio NE Los Lobos (U4b).

Es común observar antecristales de Ol_{1a} en Ol_{1b} y de Cpx_{1a} en Plg_{1b} (Figura 26 b y d). En las lavas de la Mesa El Malpaís se observan xenocristales de Cpx reabsorbidos con antecristales de Cpx con textura de exsolución. Únicamente las lavas del C. Escobillas presentan xenocristales de Plg con maclado tipo polisintético.

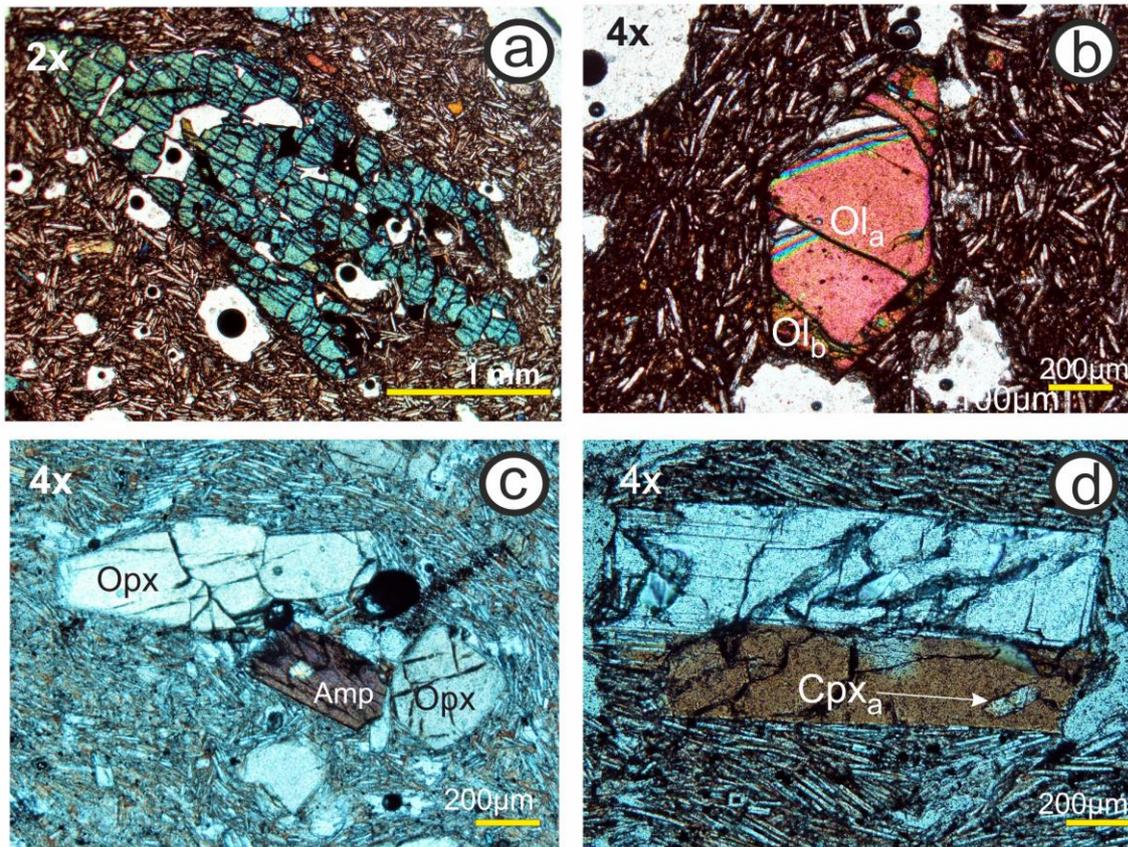


Figura 26. Fotomicrografías de las lavas de la unidad U5 Escobillas **a.** Megacrystal de clinopiroxeno esqueletal con inclusiones de óxidos y vidrio; **b.** Antecristal de olivino reabsorbido con borde de olivino en equilibrio con la matriz (a y b. GCP-04); **c.** Glómérulo de ortopiroxeno y anfíbol con inclusión de clinopiroxeno (GCP-16); **d.** Plagioclasa esqueletal con bordes tipo cola de pescado y antecristal de clinopiroxeno (GCP-19).

Esta unidad se caracteriza por presentar megacristales esqueletales (> 1 cm; Figura 26a) y por la abundancia de óxidos Fe-Ti como inclusiones y epitaxiales entre antecristal y borde coronítico. Asimismo, se caracteriza porque solo presenta una familia de Ol y Cpx en comparación con las demás unidades, y por la presencia más común de Opx.

Tabla 3. Resumen de las principales características petrográficas de las diferentes unidades de la RV-GCP. * Recopilado de Guilbaud et al., 2019.

Unidad	Textura	Matriz/ Fenocristales	Glomérulos	Antecristales	Xenocristales
U1 Basalto Petembo*		M: Ol + Plg + Cpx + Ox F1: Ol + Opx F2: Ol+Cpx+Plg			
U2 Basalto andesítico Verde	Traquítica intergranular / Pilotaxítica intersertal	M: (80-90 %) Plg + Ox ± Gl ± Ol/Px F1: (5-15%) Ol2 + Cpx2 + Plg F2: (5%) Ol1+Cpx1	Ol + Cpx ± Plg	i) Cpx1 _a u Ol1 _a con Cpx2 _b y Ol2 _b ii) Ol2 _a o Cpx2 _a iii) Ol1 _a iddingsitizado por completo con Ol1 _b iii) Cpx1 _b , Ol1 _b con núcleo reabsorbido y reemplazado completamente por óxidos opacos. iv) Cpx1 _a con textura de exsolución y textura coronítica de Cpx2 _b .	Plg sericitizada con maclado polisintético o con textura tamiz y bordes reabsorbidos Opx (?) reabsorbido con Cpx u Ox epitaxiales.
U3 Shoshonitas Petembillo	Pilotaxítica intersertal o traquítica intergranular	M1:(80-90%) Gl (> 50 %) + Plg + Ox (< 10 %) ± Ol/Cpx (< 5 %). M2; Plg (> 50%) + Ox + Gl (< 20%). F1: (5-10%) Ol1-2 + Cpx1-2 + Plg ± Phl ± Ox ± Amp ± Lct(?) F2: (15-20%) Phl + Cpx + Ol ± Plg F3: (15-20%) Plg + Ol	Cpx ± Ol ± Phl ± Ox ± Plg	i) Cpx2 _b con Ol2 _a (Palma) ii) Cpx1 _a con textura de exsolución u Ol1 _a , con textura coronítica de Cpx2 _b . iii) Cpx1 _a reabsorbido con borde epitaxial de Ox + textura coronítica de Cpx2 iv) megacristales de Cpx3 _b con bordes reabsorbidos y antecristales de Cpx2 _a v) xenocristales de Plg con maclado polisintético y antecristales de Cpx2 _a (?) reabsorbidos (C. Chato, N. Dios).	Plg con maclado polisintético y antecristales de Cpx2 _a (?) reabsorbidos (C. Chato, N. Dios).
U4a Basalto traquibasalto potásico Sosal U4b Basalto andesítico Mesa de Torres	Pilotaxítica intergranular o traquítica intergranular	M1: (> 80 %) Plg + Ox + Ol/Px ± Gl M2: Ox + Plg + Gl F1: Ol1-2 + Cpx1-2 ± Plg F2: Ol + Cpx + Ox	Ol y Cpx	i) Cpx1 _a u Ol1 _a con Ol1 _b ii) Cpx2 con núcleo reabsorbido	
U5 Basalto andesítico Escobillas	Traquítica intergranular - intersertal	M1: Plg + Gl + Ox ± Ol/Px F1:(5 al 15%) Ol + Cpx + Plg ± Opx F2: Opx + Amp ± Cpx ± Qz ± Plg.		i) Ol1 _a en Ol1 _b e inclusiones de Cpx1 _a en Plg1 _b ii) xenocristales de Cpx reabsorbidos con antecristales de Cpx con textura de exsolución.	Plg con maclado tipo polisintético.

5.5. Geoquímica

En esta sección se presentan datos de 71 análisis geoquímicos correspondientes con muestras de la RV-GCP. 30 análisis geoquímicos fueron realizados en este estudio y adicionalmente se integraron 41 análisis recopilados de la literatura, pertenecientes a la zona de estudio (Demant, 1981; Hasenaka y Carmichael, 1987; Guilbaud et al., 2019). La localización de las muestras se presenta en el mapa geológico de la RV-GCP en la figura 16.

En las tablas 4 y 5 se muestran los resultados de elementos mayores y traza, así como el cálculo de los minerales normativos principales (Ne-Ol-Di-Hy-Ab-Qz) de acuerdo a la norma CIPW de 30 muestras analizadas, de las cuales 16 son de la U2 Verde, 5 pertenecen a la U3 Petembillo, 4 son de la U4 El Sosal - Mesa de Torres y 5 son de la U5 Escobillas. En el anexo 3 de Geoquímica se presentan las 41 muestras compiladas con el mismo cálculo.

A continuación, se presentan diferentes diagramas geoquímicos de variación, clasificación y discriminación, los cuales fueron de utilidad para reflejar las diferencias y similitudes geoquímicas de las diferentes unidades propuestas en este trabajo.

5.5.1. Elementos mayores

Los productos de la RV-GCP varían composicionalmente y forman dos grandes grupos de acuerdo al diagrama TAS: el menos abundante se compone por la U1 Petembo, U3 Petembillo, U4a Sosal y el C. El Encanto de la U5. Estas presentan productos tipo basaltos, traquibasaltos potásicos, shoshonitas y latitas, de acuerdo al diagrama TAS (Le Bas et al., 1986; Irvine & Baragar, 1971). Dichas unidades presentan un rango de sílice entre 51-58 wt% y están ligeramente altas en álcalis (4-8 wt %).

El segundo grupo es el más abundante (U2 Verde, U4b Mesa de Torres y U5 Escobillas), presenta composiciones de basaltos a andesitas con un rango de sílice ligeramente más amplio (50-61 wt % SiO₂) y menor contenido de álcalis (4-6 wt %; Figura 27).

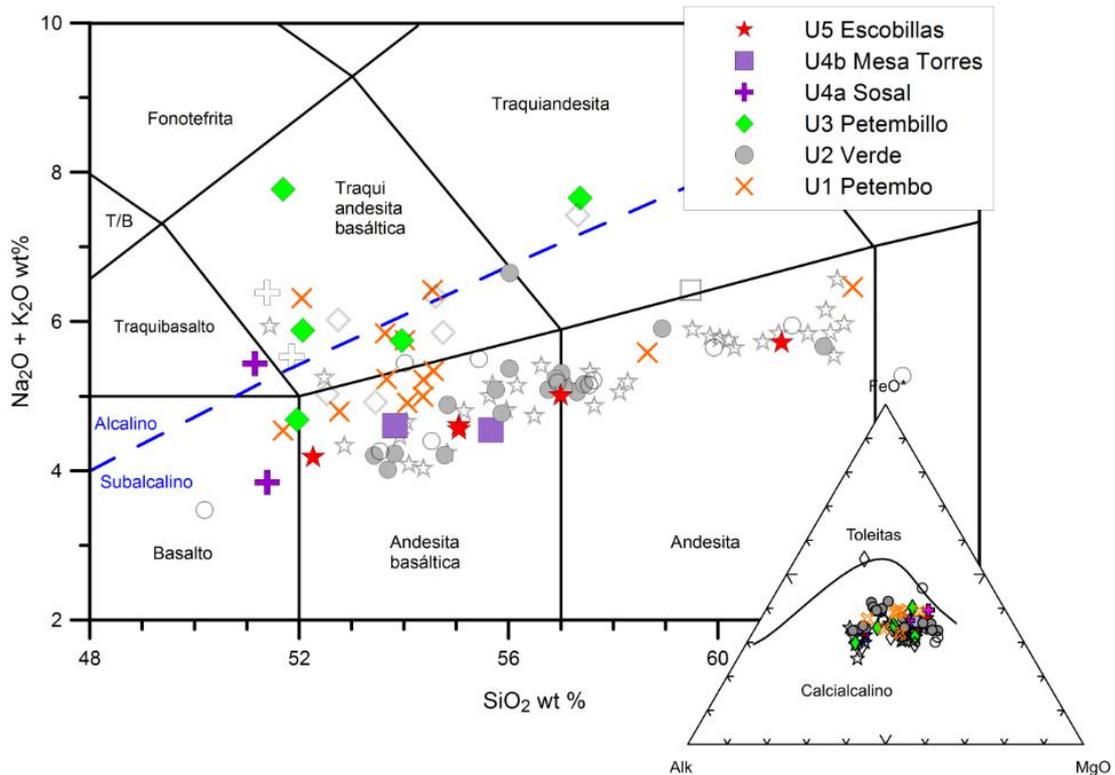


Figura 27. Diagrama Total Alkali Silica (TAS) (Le Bas et al., 1986). Línea de división entre el campo alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar, 1971. Los símbolos sin relleno son los recopilados de la literatura.

El primer grupo muestra álcalis con valores de 1.4 a 4.3 wt % de K_2O , o de 3.2 a 5 wt % de Na_2O , en comparación con el segundo, el cual presenta variaciones de 0.67 a 1.82 wt % y de 2.7 a 4.18 wt % respectivamente. En la Figura 28 se muestra la afinidad sódica o potásica para las rocas altas en álcalis de la RV-GCP, en este se observa cómo la mayoría de las muestras se presentan en la transición entre la asociación sódica y potásica, y únicamente aquellas que presentan flogopita como fenocristales se disponen en la asociación potásica.

La relación observada entre el contenido de índices de FeO^* , MgO y $K_2O + Na_2O$ en el diagrama de variación AFC de Irvine y Baragar (1971; Figura 27), refleja que la mayoría de las muestras corresponden a rocas con afinidad calcialcalina y únicamente dos muestras presentan una tendencia ligeramente toleítica (Mesa El Burro y C. Canales).

De acuerdo a las series potásicas de Pecerrillo y Taylor (1976), las rocas subalcalinas (U2 Verde, U4b Mesa de Torres y U5 Escobillas) se presentan en el campo de medio potasio, mientras que las rocas altas en álcalis (U1 Petembo, U3

Petembillo, U4a Sosal) muestran alto contenido de potasio y únicamente las lavas del C. Petembillo y C. Chato se disponen en el campo de las shoshonitas. De manera singular las lavas holocénicas de Los Hacheros (U5) muestran alto contenido de potasio, en comparación con el resto de las lavas contemporáneas. Otra particularidad se presenta en las lavas del C. Canales (T58A), las cuales presentan bajo contenido de potasio y se muestran de manera transicional entre los campos de medio potasio y bajo potasio (Figura 28).

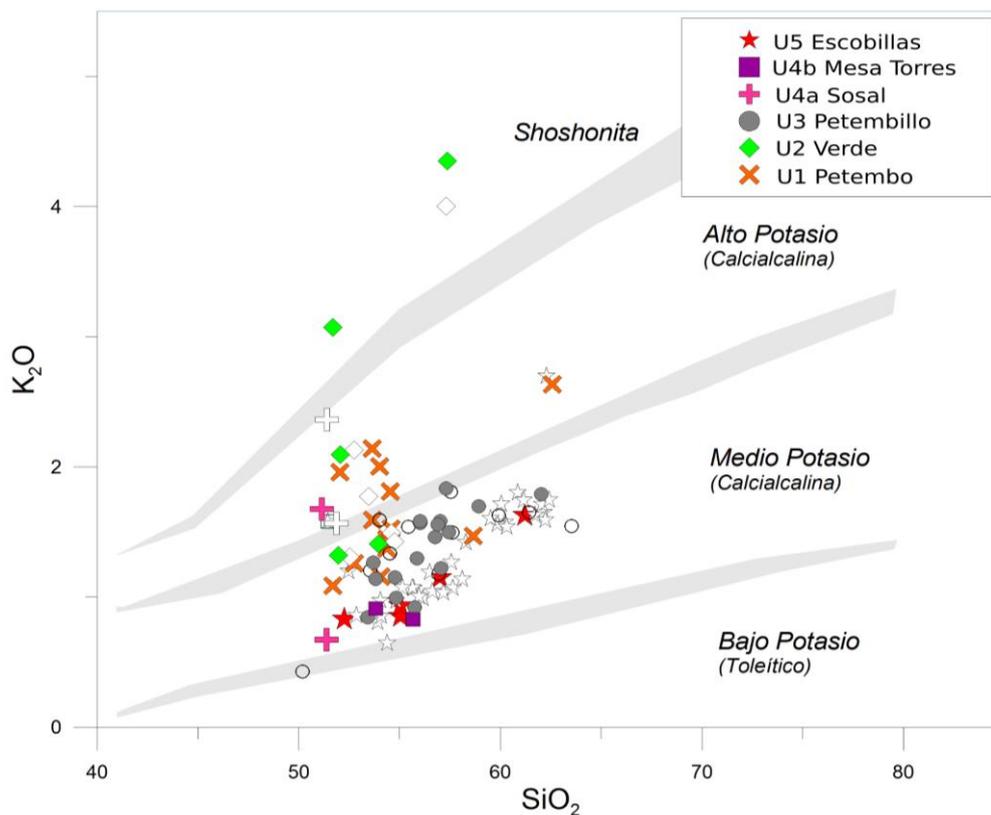


Figura 28. Diagrama de discriminación SiO_2 vs K_2O para las diferentes series potásicas (Pecerrillo y Taylor, 1976). Los símbolos sin relleno son los recopilados de la literatura.

En los diagramas binarios de elementos mayores, se utilizó el MgO como índice de diferenciación (Figura 29). En estos se puede observar una correlación negativa respecto al contenido de SiO_2 , así como una positiva respecto al CaO y Fe_2O_3 (no mostradas). Para el resto de los elementos las correlaciones no son tan evidentes y los contenidos de Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 son relativamente constantes sin importar el contenido de MgO en las diferentes unidades, por ejemplo, el contenido de Na_2O varía de 3 a 4 wt % en la mayoría de las muestras y únicamente el C. Tecolote (U2), C. Pino y C. Chato (U3) presentan un ligero

enriquecimiento (~ 5 wt %). El contenido de aluminio es homogéneo en todas las unidades con contenidos entre 16-18 wt %, y únicamente las rocas ricas en potasio de la U3 Petembillo muestran valores entre 14-16 wt %.

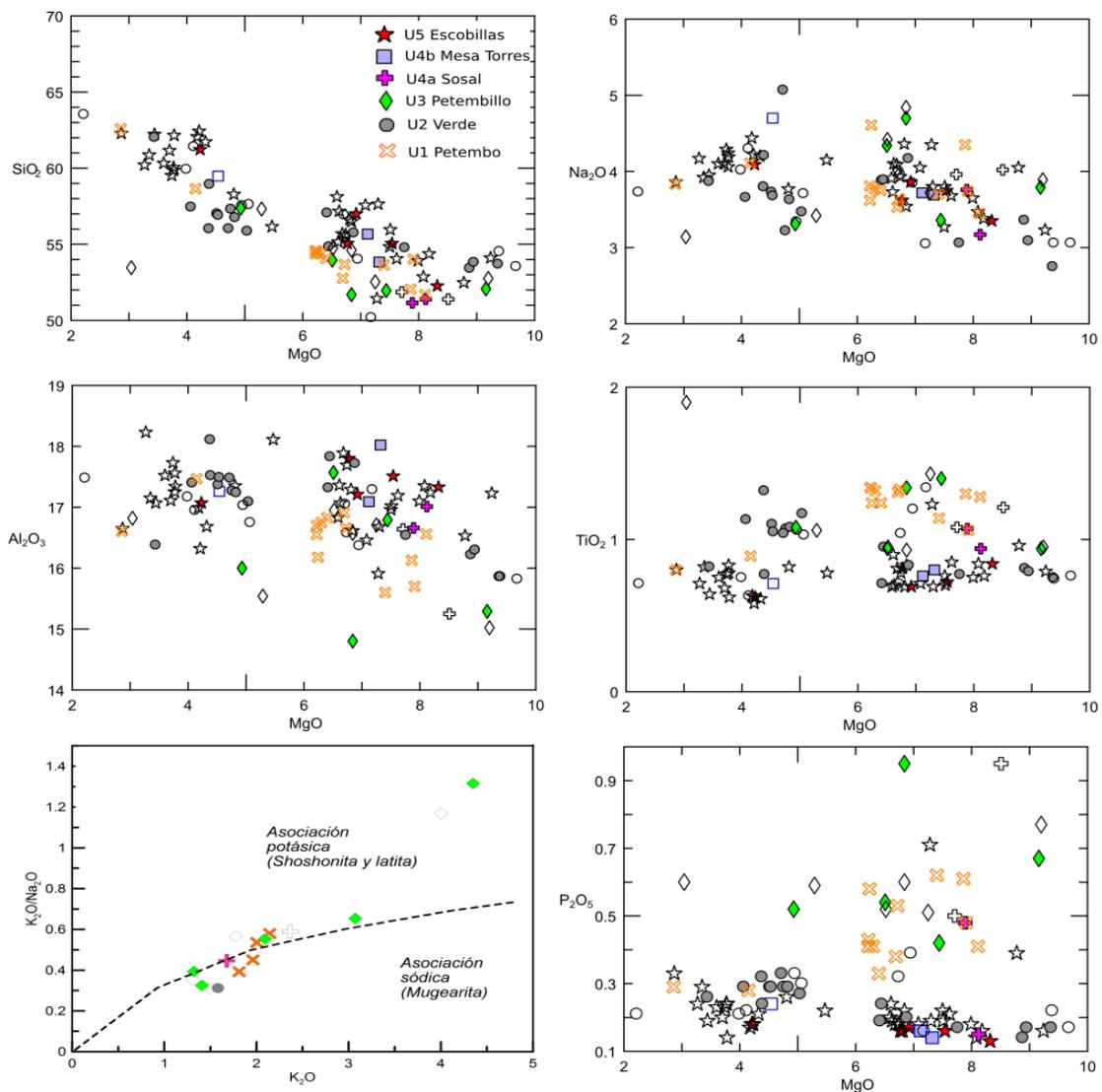


Figura 29. Diagramas tipo Harker de elementos mayores para las lavas de la Región Volcánica del Cahulote de Santa Ana - Pedernales, usando el MgO como índice de diferenciación. En el extremo inferior izquierdo se presenta el diagrama K_2O vs K_2O/Na_2O propuesto por Innocenti et al., (1999) para diferenciar las rocas de tipo alcalino en asociaciones potásicas y sódicas.

Respecto al titanio se muestran tres tendencias: i) la mayoría de las rocas presentan valores entre 0.8 y 0.9 wt % (U2, U4b y U5); ii) las rocas con bajo contenido de MgO (3-4 %) de la U2 Verde, así como las rocas potásicas de la U1 Petembo, U3 Petembillo, U4a El Sosal y El Encanto (U5), muestran valores de TiO_2 ligeramente mayores (1-1.5 wt %). iii) La tercera tendencia y de manera única,

se muestran en las lavas de la Mesa El Burro (U3) con contenidos de TiO_2 de ~2 wt %. Esta última, también se presenta más enriquecida que el resto de las muestras en CaO (~8.5 wt %), Fe_2O_3 (~11 wt %) y MnO (~0.2 wt %). La riqueza en TiO_2 podría reflejar una lava menos diferenciada, o bien, asociarse al mayor contenido de microfenocristales y fenocristales de óxidos en dichas muestras.

Las tendencias del P_2O_5 y K_2O , son similares entre si y permiten diferenciar de manera clara las muestras con afinidades potásicas (U1 Petembo, U3 Petembillo, U4a Sosal y El Encanto de la U5), las cuales se muestran enriquecidas (0.3 -1 wt % P_2O_5) en comparación con las de potasio medio (< 0.3 wt % P_2O_5 ; Figura 29). En este diagrama se observa como los productos de un mismo edificio (C. Sosal) pueden mostrar variaciones de P_2O_5 (0.15 a 0.48 wt %).

A través del cálculo de minerales normativos mediante la norma CIPW, se observan diferencias entre las unidades: todas las muestras de tipo calciocalino muestran diópsido, hiperstena y cuarzo como minerales normativos. En contraste, las rocas alto potásicas/shoshonitas de la U1 y U3 presentan olivino, hiperstena y diópsido normativo (Tabla 4).

Se observan dos muestras particulares de la U3: la primera es el C. Petembillo, este es el único de la U3 que presenta Qz normativo, mientras que el C. Chato es el único que presenta nefelina (3.7 wt %) y perovskita normativas (2 wt %), además del diópsido y olivino. La presencia de nefelina normativa en el C. Chato podría asociarse a los xenocristales de plagioclasa con maclado tipo Albita. Sin embargo, la subsaturación en sílice se ve reflejada petrográficamente con la presencia de microfenocristales de leucita.

5.5.2. Elementos traza

5.5.2.1. Diagramas binarios

En los diagramas binarios de elementos traza de la figura 30, se puede observar que los elementos compatibles en fases máficas, como el cromo o níquel (este último no se muestra en los diagramas), presentan una tendencia lineal positiva, mientras que los elementos tipo LILE y HFSE presentan agrupamientos más que tendencias lineales que pudieran reflejar procesos continuos de fraccionamiento.

Tabla 4. Contenido de elementos mayores (wt %) y minerales normativos de las lavas de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales

Unidad	Edificio	Muestra	Litología	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Total	NORMA CIPW				
																Olivino	Hiperstena	Diopsido	Cuarzo	Nefelina
U2	LA	G-05	BA	54.85	0.95	17.84	7.41	0.10	6.45	7.30	3.89	1.00	0.24	-0.02	100.00		14.8	2.7	5.2	
U2	D.Nato	G-06	BA	53.40	0.81	16.22	7.95	0.11	8.88	8.24	3.36	0.85	0.14	0.06	100.00		18.2	8.5	3.0	
U2	Divisadero	G-20	A	58.57	0.76	17.41	5.85	0.08	4.37	6.23	4.18	1.69	0.24	0.62	100.00		9.8	2.6	9.9	
U2	D.Nato	G-22	A	57.14	0.71	17.34	6.47	0.09	6.43	6.66	3.89	1.22	0.19	-0.14	100.00		14.8	2.6	7.7	
U2	LA	G-26	BA	55.55	1.17	17.00	7.81	0.12	5.01	7.77	3.45	1.29	0.27	0.57	100.00		10.3	4.8	9.3	
U2	SC3	G-27	BA	56.82	1.10	17.32	6.98	0.10	4.50	7.28	3.71	1.58	0.29	0.32	100.00		9.5	3.8	9.5	
U2	Verde	G-31	BA	56.60	1.07	17.19	7.26	0.10	4.82	7.31	3.62	1.46	0.29	0.29	100.00		10.3	3.7	9.7	
U2	R.Viejo	G-33	BA	56.77	1.11	17.19	7.22	0.09	4.02	7.02	3.62	1.48	0.29	1.19	100.00		9.0	2.5	11.4	
U2	Verde	G-35	BA	53.63	0.75	15.84	7.42	0.11	9.36	8.60	2.75	1.27	0.17	0.12	100.00		18.9	9.6	4.0	
U2	SC2	G-37	BA	55.84	1.32	18.05	7.27	0.10	4.37	7.07	3.79	1.57	0.32	0.32	100.00		10.5	0.9	8.3	
U2	Canales	G-38	A	61.54	0.81	16.25	5.02	0.07	3.41	6.24	3.84	1.78	0.26	0.78	100.00		6.8	3.8	16.4	
U2	L. Pozos	G-39	BA	56.78	1.06	17.11	6.88	0.10	4.72	7.13	3.19	1.82	0.29	0.93	100.00		10.7	2.5	11.3	
U2	Tecolote	G-41	BA	55.77	1.04	17.40	6.69	0.10	4.70	6.90	5.05	1.58	0.33	0.46	100.00		8.6	6.8	2.1	
U2	SC1	G-43	BA	56.82	1.05	17.46	7.02	0.10	4.54	7.36	3.67	1.56	0.29	0.15	100.00		9.6	3.7	9.5	
U2	SC3	G-44	BA	54.67	0.77	16.51	7.32	0.10	7.74	8.32	3.05	1.15	0.17	0.21	100.00		15.7	7.8	6.3	
U2	Verde	G-45	BA	53.84	0.80	16.31	7.35	0.10	8.96	8.28	3.09	1.14	0.17	-0.03	100.00		18.6	8.1	3.6	
U3	N.Dios	G-07	SH	51.94	0.94	15.25	7.75	0.10	9.13	8.10	3.78	2.09	0.66	0.26	100.00	7.9	6.3	11.3		
U3	Palma	G-15A	B	51.74	1.39	16.72	9.01	0.12	7.41	8.10	3.35	1.32	0.42	0.42	100.00		16.2	5.0	2.3	
U3	Chato	G-30	SH	51.62	1.34	14.78	8.46	0.10	6.83	8.03	4.69	3.07	0.95	0.14	100.00	7.1		15.0		3.73
U3	Pino	G-36	SH	53.79	0.94	17.52	7.35	0.09	6.49	7.24	4.32	1.40	0.53	0.31	100.00		14.3	4.1	1.4	
U3	Petembillo	G-25	LA	56.93	1.08	15.87	5.89	0.08	4.89	6.38	3.28	4.32	0.52	0.77	100.00		9.0	7.1	4.5	
U4	Paleotigre	G-08	BA	55.42	0.76	17.02	7.24	0.10	7.09	7.25	3.71	0.82	0.16	0.44	100.00		15.8	4.2	6.7	
U4	Sosal	G-13	B	51.41	0.95	17.02	8.68	0.13	8.13	9.74	3.17	0.67	0.15	-0.04	100.00		15.1	11.2	1.5	
U4	Sosal	G-14	TB-K	51.20	1.07	16.68	8.47	0.12	7.90	8.73	3.77	1.68	0.48	-0.09	100.00	6.28	5.9	10.3		
U4	NE Lobos	G-17	BA	53.80	0.80	18.01	7.48	0.10	7.31	7.70	3.69	0.91	0.14	0.05	100.00		16.4	3.9	3.4	
U5	Escobillas	G-10	BA	56.94	0.69	17.19	6.30	0.09	6.91	6.60	3.85	1.15	0.17	0.10	100.00		16.0	2.6	7.3	
U5	Alto	G-11	BA	55.12	0.72	17.53	6.91	0.10	7.55	7.43	3.76	0.85	0.16	-0.12	100.00		16.9	4.1	4.9	
U5	M.Malpais	G-16	A	61.20	0.62	17.07	5.23	0.07	4.23	5.67	4.09	1.63	0.18	0.03	100.00		9.9	1.3	14.0	
U5	Caracol	G-18	BA	54.92	0.80	17.76	7.22	0.10	6.76	7.50	3.61	0.93	0.16	0.23	100.00		15.3	3.4	6.1	
U5	Lobos	G-04	BA	52.34	0.84	17.35	8.21	0.12	8.34	8.64	3.36	0.83	0.13	-0.14	100.00		17.2	7.6	1.7	

Tabla 5. Contenido de elementos traza (ppm) de las lavas de la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales.

Unidad	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U2	U3	U3	U3	U3	U3	U4	U4	U4	U4	U5	U5	U5	U5	U5	
Edificio	LA	D.Nato	Divisadero	D.Nato	LA	SC3	Verde	R.Viejo	Verde	SC2	Canales	L. Pozos	Tecolote	SC1	SC3	Verde	N.Dios	Palma	Chato	Pino	Petembillo	Paleotigre	Sosal	Sosal	NE Lobos	Escobillas	Alto	M.Malpais	Caracol	Lobos	
Muestra	G-05	G-06	G-20	G-22	G-26	G-27	G-31	G-33	G-35	G-37	G-38	G-39	G-41	G-43	G-44	G-45	G-07	G-15A	G-30	G-36	G-25	G-08	G-13	G-14	G-17	G-10	G-11	G-16	G-18	G-04	
Tipo de roca	BA	BA	A	A	BA	BA	BA	BA	BA	BA	A	BA	BA	BA	BA	BA	SH	B	SH	SH	LA	BA	B	TB-K	BA	BA	BA	A	BA	BA	
Elementos traza (ppm)																															
Sc	17.0	24.0	14.0	14.5	21.5	18.3	17.4	18.5	25.2	18.6	16.1	17.8	18.1	18.7	22.8	24.0	20.7	21.8	18.0	16.5	15.5	19.0	32.2	24.0	19.3	15.1	17.3	12.4	18.8	18.2	
V	141.9	175.9	114.3	119.7	150.8	144.5	131.2	136.9	175.2	145.6	115.8	136.6	136.6	143.5	151.8	169.3	156.8	176.6	178.9	143.7	164.1	118.1	211.7	184.0	153.2	119.7	138.3	100.5	145.1	131.0	
Cr	271.3	450.8	151.3	195.9	147.8	111.8	119.3	114.3	374.4	99.2	132.7	124.4	118.2	101.5	236.7	344.8	375.3	315.3	242.1	194.9	160.1	287.7	407.5	237.1	265.9	216.8	327.3	155.0	262.2	285.3	
Co	32.9	37.4	20.6	24.8	32.8	24.4	24.8	26.4	35.6	24.0	17.8	24.0	26.7	23.7	32.8	34.5	36.3	35.3	32.4	28.0	21.7	29.6	36.4	33.8	30.8	26.6	28.9	17.5	28.1	24.7	
Ni	156.9	211.0	128.0	162.9	88.9	62.2	88.7	91.7	182.9	70.4	92.8	77.9	79.5	65.9	196.8	170.9	264.1	182.9	125.2	136.9	106.1	187.1	117.0	109.3	160.4	222.3	208.0	99.2	160.7	213.8	
Cu	26.2	56.1	27.6	29.5	47.4	36.3	39.7	43.8	45.9	39.0	27.5	39.7	43.0	41.9	33.2	31.7	56.3	46.7	75.3	43.8	46.1	30.0	45.3	67.2	44.3	30.8	47.6	22.7	32.7	34.7	
Zn	73.8	65.0	73.1	66.1	69.9	71.2	67.5	65.9	63.5	74.8	60.6	68.8	71.4	71.7	59.3	63.6	102.3	77.8	131.3	104.8	82.7	73.3	66.1	90.5	70.1	66.2	67.1	66.4	68.3	46.7	
Ga	18.7	17.1	19.7	17.7	19.1	19.3	18.1	19.3	17.1	19.7	20.4	18.8	19.5	19.1	17.5	17.3	19.7	17.9	23.3	20.6	21.7	19.3	16.8	18.9	18.2	18.0	18.2	19.4	18.0	12.2	
Li	10.6	9.1	15.0	12.6	11.7	10.3	11.9	12.5	7.8	13.0	11.3	9.5	13.1	14.6	10.5	9.5	14.2	8.9	18.5	14.4	10.6	11.6	8.6	12.6	11.2	14.0	11.6	19.9	10.5	7.0	
Be	1.3	0.8	1.4	1.0	1.5	1.5	1.3	1.4	0.9	1.5	1.4	1.4	1.5	1.4	0.9	0.9	2.5	1.6	2.9	1.7	2.6	1.0	0.8	1.7	0.9	1.0	0.9	1.2	0.9	0.6	
Rb	11.1	9.5	31.8	18.0	24.6	27.3	27.7	28.2	18.5	27.5	23.5	31.1	28.6	27.0	19.5	18.1	15.9	17.3	32.3	13.6	103.3	9.5	8.2	17.4	12.3	17.6	10.9	23.2	9.9	7.6	
Sr	572.1	497.9	709.4	549.7	787.0	770.4	696.0	724.9	719.2	755.1	1228.8	723.1	739.7	768.6	835.5	733.8	1476.3	542.4	1934.8	931.6	1136.3	543.3	492.3	1093.6	509.5	506.4	525.5	679.8	494.8	279.8	
Y	18.4	15.8	13.8	12.7	32.9	21.4	21.0	24.7	15.2	22.1	16.6	21.3	26.5	21.6	14.9	15.3	15.4	22.7	16.1	13.4	16.6	14.5	20.0	20.4	15.6	12.4	12.3	11.4	15.7	12.7	
Zr	113.3	88.2	136.8	99.8	156.7	164.6	154.5	164.4	101.9	176.9	140.6	163.7	169.2	162.1	96.7	98.4	164.7	172.6	187.0	118.5	391.5	110.4	75.6	137.9	91.7	109.3	91.5	125.2	89.2	66.7	
Nb	6.8	2.8	7.3	3.6	8.5	9.5	8.4	9.1	3.1	10.6	4.7	9.4	9.6	9.3	3.7	3.3	12.0	16.5	16.0	11.5	7.3	3.8	2.5	7.7	2.8	4.0	3.0	4.8	2.9	1.7	
Cs	0.2	0.2	1.3	0.4	0.4	0.8	1.1	0.5	0.6	0.6	0.4	1.2	0.6	0.8	0.7	0.3	0.1	0.4	0.7	0.4	2.6	0.3	0.1	0.5	0.5	0.7	0.4	0.8	0.3	0.3	
Ba	327.6	276.0	502.9	401.8	497.3	514.4	422.3	486.6	298.7	463.2	441.4	443.2	470.2	463.5	319.7	312.7	859.5	349.1	1095.6	446.4	1172.3	305.4	238.6	619.3	268.1	369.7	266.2	535.8	282.1	163.3	
La	15.6	9.4	20.3	12.7	23.3	21.3	18.8	27.9	12.8	20.0	25.3	20.2	25.0	21.1	13.6	12.8	44.5	20.1	67.3	32.1	38.4	11.4	8.5	35.9	8.7	11.9	9.3	15.2	9.3	5.3	
Ce	34.8	19.9	38.8	25.3	45.1	42.5	38.9	52.4	27.2	42.3	47.1	40.0	45.9	41.6	28.7	26.9	84.8	42.8	127.4	57.8	82.1	24.0	17.9	70.4	18.7	24.1	19.8	30.8	19.5	11.8	
Pr	4.6	2.8	4.9	3.3	6.0	5.6	5.2	7.4	3.7	5.5	6.8	5.4	6.3	5.5	3.8	3.6	10.4	5.6	14.8	6.6	11.2	3.4	2.6	8.7	2.6	3.2	2.7	3.9	2.7	1.7	
Nd	19.2	12.2	19.2	13.6	24.6	22.2	21.0	29.1	15.4	22.3	26.6	21.8	25.4	22.1	15.7	15.2	37.6	22.6	54.5	23.1	44.2	14.6	11.7	32.8	12.0	13.4	11.9	15.8	11.8	7.8	
Sm	4.3	2.8	3.7	2.9	5.3	4.6	4.5	6.1	3.3	4.8	4.8	4.6	5.3	4.6	3.3	3.2	6.0	4.9	8.5	3.9	8.5	3.3	2.9	6.0	2.9	2.9	2.7	3.1	2.8	2.0	
Eu	1.3	0.9	1.1	0.9	1.6	1.4	1.3	1.6	1.0	1.4	1.4	1.3	1.5	1.3	1.0	1.0	1.6	1.4	2.1	1.1	2.2	1.0	1.0	1.6	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9	0.7	
Tb	0.6	0.4	0.5	0.4	0.8	0.6	0.6	0.8	0.5	0.7	0.6	0.6	0.7	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.5	0.8	0.5	0.5	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	
Gd	4.0	2.9	3.3	2.7	5.4	4.3	4.2	5.5	3.1	4.5	4.1	4.3	5.1	4.3	3.0	3.0	4.6	4.7	6.1	3.3	6.4	3.1	3.1	5.0	3.0	2.7	2.6	2.8	2.9	2.2	
Dy	3.4	2.7	2.5	2.3	5.0	3.7	3.6	4.6	2.7	3.9	2.9	3.7	4.3	3.7	2.6	2.7	2.9	4.1	3.3	2.5	3.5	2.6	3.3	3.7	2.8	2.2	2.2	2.1	2.7	2.2	
Ho	0.7	0.6	0.5	0.5	1.0	0.7	0.7	0.9	0.5	0.8	0.6	0.7	0.9	0.7	0.5	0.5	0.6	0.8	0.6	0.5	0.6	0.5	0.7	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	
Er	1.8	1.6	1.3	1.2	2.8	2.0	1.9	2.4	1.5	2.1	1.5	2.0	2.4	2.0	1.5	1.5	1.6	2.2	1.6	1.3	1.5	1.4	2.0	2.0	1.5	1.2	1.2	1.1	1.5	1.3	
Yb	1.7	1.5	1.2	1.2	2.6	1.9	1.8	2.1	1.4	2.0	1.3	1.9	2.2	1.9	1.3	1.4	1.4	2.0	1.3	1.2	1.2	1.3	1.9	1.7	1.4	1.1	1.1	1.0	1.5	1.2	
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Hf	2.7	2.2	3.3	2.4	3.6	3.8	3.5	3.8	2.6	4.0	3.6	3.7	3.8	3.7	2.4	2.5	4.2	3.7	4.8	3.0	10.4	2.8	1.8	3.4	2.3	2.6	2.3	3.1	2.2	1.6	
Ta	0.4	0.2	0.5	0.2	0.6	0.6	0.5	0.6	0.2	0.7	0.3	0.6	0.6	0.6	0.3	0.2	0.6	1.0	0.8	0.5	0.4	0.2	0.2	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	
W	0.8	0.4	0.3	0.4	0.4	1.2	0.9	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.4	0.9	
Tl	0.03	0.03	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.01	0.1	0.01	0.1	0.3	0.1	0.6	0.04	0.03	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.03	0.03	
Pb	4.6	3.8	7.6	6.0	5.3	6.9	6.0	6.4	4.2	6.8	6.5	6.6	6.5	6.8	3.3	4.2	12.2	4.7	15.0	7.7	10.5	3.6	4.1	8.0	4.2	5.4	4.1	8.0	4.6	2.6	
Th	1.0	0.7	3.0	1.1	1.9	2.3	2.0	2.2	1.6	2.3	2.6	2.3	2.3	2.3	1.7	1.6	4.2	1.8	5.8	2.7	4.4	0.8	0.6	2.6	0.6	1.0	0.6	1.4	0.7	0.4	
U	0.3	0.2	0.9	0.4	0.6	0.8	0.7	0.7	0.5	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.5	0.5	1.1	0.6	1.6	0.6	2.2	0.2	0.2	0.7	0.2	0.3	0.2	0.5	0.2	0.1	

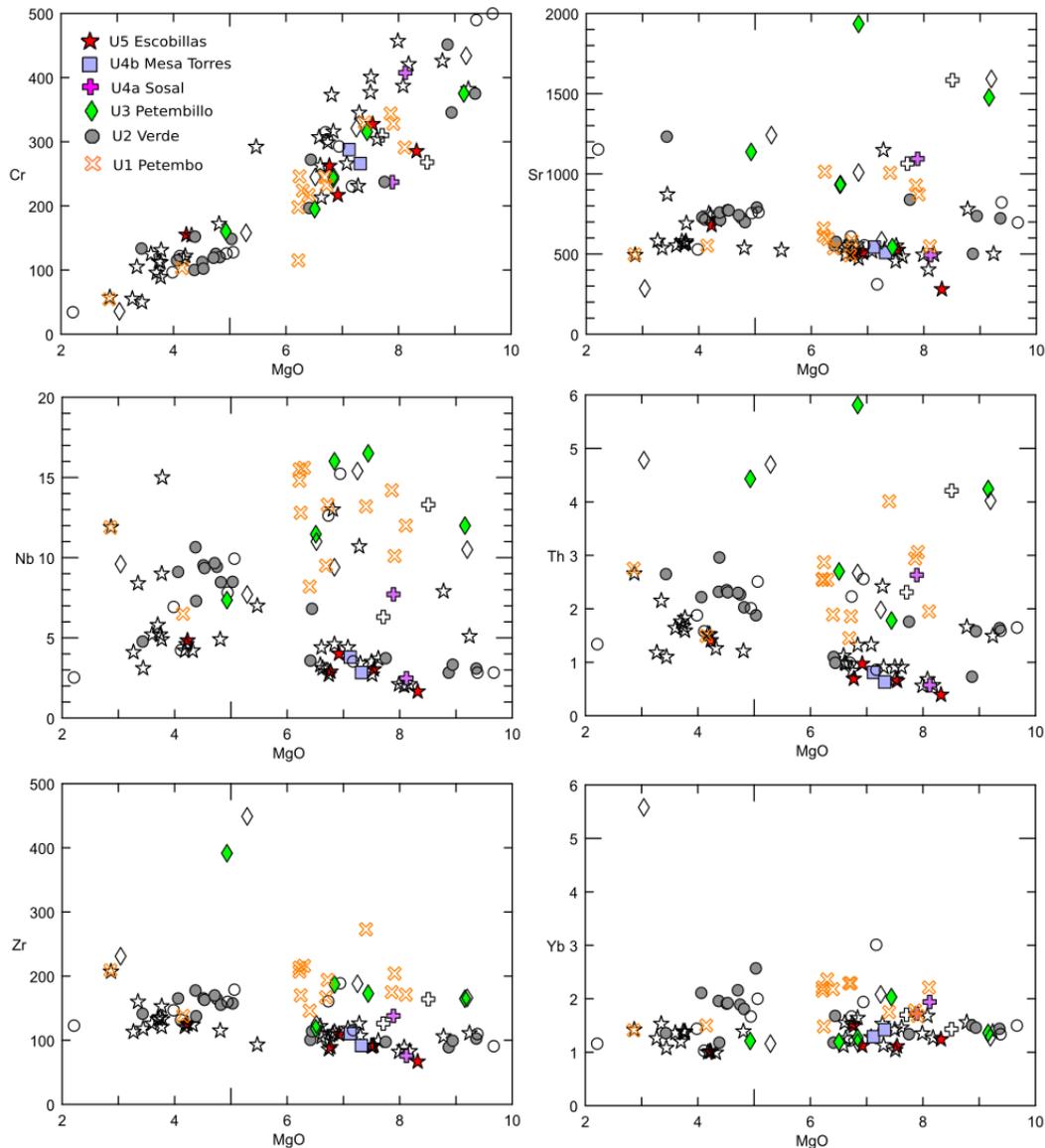


Figura 30. Diagramas binarios de elementos traza para las lavas de la RV-GCP, usando el MgO como índice de diferenciación. Los símbolos sin relleno son los recopilados de la literatura.

Respecto al Cr y Ni, algunos edificios muestran tendencias similares a las de magmas primarios, presentando valores entre 400-500 ppm y 200-300 ppm, respectivamente. Cabe mencionar que los volcanes con estas características corresponden principalmente a la U2 Verde (C. Tecolote, C. Verde, C. Don Nato) y U5 Escobillas (Alto, Zoyate, Carretas, Lobos, Escobillas), y en menor medida a la U2 Petembillo (Nombre de Dios) y U4a Sosal (Figura 30). Dichos enriquecimientos pueden ser relacionados con la abundancia de fenocristales y abundantes glomérulos de olivinos y clinopiroxenos.

Al igual que en los elementos mayores, las rocas potásicas de la U1 Petembo, U3 Petembillo, U4a Sosal y El Encanto de la U5, se diferencian del resto por presentar altos contenidos de tierras raras ligeras, así como de elementos tipo LILE o elementos con bajo potencial iónico como el Rb, Ba, Sr, Th, Pb. Además, se caracterizan por presentar un enriquecimiento en elementos inmóviles como el Nb o Ta, en comparación con las rocas de potasio medio (Figura 30). Estas últimas presentan valores relativamente homogéneos tanto para los LILEs como para los HFSE, sin embargo, las muestras de la U2 Verde con bajo contenido de MgO (4-5 wt%) se diferencian y presentan un ligero enriquecimiento en dichos elementos; patrón similar observado para el TiO_2 o P_2O_5 en los elementos mayores.

De manera particular, el C. Petembillo muestra altos valores de Zr (> 400 ppm) y Hf (> 10 ppm) en comparación con el resto de las muestras (<200 ppm y < 5 ppm), dicho enriquecimiento se asocia a la flogopita como portador de estos elementos. Por otra parte, la Mesa El Burro se caracteriza por estar enriquecido en HREE, V y Cu, y por su ligero empobrecimiento de LREE (Figura 30).

5.5.2.2. Diagramas multielementales.

En relación con los diagramas multielementales de tierras raras normalizados a la condrita de Sun & McDonough (1989; Figura 31), las unidades de la RV-GCP muestran patrones distintos que las diferencian. Las rocas potásicas muestran un enriquecimiento en LREE y un ligero empobrecimiento en HREE, lo cual genera pendientes de mayor ángulo para estas (Figura 31; U1 Petembo, U3 Petembillo, U4a Sosal, El Encanto de la U5).

El resto de las unidades (U1, U2, U4b, U5) se comportan de manera relativamente homogénea con un ligero enriquecimiento de LREE en comparación con las HREE. Las rocas del Holoceno son las más empobrecidas tanto en LREE como en HREE. De manera particular, las lavas de la Mesa El Burro (U3) y C. Canales (U2) muestran un enriquecimiento de HREE, así como anomalías negativas y positivas (respectivamente) de Eu, las cuales podrían asociarse al fraccionamiento de plagioclasa. La pendiente de estas últimas es menor que el resto de las muestras y presentan una tendencia pseudo horizontal (Figura 31).

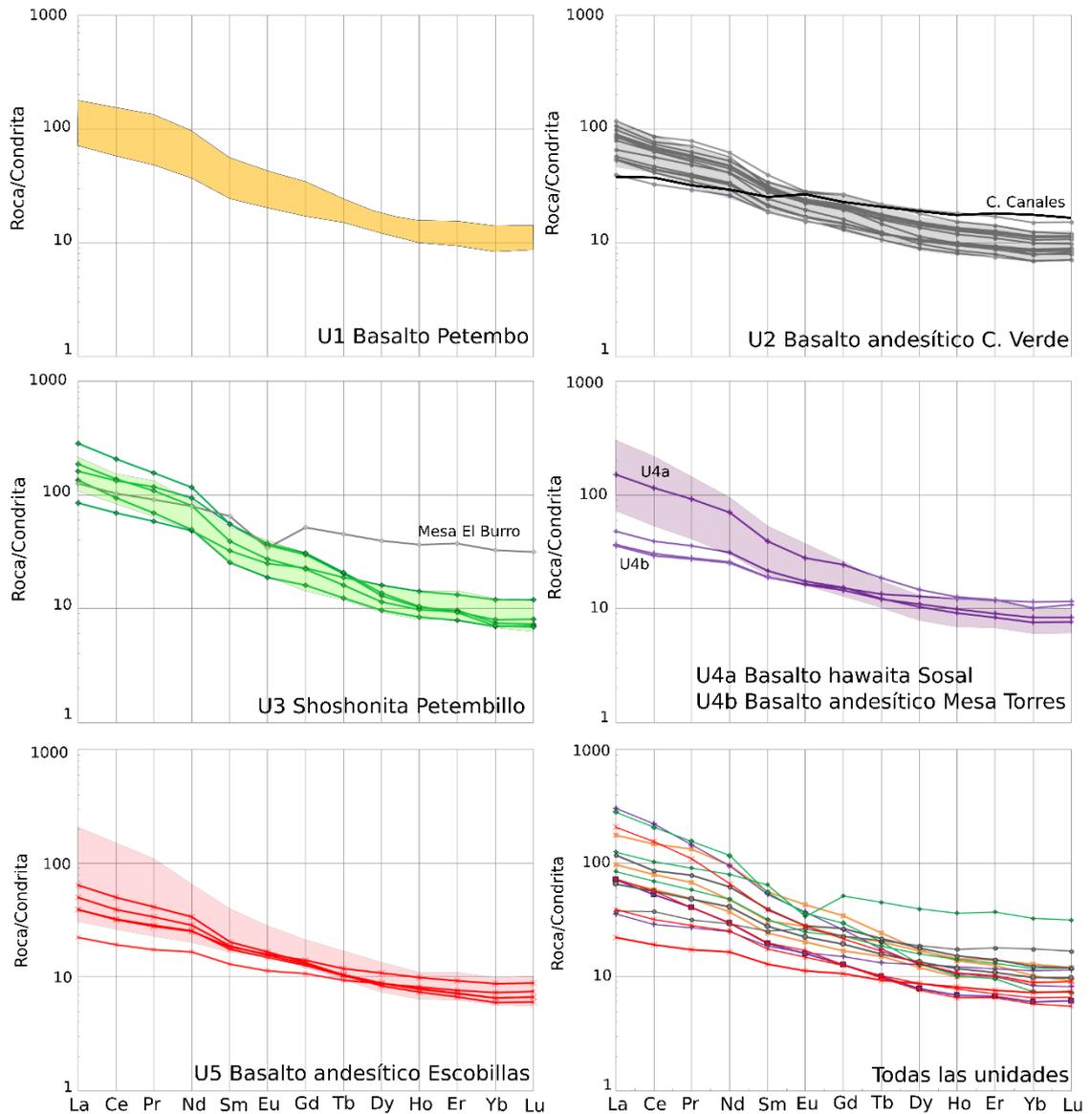


Figura 31. Diagrama de tierras raras normalizado con una condrita (Sun & McDonough, 1989) de las diferentes unidades de la RV-GCP. Las regiones sombreadas representan los valores recopilados de la literatura. Para el diagrama de todas las unidades, se utilizaron únicamente tres muestras representativas de cada unidad.

Comparando los elementos traza mediante un diagrama multielemental normalizado con un manto tipo N-MORB (Sun & McDonough, 1989; Figura 32), se observa un patrón similar para todas las muestras de la RV-GCP, donde existe un enriquecimiento de LILE respecto a los HFSE, también se pueden apreciar anomalías negativas de elementos inmóviles como Nb, Ta, Ce, Zr, Eu, así como positivas de elementos móviles como el Sr, Ba, K₂O y Pb. Dichos patrones son típicos de arco magmático.

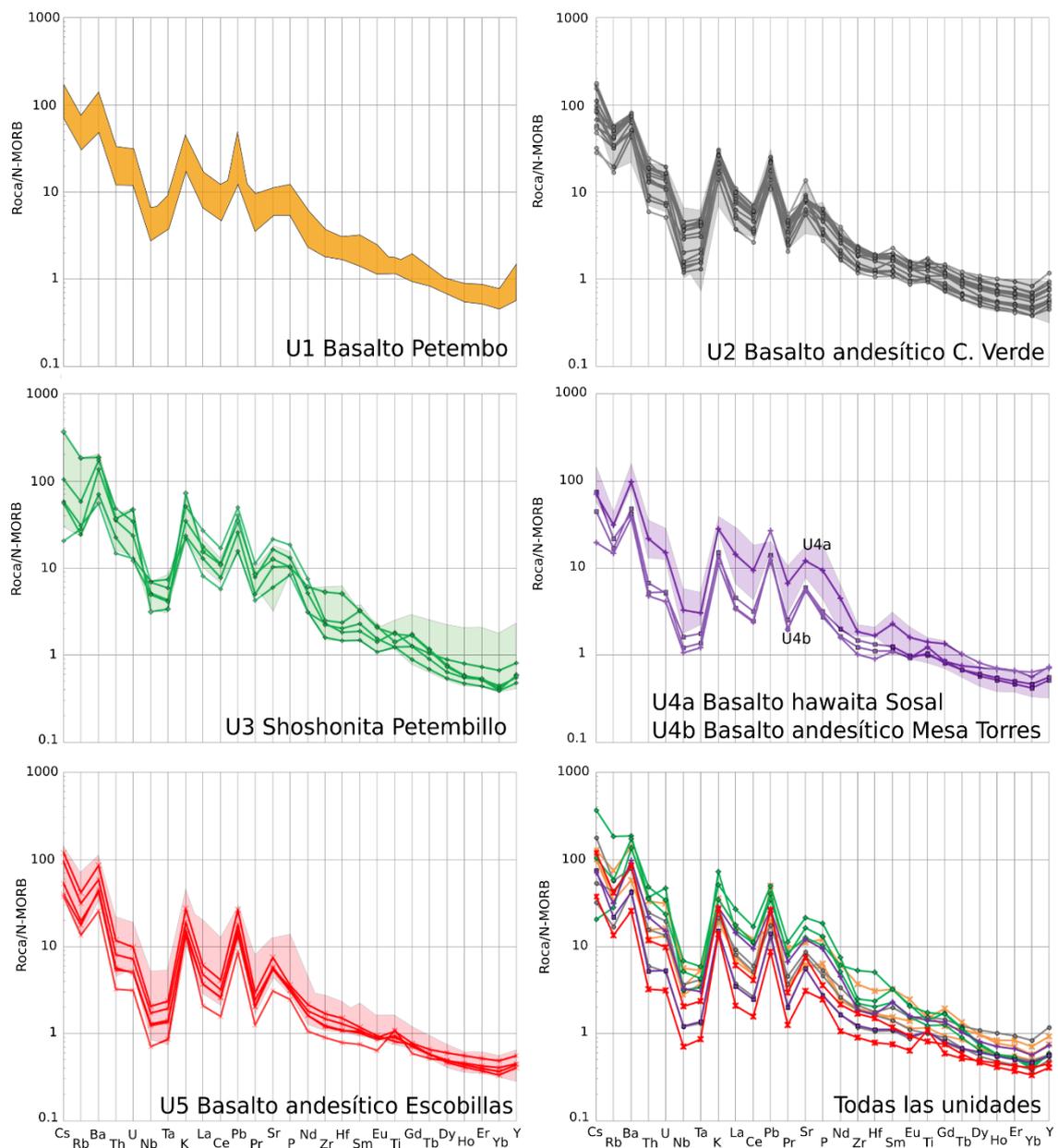


Figura 32. Diagramas tipo araña normalizados con un manto tipo N-MORB (Sun & McDonough, 1989) de las diferentes unidades de la RV-GCP. Las regiones sombreadas representan los valores recopilados de la literatura. Para el diagrama de todas las unidades, se utilizaron únicamente tres muestras representativas de cada unidad.

Las muestras de la U1 Petembo y U3 Petembillo presentan los valores más elevados de LILEs, así como, de HFSE. De manera particular, el C. Petembillo es la única muestra que presenta anomalías positivas de U, Zr y Hf. Las rocas de la U2 C. Verde presentan dos tendencias: altos y bajos contenidos de LILEs. Los primeros son similares a los que muestran las rocas de la U1 Petembo y U3 Petembillo, mientras que la segunda tendencia también es característica de las otras unidades de tipo calcialcalino (U4b y U5b).

Capítulo 6

Discusión

6.1. Tipología, morfometría volcánica y tasas eruptivas

En la tabla 6 se presenta el tipo de edificio volcánico identificado por unidad y el cálculo del volumen obtenidos en este trabajo y se comparan con los datos reportados por Hasenaka y Carmichael (1985) y, Guilbaud y colaboradores (2012). Es importante mencionar que el volumen calculado en este trabajo, no considera los productos piroclásticos, por lo tanto, el volumen es un valor subestimado y se necesitan estudios más detallados respecto a esta cuestión. Sin embargo, si se considera que los conos cineríticos de la RV-GCP tuvieron vulcanismo tipo estromboliano, se podría asumir que a los valores calculados en este estudio se podría agregar aproximadamente 60 % del volumen total para los conos cineríticos (p.e. Parícutin, Fries 1953; Lathrop Wells, Valentine 2007).

Se identificaron un total de 79 edificios volcánicos de los cuales: 61 son conos tipo spatter, 12 conos cineríticos, 4 tipo escudo y 2 domos. El conteo aquí obtenido se asemeja ligeramente a los 63 edificios contabilizados por Guilbaud y colaboradores (2012) y son casi el doble de los 45 reportados por Hasenaka & Carmichael (1985) (Tabla 6; Figura 33). Como se observa en la Figura 33, las principales diferencias radican en el conteo y clasificación de los edificios tipo spatter y conos cineríticos, mientras que los domos y escudos son relativamente similares; es oportuno señalar que los spatters se habían clasificado previamente como conos cineríticos, o bien como flujos de lava sin edificio asociado, como lavas viscosas, domos o crestas (*ridge*). En este trabajo se propone nombrarlos como tipo spatter, ya que estos atienden a los criterios morfométricos y de campo propuestos por Kereszturi & Németh (2013) y Sumner y colaboradores (2005) para dicha morfología.

Tabla 6. Comparación de la tipología volcánica, así como el volumen de los edificios volcánicos y sus productos para la RV-GCP. Abreviaciones y símbolos: **ET**. Este trabajo; ▼. Hasenaka y Carmichael (1985); ▲. Guilbaud et al., 2012.

Unidad	Flujo sin edificio / Ridge			Cono cinerítico			Domo			Escudo			Total			Volumen (km ³)		
	ET	▼	▲	ET	▼	▲	ET	▼	▲	ET	▼	▲	ET	▼	▲	ET	▼	▲
U5	19	8	11	6	13	11	*	1	*	*	*	*	25	22	22	3.43	0.78	4.31
U4a	1	*	*	*	1	1	*	*	*	*	*	*	1	1	1	0.16	0.38	0.06
U4b	14	2	3	2	6	7	*	*	1	1	1	*	17	9	11	0.9	0.2	1.26
U3	8	*	2	1	3	4	*	*	*	*	*	*	9	3	6	0.97	0.18	0.85
U2	18	1	3	3	8	14	2	1	2	*	*	*	23	10	19	4.7	0.2	2.99
U1	1	*	*	*	*	2	*	*	*	3	*	2	4	0	4	2.8	0	2.3
Total de la RV-GCP													79	45	63	14	1.8	12

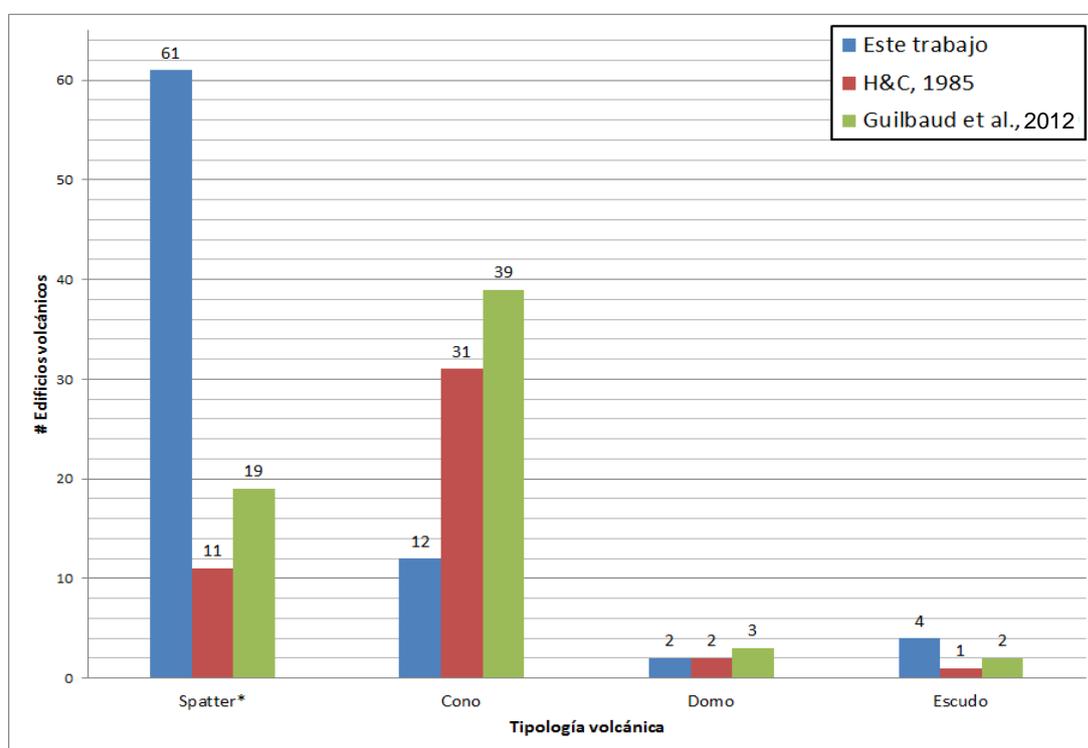


Figura 33. Histograma de tipología morfológica de los centros eruptivos o edificios volcánicos de la RV-GCP comparados con conteos previos de Hasenaka y Carmichael (1985) y Guilbaud et al., (2012). *Para los spatters se hizo una analogía con las morfologías propuestas previamente como flujos de lava sin edificio asociado, flujos viscosos o crestas (ridges).

Por otro lado, el volumen calculado para los edificios tipo spatter es de 8.73 km^3 (capítulo 5.1.3), y equivale al 62 % del volumen total de magma emplazado en la RV-GCP. Este alto porcentaje significa que el principal volumen de magma se refiere a conos pequeños y que comúnmente han sido clasificados como conos parásitos o adventicios. Del mismo modo, este valor es ligeramente mayor al calculado por Guilbaud et al., (2012) de 6.75 km^3 y poco comparable con el calculado por Hasenaka y Carmichael (1985) de 0.95 km^3 .

Por su parte, los 12 conos cineríticos representan un volumen de 1.4 km^3 (10 % del total), este resultado difiere al obtenido por Guilbaud et al., (2012) de 2.59 km^3 , y es casi el doble al propuesto por Hasenaka & Carmichael (1985) de 0.8 km^3 .

Los volcanes tipo escudo constituyen un volumen de 2.64 km^3 (18 % del total), el cual es ligeramente superior al calculado por Guilbaud et al., (2012) de 1.9 km^3 . Por último, para los dos domos en la RV-GCP representados por El Cántaro y El Puerto, se calculó un volumen de 0.171 km^3 (~ 1 % del total), valor similar al obtenido previamente (0.18 km^3 ; Guilbaud et al., 2012).

En suma, el volumen total calculado para los edificios y productos volcánicos de la RV-GCP fue de 14 km^3 , con valores totales por unidad que varían entre 0.16 y 4.68 km^3 . Las unidades con mayor volumen son la U5 Escobillas, U3 Verde y U1 Petembo (4.68 - 2.7 km^3); mientras que el menor volumen se asocia a la subunidad U4a Sosal (Tabla 6). Cabe mencionar que el volumen de la RV-GCP está subestimado debido al límite para poder calcular el volumen de las lavas antiguas y parcialmente sepultadas, para las cuales se calculó un volumen de 1.07 km^3 .

Con base en el cálculo de volumen se estimaron las tasas de erupción para cada unidad y tipo de edificio volcánico de la RV-GCP. La U1 Petembo presenta una tasa de $0.001 \text{ km}^3/\text{ka}$, sin embargo, debido a su escasa exposición, tanto el volumen como la tasa de erupción se consideran valores subestimados. La U2 Verde presenta una tasa de erupción con valores de $0.015 \text{ km}^3/\text{ka}$, la U3 Petembillo de $0.003 \text{ km}^3/\text{ka}$, la U4a-b de $0.12 \text{ km}^3/\text{ka}$ y la U5 $0.34 \text{ km}^3/\text{ka}$.

El vulcanismo potásico de la U3 Petembillo representa el 7% del volumen total de la RV-GCP, y a su vez el 17 % al momento de compararlo con la unidad coetánea U2 Verde. La relación entre ambas unidades refleja que la coexistencia espacio

temporal entre vulcanismo shoshonítico y calciocalino en la zona de estudio tiene una relación de ~ 1:6, que como veremos adelante, expresa una relación directa entre el volumen y tipo del vulcanismo con los procesos tectónicos a diferente escala, local, regional y geodinámico.

6.2. Relación estructura de deformación vs. emplazamiento volcánico

Se ha mencionado frecuentemente que el emplazamiento, la elongación y alineamiento de los edificios volcánicos, están relacionados con la presencia de zonas de fallas o fracturas, las cuales direccionan el ascenso de magma en los campos volcánicos. Tanto la elongación como el alineamiento puede reflejar: i) la orientación de diques alimentadores, los cuales se forman paralelos al máximo esfuerzo compresivo (σ_1) en la litósfera; o ii) la influencia de fracturas preexistentes. Dichas características, pueden por lo tanto utilizarse para restringir la localización de las fracturas que permiten el ascenso de magma, así como, inferir la orientación de los esfuerzos locales (Nakamura, 1987; Germa et al., 2013 y referencias ahí citadas).

En la figura 34 se presenta la síntesis de las relaciones entre los sistemas de deformación, morfología volcánica y vulcanismo para la RV-GCP. El lineamiento volcánico y la elongación de los edificios reflejan la existencia de cuatro sistemas de fracturas corticales sobre las cuales se emplazaron los productos volcánicos, estas son: NE-SO, NO-SE, NNO-SSE y E-O. Estas direcciones son consistentes con los sistemas de deformación identificados y descritos en la zona de estudio y sugieren diferentes direcciones del máximo de extensión horizontal a lo largo de la historia geológica de la RV-GCP.

Asimismo, en la figura 34 se puede observar la relación entre las direcciones de la elongación y los lineamientos, donde la tendencia de las estructuras y del tensor varían en tiempo y espacio. Entre 1-2 Ma predominan las estructuras con dirección NO-SE y hacia el final de este lapso predominan estructuras con dirección NE-SO. Aproximadamente entre 1 y 0.6 Ma las orientaciones predominantes son NE-SO y en menor medida NO-SE.

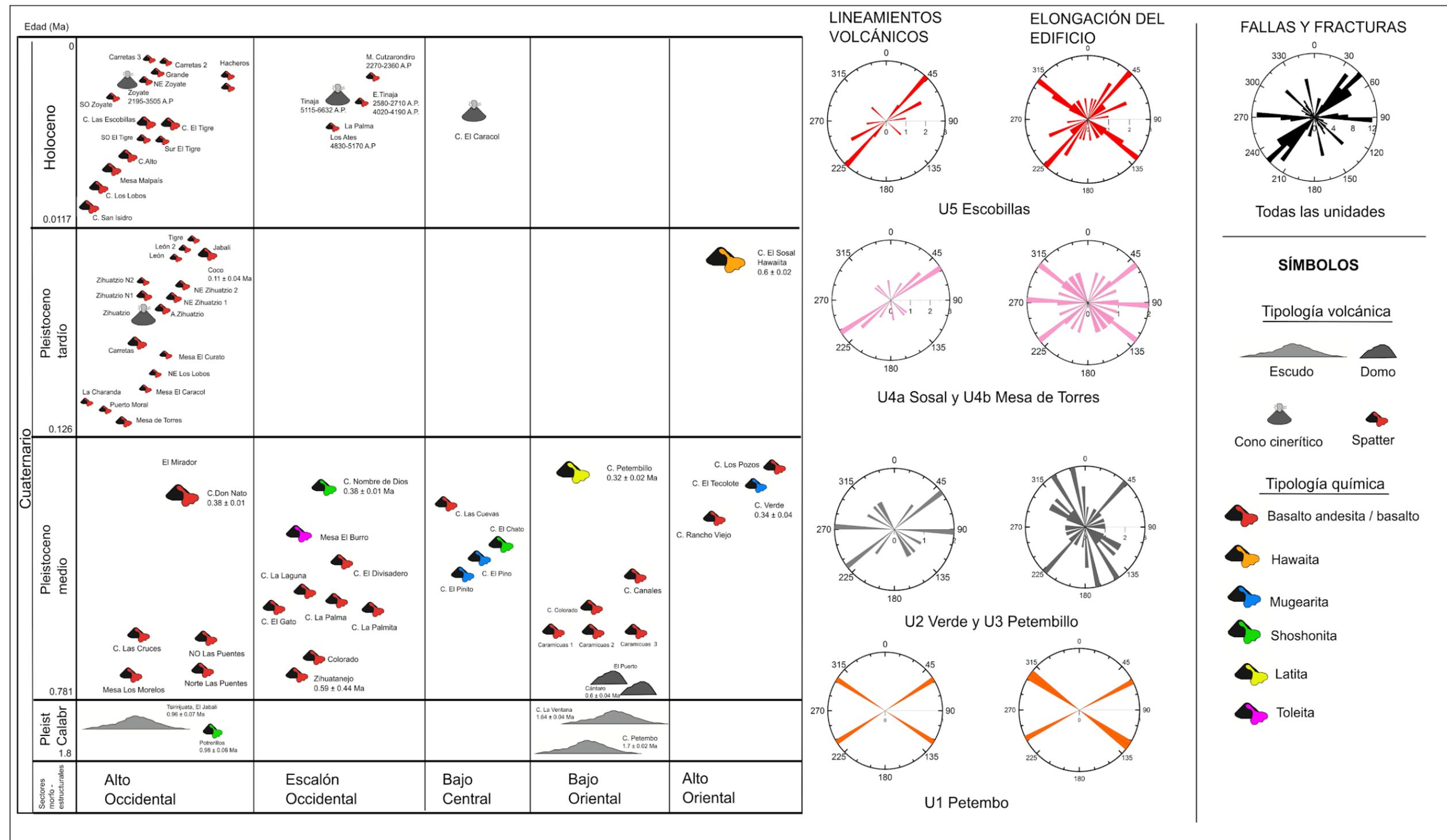


Figura 34. Esquema sintético donde se presenta la evolución volcánica en tiempo y espacio de la RV-GCP. Además, se presentan rosetas que reflejan las elongaciones y lineamientos de los edificios volcánicos, así como las direcciones de las fallas y fracturas en la zona de estudio.

Entre 0.6-0.4 Ma se emplazaron de manera alineada 10 edificios volcánicos en dirección E-O y predominan las geoformas con la elongación en dirección NNO-SSE. Durante los últimos 300 ka predominan las estructuras NE-SO, NO-SE y particularmente entre 100-10 ka (U4) se observan abundantes elongaciones en dirección E-O, lo cual podría reflejar la reactivación de este sistema durante este periodo. Las implicaciones tectónicas de la variación temporal y espacial de las estructuras tectónicas y su relación con el vulcanismo y sus variaciones magmáticas se discutirán al final de este apartado.

6.3. Variabilidad magmática y procesos petrológicos de la RV-GCP

La composición geoquímica de roca total de los magmas emitidos en la RV-GCP varía en general con tres grupos: i) rocas calcialcalinas predominantemente basaltos andesíticos a andesitas; ii) en menor volumen rocas shoshoníticas con traquibasaltos potásicos, shoshonitas y latitas; y iii) una sola localidad en la Mesa El Burro, con basaltos tipo toleíticos. Con base en la variedad composicional y textural de los productos volcánicos presentes en el área de estudio, se sugiere que las rocas pudieron haberse formado a partir de diferentes reservorios magmáticos y/o con la evolución compleja de posible mezcla estos sistemas.

A continuación, se presentan una serie de diagramas de variación geoquímica de la RV-GCP proyectados junto con los datos del volcán Jorullo y zonas adyacentes y el Parícutin (Rasoazanamparany et al., 2016; Larrea et al., 2019; Guilbaud et al., 2019), ya que se consideran casos de estudio ideales de vulcanismo monogenético dentro del CVMG. También se proyectan los datos de la región volcánica Zitácuaro - Valle de Bravo (Blatter et al., 2007) y Valle de Santiago (Losantos et al., 2017) en donde se ha registrado la coexistencia de vulcanismo tipo calcialcalino, alcalino y shoshonítico. Los datos isotópicos fueron compilados de Guilbaud et al., (2019). Posteriormente, se discuten brevemente los procesos petrológicos que pudieron ser generadores de los magmas de la RV-GCP.

6.3.1. Variaciones magmáticas y correlación regional de la RV-GCP

Mediante la relación de Nb y Ta (Figura 35a) se observa que únicamente las rocas de la U1 Petembo se muestran enriquecidas en Ta con tendencias hacia materiales corticales ($Nb/Ta=10-17$), este patrón se asemeja a las rocas calcialcalinas medio potásicas de la región Zitácuaro Valle de Bravo (RV-ZVB, Figura 35a). Se observa una segunda tendencia compuesta por rocas con altos contenidos de MgO (> 6 wt %) pertenecientes a las unidades U2 Verde, U4a Sosal y U5 Escobillas, y las cuales se asemejan a un manto tipo N-MORB, así como a las tendencias del Jorullo y las rocas alto potásicas y calcialcalinas de la RV-ZVB. Las muestras enriquecidas en TiO_2 de la RV-GCP se asemejan a la relación de un manto tipo E-MORB y presentan el mismo patrón que las rocas alto titanio de la RV-ZVB, así como a la tendencia de los productos potásicos de Mata de Plátano.

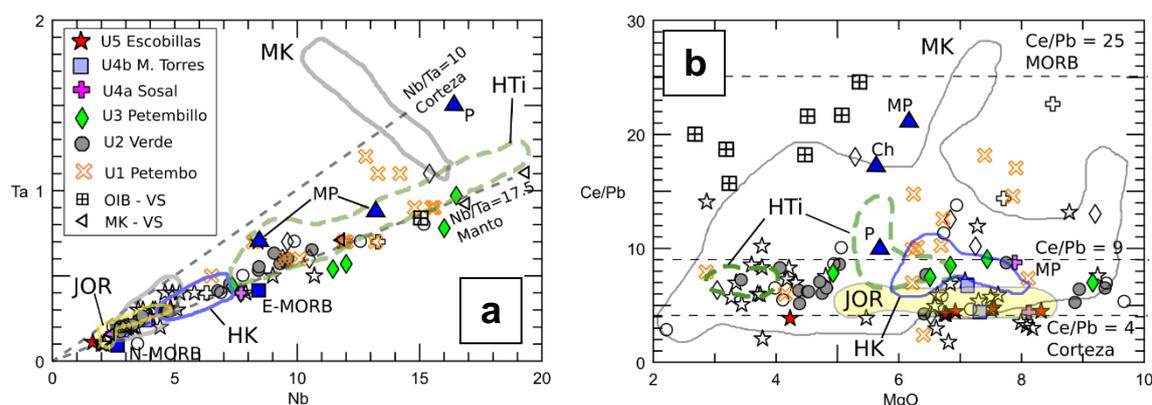


Figura 35. Diagramas de elementos traza de la RV-GCP. **a)** Nb vs Ta. **b)** MgO vs Ce/Pb. Abreviaciones: **P:** Pilita, **MP:** Mata de Plátano, **Ch:** Chocolate, **MK, HK y HTi:** rocas calcialcalinas medio potasio, alto potasio y alto titanio de la región volcánica Zitácuaro Valle de Bravo, **JOR:** Jorullo, **PAR:** Parícutin, **OIB-VS:** magmas tipo OIB de la región Valle de Santiago. Las tendencias del manto y corteza se obtuvieron de Sun y McDonough (1989), mientras que las zonas de comparación se recopilaron de Blatter et al., 2007, Losantos et al 2017; Guilbaud et al., 2020.

Las rocas de la U3 Petembillo y algunas de la U5 Escobillas (p.e. El Encanto, Los Ates) se caracterizan por presentar relaciones Nb/Ta ligeramente mayores a las del manto (18-22) y parecidas a las rocas alcalinas transicionales de la región de Valle de Santiago (Figura 35a). Estas altas relaciones podrían asociarse a líquidos residuales producto de la cristalización de minerales ricos en titanio en un reservorio (Green, 1995).

Para las muestras de la RV-GCP, la relación MgO vs Ce/Pb refleja que la mayoría de las rocas analizadas presentan una tendencia similar a las relaciones de corteza continental (~ 4), lo cual sugiere una interacción entre las lavas de la zona estudio y la corteza local (Figura 35b). Algunas muestras como La Ventana, Potrerillos (U1), Petembillo (U3) y Los Hacheros (U5) presentan relaciones ligeramente mayores y similares a las de un manto primitivo (~10) o un manto enriquecido (15-20; Sun & McDonough, 1989). De manera particular, el C. Sosal presenta valores cercanos a los estimados para un manto tipo N-MORB (Ce/Pb=23; Figura 35).

Dichos enriquecimientos se asemejan a las relaciones observadas para las lavas alcalinas tipo OIB presentes en la región de Valle de Santiago, así como a los spatters de Mata de Plátano o el Chocolate, localizados al sur de la zona de estudio; asimismo las rocas de la RV-GCP son similares a los productos alto potásicos y alto titanio de la región volcánica de Zitácuaro, así como a los valores observados para La Pilita, los cuales muestran tendencias de un manto primitivo (Ce/Pb=10; Sun & McDonough, 1989; Blatter et al., 2007; Losantos et al., 2017; Guilbaud et al., 2019).

La relación La/Nb vs Ba/Nb sugiere diferentes grados de aportación de fluidos provenientes de la placa subducida, o bien, diferentes grados de asimilación cortical para la mayoría de las muestras de la RV-GCP. Únicamente los spatters La Palma (U3) y C. Alto (U5) muestran bajas relaciones de Ba/Nb y se asemejan a los productos tipo OIB reportados en Valle de Santiago (Figura 36b).

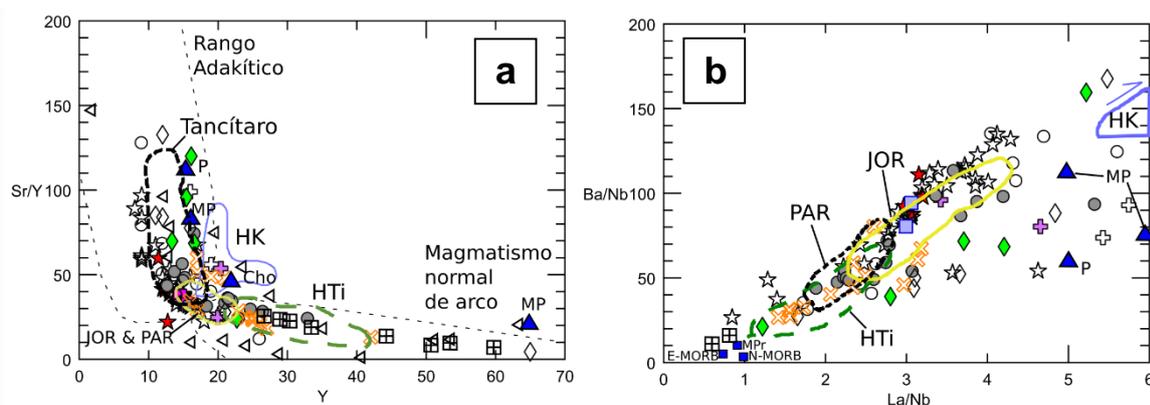


Figura 36. Diagramas de elementos traza de la RV-GCP. **a)** diagrama Y vs Sr/Y típico para diferenciar rocas con firmas adakíticas. **b)** La/Nb vs Ba/Nb; Abreviaciones y referencias igual que en la figura 35.

En este mismo diagrama se puede observar como las rocas alto titanio de la U1 Petembo y U2 Verde muestran relaciones más bajas ($Ba/Nb=30-70$) que las rocas alto MgO (> 6 wt %; $Ba/Nb=70-140$) y se asemejan a las rocas alto titanio de la RV-ZVB. A su vez, las muestras del Holoceno de la zona de estudio presentan la misma tendencia que el volcán Jorullo; y los productos de la U3 Petembillo junto con los spatters Carretas y El Encanto de la U5 Escobillas, muestran una pendiente menor que los distingue del resto de las muestras y se asemejan a las rocas potásicas de la región del Jorullo (Pilita y Mata de Plátano). Por último, se puede observar que las muestras del C. Petembillo se asemejan ligeramente a la tendencia de las rocas potásicas de la RV-ZVB (Figura 36b).

Además de las firmas geoquímicas típicas de arco magmático, se observan firmas tipo adakíticas dentro de la RV-GCP. En la Figura 36a se presenta el diagrama Y vs Sr/Y, en el cual se puede apreciar como todas las unidades se disponen en el rango adakítico y únicamente algunas muestras de la U1 Petembo, U2 Verde (alto titanio), U3 Petembillo (La Palma y Mesa El Burro) y U5 Escobillas (Lobos y Caracol) se disponen en el campo de magmatismo normal de arco y se asemejan a la tendencia de las rocas con alto titanio de la RV-ZVB. De manera particular, el C. Petembo y la Mesa el Burro muestran relaciones similares a las rocas tipo OIB de Valle de Santiago, así como a los productos de Mata de Plátano en la región del Jorullo.

Las firmas adakíticas se pueden asociar a diferentes procesos petrogenéticos: por ejemplo, i) se pueden relacionar con fundidos prístinos de la placa subducida, ii) a un fundido híbrido peridotita-adakita, iii) a fundidos derivados de peridotitas metasomatizadas por fundidos de la placa subducida, iv) por fusión parcial de corteza continental inferior o iv) por fraccionamiento a altas presiones de basaltos parentales hidratados (Defant y Drummond, 1990; Castillo, 2012). De manera particular, en el CVMG únicamente se han reportado firmas adakíticas para los productos del Tancítaro, donde se propone que su origen se asocia a fundidos de la placa oceánica subducida que posteriormente reaccionaron con un manto peridotítico (Cavazos-Tovar, 2006).

6.3.2. Variaciones isotópicas de la RV-GCP y contaminación cortical

En la RV-GCP no se encontró el registro de xenolitos del basamento y texturalmente se observa una escasa presencia de xenocristales de Plg y Qz en las rocas, lo cual sugiere que la asimilación cortical podría no haber sido un proceso predominante en la zona de estudio. Sin embargo, a continuación, se presenta el análisis de las relaciones isotópicas de Sr y Nd para la RV-GCP, recopiladas de la literatura (Guilbaud et al., 2019). Para su proyección, los datos fueron reagrupados de acuerdo con las unidades definidas en este estudio, con la finalidad por un lado de complementar el análisis petrológico y, por otro lado, para identificar la importancia del proceso de contaminación cortical de la RV-GCP.

En el diagrama de la figura 37a, se observan dos agrupaciones generales de datos; las muestras del C. Verde y C. Cántaro (U2) muestran valores ligeramente menores de Sr (0.7031 - 0.7034) y mayores de Nd (0.5129), mientras que el resto de las muestras pertenecientes a las unidades U1 Petembo, U3 Petembillo, U4a Sosal y U5 Escobillas presentan rangos ligeramente mayores de Sr (0.7038-0.7041) y menores de Nd (0.5127-0.5129). Estos últimos no presentan tendencias hacia las composiciones isotópicas de la corteza granítica local o bien de una corteza inferior (Rasoazanamparany et al., 2016; Guilbaud et al., 2019) y se contraponen a la propuesta de algunos autores que sugieren que la asimilación del batolito de La Huacana es un factor importante para la composición de los productos del Jorullo (Lassiter & Luhr, 2001; Chesley et al., 2002).

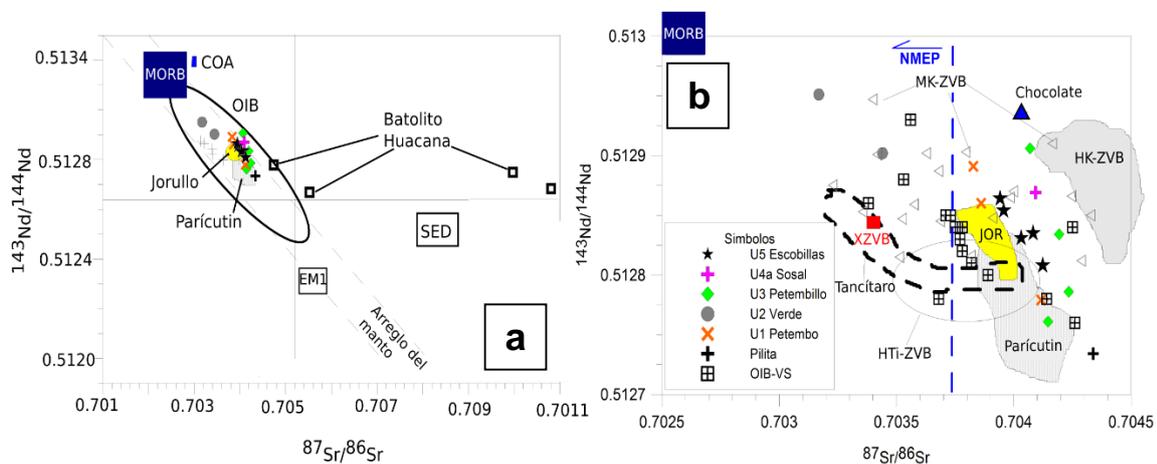


Figura 37. Relaciones isotópicas Sr – Nd. de la RV. Abreviaciones y referencias igual que en la figura 35.

Al comparar la isotopía de la RV-GCP con otros sectores del CVMG, se puede observar que se agrupa relativamente con los patrones del Jorullo y Parícutin (Figura 37b), pero en la RV-GCP las rocas shoshoníticas se muestran ligeramente más enriquecidas en Sr y estas se asemejan a las rocas alto potásicas de Zitácuaro (RV-ZVB; Figura 37b).

Las muestras de la U2 C. Verde presentan composiciones aparentemente menos evolucionadas y comparables con un manto tipo NMEP (North Mexican Extensional Province). Este comportamiento químico ha sido interpretado como sistemas magmáticos producidos por la adición de fluidos provenientes de la subducción a un manto tipo NMEP (Rasoazanamparany et al., 2016; Guilbaud et al., 2019).

Se considera que a pesar de que las rocas de la RV-GCP pueden presentar relaciones de elementos traza de Ce/Pb, Nb/U, Nb/Ta que aluden a un aporte cortical, las altas relaciones de Ce/Pb y Nb/Ta y las bajas relaciones de Ba/Nb, así como las relaciones isotópicas no son consistentes con esta hipótesis; por el contrario, sugieren firmas primarias semejantes con mantos tipo N-MORB, E-MORB, NMEP, o bien, un manto tipo OIB similar al propuesto para la región de Valle de Santiago. Debido a dichas variaciones de elementos traza e isotópicas de la RV-GCP, se ha propuesto que los magmas de la zona de estudio y zonas adyacentes podrían asociarse a una fuente parental mantélica con heterogeneidades y posibles variaciones de metasomatismo (Luhr & Carmichael, 1985; Rasoazanamparany et al., 2016; Guilbaud et al., 2019).

6.3.3. Heterogeneidad de una fuente mantélica

Se ha propuesto que el origen de las rocas de tipo calciocalino en la RV-GCP y la región de Tacámbaro y Jorullo, se pueden relacionar con una fuente de manto heterogéneo tipo NMEP que ha experimentado metasomatismo por la adición de fluidos (~ 4 %) provenientes de la placa subducida (Rasoazanamparany et al., 2016; Guilbaud et al., 2019). Por otro lado, con base en los análisis geoquímicos e isotópicos de Sr-Nd-Pb-Hf-Os y de $\delta^{18}\text{O}$ en olivinos, se ha propuesto una petrogénesis ligeramente distinta para los productos con alto contenido de MgO (> 8 wt %) de los que presentan menor contenido de MgO (< 8 wt %) (Guilbaud et

al., 2019). Los primeros se generaron por la fusión parcial (~15 %) de un reservorio profundo localizado en la transición manto superior-corteza inferior, dicho reservorio se formó por la adición de dos tipos de fluidos al manto (CS1 y CS2, Figura 40), los cuales se diferencian entre sí por la proporción de sedimentos terrígenos pelágicos que contienen (95:5 y 90:10, respectivamente). Por otro lado, los magmas de bajo magnesio únicamente sufrieron la adición de CS1 y se almacenaron en niveles corticales más someros (Figura 40); además experimentaron menor grado de fusión parcial (~8 %). La diferencia entre el contenido de sedimentos se ha asociado a estructuras de horst y graben en la placa que subduce, donde la fosa almacena más terrígenos que el pilar (Rasoazanampary et al., 2016; Guilbaud et al., 2019).

Por otro lado, para explicar la coexistencia entre las rocas con afinidades calcialcalinas y shoshoníticas en el CVTM, se han propuesto diversos modelos que relacionan o interpretan diferentes fuentes mantélicas: Luhr (1997) y Luhr et al., (2006) proponen que las rocas potásicas del oeste de México se generaron por la fusión de venas piroxeníticas de flogopita + apatito, las cuales se formaron en la cuña del manto por el ascenso de fundidos provenientes de la placa y la interacción con peridotitas. Para las rocas tipo calcialcalinas se sugiere que las venas sufrieron mayores grados de fusión parcial, generando la asimilación de la peridotita encajonante y, por lo tanto, dando lugar a una mezcla que diluye la composición original de los magmas metasomatizados. El hecho de que los productos potásicos sean menos abundantes que las rocas calcialcalinas se asocia a que los magmas potásicos se generan por bajos grados de fusión parcial y en consecuencia se produce menor volumen de este tipo de magma y su ascenso hacia la superficie la mayoría de las veces es fallido debido a los esfuerzos compresivos de la subducción y se cristalizan de manera hipabisal dando origen a los clásicos diques lamprófidos (Rock, 1991).

Recientemente, Guilbaud y colaboradores (2019) llegan a la conclusión de que la coexistencia de las diferentes series magmáticas en la región Tacámbaro - Jorullo, se asocia a diferentes grados de fusión parcial de un manto tipo NMEP metasomatizado. Estos autores proponen que las rocas calcialcalinas experimentaron mayores grados de fusión (8-15 %), mientras que los de tipo

alcalino se formaron por bajos grados de fusión (2%). Del mismo modo, mediante petrología experimental, Weaver y colaboradores (2011; 2012) proponen que los magmas que dieron origen al Jorullo y la Pilita provienen de reservorios magmáticos distintos y asociados con un manto heterogéneo de harzburgita (Jorullo), el cual es intruido por venas compuestas de wehrlitas o clinopiroxenas de olivino \pm flogopita (Pilita), de acuerdo al modelo de Foley (1992).

Las lavas de la Mesa El Burro presentan características geoquímicas y petrológicas que se diferencian del resto, con altos contenidos de TiO_2 , Fe_2O_3 y V, así como un alto contenido de HREE y valores bajos de Sr y Sr/Y. Adicionalmente, la tendencia pseudo horizontal de tierras raras y la anomalía de Eu bien definida sugieren que los productos de la Mesa El Burro provienen de un reservorio menos evolucionado y donde la cristalización de la plagioclasa fue un proceso importante en comparación con los demás productos presentes en la zona de estudio.

Desafortunadamente no se tienen datos isotópicos de las toleitas, sin embargo, se considera que la coexistencia espacio-temporal de magmas con afinidades calcalcalinas, potásicas y toleíticas en la RV-GCP, no solo pueden derivarse de heterogeneidades del manto, como ha sido señalado por otros autores (Guilbaud et al., 2019). En este trabajo se propone que estas heterogeneidades podrían asociarse a diferentes etapas de ascenso, emplazamiento y mezcla de magmas, y los cuales se pueden relacionar con la concomitancia de una serie de eventos tectónicos extensivos-transtensivos que asistieron y facilitaron el ascenso de diferentes reservorios, con el consecuente incremento del magmatismo.

6.3.4. Cristalización fraccionada y mezcla de magmas

De acuerdo a algunos autores, el proceso de fraccionamiento cristalino podría explicar la variación de los magmas en la región de Tacámbaro (Guilbaud et al., 2019) y el volcán Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985; Johnson et al., 2008). Para la RV-GCP, algunas tendencias de elementos mayores y traza podrían sugerir cristalización fraccionada; por ejemplo, la tendencia negativa del SiO_2 y positiva del Ni y Cr conforme el MgO incrementa, podría reflejar el fraccionamiento de olivino (Figura 29 y 30). Asimismo, el decremento de CaO y $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ conforme decrece el MgO podrían indicar el fraccionamiento de Cpx.

El incremento de TiO_2 observado en las rocas con bajo MgO de la U2 Verde, así como en las rocas de la U3 Petembillo y U1 Petembo (Figura 29 y Figura 38), sugieren que los óxidos de hierro ferroso y férrico fueron fases importantes en el proceso de fraccionamiento cristalino. Por otro lado, la presencia de anomalías positivas de P_2O_5 y TiO_2 observadas en los diagramas multielementales para las diferentes unidades, podrían indicar el fraccionamiento de apatito y óxidos de hierro-titanio.

La ausencia de anomalías negativas de Eu, así como la falta de una correlación negativa de Al_2O_3 o Sr conforme el MgO incrementa, sugieren que el fraccionamiento de la Plg no tuvo un papel importante en la generación de las lavas de la RV-GCP, lo cual es consistente con las observaciones petrográficas, donde las plagioclasas son escasas como fenocristales, como también ha sido sugerido para el volcán Jorullo (Rasoazanamparany et al., 2016). Sin embargo, esta aseveración contrasta con las conclusiones de Luhr y Carmichael (1985), quienes sugerían procesos de cristalización fraccionada de olivino, augita, plagioclasa y en menor medida espinela para las mismas lavas. Es importante hacer notar que las plagioclasas únicamente se presentan con mayor abundancia en el sector oriental de la RV-GCP con el lineamiento al sur de Caramicuas, así como en la Mesa El Burro, donde las plagioclasas son la fase dominante y la anomalía negativa de Eu es evidente (Figura 31).

A pesar de que algunas tendencias geoquímicas en las muestras de la RV-GCP podrían indicar procesos de cristalización fraccionada, existen relaciones texturales que no serían consistentes con una propuesta clara para que hubiera sido un proceso de diferenciación dominante. La presencia de microfenocristales y fenocristales con texturas zonadas, en parches, tamiz, así como núcleos y bordes reabsorbidos, o bien, óxidos y clinopiroxenos epitaxiales, indican un relativo desequilibrio termodinámico (Figura 38). La abundante cantidad de glomerocristales y antecristales presentes en las rocas de la RV-GCP, influyen en la composición total final de la roca y no permiten discernir con claridad una tendencia lineal de cristalización fraccionada (Larrea et al., 2013; Ubide et al., 2014).

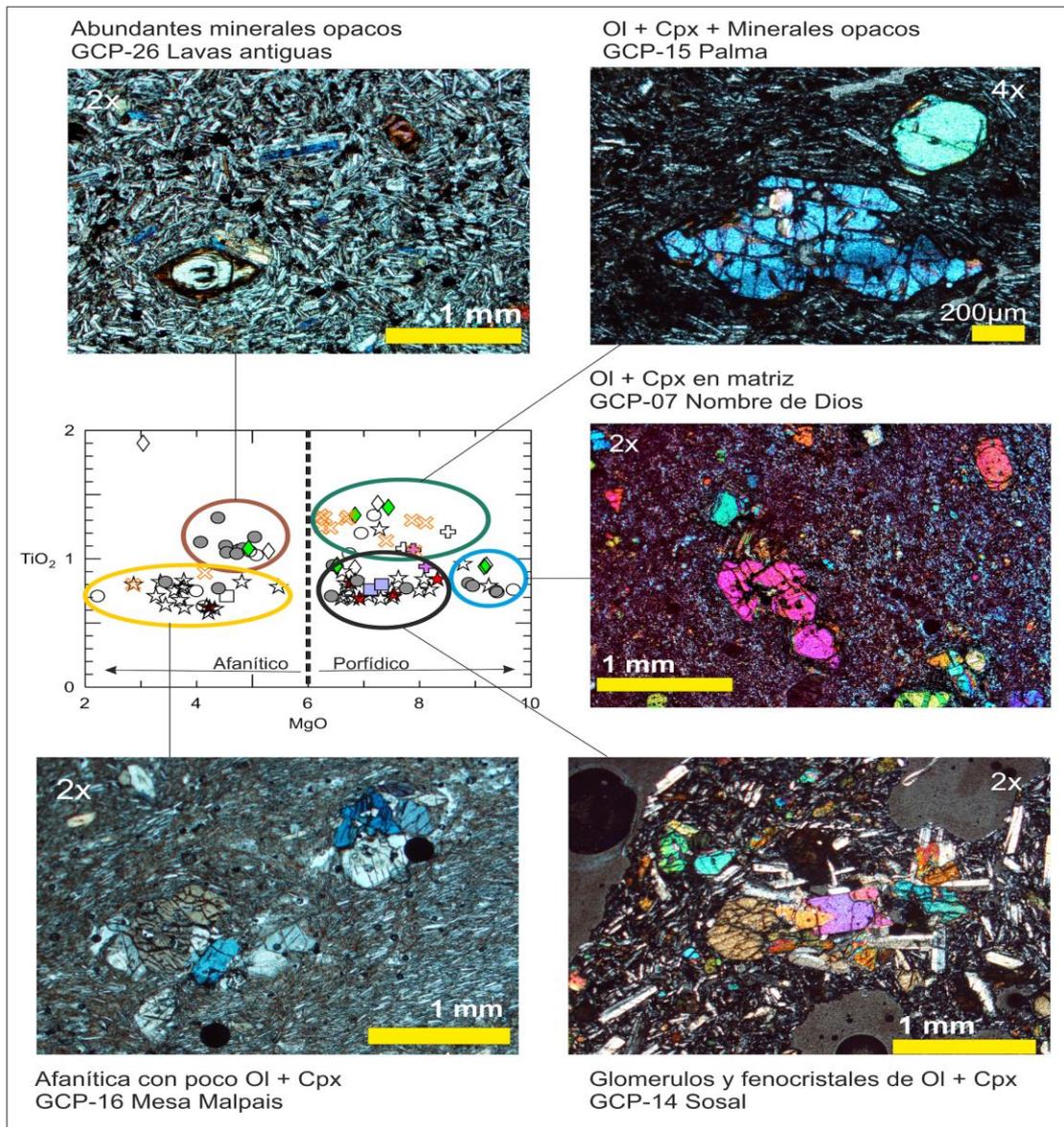


Figura 38. Efectos de la acumulación de fenocristales, antecristales y glomerocristales en la composición de roca total. Los símbolos del diagrama MgO vs TiO_2 son los mismos que en la Figura 26.

De manera general en la RV-GCP se observan tres tipos de antecristales máficos (Figura 38); unos con núcleo oxidado por completo y reabsorbido y bordes de Cpx; un segundo grupo (y el más abundante) de antecristales de Ol o Cpx con texturas coroníticas de Ol, Cpx o Plg. Y un tercer grupo y menos abundante, de antecristales de Cpx con texturas de exsolución y bordes de Cpx. Dichas características nos permiten inferir tres microambientes: el primero sugiere que los antecristales sufrieron mayor desequilibrio y pasaron a un ambiente más oxidante; el segundo grupo sugiere condiciones relativamente homogéneas entre el antecristal y el borde. Por último, el tercer grupo alude a condiciones de mayor

tiempo de residencia que permite un mayor enfriamiento y por ende el proceso de desmezcla. De hecho, Guilbaud y colaboradores (2020) mediante química mineral observaron que los núcleos de los antecristales presentes en las lavas de la región Tacámbaro - Jorullo presentan composiciones más primitivas (Fo_{88}), pero no muy distantes de la composición de los bordes (Fo_{85}), lo cual sugiere la mezcla de magmas de reservorios composicionalmente similares.

En los diagramas binarios de las Figuras 29 y 30, así como en la Figura 38, se puede observar cómo las diferentes muestras de la RV-GCP se agrupan respecto al contenido de MgO. Dichos agrupamientos pueden ser correlacionados con la abundancia de ciertas fases minerales, por ejemplo, las muestras con bajo contenido de MgO (< 6 wt %) y TiO_2 (<1 wt %), tienen texturas afaníticas y escasos óxidos en la matriz, mientras que aquellas que se presentan ligeramente enriquecidas en TiO_2 y Fe_2O_3 , se caracterizan por presentar abundantes microfenocristales de óxidos Fe-Ti (Figura 38).

En los diagramas se puede observar una segunda tendencia con respecto al MgO, aquellas que tienen contenidos entre 6 y 8 wt %, se caracterizan por ser porfídicas con abundantes feno-macro-ante-glomerocristales de olivino y clinopiroxeno. Para las rocas con contenidos de MgO mayores a 8 wt % se puede observar además una matriz compuesta de Ol y Cpx. El alto contenido de TiO_2 sin importar el contenido de MgO se puede deber a la abundante presencia de microfenocristales de óxidos Fe-Ti, así como la ubicuidad de inclusiones de espinela en las fases máficas y en menor medida en plagioclasas.

La abundante presencia de fenocristales y antecristales de olivinos puede ser la causa de los altos contenidos de elementos compatibles como el MgO (6-10 wt %), Ni (100-280 ppm) o Cr (200-500 ppm, Figura 29 y 30), así como de las bajas concentraciones de TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O y V. Asimismo, los altos contenidos de clinopiroxenos pueden generar el incremento general de CaO y decremento de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y elementos incompatibles con el incremento de MgO de ~ 6 wt % en adelante (Larrea et al., 2013; Ubide et al., 2014).

Finalmente, es oportuno señalar que para explicar la abundante presencia de antecristales y glomero-cristales, mediante un estudio detallado de química mineral para diferentes edificios volcánicos de México, en productos máficos del CVTM, Zellmer y colaboradores (2016) proponen un modelo genético por fusión parcial derivada de una descompresión de la cuña del manto. Estos magmas ascienden adiabáticamente y experimentan un incremento de viscosidad causada por una cristalización inducida por desgasificación, dando origen a regiones de “*crystal mush*” con fundidos intersticiales hidratados más evolucionados. El modelo propone que las lavas máficas son de composición similar a los magmas parentales cogenéticos en las zonas de “*mushing*”, y estas últimas son recurrentemente recargadas por magmas profundos que desestabilizan las zonas de “*mush*”.

Las relaciones texturales y la compleja variación de los datos geoquímicos de roca total de la RV-GCP podrían indicar que el proceso de cristalización fraccionada pudo ocurrir en una o más etapas previas al ascenso. Asimismo, las variaciones podrían relacionarse a la perturbación y remezcla de un mismo reservorio magmático, de cumulos o de frentes de solidificación, reflejadas por las variaciones texturales de desequilibrio que sugieren procesos de descompresión, así como la incorporación de xenocristales y dispersión de xenolitos parcialmente fundidos (Vernon, 2018). Dichas perturbaciones y mezcla de magmas han sido también sugeridas para numerosas andesitas del CVTM por Gómez-Tuena y colaboradores (2018).

6.4. Modelo vulcano-tectónico de la RV-GCP

A partir de la cronología de deformación, de las relaciones espaciales y temporales con el emplazamiento de los diferentes edificios volcánicos, así como de las características petrológicas y geoquímicas, y con base en las edades isotópicas compiladas, se proponen 8 etapas vulcano-tectónicas para la RV-GCP, 2 de ellas asociadas al basamento volcánico local y el resto al desarrollo de la zona de estudio durante los últimos 2 Ma. En la tabla 7 se presenta una síntesis de las características vulcanoestructurales de cada sistema de deformación, en donde se muestra su relación con los lineamientos y elongaciones de los diferentes edificios volcánicos.

Tabla 7. Cronología, correlación y probable edad de deformación de la RV-GCP. Para el detalle de las características geométricas y relaciones volcánicas se sugiere consultar los apartados de Análisis Morfoestructural (5.1) y Estructural (5.3), así como para las edades isotópicas el apartado de las unidades geológicas 5.2.

Sistema	Orientación	Orden estructura	Tipo estructura	Lineamientos volcánicos	Elongación volcánica	Máximo dilatación 63	Correlación regional	Edad relativa
D1+n	NO-SE N305-330	1, 2	Graben y semigraben	Escudos N300	Escudo N305 Spatter N310-330 Conos N320-340	N40-60	Bajo Balsas	3.5-1 Ma
D2	NE-SO N50-60	1, 2, 3	Graben <i>Pull apart</i>	Spatters/conos N45-60	Spatter y Conos N42-67	N140-150	Sierra Mil Cumbres	<1 Ma Activo
D3	E-O N85-100	2,3	Semigraben <i>Pull apart</i>	Spatters N80-100	Spatter N90-100	N175-190	Turicato	< 0.4 ka
D4	NNO-SSE / NNE-SSO N350-N15	2,3	Lineamiento	Conos y spatter N355	Spatter N355-N25 Domo N29-34	N80-110	Antiforme Tzitzio	< 100 ka

6.4.1. Paisaje previo al desarrollo de la RV-GCP

La unidad San José representa a las rocas expuestas más antiguas en la zona de estudio. Esta consiste de una secuencia de lavas eocénicas de composición traquitas-riolitas sin edificios volcánicos asociados. Esta unidad se presenta como altos estructurales fragmentados, los cuales delimitan la RV-GCP hacia el sur y oriente. Los bloques presentan desniveles entre 600 y 800 metros, y son afectados con mayor intensidad por los sistemas D1+n NO-SE, D2 NE-SO y D3 E-O. Después de esta unidad existe un hiatus estratigráfico y volcánico hasta el Plioceno-Pleistoceno Temprano, con el emplazamiento de la secuencia caldérica de Villa Madero al NE de la RV-GCP (Guilbaud et al., 2012; Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

6.4.2. Vulcanismo tipo escudo y desarrollo del sistema D1+n sistema extensional NO-SE Bajo Balsas (2-1 Ma)

El vulcanismo del Cuaternario de la RV-GCP comenzó con el emplazamiento de la Mesa El Encinal (1.74 Ma) y los volcanes tipo escudo Petembo (1.7 Ma), La Ventana (1.64 Ma) y Tsiririjuata (>0.96 Ma) pertenecientes a la U1 Petembo (Figura 39a).

Se estima que durante este periodo vulcanotectónico (2-1Ma) se desarrolló el sistema de deformación D1+n NO-SE, el cual generó estructuras de primer orden con orientaciones entre N305 y N330, dando origen a grabenes y semigrabenes con un desplazamiento vertical de hasta 1 km. En la porción oriental de la zona de estudio, este sistema dislocó al complejo batolítico de La Huacana y los productos volcánicos del Eoceno-Oligoceno, mientras que, hacia el sector occidental, las estructuras NO-SE han dislocado productos volcánicos del Cuaternario (Figura 39a). A su vez, estas estructuras han sido dislocadas por tres sistemas posteriores: i) D2 sistema NE-SO, ii) D3 sistema E-O y iii) D4 sistema NNO-SSE / NNE-SSO. Además, el sistema D1+n NO-SE; se expone de manera intermitente debido a que la continuidad de las estructuras se ha obliterado debido a la cubierta de los productos volcánicos relativamente jóvenes que reflejan que este sistema es el más antiguo en la RV-GCP.

Los elementos geométricos del vulcanismo en escudo como lo son el alineamiento regional de 45 km en dirección NO-SE con otros edificios de mayor volumen (p.e. La Barra, La Viga, Tipitarillo, Figura 21 y 39a), la morfología elongada de los edificios volcánicos, así como de la Mesa El Encinal con orientaciones N305-N340, sugieren que el emplazamiento de los magmas durante este periodo estuvo dominado por las estructuras NO-SE y el máximo esfuerzo de extensión horizontal (σ_3) actuó en dirección N40-N60. Asimismo, la continuidad en los alineamientos volcánicos y la alta tasa de emisión de magma sugieren un ambiente extensional para este periodo vulcanotectónico (Le Corvec et al., 2013).

De manera regional, el sistema D1+n NO-SE se puede correlacionar con la deformación del Bajo Balsas, la cual se asocia con un ambiente extensional que generó una cuenca endorreica asimétrica que disloca de manera transversal la región meridional de Michoacán con una longitud aproximada de 260 km desde los límites con el estado de Jalisco hasta los límites con Guerrero, presenta una anchura variable entre 45 km (oriente) y 75 km (occidente) y presenta un desplazamiento vertical mayor a 3000 km (Corona-Chávez, et al., en prep). A este evento de deformación se le atribuye una edad entre 3.5 y 1 Ma, dicho intervalo se basa en la dislocación de la estructura del estratovolcán Tancitaro (Ownby et al., 2007; 2011), así como en la presencia de mesas de lava, volcanes tipo escudo y volcanes compuestos que post-datan el evento deformativo NO-SE (Gómez-Calderón, 2018).

Durante este periodo se emplazaron productos con composición de basalto, andesita basáltica, andesita y traquibasaltos potásicos. Petrográficamente, presentan al menos tres asociaciones minerales: las lavas del C. Petembo se caracterizan por presentar fenocristales únicamente de olivino y de ortopiroxeno (T01), mientras que las lavas del C. La Ventana y Potrerillos muestran fenocristales de Ol + Cpx + Plg. A su vez, las andesitas - dacitas de la Mesa el Encinal presentan clinopiroxeno y plagioclasa como fenocristales. Durante este periodo se emplazaron 2.8 km³ de productos volcánicos y se estima una tasa eruptiva de 0.003 km³/ka.

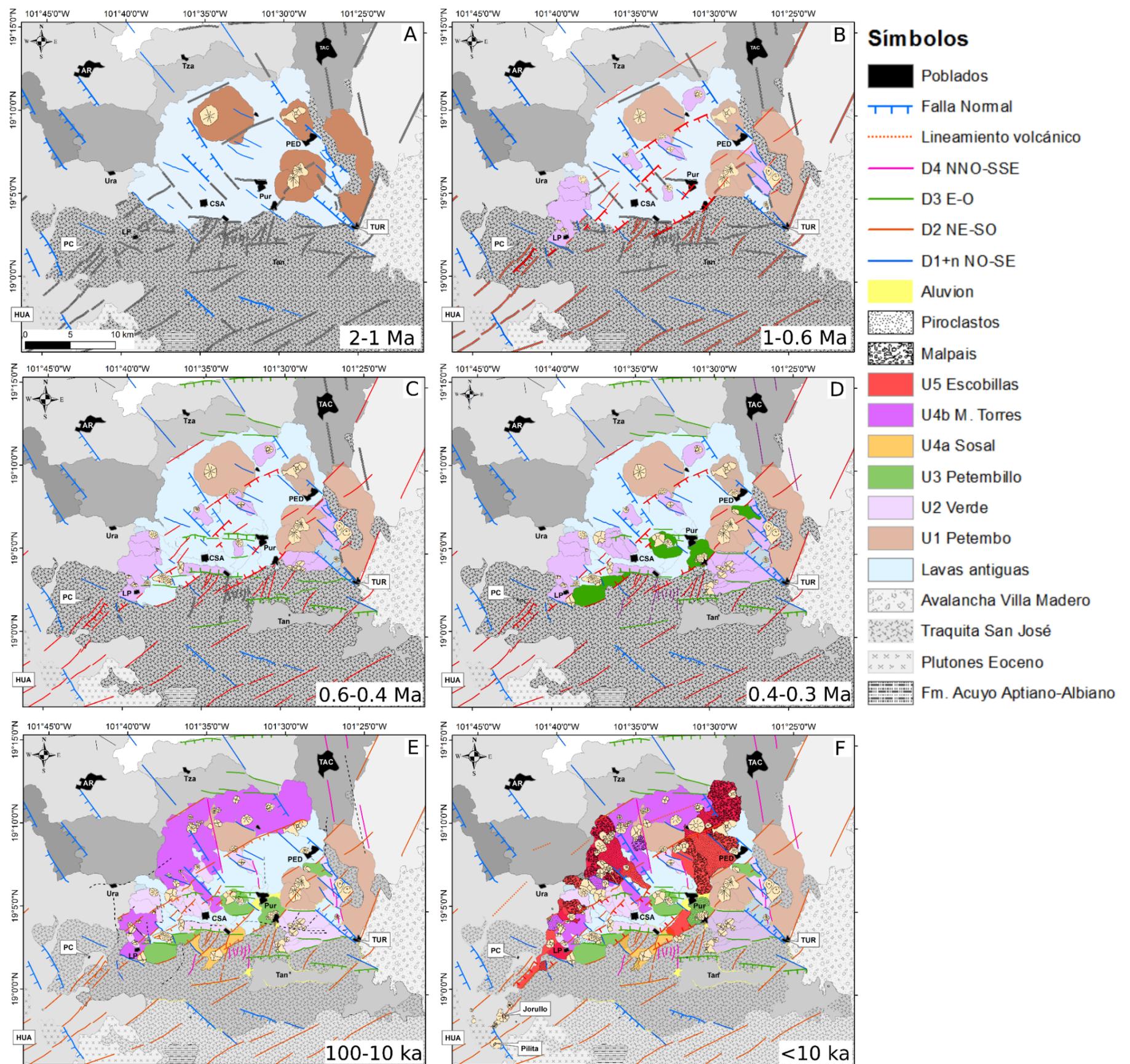


Figura 39. Modelo de evolución vulcanotectónica para la RV-GCP durante los últimos 2 Ma.

6.4.3. Desarrollo del sistema D2 NE-SO Mil Cumbres (<1-0.6 Ma)

Durante esta etapa se generaron estructuras de graben y semigraben con orientación NE-SO (Figura 39b) asociadas al sistema de deformación D2 NE-SO Mil Cumbres. Las estructuras asociadas a dicho graben, facilitaron el ascenso de magmas que dieron origen a aproximadamente 7 edificios volcánicos (spatters, conos cineríticos y domos) alineados en la misma dirección del graben en el sector occidental (Potrerillos, Colorado, Zihuatanejo, Carretas); mientras que en el sector oriental los domos Cántaro y El Puerto se alinean en dirección NO-SE. Las lavas cartografiadas como antiguas se desconoce su centro eruptivo, sin embargo, se estima que pertenecen a este periodo (p.e. estanque de Santa Ana GCP-05 y El Guayabo GCP-26).

El sistema D2 NE-SO dislocó intensamente el macizo granítico que limita hacia el sur la zona de estudio, así como a la Sierra de Mil Cumbres, que limita al oriente la RV-GCP. Asimismo, este sistema afectó la caldera de Villa Madero, generando la avalancha que se aprecia hacia el sur del poblado con el mismo nombre y al este de la zona de estudio (Figura 33). Las estructuras asociadas a D2 NE-SO dislocan a aquellas del sistema D1+n NO-SE, así como a productos y edificios volcánicos del Pleistoceno. Hay que mencionar que todos los edificios de este periodo se emplazaron sobre la intersección de estructuras de primer orden del sistema de Mil Cumbres y del Bajo Balsas, reflejando que los edificios aprovechan las estructuras previas. La elongación de los edificios (N42-N67) y la orientación de los lineamientos sugieren que el máximo de dilatación horizontal (σ_3) actuó en dirección N140-N150.

El sistema de D2 NE-SO se puede correlacionar de manera regional con el sistema de deformación NE-SO de la Sierra de Mil Cumbres, con una longitud aproximada de 125 km y un ancho promedio de 25 km. Se extiende desde la presa de Infiernillo hasta la caldera de Atécuaro, al sur de Morelia, donde es dislocado por el sistema Morelia-Acambay (Mooser, 1972; Johnson & Harrison, 1990; Gómez-Calderón, 2018). Asimismo, puede correlacionarse con la deformación del sistema Peribán-Los Reyes, en el extremo occidental de la Depresión del Balsas (Romero-Mosqueda, 2017). En este último, el sistema se asocia con el emplazamiento de

edificios volcánicos tipo escudo sobre estructuras NE-SO, con edades de ~750 ka (Ownby et al., 2007; 2011).

Los productos generados durante esta etapa presentan composiciones principalmente de basaltos andesíticos y andesitas; y es el único momento donde se emplazan dacitas y en menor medida shoshonitas. Petrográficamente, durante este periodo coexistieron al menos dos asociaciones minerales: i) Opx +/- Ol +/- Cpx (Colorado y Zihuatanejo) y ii) Plg + Hbl (Puerto y Cántaro). El volumen emplazado durante este periodo es de 0.38 km³, sin embargo, se propone que este es un volumen subestimado debido a que la mayoría de los productos están sobreyacidos por productos o edificios volcánicos más recientes.

6.4.4. Desarrollo de cuencas *pull apart* E-O (<0.6 y 0.4 Ma)

Entre 0.6 y 0.4 Ma se desarrollaron cuencas tipo *pull apart* (grabenes y semigrabenes) con dirección E-O asociadas al sistema de deformación D3, las estructuras relacionadas a estas fosas facilitaron el ascenso de magma y generaron el emplazamiento de lineamientos volcánicos E-O. En la zona de Tacámbaro, el alto estructural del semigraben se compone por el lineamiento de 10 edificios volcánicos (Figura 21), mientras que dentro de la RV-GCP se observa uno al sur de los volcanes tipo escudo y otro compuesto por los edificios La Laguna-La Palma-La Palmita (Figura 39c). Tanto el lineamiento de edificios como la elongación de spatters en dirección N90-100, sugieren que el máximo de extensión horizontal (σ_3) actuó en dirección N175-190 durante esta etapa vulcanotectónica.

Las estructuras E-O dislocan los dos sistemas preexistentes (D1+n NO-SE y D2 NE-SO), afectan intensamente el macizo granítico que limita hacia el sur la zona de estudio, así como productos volcánicos cuaternarios dentro de la RV-GCP y zonas adyacentes. El sistema D3 E-O, al menos en la zona de estudio, no se asocia con una deformación regional, sin embargo, podría correlacionarse de manera discontinua con la estructura regional activa de Cotija-San Juanico y de la región de Parícutin.

Con base en un análisis de estructuras tipo Riedel se propone que el origen de esta etapa vulcanotectónica se asocia a una reactivación de estructuras conjugadas de bajo ángulo (R) del sistema D1+n NO-SE Bajo Balsas, lo cual permitió la generación de cuencas tipo *pull apart* E-O (Figura 39c). Esta propuesta es consistente con lo que se ha mencionado en trabajos previos, donde se sugiere que la reactivación del sistema NO-SE puede dar origen a cuencas de tipo *pull apart* de manera local, favoreciendo el ascenso y erupción de pequeños reservorios de magma (Guilbaud et al., 2011). Se estima que dicha reactivación fue generada por la actividad del sistema D2 NE-SO.

Durante este periodo se emplazaron productos con composiciones de basaltos y basaltos andesíticos. Petrográficamente la asociación mineral es de Ol + Cpx \pm Plg \pm Ox. Cabe resaltar que en sector occidental (C. La Palma) el olivino es la fase dominante y la plagioclasa está ausente, mientras que, en la porción oriental, el clinopiroxeno predomina como fenocristal y las plagioclasas son más abundantes y se muestran fragmentadas. Durante este periodo se emplazaron $\sim 0.37 \text{ km}^3$ de magma y se estima una tasa eruptiva de $0.001 \text{ km}^3/\text{ka}$.

6.4.5. Spatters shoshoníticos, toleíticos y productos primarios (0.4 y 0.3 Ma)

En el periodo entre 0.4 y 0.3 Ma, se emplazaron al menos 20 edificios volcánicos, todos de tipo spatter. Durante este intervalo las estructuras NE-SO que se intersectan con las E-O son el *focus* magmático, generando lineamientos volcánicos en ambas direcciones (p.e. Chato-Pino, Verde-Rancho Viejo, Don Nato - Nombre de Dios; Figura 39d). Todos estos edificios se emplazaron sobre estructuras en los bajos estructurales y el hecho de que estén alineados de manera continua podrían reflejar un momento de extensión abrupta que generó estructuras profundas que permitieron el ascenso de los reservorios potásicos, primarios y toleíticos. De igual manera, durante este periodo se emplazaron los edificios con campos de lava que alcanzan longitudes de hasta 6 km y que reflejan altas temperaturas (C. Verde, Rancho Viejo, Don Nato).

Durante este periodo se emplazaron productos de tipo shoshonítico representados por los edificios volcánicos Chato, Pino, Petembillo, Palma, Tecolote y Nombre de Dios. Estos se distinguen por tener una asociación mineral de Ol + Cpx \pm Phl \pm Plg

± Ox ± Amp ± Lct y se caracterizan por presentar una matriz predominantemente vítrea compuesta de Gl (> 50 %) + Plg + Ox (< 10 %) ± Ol/Cpx (< 5 %). Únicamente el C. Petembillo presenta una asociación de Phl + Cpx + Ol ± Plg. Así como basaltos andesíticos con afinidades primarias (p.e. C. Verde, C. Don Nato) y una asociación mineral de Ol + Cpx ± Plg. Por último y de manera escasa se muestran rocas toleíticas de la Mesa El Burro características por una textura porfídica ofítica y una asociación de Plg + Ol.

La coexistencia de las tres series geoquímicas durante este periodo, sugiere que el desarrollo de la intersección entre las estructuras E-O y NE-SO ha permitido el ascenso de reservorios asociados con procesos de descompresión y posible mezcla de magmas que derivaron a una diversidad geoquímica y petrológica. Durante este periodo se emplazó la mayor cantidad de productos volcánicos con 4.9 km³ y se estima la mayor tasa eruptiva con 0.49 km³/ka.

6.4.6. Reactivación del sistema D2 NE-SO (100 y 10 ka)

Después de un hiatus de ~ 200 ka, el siguiente periodo volcánico ocurre entre 100 y 10 ka, durante este intervalo se emplazaron 18 edificios volcánicos, principalmente en la porción oeste y únicamente el C. Sosal en el sector Oriental (Figura 39e). Estos volcanes se emplazaron de manera alineada en *échelon* sobre estructuras preexistentes de primer orden NE-SO y sobre las cuales se ubicaron previamente los volcanes de la U2 Verde (Figura 39b-d). Hacia el sureste de la RV-GCP, en la región de Inguarán, se observa con claridad la relación volcán – fractura cortical con los spatters contemporáneos de Buenavista, La Esmeralda y la Mesa Chiquita, estos edificios se asocian con estructuras de primer orden NE-SO que dislocan los productos magmáticos del Eoceno-Oligoceno en un escenario similar al C. Sosal (Figura 21 entre las longitudes 101°30'-101°35').

En la RV-GCP se muestran estructuras con orientación NNO-SSE, las cuales se interpretan como estructuras tipo Riedel antitéticas de alto ángulo (R') del sistema D2 NE-SO, o bien, podrían ser estructuras antiguas reactivadas; asimismo, estas no presentan extensión horizontal asociada y se estima que se generaron en los últimos 100 ka con base en sus relaciones de corte y porque sobre estas se

emplazaron edificios alineados como la Mesa de Torres-El Puerto-La Charanda, Zihuatzió y Los Hacheros.

Durante este periodo se emplazaron productos con composiciones de basaltos andesíticos, andesitas (ricas en potasio, p.e. C. Jabalí), basaltos, traquibasaltos potásicos (C. Carretas) y latitas (Mesa de Torres). Petrográficamente son homogéneas y presentan una asociación mineral de $OI + Cpx \pm Plg \pm Ox$. Se emplazó un volumen de 0.92 km^3 durante este periodo y se estima una tasa eruptiva de $0.01 \text{ km}^3/\text{ka}$.

6.4.7. Vulcanismo holocénico

El vulcanismo más reciente pertenece al Holoceno y es representado por 25 edificios volcánicos (U5 Escobillas), este se caracteriza por la alternancia de episodios efusivos de poco volumen (Escobillas, Este La Tinaja, Tigre, Cutzaróndiro) y en menor medida actividad de carácter explosivo (Caracol, Lobos, Zoyate, Tinaja). Estos presentan la misma tendencia de emplazamiento que el periodo anterior (NE-SO), donde la mayor parte de los edificios se disponen sobre el alto occidental y únicamente el C. Caracol se dispone en el oriente sobre la misma estructura que el C. Sosal (Figura 39f).

El emplazamiento de edificios volcánicos durante los últimos 100 ka se expresa mediante lineamientos en *échelon*, lo cual es muy útil para formular la hipótesis de un ambiente transtensional debido a la ausencia de marcadores cinemáticos (Le Corvec et al., 2013), asimismo la desviación del drenaje hacia el sur de la RV-GCP por estructuras NE-SO reflejan una cinemática lateral izquierda. Por otro lado, el hecho de que sobre este sistema se hayan emplazado edificios históricos como lo es el Jorullo (1759-1775) o los lineamientos holocénicos del Cahulote, el Zoyate, La Tinaja o el Malpaís de Cutzaróndiro, reflejan que el sistema puede ser una reactivación con estructuras miméticas activas.

Los productos emitidos durante el Holoceno en conjunto suman un volumen de 3.43 km^3 , composicionalmente se distinguen del resto de los periodos, predominantemente son andesitas, basaltos andesíticos y escasas shoshonitas. Petrográficamente presentan dos asociaciones, la mayoría tiene $OI + Cpx + Plg \pm$

Opx y únicamente la Mesa El Malpaís presenta Opx + Amp ± Cpx ± Qz ± Plg. Para este periodo se estima una tasa eruptiva de 0.34km³/ka.

6.5. Implicaciones tectónicas y modelo petrológico para la RV-GCP

A pesar de que los campos volcánicos se pueden encontrar en diferentes tipos de escenarios tectónicos, se ha observado que las regiones de vulcanismo monogenético en el mundo se presentan predominantemente en zonas de extensión, de rift o ambientes de intraplaca (52-65%), mientras que menos de la mitad de los campos volcánicos o regiones volcánicas monogenéticas del mundo se asocian a ambientes de subducción (35-48 %; Cañón - Tapia, 2016).

Como ya se mencionó anteriormente, los lineamientos volcánicos en el CVMG se han asociado a diferentes momentos de la subducción de la placa de Cocos (Connor, 1987; Ban et al., 1992; Guilbaud et al., 2011). Los volcanes antiguos de mayor volumen, orientados paralelamente a la trinchera mesoamericana (p.e. Petembo, Ventana, Barra, Tipitarillo, Tancítaro) se proponen como un arco antiguo donde la subducción es el proceso predominante de generación de magmas (Ban et al., 1992).

Para los lineamientos con dirección NE-SO se han propuesto dos procesos distintos: por una parte, los lineamientos se relacionan con la dirección del máximo esfuerzo horizontal compresivo generado por la placa de Cocos (Hasenaka y Carmichael, 1985; Nakamura et al., 1977; Guilbaud et al., 2011). Por otro lado, se propone que los lineamientos NE-SO son independientes a los esfuerzos generados por la subducción y en su lugar se asocian a regiones de fragmentación de la placa de Cocos (Mooser, 1972, Carr et al., 1974, Connor, 1987).

El aporte de modelos geofísicos durante las últimas tres décadas, ha permitido reconocer variaciones en el marco geodinámico de la placa de Cocos (p.e. velocidad, edad, ángulo de subducción, magnetismo, etc...). En dichos modelos, se ha propuesto que la zona de fractura de Orozco juega un papel fundamental, en cuanto se prolonga hacia el continente y representaría la segmentación entre dos regímenes de subducción (Londslade, 1991; Bandy et al., 2000; Dougherty et al., 2012; Stubailo et al., 2012; Blatter y Hammersley, 2010): i) hacia el este de la

ZFO la placa es más joven, rápida y tiene un menor ángulo de subducción (14 Ma, 5.9 cm/a, 25°); ii) en contraste hacia el oeste, la placa es más antigua y lenta (17 Ma y 5.5 cm/a), y presenta un ángulo de subducción mayor (41°; Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013; Dougherty et al., 2012).

Una de las evidencias para apoyar la presencia e influencia de la ZFO en la porción continental es la interrupción del frente volcánico entre la región de la Huacana y Zitácuaro (Blatter & Hammersley, 2010). Asimismo, la generación de bahías en la costa, la presencia de un sistema de abanico deltáico y aluvial en las costas de Lázaro Cárdenas, las variaciones en las líneas magnéticas, así como la presencia de la Unión Triple-Tepalcatepec-Balsas-Petacalco, identificada en diversos trabajos (Frausto, 1994; Bandy et al., 2000; Gómez-Calderón, 2018). Esta estructura representa una barrera tectónica de primer orden que separa los bloques corticales Michoacán y Guerrero, y que favore la hipótesis una fragmentación tectónica en el centro de México (particularmente en Michoacán) y la cual es expresada con la presencia de uno de los campos volcánicos monogenéticos más grandes del mundo: el CVMG. La fragmentación de la placa de Cocos habría comenzado a los 0.9 Ma (Bandy et al., 2000), posiblemente causando el “boom” del vulcanismo monogenético en el CVMG durante el último millón de años.

La RV-GCP se desarrolla en el área de influencia oeste de la ZFO (Figura 40), además en la zona de estudio las estructuras NE-SO son el sistema predominante y sobre el cual se han emplazado la mayoría de los edificios volcánicos durante el último millón de años. Asimismo, el modelo de ruptura es consistente para explicar los sistemas estructurales D1-D4 que derivarían en la coexistencia entre productos calcialcalinos y shoshoníticos de la RV-GCP, donde el origen de estos últimos se ha asociado a regiones orogénicas inestables, y a su vez se han relacionado con la deformación del arco durante la terminación de una fase de subducción o durante la transición entre dos regímenes de subducción con procesos geodinámicos distintos, lo cual genera un desequilibrio térmico en el manto litosférico asociado a la subducción y el cual debería estar reflejando zonas de Benioff más profundas (Joplin, 1968; Morrison, 1980; Müller y Groves, 2019 y referencias ahí citadas).

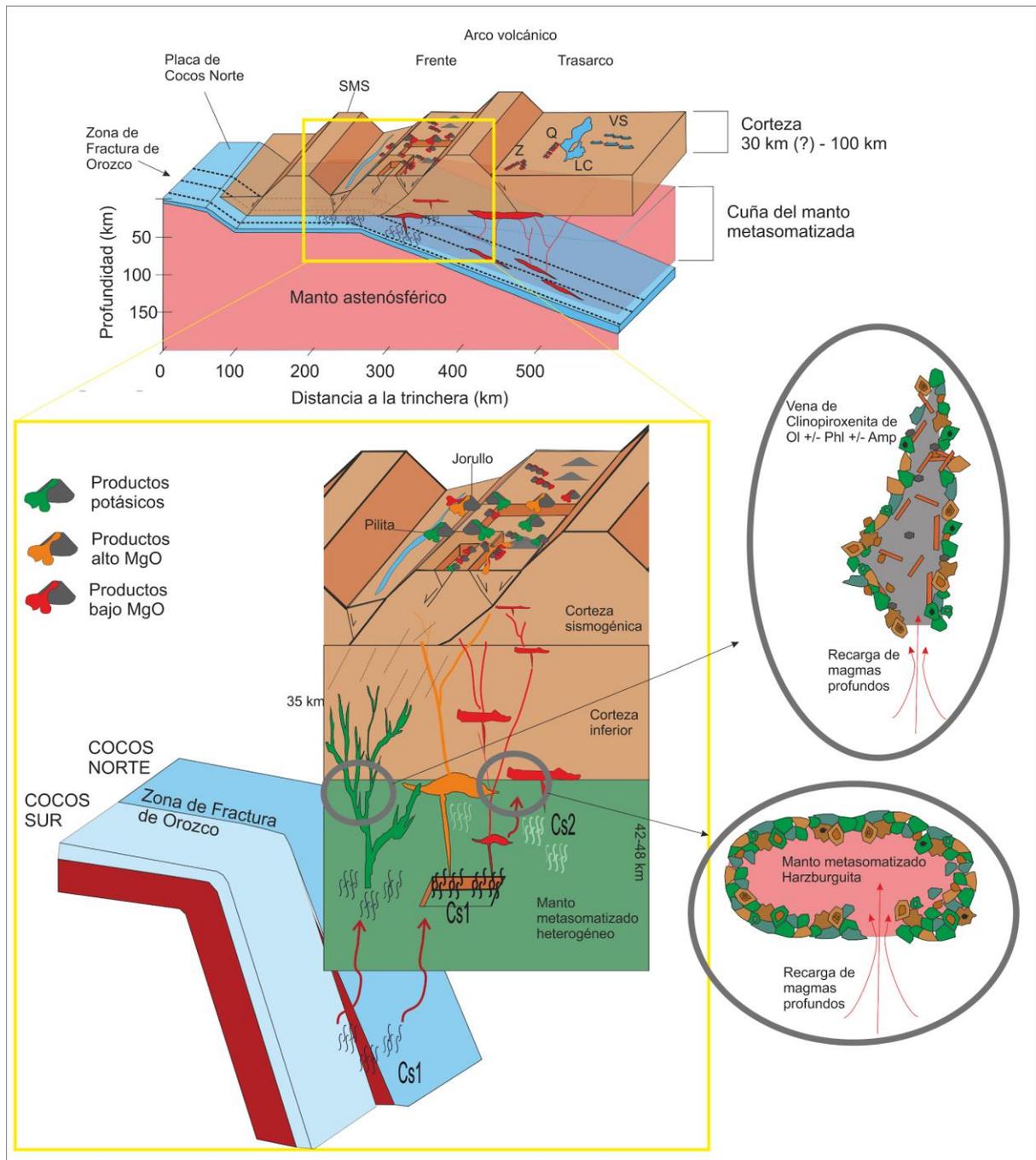


Figura 40. Esquema tectónico de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica sobre la Zona de Fractura de Orozco. En la parte inferior se muestra un esquema que refleja el metasomatismo de la cuña del manto, el cual genera diferentes reservorios que dieron origen a las distintas series magmáticas de la RV-GCP. Se propone que los reservorios debieron haber tenido frentes de solidificación o zonas de mush debido a la abundancia de glomérulos y antecristales, y su morfología pudo haber sido en forma de sill para las rocas calcalcalinas y un patrón de venas para las rocas potásicas. Abreviaturas. **SMS**. Sierra Madre del Sur; **Z**. Zitácuaro, **Q**. Queréndaro, **LC**. Lago de Cuitzeo, **VS**. Valle de Santiago, **Cs1** y **Cs2** son componentes de subducción descritas en el texto.

Los diagramas petrotectónicos de la figura 41 son consistentes con la propuesta de que las rocas de la RV-GCP se generan en un ambiente tectónico transicional.

En los diagramas de Müller y colaboradores (1992; Figura 41a) para rocas potásicas, se puede observar que las muestras de las diferentes unidades presentan características tanto de arco volcánico como de un ambiente postcolisional. Particularmente los productos shoshoníticos de la RV-GCP se asocian a un ambiente de intraplaca y muestran una tendencia similar a las rocas potásicas de Colima y Mascota (Figura 41a).

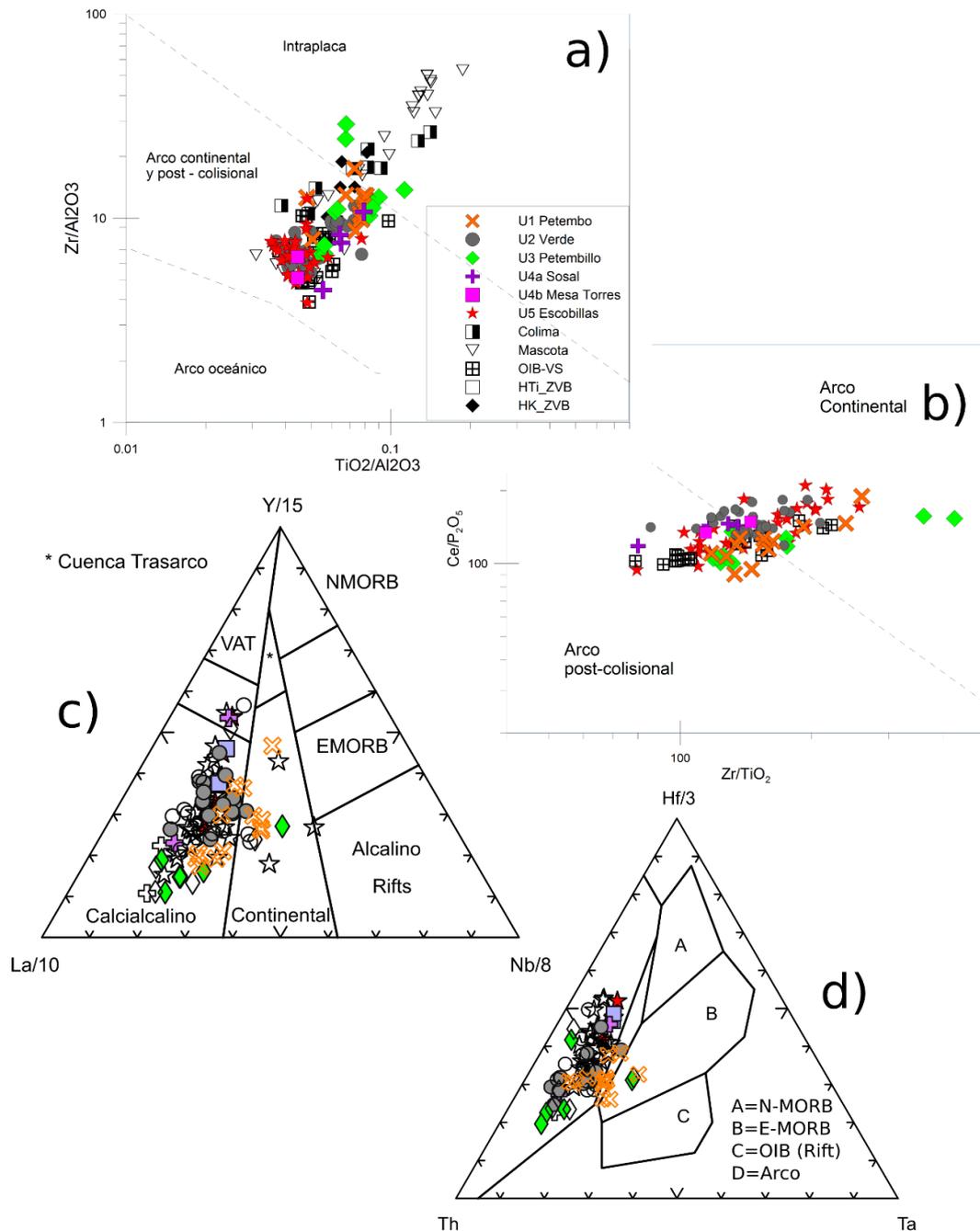


Figura 41. Diagramas de discriminación petrográfica. **a y b.** Müller (1992). **c.** Cabanis y Lecolle (1989). **d.** Wood, 1980. Los símbolos sin relleno son compilados de la literatura.

En el diagrama de Cabanis & Lecolle (1989; Figura 41c), se puede observar que las muestras de la RV-GCP presentan tres tendencias: la mayoría se ubican principalmente en el dominio de lavas orogénicas de tipo calcialcalino. Un segundo grupo de rocas, pertenecientes a los edificios La Ventana, Petembo, La Palma, El Caracol y Mesa El Malpaís, se albergan en el campo de basaltos continentales asociados a un ambiente tardo a post-orogénico. La tercera tendencia se compone por las lavas asociadas a los volcanes Mesa El Burro, C. Los Lobos, C. El Sosal y C. Canales, las cuales muestran un enriquecimiento en Y y se localizan en el campo de transición entre basaltos CA y toleitas de arco volcánico.

En el diagrama de Wood (1980, Figura 41d) se observa que la mayoría de las muestras se disponen en el campo de rocas calcialcalinas de arco y únicamente las shoshonitas del C. La Palma (U3) y el Mirador se disponen en el campo de un manto tipo E-MORB o toleitas de intraplaca. Cabe señalar que a pesar de la afinidad E-MORB de estas muestras, en los diagramas de tierras raras y multielementales no se observa tal comportamiento y el ligero enriquecimiento en Ta podría asociarse a productos menos evolucionados, o bien, al bajo aporte de volátiles provenientes de la placa en subducción, lo cual es consistente con el bajo contenido de Ba/Nb y Sr/Y.

Por último, es importante recalcar que los spatters han sido poco analizados en los diferentes ejes de la investigación (geomorfología, geoquímica, petrología) por su carácter de parásito o adventicio. Sin embargo, mediante este trabajo se observó que estos constituyen la mayoría de los edificios volcánicos presentes en la RV-GCP, representan más del 60% en volumen de la zona de estudio, sugiriendo una actividad monogenética que incrementa esencialmente su volumen de manera gradual y no en un solo cetro eruptivo. Además, esta tipología es la que presenta el vulcanismo shoshonítico, así como las lavas con afinidades primarias y de tipo toleítico. Por lo que se sugiere estudiar esta tipología de edificio volcánico con mayor cuidado y atención en el CVMG, ya que podrían ser indicadores petrogenéticos y reflejar estructuras profundas.

Capítulo 7

Conclusiones

1. Los dominios morfoestructurales de la RV-GCP se caracterizan por mostrar límites de fallas y una evolución morfológica volcánica asociada al emplazamiento volcánico lineal o en *échelon* y la obliteración parcial y/o total de las estructuras vulcanotectónicas.
2. Los edificios volcánicos tipo spatter constituyen la mayoría de los edificios volcánicos presentes en la RV-GCP, conformando más del 60% en volumen. Estos edificios representan el vulcanismo shoshonítico de la zona de estudio, así como las lavas con afinidades primarias y toleíticas.
3. Por medio del cálculo de volumen y tasas de erupción se determinó que el vulcanismo potásico de la U3 Petembillo representa ~10% del volumen total de la RV-GCP, y a su vez el 17 % al momento de compararlo con la unidad coetánea U2 Verde, lo cual indica que la coexistencia espacio temporal entre vulcanismo de tipo shoshonítico y calcialcalino en la zona de estudio es de ~ 1:6.
4. El sistema D2 NE-SO Mil Cumbres es el evento de deformación de mayor distribución en la RV-GCP, es el principal proceso formador del paisaje y sobre estas estructuras se han emplazado en forma mimética o de reactivación los edificios volcánicos del Holoceno, por lo que se considera un sistema activo.
5. Las características petrográficas y variaciones geoquímicas presentes en la RV-GCP, sugieren que los reservorios de magmas, experimentaron recarga y/o mezcla de magmas, los cuales trajeron consigo antecristales de sistemas más profundos y a su vez generaron perturbación y dispersión de cumulos o frentes de solidificación en el mismo reservorio o de uno más profundo.
6. La geoquímica de elementos mayores y traza para las muestras de la RV-GCP reflejan firmas típicas de arcos volcánicos con afinidades shoshoníticas, calcialcalinas y toleíticas. En este trabajo se prefiere nombrar a las rocas que se han mencionado como alcalinas o transicionales en trabajos previos como la serie

shoshonítica debido a que geoquímica y petrológicamente no son consistentes con las características de rocas alcalinas.

7. Las rocas shoshoníticas están más enriquecidas en Sr radiogénico, mientras que el resto presentan una tendencia similar a Jorullo y Parícutin. Los edificios C. Verde y C. Cántaro presentan valores isotópicos mayores de Nd y menores de Sr y se asemejan a los valores de un manto tipo NMEP.

8. Los magmas de la RV-GCP se generaron en al menos cuatro reservorios distintos, las shoshonitas provienen de venas compuestas de wehrlitas o clinopiroxenitas de olivino \pm flogopita. Las rocas con alto MgO (> 6 wt%) provienen de un reservorio con una composición de harzburgita, las rocas con bajo MgO (<6%) provienen de reservorios que se albergan en la corteza y las toleitas provienen de un reservorio menos evolucionado.

9. El vulcanismo potásico, las rocas con afinidades primarias y toleíticas se emplazan sobre *spatters* que se localizan en la intersección de dos o más estructuras de primer orden, asociadas principalmente a los sistemas estructurales D1+n NO-SE Bajo Balsas, D2 NE-SO Mil Cumbres y D3 E-O Turicato. Por lo tanto, los *spatters* son indicadores petrogenéticos y se asocian con estructuras de fallamiento extensional profundo que asistieron el rápido ascenso adiabático y la coexistencia de magmas.

10. Con base en la cartografía, morfoestructura y evolución petrológica se determinaron al menos seis etapas vulcanotectónicas que dieron origen a la RV-GCP durante los últimos 2 millones de años. En todos los pulsos vulcanotectónicos se presenta la coexistencia de rocas de tipo calcialcalino, shoshonítico y toleíticos.

11. Se propone un modelo petrológico para explicar la coexistencia de las tres series magmáticas presentes en la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana-Pedernales. La estructura tectónica local y regional, así como las variaciones (heterogeneidad) del manto y el ascenso de magmas asistido por los sistemas de fallamiento se relacionan con la fragmentación de la placa de Cocos durante el último millón de años. La RV-GCP representa un brazo NE-SO de la Unión Triple del sistema Tepalcatepec-Balsas-Petacalco que se ha generado por la fragmentación de la placa de Cocos y la continuación de la Fractura de Orozco en el interior del continente.

8. Referencias

- Allan, J. F., & Carmichael, I. S. E. (1984). Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(3), 203-216.
- Avellán, D. R., Cisneros-Máximo, G., Macías, J. L., Gómez-Vasconcelos, M. G., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Robles-Camacho, J. (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia—Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102554.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N. (1992). K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31(4), 467-473.
- Bandy, W. L., Hilde, T. W. C., & Yan, C. Y. (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation. *Geological Society of America Special Papers*, 334, 1-28.
- Barclay, J., & Carmichael, I. S. E. (2004). A hornblende basalt from western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure–temperature window of eruptibility. *Journal of Petrology*, 45(3), 485-506.
- Blatter, D. L., Carmichael, I. S. E., Deino, A. L., & Renne, P. R. (2001). Neogene volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt: basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava. *Geological Society of America Bulletin*, 113(10), 1324-1342.
- Blatter, D. L., Lang Farmer, G., & Carmichael, I. S. (2007). A north–south transect across the central Mexican volcanic belt at ~ 100° W: spatial distribution, petrological, geochemical, and isotopic characteristics of Quaternary volcanism. *Journal of Petrology*, 48(5), 901-950.
- Blatter, D. L., & Hammersley, L. (2010). Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 67-84.
- Cabanis, B., & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309(20), 2023-2029.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 26-38.
- Cardona-Melchor, S. (2015). Estudio vulcanológico del Complejo Volcánico El Águila y los domos La Taza-La Nieve-El Burro, centro-norte de Michoacán. Morelia, Michoacán, México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis maestría, 197 pp.

- Carr, M. J., Stoiber, R. E., & Drake, C. L. (1974). The segmented nature of some continental margins. In *The geology of continental margins* (pp. 105-114). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Castillo, P. R. (2012). Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134, 304-316.
- Cavazos Tovar, J. G. (2006). Magmatismo adakítico en el volcán Tancítaro, Michoacán, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, Mexico, tesis maestría, 75 pp.
- Centeno Garcia, E., Corona Chavez, P., Talavera Mendoza, O., & Iriondo, A. (2003). Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane -- a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: in *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–6, 2003: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9, p. 201–228.*
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.
- Chesley, J., Ruiz, J., Richter, K., Ferrari, L., & Gomez-Tuena, A. (2002). Source contamination versus assimilation: an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 195(3-4), 211-221.
- Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. (2016). The~ AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 32.
- Connor, C. B. (1987). Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33(1-3), 191-200.
- Connor, C. B. (1990). Cinder cone clustering in the Transmexican Volcanic Belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B12), 19395-19405.
- Corona-Chávez, P. (2018). Revisitando los volcanes de la Región del Parícutin: morfología, petrología y edad. *Ciencia Nicolaita*, (74), 31-58.
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *nature*, 347(6294), 662-665.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(2), 172-187.
- Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 217-222.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.
- Di Traglia, F., Morelli, S., Casagli, N., & Monroy, V. H. G. (2014). Semi-automatic delimitation of volcanic edifice boundaries: Validation and application to the cinder cones of the Tancitaro–Nueva Italia region (Michoacán–Guanajuato Volcanic Field, Mexico). *Geomorphology*, 219, 152-160.

- Dougherty, S. L., Clayton, R. W., & Helmberger, D. V. (2012). Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9).
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303-306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Foley, S. (1992). Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28(3-6), 435-453.
- Francis, P., Oppenheimer, C. (2004). *Volcanoes*. Oxford University Press. New York, USA. pp. 332-340.
- Frausto, P. (1995). Análisis morfotectónico del sector oriental del curso bajo del río Balsas, Michoacán, México. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 159 pp.
- Fries Jr, C. (1953). Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Paricutin volcano, Michoacan, Mexico. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 34(4), 603-616.
- García, E. - Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), (1998). 'Climas' (clasificación de Koppen, modificado por García). Escala 1:1000000. México Extraído del Proyecto F047 "Mapas de climas 1:1,000,000 (clasificación Köppen modificado por E. García)".
- Garduño Monroy, V. H., Spinnler, J., & Ceragioli, E. (1993). Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32(3).
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykharuk, E., Hernández-Madriral, V. M., García-Zepeda, M.L. Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora Chaparro, J. C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica internacional*, 48(3), 319-335.
- Gaspar-Patarroyo, T.L. (2017). Modelo conceptual geológico-vulcanológico-estructural de la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores, Michoacán-México. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México, tesis maestría, 153 pp.
- Germa, A., Connor, L. J., Cañon-Tapia, E., & Le Corvec, N. (2013). Tectonic and magmatic controls on the location of post-subduction monogenetic volcanoes in Baja California, Mexico, revealed through spatial analysis of eruptive vents. *Bulletin of Volcanology*, 75(12), 782.
- Gill, J. B., & Gorton, M. (1973). A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia. *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*, 543-566.

- Gómez-Calderón, D.A. (2018). Relación morfométrica y estructural del vulcanismo mono/poligenético en la porción sureste del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Morelia, Michoacán, México, tesis licenciatura, 167 pp.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*, 183, 153- 181.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Pantoja, U. O., Garduño-Monroy, V. H., Hernández-Madrigal, V. M., & Layer, P. W. (2015). La caldera de Villa Madero: vulcanismo explosivo del cuaternario en el borde sureste del campo volcánico Michoacán Guanajuato. *Ciencia Nicolaita*, (65), 12-35.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Luis Macías, J., Avellán, D. R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P.W., Benowitz, J., López-Loera, H., Mendiola-López, F., Pertou, M. (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Geological Society of America Bulletin*.
- Green, T. H. (1995). Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical geology*, 120(3-4), 347-359.
- Grosse, P., & Kervyn, M. (2018). Morphometry of terrestrial shield volcanoes. *Geomorphology*, 304, 1-14.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., & Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74(5), 1187-1211.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Rasoazanamparany, C., Widom, E., Salinas, S., & Castro Govea, R. (2019). Petrographic, Geochemical and Isotopic (Sr–Nd–Pb–Os) Study of Plio-Quaternary Volcanics and the Tertiary Basement in the Jorullo-Tacámbaro Area, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Petrology*, 60(12), 2317-2338.
- Guzmán-Speziale, M., & Zúñiga, F. R. (2016). Differences and similarities in the Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence, as revealed by seismic moment tensors. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 296-308.
- Hackman, B. D. (1973). The Solomon Islands fractured arc. The western Pacific: island arcs, marginal seas. *Geochemistry*, 179-191.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1985). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124.

- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1985). A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(4).
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.
- Hasenaka, T., Ban, M., & Granados, H. D. (1994). Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato Volcanic field, central Mexico: shield volcanoes vs cinder cones. *Geofísica Internacional*, 33(1).
- Hernández-Bernal, M. D. S., Corona-Chávez, P., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Solé-Viñas, J., & Molina, J. F. (2016). Miocene andesitic lavas of Sierra de Angangueo: a petrological, geochemical, and geochronological approach to arc magmatism in Central Mexico. *International Geology Review*, 58(5), 603-625.
- Hochstaedter, A. G., Ryan, J. G., Luhr, J. F., & Hasenaka, T. (1996). On B/Be ratios in the Mexican volcanic belt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4), 613-628.
- Innocenti, F., Rocchi, S., & Trigila, R. (1999). La classificazione delle rocce vulcaniche e subvulcaniche: schema operativo per il progetto CARG. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A*, 106, 113-124.
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Johnson, C. A., & Harrison, C. G. A. (1989). Tectonics and volcanism in central Mexico: A Landsat Thematic Mapper perspective. *Remote Sensing of Environment*, 28, 273-286.
- Johnson, C. A., & Harrison, C. G. A. (1990). Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(2-4), 187-210.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Cashman, K. V., Granados, H. D., & Kent, A. J. (2008). Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 269(3-4), 478-487.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J., Bindeman, I. N., & Donegan, C. S. (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology*, 50(9), 1729-1764.
- Joplin, G. A. (1968). The shoshonite association: a review. *Journal of the Geological Society of Australia*, 15(2), 275-294.
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In *Updates in volcanology-new advances in understanding volcanic systems*. IntechOpen.
- Kurokawa, K., Otsuki, K., & Hasenaka, T. (1995). Tectonic stress field and fractal distribution of volcanoes in the Michoacán-Guanajuato region of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 34(3), 309-320.
- Lange, R. A., & Carmichael, I. S. (1990). Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in western Mexico. *Journal of Petrology*, 31(6), 1225-1259.

- Lange, R. A., & Carmichael, I. S. (1991). A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*, 103(7), 928-940.
- Larrea, P., França, Z., Lago, M., Widom, E., Galé, C., & Ubide, T. (2013). Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54(4), 769-793.
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., & Kuentz, D. (2019). A re-interpretation of the petrogenesis of Parícutin volcano: distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chemical Geology*, 504, 66-82.
- Lassiter, J. C., & Luhr, J. F. (2001). Osmium abundance and isotope variations in mafic Mexican volcanic rocks: evidence for crustal contamination and constraints on the geochemical behavior of osmium during partial melting and fractional crystallization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(3).
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Le Corvec, N., Spörlí, K. B., Rowland, J., & Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114.
- Lonsdale, P. (1991). Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California: Chapter 7: Part III. *Regional Geophysics and Geology*.
- Losantos, E., Cebriá, J. M., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., & López-Ruiz, J. (2014). Condiciones de cristalización y diferenciación de las lavas del volcán El Metate (Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, México). *Estudios Geológicos*, 70(2), 020.
- Losantos, E., Cebriá, J. M., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., López-Ruiz, J., & Solís-Pichardo, G. (2017). Petrogenesis of the alkaline and calcalkaline monogenetic volcanism in the northern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Central Mexico). *Lithos*, 288, 295-310.
- Lugo-Hubp, J. (1990). El relieve de la República Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9(1), 82.
- Luhr, J. F., & Carmichael, I. S. (1985). Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759–1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90(2-3), 142-161.
- Luhr, J. F. (1997). Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35(2), 473-500.
- Luhr, J. F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., & Mattiotti, G. K. (2006). México's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database. *Geological Society of America Special Papers* 402, 1–44.

- Macías, J. L., & Arce, J. L. (2019). Volcanic Activity in Mexico During the Holocene. In *The Holocene and Anthropocene Environmental History of Mexico* (pp. 129-170). Springer.
- Mahgoub, A. N., Böhnel, H., Siebe, C., Salinas, S., & Guilbaud, M. N. (2017). Paleomagnetically inferred ages of a cluster of Holocene monogenetic eruptions in the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México): implications for volcanic hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 360-370.
- Manea, V. C., Manea, M., & Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609, 56-81.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., & Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486(1-4), 55-64.
- Meriggi, L., Macías, J. L., Tommasini, S., Capra, L., & Conticelli, S. (2008). Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 197-216.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., & González-Torres, E. A. (2018). Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. *Earth-Science Reviews*, 183, 85-114.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., & Goldstein, S. L. (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244(3-4), 452-473.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S. L., Pérez-Arvizu, O., & Solís-Pichardo, G. (2009). Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of petrology*, 50(11), 2157-2186.
- Morrison, G. W. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97-108.
- Mooser, F. (1969). The Mexican volcanic belt: structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. In *Pan American Symposium on the Upper Mantle, Mexico* (pp. 137-141).
- Mooser, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt structure and tectonics. *Geofisica internacional*, 12(2).
- Muller, D., & Groves, D. (2019). Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer.
- Müller, D., Rock, N. M. S., & Groves, D. I. (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4), 259-289.
- Murcia, H., Németh, K., Moufti, M. R., Lindsay, J. M., El-Masry, N., Cronin, S. J., ... & Smith, I. E. M. (2014). Late Holocene lava flow morphotypes of northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia: implications for the description of continental lava fields. *Journal of Asian Earth Sciences*, 84, 131-145.

- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J. L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., ... & Benowitz, J. (2018). The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 307-328.
- Ownby, S., Granados, H. D., Lange, R. A., & Hall, C. M. (2007). Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1-2), 1-14.
- Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. (2011). Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 274-294.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Pascua, M. A., & Giner-Robles, J. L. (2011). Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 65-72.
- Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., & Avellán, D. R. (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 81-96.
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Spicuzza, M. J., Valley, J. W., Valdez, G., Salinas, S. (2016). Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology*, 434, 62-80.
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., Salinas, S., & Layer, P. (2018). Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 80(2), 18.
- Richter, K & Carmichael, I.S.E. (1992). Hawaiiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 104(12), 1592-1607.
- Righter, K., & Rosas-Elguera, J. (2001). Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican Volcanic Belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology*, 42(12), 2333-2361.
- Rock, N.M.S., 1991, *Lamprophyres*: Glasgow, U.K., Blackie and Sons, Ltd., 285 p.
- Romero – Carrillo, N. L. (2018). Análisis tectural 2D de rocas graníticas del sur de México: Inferencias de la historia de cristalización del plutón de La Huacana, Michoacán.

Tesina de ingeniería. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.

- Romero-Mosqueda, S.J. (2017). Análisis morfoestructural de las relaciones petrológicas del graben de Peribán, Michoacán. Guanajuato, Guanajuato, México, tesis licenciatura, 118 pp.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921-924.
- Rosas-Elguera, J., Lopez-Martinez, M., Alva-Valdivia, L., Gogichaishvili, A., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2001, December). The Cotija Half-graben: A Reconnaissance Geologic and Paleomagnetic Study. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2001, pp. S31B-0616).
- 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. Tesis de doctorado. Facultad de Geociencias, Universidad de Múnich
- Sabanero-Sosa, M. H., Campa-Uranga, M.F., Chacón-Sotelo, J.E., Montiel-Escobar., J.E., De la Teja-Segura, M.A. (1997). Informe final de la carta Geológico-Minera y Geoquímica de Acuyo. E14-A53, escala 1:50 000, estado de Michoacán: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto, 107 pp.
- Stubailo, I., Beghein, C., & Davis, P. M. (2012). Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5).
- Sumner, J. M., Blake, S., Matela, R. J., & Wolff, J. A. (2005). Spatter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2), 49-65.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.
- Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E., & Lago, M. (2014). Antecrysts and their effect on rock compositions: the Cretaceous lamprophyre suite in the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). *Lithos*, 206, 214-233.
- Valentine, G. A., Krier, D. J., Perry, F. V., & Heiken, G. (2007). Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1-2), 57-80.
- Valentine, G. A., & Connor, C. B. (2015). Basaltic volcanic fields. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 423-439). Academic Press.

- Verma, S. P., & Hasenaka, T. (2004). Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, west-central Mexican Volcanic Belt. *Geochemical Journal*, 38(1), 43-65.
- Verma, S. P. (2006). Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. *International Journal of Earth Sciences*, 95(5), 871-901.
- Vernon, R. H. (2018). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge university press.
- Vigouroux, N., Wallace, P. J., & Kent, A. J. (2008). Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes. *Journal of Petrology*, 49(9), 1589-1618.
- Weaver, S., Wallace, P. J., & Johnston, A. (2011). Experimental constraints on the origin of K-rich melts erupted at Cerro La Pilita, Central Mexico. *AGUFM*, 2011, V53B-2612.
- Weaver, S., Wallace, P. J., & Johnston, A. (2012). Experimental Constraints on Mantle Heterogeneity and Mantle-Melt Equilibration Depths along the Volcanic Front of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *AGUFM*, 2012, V31A-2765.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Williams, H. (1950). *Volcanoes of the Paricutin region, Mexico (Vol. 965)*. US Government Printing Office.
- Wilson, B. M. (2007). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media
- Wood, C. A. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3-4), 387-413.
- Wood, D. A. (1980). The application of a ThHfTa 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(1), 11-30.
- Zellmer, G. F., Pistone, M., Iizuka, Y., Andrews, B. J., Gómez-Tuena, A., Straub, S. M., & Cottrell, E. (2016). Petrogenesis of antecryst-bearing arc basalts from the Trans-Mexican Volcanic Belt: Insights into along-arc variations in magma-mush ponding depths, H₂O contents, and surface heat flux. *American Mineralogist*, 101(11), 2405-2422.