



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**VOLCÁN LAS NAVAJAS, ESTADO DE HIDALGO:
CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS
DEL MAGMATISMO PERALCALINO EN LA FAJA
VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**LICENCIADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A :

MIRIAM VALERIA NÚÑEZ VELÁZQUEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. RAYMUNDO G. MARTÍNEZ SERRANO
2018**

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX.



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.



Organización
de las Naciones Unidas
para la Educación,
la Ciencia y la Cultura



Comarca Minera
Geoparque
mundial de
la UNESCO

Agradecimientos.

Quiero expresar mi mayor agradecimiento al Dr. Raymundo G. Martínez Serrano, quien además de ser un excelente investigador, es un excelente profesor, ser humano, amigo y que durante mi estancia en la licenciatura ha sido una parte muy importante en mi crecimiento como estudiante y ser humano.

Además quisiera agradecer a los miembros del Jurado: Dra. Marie-Noëlle Guilbaud, Dra. Lizeth Caballero, Dra. Teresa Orozco y al Dr. Carles Canet por sus enriquecedores comentarios y sugerencias, además por haber sido parte fundamental durante la realización de esta tesis por su conocimiento científico.

Gracias al proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN111417 por haberme otorgado una beca de seis meses para la realización de tesis y por financiar los gastos de campo y análisis efectuados durante este trabajo. Quiero agradecer también al Instituto de Geofísica, UNAM por haberme otorgado una beca de tesis por seis meses durante el año 2017.

Agradezco igualmente al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología (LANGEM), especialmente a la Quim. Patricia Girón García y a Santiago Áviles, por compartirme sus conocimientos técnicos y permitirme ayudar en los análisis de elementos mayores. De la misma manera, agradezco al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, en especial a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por determinar el contenido de elementos traza. A todos los técnicos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica de la UNAM: M. en C. Gabriela Solís Pichardo, M. en C. Gerardo Arrieta García e Ing. Teodoro Hernández Treviño, por transmitirme sus conocimientos en la realización de los análisis isotópicos.

Especialmente agradezco a mis papás, a mi hermana y a mi sobrino Berny por el apoyo y la confianza que me han brindado durante mi vida y durante mi estancia en la carrera.

Quiero agradecer a mis compañeros de trabajo: Diana, Carlitos, Iván, Antonio, Meli y Priscila por compartir grandes momentos en las salidas al campo, en el laboratorio y por apoyarme en todo momento.

También a mis compañeros de la licenciatura por su apoyo y por compartir momentos de trabajo y estudio muy divertidos. Especialmente a Karina, Carmen, David, Diego, Benjamín y las Dianas.

Quisiera agradecer a la Facultad de Ciencias por darme el placer de conocer a las mejores personas y amigos que he tenido, aquellos que en todo momento han estado a mi lado sin importar nada, a: Ricardo, Cynthia, Priscila, Meli y Sandy.

Además, no quisiera dejar atrás a mis amigos de toda la vida, que siempre han estado para apoyarme en todas las locuras, a Nemo, Estefania, Xime, Mayito y María. Especialmente a mi amiga Ague por su apoyo incondicional, compartir el mismo gusto por la vida e intentar presentarme a Alejandro Pastrana. Así como a mis nuevos amigos, los cuales me ayudaron durante mi proceso de titulación, Wendy, Areli y Michu.

ÍNDICE

Resumen	i
---------	---

Capítulo 1 . Introducción.

1.1. Localización del área de estudio	4
1.2. Justificación	6
1.3. Objetivos	7
1.4. Trabajos previos	7
1.5. Metodología	9

Capítulo 2 .Marco Geológico.

2.1. Características de la Faja Volcánica Transmexicana	12
2.1.1. Información geofísica de la FVTM	15
2.2. Diversidad magmática de la FVTM	16
2.3. Sector oriental de la FVTM	17
2.3.1. Basamento	18
2.3.2. Características estructurales	20
2.3.3. Vulcanismo	21
2.4. El volcán Las Navajas	23
2.5. Centros volcánicos peralcalinos	25

Capítulo 3 . Técnicas Analíticas.

3.1. Muestreo, descripción petrográfica, trituración y pulverización	30
3.2. Análisis de elementos mayores	33
3.3. Análisis de elementos traza	36

3.4. Análisis isotópicos de Sr y Nd	37
3.5. Fechamiento por el método K-Ar	38
Capítulo 4 . Geología del volcán Las Navajas.	
4.1. Evento de Rocas Pre-Navajas	40
4.2. Evento de Rocas Pre-Colapso	43
4.3. Evento de Rocas Post-Colapso	46
4.4. Evento de Conos Monogenéticos	52
Capítulo 5 . Petrografía.	
5.1. Evento de Rocas Pre-Navajas	56
5.2. Evento de Rocas Pre-Colapso	59
5.3. Evento de Rocas Post-Colapso	62
5.4. Evento de Conos Monogenéticos	64
Capítulo 6 . Geoquímica.	
6.1. Elementos mayores	66
6.2. Elementos traza	73
6.3. Elementos de Tierras Raras	78
6.4. Isotopía de Sr y Nd	81
Capítulo 7 . Discusión y Conclusiones.	
7.1. Geología del volcán	86
7.2. Origen magmático	89
7.3. Origen tectónico	102
Conclusiones	104
Referencias	108
Anexos	

Tabla A.1 Concentración de elementos mayores y traza de las unidades del volcán Las Navajas.	121
Tabla A2.Método de separación de los elementos para su análisis isotópico	127
Tabla A3. Mineralogía normativa representativa de cada unidad del volcán Las Navajas	128
Tabla A4. Relaciones isotópicas de Sr y Nd de las unidades del volcán Las Navajas	129

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 1. Introducción.

Figura 1.1. Mapa de la República Mexicana donde se muestra la FVTM, su división y las provincias geológicas que forman su basamento	1
Figura 1.2. Modelos que explican el origen del magmatismo peralcalino	3
Figura 1.3. Mapa del relieve del área de estudio	5
Figura 1.4. Imagen satelital del área de estudio donde se señalan las localidades y vías de acceso	5

Capítulo 2. Marco Geológico.

Figura 2.1. Línea del tiempo de la evolución geológica de la FVTM	14
Figura 2.2. Mapa satelital de la República Mexicana donde se muestra el régimen tectónico de la FVTM, principales volcanes y terrenos tectono-estratigráficos	16
Figura 2.3. Estructuras geomorfológicas del sector oriental	18
Figura 2.4. Terrenos Precámbricos sobre los que está construida la FVTM	19
Figura 2.5. Espesor de la corteza debajo de la FVTM en el sector oriental	20
Figura 2.6. Principales estructuras volcánicas del sector oriental de la FVTM	25
Tabla 2.1. Recopilación de los centros volcánicos peralcalinos y sus principales procesos petrogenéticos	27
Figura 2.7. Ubicación de los centros peralcalinos en el mundo	28

Capítulo 3. Técnicas Analíticas.

Figura 3.1. Trabajo de campo y recolección de muestras del área de estudio	30
Figura 3.2. Preparación de las muestras para pulverizar	32
Figura 3.3. Proceso de homogenización, cuarteo y pesaje de las muestras para su análisis químico	33
Figura 3.4. Proceso de análisis de Fluorescencia de Rayos-X	35
Figura 3.5. Instalaciones del Laboratorio de Estudios Isotópicos (CGEO)	36
Figura 3.6. Proceso de separación de elementos en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS	38

Capítulo 4. Geología del volcán Las Navajas.

Figura 4.1. Columna estratigráfica esquemática de las rocas del volcán Las Navajas	39
Figura 4.2. Fotografías representativas de la unidad El Guajolote	41
Figura 4.3. Fotografías representativas de la unidad El Sustito	42
Figura 4.4. Fotografías representativas de la unidad La Serpiente	43
Figura 4.5. Fotografías representativas de la unidad Lavas Azules	44
Figura 4.6. Fotografías representativas de la unidad Lavas del Sureste y El Horcón	46
Tabla 4.1. Edades (K-Ar) para algunas de las rocas del volcán Las Navajas	49
Figura 4.7. Fotografías representativas de las unidades Post-Colapso	50
Figura 4.8. Fotografías de Lavas de obsidiana	51
Figura 4.9. Fotografías representativas de la unidad Conos de escoria y lavas asociadas	51
Figura 4.10. Mapa Geológico del volcán Las Navajas	55

Capítulo 5. Petrografía.

Figura 5.1. Fotografías representativas de las láminas delgadas de la unidad El Guajolote y El Sustito	58
Figura 5.2. Fotografías representativas de las láminas delgadas de unidad La Serpiente	59
Figura 5.3. Fotografías representativas de las láminas delgadas de las unidades Pre-Colapso	61
Figura 5.4. Fotografías representativas de las láminas delgadas de la lava de obsidiana debajo de El Horcón	62
Figura 5.5. Fotografías representativas de la lámina delgada del vitrificado localizado en la Mina Los Lirios	63
Figura 5.6. Fotografías representativas de la lámina delgada del Domo Central	64
Figura 5.7. Fotografías representativas de las lavas La Lagunilla y Cerro Gordo	65

Capítulo 6. Geoquímica.

Figura 6.1. Diagrama de TAS de las rocas volcánicas del área de estudio	67
Figura 6.2. Diagrama de AFM para la clasificación de las rocas subalcalinas del área de estudio	68
Figura 6.3. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas de acuerdo con su alcalinidad	69
Figura 6.4. Diagrama de clasificación de las rocas peralcalinas	69
Figura 6.5. Diagramas de Harker de las rocas volcánicas del área de estudio	71
Figura 6.6. Diagrama bivalente de Na_2O vs. K_2O para las muestras del área de estudio	72
Figura 6.7. Relaciones de potencial de ionización vs radio iónico de los elementos químicos	74
Figura 6.8. Diagrama multielemental de los Eventos Pre-Navajas	75
Figura 6.9. Diagrama multielemental de los Eventos Pre y Post-Colapso	76
Figura 6.10. Diagrama multielemental de los Eventos de Conos Monogénicos	77

Figura 6.11. Diagrama multielemental de las Tierras Raras de los Eventos Pre-Navajas	79
Figura 6.12. Diagrama multielemental de las Tierras Raras de los Eventos Pre y Post-Colapso	79
Figura 6.13. Diagrama multielemental de las Tierras Raras de los Eventos de Conos Monogenéticos	80
Figura 6.14. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. ϵNd_i de las rocas del área de estudio	84

Capítulo 7. Discusión y Conclusiones.

Figura 7.1. Diagrama Nb vs. Ba (ppm) para inferir el origen tectónico de las rocas del área de estudio	93
Figura 7.2. Modelo simple de cristalización fraccionada a partir de las ecuaciones de De Paolo	95
Figura 7.3. Relación Zr vs. Nb para las diferentes muestras del área de estudio	97
Figura 7.4. Variaciones del contenido SiO_2 y las relaciones isotópicas de Sr y Nd	98
Figura 7.5. Relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd del volcán Las Navajas, Isla Socorro, el volcán Gedemsa y datos del Complejo Acatlán	99
Figura 7.6. Resumen esquemático de la evolución petrogenética del volcán Las Navajas	101
Figura 7.7. Resumen esquemático del origen tectónico del volcán	104

RESUMEN.

La actividad magmática de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) se ha relacionado principalmente con procesos de subducción. No obstante, las estructuras volcánicas tienen diversas características vulcanológicas, geoquímicas e isotópicas que no pueden ser explicadas fácilmente. El volcán Las Navajas se encuentra en el sector oriental de la FVTM, a más de 100 km al norte del frente volcánico actual y está emplazado sobre una corteza continental de ~45 km de espesor. Además de ser conocido por la obsidiana de color dorado que ahí se presenta, el volcán se caracteriza por la peculiar geoquímica que tienen los flujos de lava y depósitos piroclásticos.

Con el fin de determinar la composición y distribución de los productos emitidos por el volcán, y contribuir con información sobre su origen y evolución petrogenética, se realizaron estudios geológicos, estratigráficos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos (Sr y Nd) de las principales unidades de roca que lo componen. Una edad K-Ar se obtuvo del último evento de obsidiana.

Los afloramientos de roca cuatro eventos magmáticos: Evento de rocas Pre-Navajas (antes de la formación del volcán), de composición andesítica-dacítica, carácter calcoalcalino y patrones de elementos traza asociados con procesos de subducción. Los eventos de rocas Pre-Colapso y Post-Colapso, forman el estratovolcán y tienen un carácter hiperalcalino (comenditas). Las rocas Pre-Colapso consisten de flujos de lava y algunos depósitos piroclásticos, mientras que las Post-Colapso se componen de depósitos piroclásticos y domos de lava. Una muestra de obsidiana se fechó en 2.2 ± 0.05 Ma (K-Ar, vidrio). Todas las rocas tienen fuertes anomalías negativas de Ba, Sr y Eu y enriquecimiento en Nb, Zr y elementos de Tierras Raras, y no presentan características geoquímicas relacionadas con procesos de subducción. Finalmente, las rocas del Evento de Conos Monogenéticos son de basalto y andesita basáltica, con patrones geoquímicos de tipo OIB transicionales. Las rocas con carácter peralcalino tienen valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muy variables (0.70543 a 0.73094) y menos variables de ϵNd (+0.57 a +1.32), lo que sugiere una cierta asimilación de corteza continental antigua. Los valores isotópicos de los Eventos Pre-Navajas y de Conos monogenéticos son menos variables ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70447 a 0.70538 y ϵNd de -2.42 a 2.31) y sugieren una menor interacción con rocas de la corteza.

El magmatismo máfico y félsico Cuaternario del estratovolcán Las Navajas, probablemente está relacionado con una fuente de manto astenosférico afectado por componentes de la subducción, debido al probable retroceso del slab hacia la trinchera desde hace 7 Ma. Los magmas máficos atravesaron la corteza continental o se acumularon en cámaras magmáticas someras donde ocurrió cristalización fraccionada prolongada para dar origen a las comenditas.

1. INTRODUCCIÓN.

El estudio de los volcanes ha resultado de gran interés para los científicos de la Tierra desde el principio de la humanidad, pues además de ser una atractiva geoforma, representa un peligro para las personas que viven en sus alrededores. México es un país diverso, multicultural y con un valor geológico muy grande, pues posee más de 35 provincias geológicas, entre ellas el arco volcánico del Neógeno más grande de Norteamérica, la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Este arco posee más de 8,000 estructuras volcánicas representadas por calderas, conos de escoria, maares, estratovolcanes, volcanes escudo y flujos de lava fisurales, en un área de 160,000 km² (Figura 1.1) (Ferrari et al., 2012). Dicha provincia se ha dividido en tres sectores en función de la presencia de estructuras corticales y de su composición geoquímica: occidental, central y oriental.

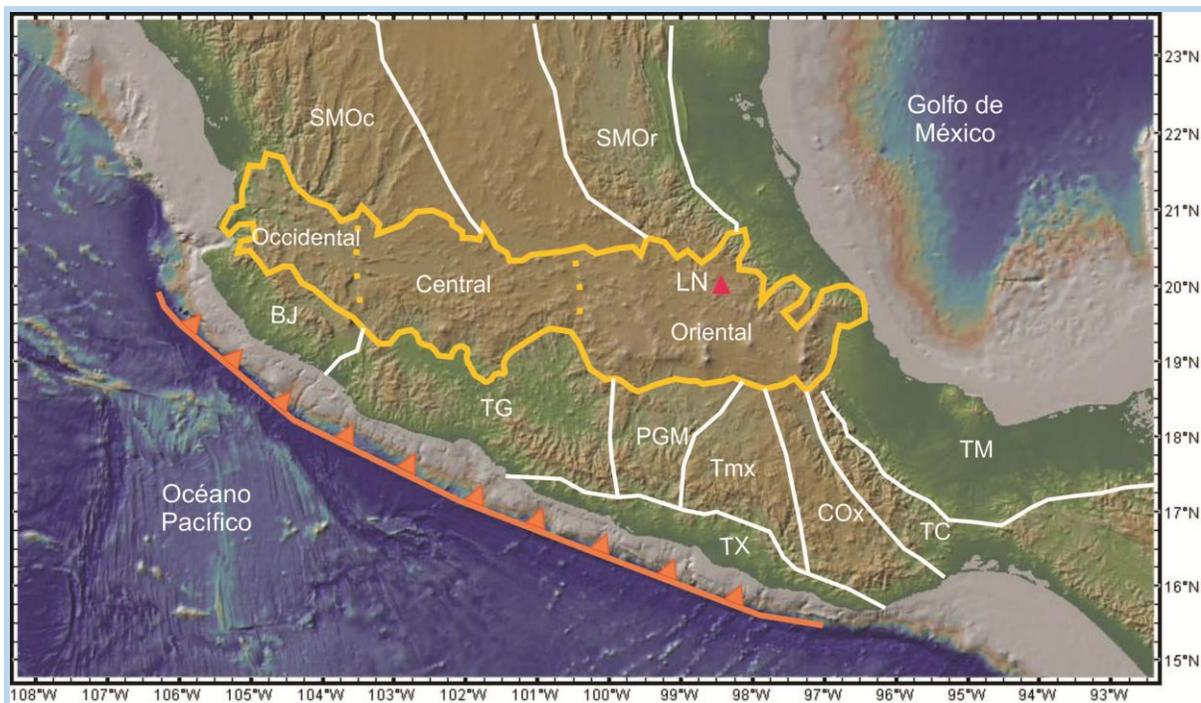


Figura 1.1. Mapa satelital de la República Mexicana (GeoMapApp). Se muestra en línea continua de color amarillo la Faja Volcánica Transmexicana y su división (línea punteada) en tres sectores propuestos por Demant (1978); Pasquaré et al. (1988). En líneas continuas blancas se indican las provincias geológicas que forman su basamento, de acuerdo con Ortega et al. (1994). BJ=Bloque de Jalisco, TG= Terreno Guerrero, PGM=Plataforma Guerrero-Morelos, Tmx=Terreno Mixteco, TX=Terreno Xolapa, COx=Complejo Oaxaqueño, TC=Terreno Cuicateco, TM=Terreno Maya, SMOc=Sierra Madre Occidental, SMOr=Sierra Madre Oriental. Modificado de Ferrari et al. (2012). El triángulo rojo representa la posición del área de estudio: volcán Las Navajas (LN).

1. Introducción.

En el sector oriental hay una gran variedad de estructuras volcánicas, emplazadas desde el Mioceno al Cuaternario, de enorme diversidad magmática, con diferentes firmas geoquímicas e isotópicas que demuestran una evolución tectónica compleja, entre ellas el vulcanismo silíceo de carácter peralcalino o hiperalcalino. El término geológico en español para designar el exceso de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) con respecto a la concentración de Al_2O_3 es hiperalcalino. No obstante en el presente trabajo se utilizó el término peralcalino con el fin de conservar la clasificación química internacional.

El origen de las rocas ígneas de carácter peralcalino continúa siendo una gran intriga para los geólogos, pues además de ser volumétricamente escasas, dispersas por todo el mundo (Shao et al., 2015) y químicamente muy peculiares, no se conoce a profundidad como se originan. Este tipo de rocas sólo pueden ser de composición félsica y no máfica debido a que están relativamente enriquecidas en Na_2O y K_2O con respecto a su contenido en Al_2O_3 . Este rasgo se encuentra casi exclusivamente en rocas como las riolitas, fonolitas y asociaciones traquíticas (Macdonald, 1974). Además, presentan altas concentraciones de elementos como Zr, Nb, Th y algunos halógenos, pero muy bajas de Sr y Ba. Macdonald (1974) las dividió en cuatro grupos: panteleritas, comenditas, traquitas panteleríticas y traquitas comendíticas, de acuerdo con su contenido en FeO y Al_2O_3 .

Las rocas peralcalinas están comúnmente emplazadas en zonas de rift continental, en zonas de intraplaca, en islas oceánicas y también se han reportado en arcos magmáticos asociados a subducción. El origen de este magmatismo aún está muy debatido, pero existen dos modelos propuestos por Shao et al. (2015) que tratan de explicar su origen (Figura 1.2):

- 1) Las rocas peralcalinas resultan de la fusión parcial de corteza antigua o vieja compuesta por rocas intrusivas alcalinas.
- 2) Las rocas peralcalinas forman un pequeño volumen de productos finales de cristalización fraccionada prolongada a partir de magmas alcalinos transicionales.

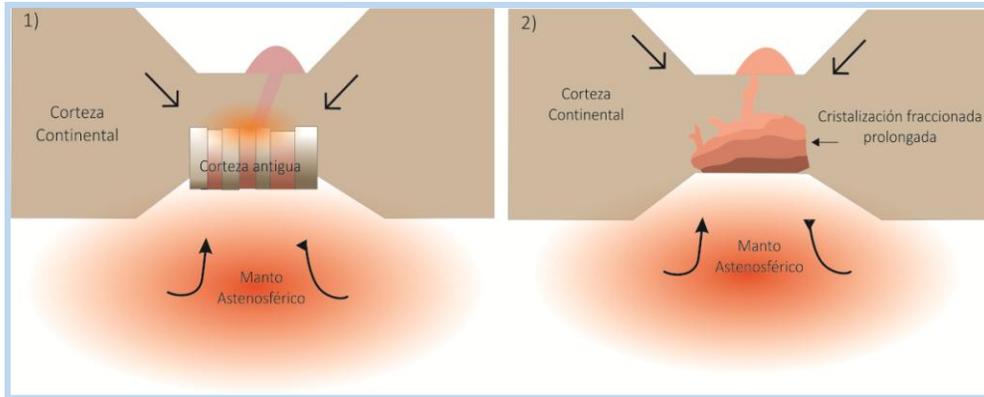


Figura 1.2. Esquema de los modelos que explican el origen del magmatismo peralcalino tomado de Shao et al. (2015).

El vulcanismo peralcalino ha sido reportado en algunas regiones de la FVTM, como en el sector occidental, asociado con la extensión del rift Tepic-Zacoalco. Algunos centros volcánicos peralcalinos comendíticos han sido identificados cerca de Guadalajara (Gilbert et al., 1985), como en la base del volcán Tequila (Harris, 1986; Wallace y Carmichael, 1994) y en la Sierra de La Primavera (Mahood, 1981). También, vulcanismo peralcalino pantelerítico ha sido reportado en el Volcán Las Navajas, Nayarit (Nelson y Hegre, 1990, Petrone et al., 2014), dentro del rift Tepic-Zacoalco y en la Isla Socorro (Bohrson y Reid, 1997) ubicada en el Océano Pacífico.

En el sector oriental de la FVTM, este tipo de vulcanismo es escaso, sin embargo, el único centro volcánico reportado es La Sierra de Las Navajas, Hidalgo (Nelson y Lighthart, 1997), que además de su carácter geoquímico particular, tiene una importancia arqueológica singular, pues era una de las minas de explotación de obsidiana más importantes, relacionada con el desarrollo del estado teotihuacano, del imperio tolteca, del imperio mexica y de la conquista hispana en su etapa inicial (Pastrana, 1998). Actualmente, este centro volcánico forma parte del Geoparque Comarca Minera (Canet et al., 2017).

En el presente trabajo de tesis se realizaron estudios geológicos, estratigráficos, geoquímicos e isotópicos del volcán Las Navajas, Estado de Hidalgo los cuales aportaron información básica sobre este centro peralcalino de la FVTM. La interpretación y discusión

1. Introducción.

de los resultados obtenidos contribuyeron al entendimiento sobre el origen y evolución de este magmatismo riolítico tan particular, presente en México.

1.1.-Localización del área de estudio.

La sierra o volcán Las Navajas se localiza en el sureste del Estado de Hidalgo, 30 km al este de la Ciudad de Pachuca, dentro del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 1.3). El área de estudio se encuentra delimitada por las coordenadas geográficas 20°00' a 20°10' latitud N y 98°40' a 98°24' longitud W, con una extensión de aproximadamente 300 km², dentro de los municipios de Singuilucan, Epazoyucan, Huasca de Ocampo y Omitlán de Juárez, que se pueden localizar en la carta topográfica F14D82, escala 1:50,000 del INEGI (2015).

Las principales vías de acceso son las carreteras, No. 130 Pachuca-Tulancingo, 132D Tulancingo-Ecatepec de Morelos, 105 Pachuca-Huejutla de Reyes, así como algunas carreteras secundarias como la de Real del Monte Oriente que entronca con la carretera Pachuca-Tulancingo. Esta pasa por los poblados El Guajolote y El Nopalillo, donde se encuentra el parque ecológico Las Navajas. Otra vía secundaria es la que parte hacia la población de Ixtula Sembo, que se dirige al norte de la zona de estudio hasta llegar a Huasca de Ocampo (Figura 1.4.). Para ingresar a los diferentes afloramientos se encuentran pequeñas veredas y caminos de terracería.

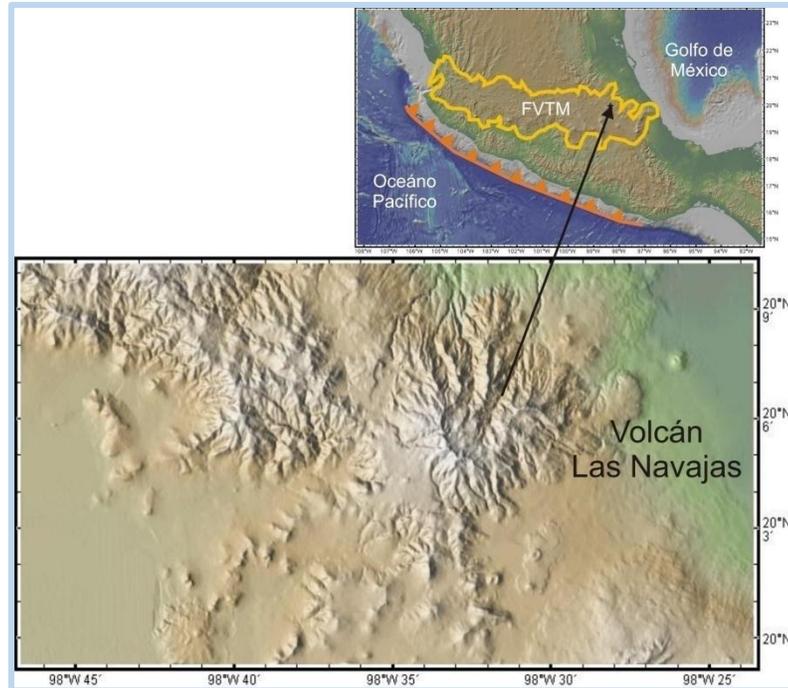


Figura 1.3. Modelo digital de elevación del área de estudio (GeoMapApp) y su localización dentro del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

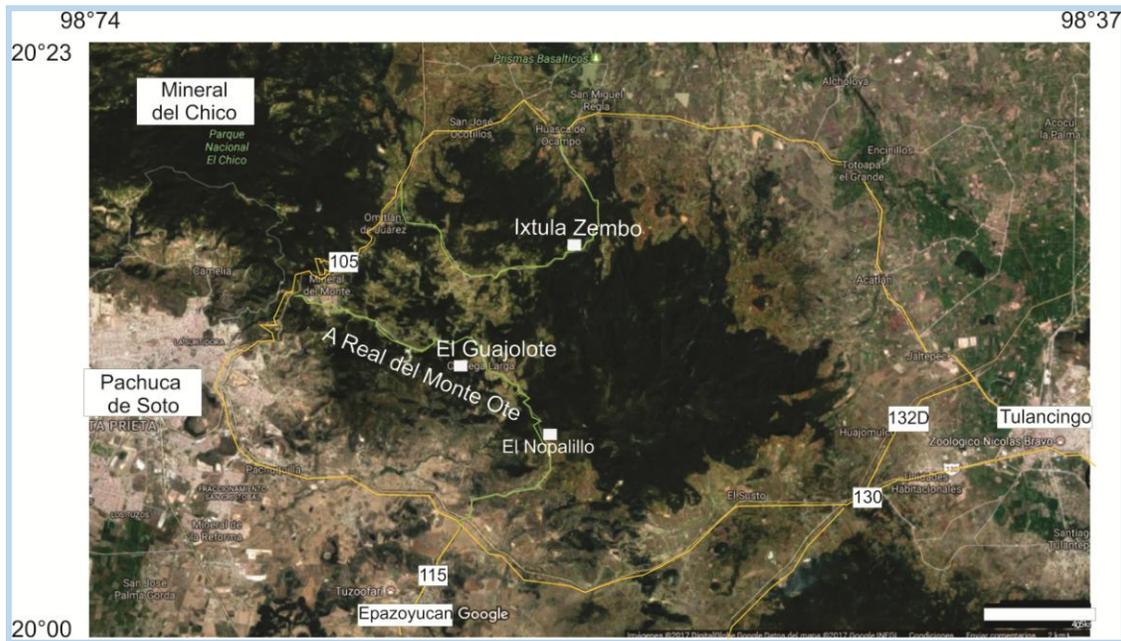


Figura 1.4. Imagen satelital (Google Earth, 2017) del área de estudio, señalando las localidades, vías de acceso en color amarillo y vías secundarias en color verde.

1. Introducción.

1.2. Justificación

El volcán Las Navajas se emplazó discordantemente sobre rocas volcánicas del Mioceno Temprano (Geyne et al., 1960), pertenecientes a los primeros eventos de la FVTM, dentro de la Sierra de Pachuca. De acuerdo con algunas investigaciones realizadas (Nelson y Lighthart, 1997) se considera un centro riolítico peralcalino emplazado durante el Plio-Cuaternario, el cual se encuentra ubicado en la porción oriental de la FVTM, detrás del frente volcánico activo, representado por la localización del volcán Popocateptl y la Sierra Chichinautzin.

Los eventos eruptivos y la evolución magmática del volcán son poco claros ya que se tiene una escasa información geológica y geoquímica que permita entender la procedencia y petrogénesis de los magmas que lo formaron. No se cuenta con un mapeo adecuado de todos los eventos eruptivos y por lo tanto se desconoce cuáles fueron los primeros y últimos productos volcánicos ocurridos.

Por otra parte, el carácter peralcalino de lavas riolíticas es poco común de encontrarlo en arcos volcánicos activos como en la FVTM. De manera general, el vulcanismo peralcalino se presenta asociado a zonas de extensión, como en el rift de Etiopía en África oriental; aunque también se ha asociado con procesos de subducción, como en Pantelleria, Italia. Por lo tanto, es necesario realizar la caracterización de los eventos volcánicos explosivos (depósitos de pómez y ceniza) y efusivos (presencia de lavas viscosas y vítreas como obsidiana) ocurridos en esta interesante estructura volcánica, para poder entender su historia dentro de la FVTM.

Además, los centros peralcalinos siguen siendo un enigma para la ciencia, pues no se tiene una explicación clara sobre su origen. En el caso del volcán Las Navajas, estudios geológicos y petrogenéticos podrían aportar información sobre el posible origen y evolución de sus magmas dentro de la corteza continental mexicana.

1.3.-Objetivos.

El objetivo principal de este trabajo es determinar la distribución de los productos emitidos por la estructura volcánica Las Navajas, así como la evolución de los magmas que lo formaron, con el fin de aportar nueva información sobre su origen y evolución petrogenética.

Particularmente se pretende:

- Realizar una descripción detallada de las estructuras y unidades litológicas presentes en el área de estudio con el fin de elaborar un mapa geológico.
- Caracterizar petrográficamente y geoquímicamente (elementos mayores, traza e isotopía) las unidades litológicas.
- Realizar un fechamiento (K-Ar) en una muestra de obsidiana con el fin de determinar la edad de los últimos eventos volcánicos ocurridos en la estructura.
- Finalmente, comparar los análisis petrográficos y geoquímicos obtenidos con los de otros centros volcánicos peralcalinos, con el fin de aportar datos para esclarecer el origen de estos magmas.

1.4.- Trabajos previos.

No existen trabajos detallados sobre el área de estudio, como previamente se mencionó. Algunos de los trabajos regionales existentes se han enfocado más en la parte geológico-minera de las estructuras volcánicas de la Sierra de Pachuca y en menor proporción del volcán Las Navajas.

El primer estudio geológico de la Sierra de las Navajas lo realizó Ezequiel Ordóñez (1900-1901), basándose en las investigaciones de Humboldt, el cual comprendió diversos aspectos sobre el paisaje, geomorfología, vulcanología, geología estructural, petrografía y algunas observaciones sobre la ubicación de las explotaciones prehispánicas de obsidiana (Charlton, 1975).

1. Introducción.

La exploración y explotación en el distrito minero de Pachuca inició desde la época colonial en México y se ha prolongado hasta el siglo XX, pero desafortunadamente no se contaba con una caracterización geológica detallada del distrito. Solo existían levantamientos y mapas geológicos realizados con el fin de explotar los minerales con valor comercial de la localidad. A partir de 1949 y hasta 1960 Geyne y colaboradores (1963) realizaron un arduo trabajo de campo que les permitió sintetizar, evaluar e interpretar toda la información disponible y proponer la cartografía geológica y estratigráfica entre el distrito minero de Pachuca y la región de Tulancingo, en la cual describen a la Riolita Las Navajas, que sobreyace al Grupo Pachuca.

Castro-García (1991) realizó la descripción de las estructuras volcánicas de Tulancingo con el fin de definir su evolución y su relación estratigráfica. Castro-García y Córdoba-Méndez (1994) completaron el estudio geológico del área de Tulancingo, basándose en los estudios de Geyne et al. (1960), como un proyecto del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, para realizar la cartografía del Estado de Hidalgo.

En 1997, Nelson y Lighthart propusieron un mapa general de los depósitos y lavas del volcán Las Navajas, que identificaron durante una excursión diseñada para dar a conocer la geología de este volcán. Con el fin de determinar las características del vulcanismo silíceo del área de Tulancingo, Solana-López (2010) describió y cartografió el área de Tulancingo. Posteriormente, Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016) elaboraron un mapa geológico escala 1:20,000 de la región Epazoyucan-Singuilucan, incluyendo algunos depósitos de pómez emitidos por el volcán Las Navajas.

Los primeros datos geoquímicos del área de estudio los aporta Castro-García y Córdoba-Méndez (1994) y son únicamente de elementos mayores. Nelson y Lighthart (1997), durante su investigación en el volcán Las Navajas aportaron datos de elementos mayores y traza de los depósitos piroclásticos, lavas, obsidiana y algunas muestras de los volcanes máficos cercanos al volcán. Más recientemente, Aparicio- Canales y Contreras- Cruz (2016)

realizaron análisis geoquímicos de algunos volcanes máficos y depósitos de pómez al suroeste del volcán.

1.5.- Metodología.

A continuación se mencionan brevemente los métodos utilizados para alcanzar cada uno de los objetivos planteados en este trabajo de investigación.

- Trabajo de gabinete.

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación bibliográfica de los trabajos previos realizados en la zona de estudio y trabajos de magmas peralcalinos, en México y el mundo (artículos, tesis, excursiones y libros), así como la adquisición de la carta topográfica 1:50,000 del INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática) correspondiente al área de Tulancingo (F14D82). De esta carta topográfica se utilizaron los datos numéricos para elaborar modelos digitales de elevación, que fueron la base en la elaboración del mapa geológico.

Los datos obtenidos en campo y modelos digitales de elevación fueron procesados con los programas Google Earth, QGis, GeoMapApp y Corel. Estos programas permitieron la ubicación de las muestras, contactos litológicos y la elaboración del mapa geológico.

Además, se realizó una compilación de datos geoquímicos (concentraciones de elementos mayores y traza, así como relaciones isotópicas) obtenidos de regiones aledañas al área de estudio y de otras regiones de México y el mundo, con el fin de efectuar comparaciones y entender el origen de los centros peralcalinos. También se efectuó un fechamiento por medio del método de K-Ar.

- Trabajo de campo.

Se realizaron seis salidas de campo, durante el período 2016-2018, con una duración total de 20 días para obtener una cartografía general de la zona de

1. Introducción.

estudio, conocer la distribución de las diferentes estructuras y unidades litológicas del área de estudio. Como guía se utilizó la carta topográfica de Tulancingo (F14D82) 1:50,000 de INEGI. Durante el trabajo de campo se realizó una descripción de las estructuras y afloramientos observados, de los que se colectaron 37 muestras de aproximadamente 5 a 10 kg cada una. Para obtener una muestra representativa de cada afloramiento, se seleccionó aquella que estuviera sana (no alterada por intemperismo o cualquier proceso posterior); esto con el fin de realizar descripciones petrográficas para la realización de la petrografía y el análisis geoquímicos (elementos mayores, traza e isotopía). Las muestras se colocaron en bolsas de plástico muy bien selladas y etiquetadas con las abreviaturas PIMM-.y LN-.

- Trabajo de laboratorio.

Terminado el trabajo de campo, las muestras más representativas fueron seleccionadas para análisis geoquímicos y descripciones petrográficas. Para la caracterización petrográfica de 34 muestras, se utilizaron microscopios petrográficos marca Motic y Olympus BX-60 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Además se realizó un conteo modal de 20 muestras representativas utilizando un contador de puntos manual y el microscopio petrográfico Olympus BX-60. Se realizaron conteos de 1,000 puntos por lámina y a su vez se midieron los tamaños de cristales más representativos de cada lámina, con ayuda de una retícula graduada, en uno de los lentes, con el objetivo 4X.

Las concentraciones de elementos mayores se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología de la UNAM. Las concentraciones de elementos traza se determinaron por el método de ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM (LEI), que se encuentra en el Campus Juriquilla, Querétaro; mientras que las relaciones isotópicas de Sr y Nd

fueron obtenidas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica. Por último, el fechamiento de la obsidiana por el método isotópico K-Ar se llevó a cabo en el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Francia.

La descripción de cada una de las técnicas analíticas utilizadas en este trabajo de investigación se detalla en el capítulo 3.

2. MARCO GEOLÓGICO.

Como se mencionó en el capítulo 1, el volcán Las Navajas se localiza dentro de los límites de la provincia magmática más peculiar y diversa en el mundo, la Faja Volcánica Transmexicana. Para entender su evolución magmática, debemos conocer el lugar y las condiciones sobre las que se encuentra.

2.1. Características de la Faja Volcánica Transmexicana.

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco volcánico que abarca casi 1,000 km de longitud, desde las costas de Jalisco hasta las costas de Veracruz, atravesando el centro del país. Está compuesta por más de 8,000 estructuras volcánicas, lo que hace de esta provincia magmática el arco del Neógeno más grande de Norteamérica (Ferrari et al., 2012). Se desarrolla sobre la margen suroccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos (Ferrari, 2000).

Las características más sobresalientes de esta provincia magmática, además de su extensión a lo largo de la República Mexicana, son:

- Que se encuentra emplazada sobre corteza continental heterogénea, lo cual hace que el basamento de esta provincia tenga una gran variabilidad en edad, espesor y composición.
- Que existe un vulcanismo de afinidad variable pero predominantemente calcoalcalino, que se origina como resultado del proceso de subducción, aunque también existe vulcanismo con afinidad alcalina tipo OIB (Ocean Island Basalt).
- Que presenta oblicuidad o falta de paralelismo con respecto a la trinchera.
- Que presenta diferencias significativas en lo que respecta al tipo de vulcanismo y su composición química, las cuales han sido estudiadas en los tres sectores que la componen: occidental, central y oriental.

Esta provincia representa la expresión magmática más joven del territorio mexicano, cuya actividad probablemente inició durante el Mioceno Temprano-Medio (23-13 millones de años) y continua hasta el presente (Ferrari et al., 2012). El origen tectónico de la FVTM se ha relacionado con la rotación en contra de las manecillas del reloj de la actividad volcánica de la Sierra Madre Occidental (orientación NW-SE) hacia la posición actual este-oeste de la Faja, como consecuencia de la subducción y fragmentación de la placa Farallón, y aparición de las placas de Rivera y Cocos (Ferrari et al., 2012). Algunas de las manifestaciones volcánicas más tempranas de la FVTM se encuentran en la Sierra de Angangueo-Mil Cumbres, Michoacán (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Gómez-Tuena et al., 2016; Hernández-Bernal et al., 2016), pero también al sur de la misma como en la Formación Tepoztlán (Lenhardt et al., 2010) y la localidad de Chalcatzingo, Morelos (Gómez-Tuena et al., 2008). La actividad volcánica actual está representada por la presencia de los volcanes de Colima, Popocatepetl, Pico de Orizaba y los campos monogenéticos de Michoacán-Guanajuato y Chichinautzin, entre otros, a los cuales se les ha denominado como el frente volcánico activo.

De manera un poco más detallada, la evolución geológica de la Faja Volcánica Transmexicana ha sido dividida en cuatro episodios principales, los cuales se resumen en la Figura 2.1.

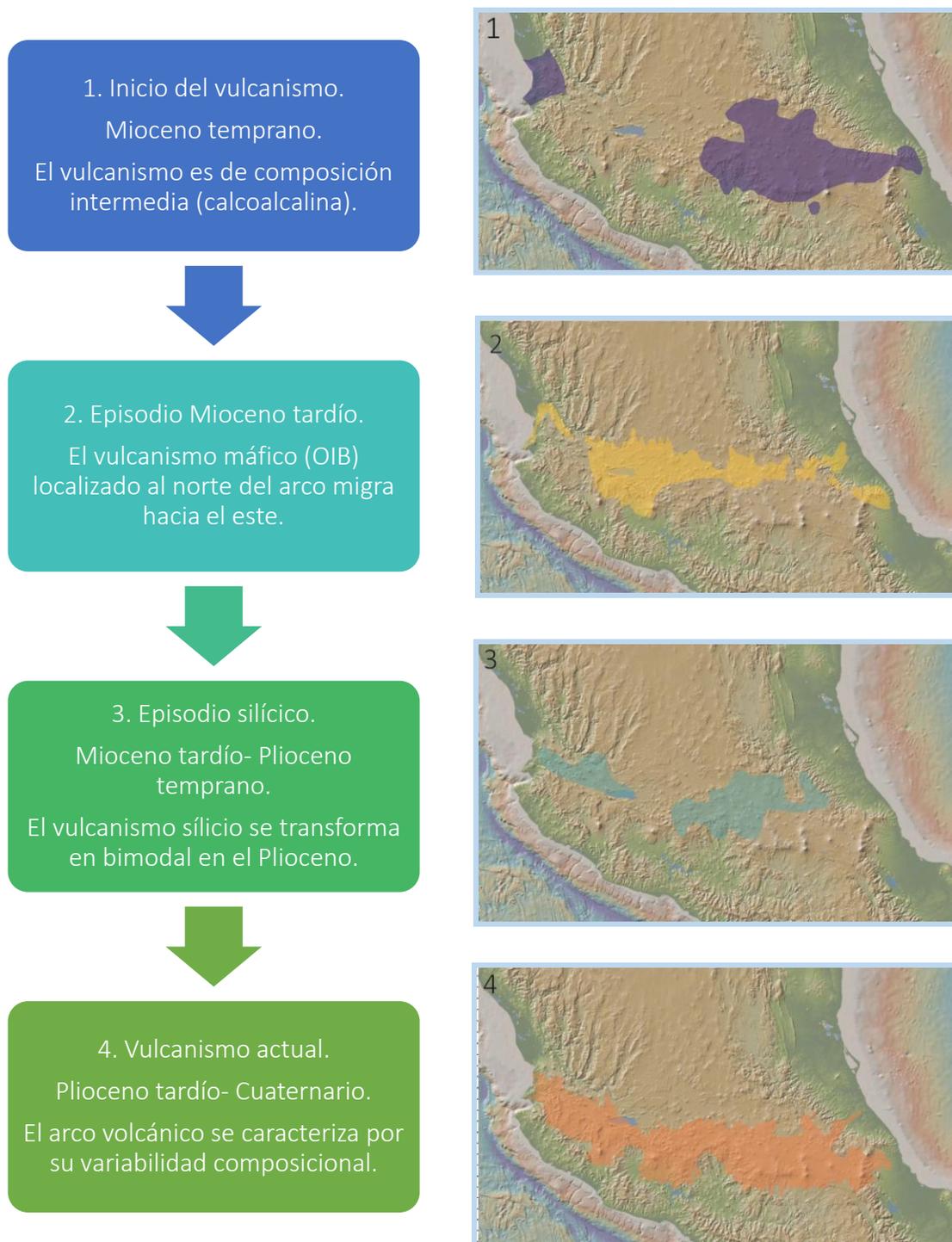


Figura 2.1. Línea del tiempo de la evolución geológica de la Faja Volcánica Transmexicana, modificada de Pérez-Venzor et al. (1996), Valdés-Moreno et al. (1998), Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (2000), Mori et al. (2007), Ferrari et al. (2012).

2.1.1. Información geofísica de la FVTM.

Mediante experimentos sísmicos como el MASE (Middle American Subduction Experiment), MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone) y el VEOX (Veracruz-Oaxaca Seismic Line) se puede tener un mejor conocimiento de la geometría de la placa en subducción y el espesor de la corteza.

De acuerdo con tomografías sísmicas elaboradas por Yang et al. (2009), la placa de Rivera subduce con un ángulo de 50° hasta cerca de 140 km de profundidad debajo del frente volcánico activo y hasta 320 km hacia el N, detrás del arco. Mientras que la placa de Cocos subduce casi horizontalmente debajo de la placa de Norteamérica, cerca de 280 km desde la trinchera, hasta unos kilómetros antes del frente volcánico actual, donde cae abruptamente a 75° hacia el manto. El slab se profundiza hasta llegar a la zona de transición del manto a 550 km de profundidad (Figura 2.2) (Husker y Davis, 2009; Pérez-Campos et al., 2008).

Como se mencionó, este arco magmático está relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera, que convergen con la Norteamericana a diferentes velocidades y geometrías. Ambas placas descienden de la placa Farallón, la cual fue consumida por la margen convergente (Atwater y Stock, 1998; Engebretson et al., 1985; Lonsdale, 2005). La Placa de Cocos es la responsable del desplazamiento del frente volcánico de la trinchera y la razón de su oblicuidad (Gómez-Tuena et al., 2016).

Por otra parte, datos gravimétricos de Urrutia-Fucugauchi y Ruiz-Flores (1996) e interpretaciones paleogeográficas (Ortega et al., 1995) indican que la corteza de los sectores central y oriental de la FVTM es más gruesa (~50 km) y más vieja (Precámbrica a Paleozoica); mientras que en el sector occidental, esta es más delgada (40 km o menos) y relativamente más joven (Cretácico a Paleoceno).

2. Marco Geológico.

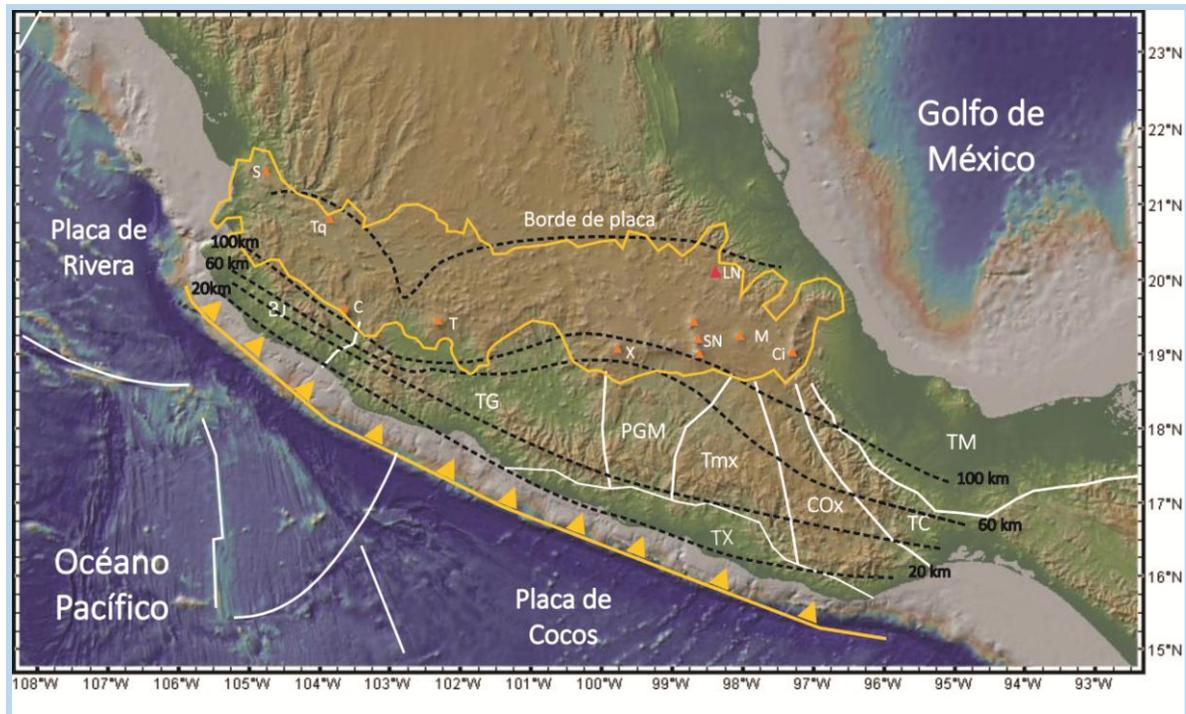


Figura 2.2. Mapa satelital de la República Mexicana (GeoMapApp). Imagen modificada de Ferrari et al. (2012) donde se muestra el régimen tectónico de la FVTM, el límite de las placas oceánicas, así como su profundidad y extensión por debajo del continente. Se ubican los principales volcanes (S=Sangangüey, Tq=Tequila, C=Colima, T=Tancítaro, X=Xinantécatl, SN=Sierra Nevada, M=La Malinche, Ci=Citlaltépetl, LN=Las Navajas); así como los terrenos tectono-estratigráficos (BJ=Bloque de Jalisco, TG=Terreno Guerrero, PGM=Plataforma Guerrero-Morelos, Tmx=Terreno Mixteco, TX=Terreno Xolapa, Cox=Complejo Oaxaqueño, TC=Terreno Cuicateco y TM=Terreno Maya).

2.2. Diversidad magmática de la FVTM.

Otra de las peculiaridades que posee esta provincia magmática es su diversidad geoquímica. Como en otros arcos continentales del mundo, la mayoría del magmatismo en la FVTM tiene un carácter calcoalcalino, aunque en menor cantidad se pueden encontrar otras series magmáticas, tales como las composiciones alcalinas potásicas, alcalinas sódicas y peralcalinas (Gómez-Tuena et al., 2016).

Las rocas volcánicas de carácter calcoalcalino han sido emplazadas durante toda la historia de esta provincia magmática, desde el Mioceno hasta el Reciente. Casi todas las rocas que pertenecen a esta serie magmática varían de andesitas basálticas a dacitas. La mayoría de las rocas máficas se emplazaron a través de volcanes monogenéticos y lavas fisurales.

Mientras que las más evolucionadas fueron emitidas por algunos conos de escoria, pero principalmente a través de estratovolcanes, domos y calderas.

En varias regiones de esta provincia, las rocas calcoalcalinas, están asociadas en tiempo y espacio con lavas de intraplaca y rocas alcalinas ricas en potasio. Las rocas de intraplaca (tipo OIB) empezaron a aparecer en la FVTM a finales del Mioceno y en el Plioceno temprano, aunque se pueden identificar en lavas del Cuaternario. Estuvieron restringidas únicamente a conos de escoria y flujos de lava fisurales, particularmente en el sector oriental y occidental, pero también en áreas detrás del arco. Este tipo de vulcanismo OIB se ha asociado con la migración y enriquecimiento del manto superior, por el ingreso de manto astenosférico enriquecido, ocurrido en zonas detrás del frente volcánico activo, como consecuencia de un retroceso de la placa en subducción (Ferrari et al., 2012).

En cuanto a las rocas potásicas alcalinas, éstas se han presentado únicamente sobre el frente volcánico activo, durante los últimos 4 millones de años pasados, y son más abundantes en el sector occidental de la Faja.

Como se indicó en las etapas evolutivas de la FVTM, desde el Plioceno y hasta el Reciente, el carácter geoquímico de esta provincia se hizo más diverso, aunque el vulcanismo dominante fue de tipo calcoalcalino. Es durante el Cuaternario que aparecieron también los primeros centros riolíticos peralcalinos (Ferrari et al., 2012).

2.3. Sector oriental de la FVTM.

Como se ha mencionado, la Faja Volcánica Transmexicana se ha dividido en tres sectores de acuerdo con sus características estructurales, geológicas y geoquímicas (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988). En este sentido, el sector oriental se divide del central por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002). Dentro de este sector, el vulcanismo principalmente está representado por estratovolcanes que conforman a la Sierra Nevada (Tláloc-Telapón, Iztacíhuatl y Popocatéptl), el Pico de Orizaba, entre otros, así

2. Marco Geológico.

como por calderas, complejos dómicos y campos monogénéticos importantes como la Sierra de Chichinautzin y el de Apan-Tezontepec (Figura 2.3).

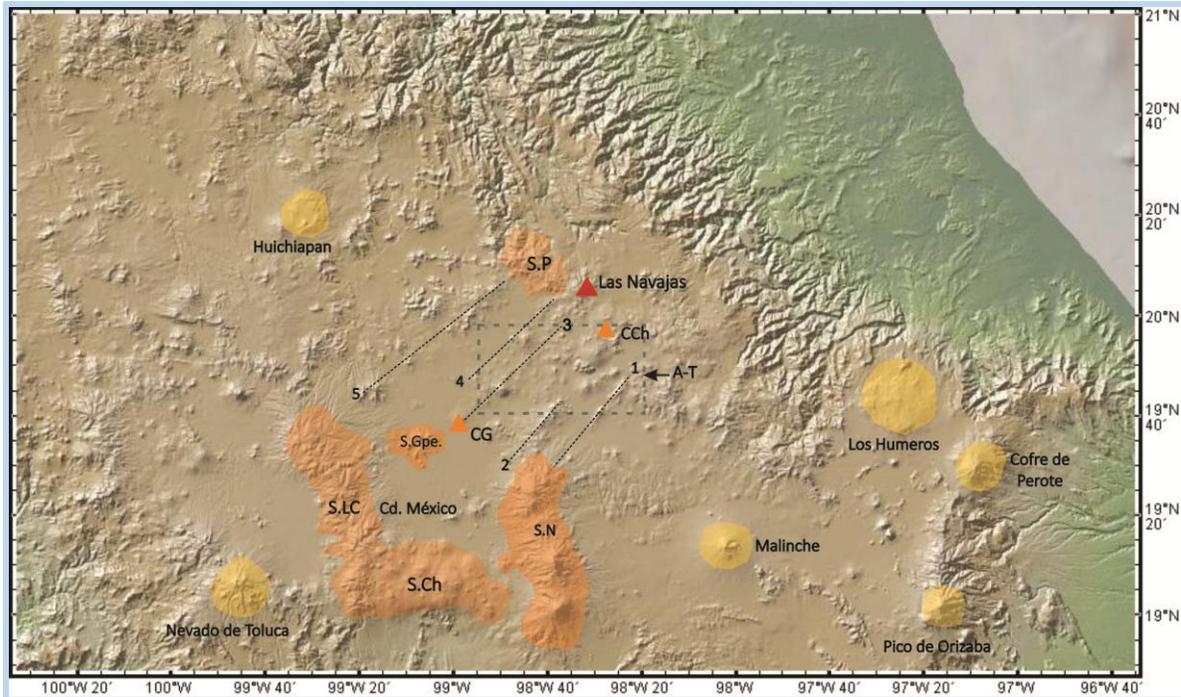


Figura 2.3. Mapa satelital del sector oriental de la FVTM (GeoMapApp), modificado con las principales estructuras geomorfológicas del área. S.Ch=Sierra Chichinautzin, S.Gpe=Sierra de Guadalupe, S.LC.=Sierra Las Cruces, S.N=Sierra Nevada, A-T= Campo monogénético Apan-Tezontepec, S.P=Sierra de Pachuca, CCh=Caldera Chichicuatla, CG=Cerro Gordo. Las fallas marcadas en línea punteada fueron propuestas por García-Palomo et al. (2002), 1=Falla Apan-Tláloc, 2=Falla Texcoco, 3=Horst Cerro

2.3.1. Basamento.

Aunque no existen afloramientos del basamento antiguo, se ha considerado que los sectores central y oriental de la Faja están contruidos principalmente sobre terrenos precámbricos, como el microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), así como del terreno Mixteco (Nance et al., 2006) (Figura 2.4). Estudios de Urrutia-Fucuaguachi y Flores-Ruiz (1996) consideran que el espesor de la corteza continental en el sector oriental puede alcanzar espesores de entre 45 y 50 km(Figura 2.5).

El terreno Mixteco está compuesto por rocas del complejo Acatlán (Yañez et al., 1991; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994), en el cual existen metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental, metamorizadas en facies de anfibolita y esquistos verdes; los cuales a su vez están intrusionados por granitos e influenciados por procesos de migmatización (Keppie, 2004). El microcontinente Oaxaquia es una gran masa cortical de edad grenvilliana (~1 Ga) y es parte importante de la evolución geológica de México. Está compuesto principalmente por metapelitas, gneis cuarzo-feldespático, calcosilicatos, anfibolitas y mármoles, intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos. Toda esta secuencia se encuentra metamorizada en facies de granulita y localmente en facies de anfibolita (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

El terreno Mixteco y el microcontinente Oaxaquia se encuentran cubiertos por rocas sedimentarias del Mesozoico (Cretácico- Jurásico), las cuales fueron descritas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) en pozos perforados por PEMEX(1988) y SHCP(1969) en la cuenca de la Ciudad de México (Mixhuca-1, Tulyehualco-1). La secuencia cretácica está conformada por las formaciones Morelos (calizas y dolomías del Albiano-Cenomaniano), Cautla (calcarenitas pertenecientes a facies de cuenca del Cenomaniano-Turoniano) y Mexcala (depósitos tipo flysch del Canaciano-Campaniano). López-Hernández (2009) describió un pozo hecho en el centro de la Caldera de Aocolco, en el cual se encuentra una secuencia sedimentaria cretácica perteneciente a la Sierra Madre Oriental y que es similar a la de la cuenca de México. Esta secuencia sedimentaria se encuentra debajo de rocas volcánicas del Plioceno-Cuaternario.

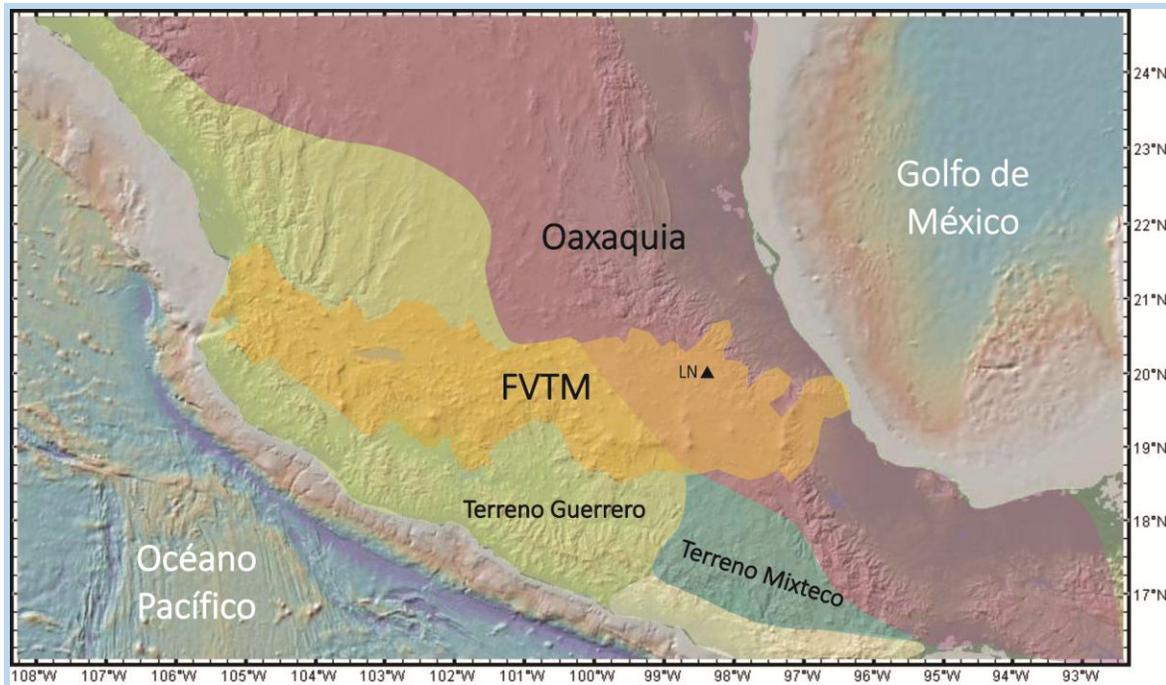


Figura 2.4. Mapa de la República Mexicana (GeoMapApp) con los terrenos precámbricos sobre los que está construida la FVTM, entre ellos el microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), así como el terreno Guerrero (Nance et al., 2006) y el terreno Mixteco (Yañez et al., 1991; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994), modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

2.3.2 Características estructurales.

Como se mencionó, el sector oriental de la FVTM está delimitado hacia el oeste por el sistema de fallas NW-SE Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002), pero también hacia el sur por fallas E-W del sistema La Pera-Tenango (García Palomo et al., 2000). No obstante de la presencia de estos sistemas de fallas, al interior de este sector se presentan menos sistemas de fallas en comparación con los sectores central y occidental (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Solo se han identificado algunos sistemas como el de Apan-Tlálóc, Tizayuca, Texcoco y Cerro Gordo-Las Navajas, con dirección preferencial NE-SW (García-Palomo et al., 2002) (Figura 2.3). Más al norte el semigraben de Aljibes y el graben del Mezquital con direcciones E-W fueron identificados por Suter et al. (2001). En la vecindad del volcán Las Navajas se ha reportado la presencia y distribución de vulcanismo monogenético con una orientación preferencial también NE-SW (Aparicio-Canales y

Contreras-Cruz, 2016), lo que podría confirmar la existencia de un sistema de fallas regional con esta misma orientación.

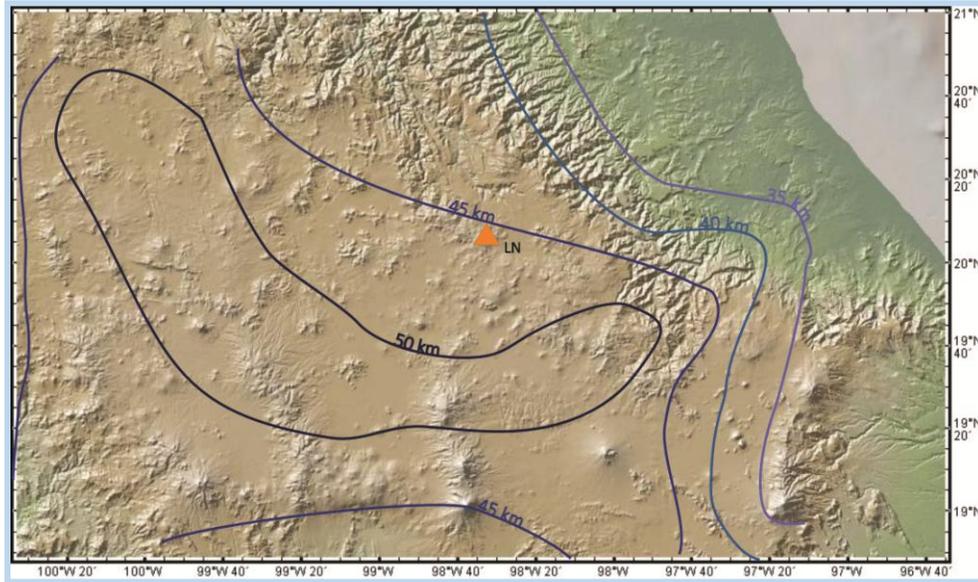


Figura 2.5. Mapa con los espesores de la corteza debajo de la FVTM en el sector oriental, de acuerdo con el modelo gravimétrico de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996). La imagen fue modificada de Ferrari et al. (2012).

2.3.3 Vulcanismo.

El vulcanismo en el sector oriental de la FVTM se produjo en dos etapas principales. La primera entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Tardío (entre 19 y 8Ma), mientras que la segunda se produjo en el Pleistoceno (<3 Ma) (Ferrari et al., 2012). Estas dos etapas están separadas por un *hiatus* magmático de aproximadamente 7 Ma (García-Tovar et al., 2015).

Durante la primera etapa se emplazaron cuerpos subvolcánicos intrusivos de composición gabroica a tonalítica, asociados con diques máficos y lavas intermedias que han sido fechadas entre 16 y 9 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Negendank et al., 1985; López-Infazón, 1991; Ferrari et al., 2005). También abundan lavas andesíticas y silíceas cuyas edades se encuentran entre ~19 y ~12 Ma (García-Tovar et al., 2015). De acuerdo con algunas edades propuestas por Geyne et al. (1963), se puede considerar que la Sierra de Pachuca es el

2. Marco Geológico.

resultado del vulcanismo del Mioceno de esta primera etapa. Esta sierra presenta una orientación NNW-SSE y se encuentra en el borde norte de la Faja Volcánica Transmexicana cubriendo parcialmente a rocas mesozoicas plegadas de la Sierra Madre Oriental. De acuerdo con la investigación de Geyne et al. (1963), las rocas de la Sierra de Pachuca consisten en productos volcánicos que varían en composición de riolita a basalto, pero predominan las dacitas y andesitas. Estos autores agruparon las diferentes unidades volcánicas en 10 formaciones: Formaciones Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis, Vizcaína, Cerezo, Tezuantla, Zumate y San Cristóbal. El espesor de esta sucesión volcánica probablemente alcanzó cerca 2,600 m y ha sido muy importante, ya que en algunas de estas formaciones se emplazaron yacimientos minerales de plata, plomo, zinc y oro. La explotación de estos yacimientos los convirtió en principales productores mundiales de plata, desde el año 1522 hasta finales del siglo XX.

Antes de iniciar la segunda etapa volcánica en la región de Pachuca y Apan, Hidalgo, se produjo un *hiatus* magmático de ~ 7 Ma (García-Tovar et al., 2015), el cual puede ser explicado por el avance del vulcanismo hacia el norte de la FVTM a partir del Mioceno Tardío-Plioceno (Ferrari et al., 2012).

Durante el retroceso del vulcanismo hacia la trinchera y ocupar su localización actual en la FVTM, se originó la segunda etapa de vulcanismo en la región de Pachuca-Apan. En este tiempo se emplazaron muchas de las rocas jóvenes que circundan a la Sierra de Pachuca y que tienen edades entre el Plioceno Tardío y el Holoceno (Geyne et al., 1963). En detalle, se tiene que entre 3 y 2 Ma se emplazaron probablemente algunos domos y flujos de lava dacíticos y riolíticos (rocas del volcán Las Navajas), ciertos depósitos de ignimbritas y algunos conos de escoria, volcanes escudo y domos de composición basáltica, andesita basáltica y andesita (Ramírez-Ramírez, 2016; García-Hernández, 2016). Posteriormente, entre 1 y ~ 0.5 Ma se formaron más volcanes escudo, conos de escoria de composición máfica en las regiones de Apan y Ciudad Sahagún, así como domos y pequeños volcanes escudo de composición dacítica (Ramírez-Ramírez, 2016; Valadez-Cabrera, 2012). El vulcanismo máfico, en estructuras monogenéticas, se ha registrado hasta el Cuaternario (0.5 y ~ 0.2 Ma) en regiones ubicadas al sur de la Sierra de Pachuca y Apan, y cuyas

características geoquímicas de las rocas permiten clasificarlas como transicionales, es decir, presentan patrones geoquímicos intermedios entre rocas calcoalcalinas y alcalinas (García-Tovar et al., 2015).

2.4. El Volcán Las Navajas.

La Sierra o volcán Las Navajas, objeto de la presente tesis, se ubica a 30 km al este de la ciudad de Pachuca, Hidalgo. Colinda con la Sierra de Pachuca al este y con el área volcánica Epazoyucan-Singuilucan hacia el SE, 100 km detrás del frente volcánico activo y donde la placa de Cocos subducida alcanza una profundidad de 400 km (Figura 2.6).

De acuerdo con información previa, Geyne et al. (1963) proponen la unidad Riolita Navajas compuesta por lavas de composición riolítica, capas de brecha y toba. Ellos observaron que esta unidad se extendía desde Cuayamolaya (carretera Pachuca-Tulancingo) por aproximadamente 19 km hacia el norte, hasta San Miguel Regla, atravesando casi toda la Sierra de Pachuca. Cubre parcialmente a la mayoría de las Formaciones del Grupo Pachuca, pero hacia el NE tal vez subyace a rocas basálticas y andesíticas más jóvenes de la Formación San Cristóbal. Hacia el Poniente está cubierta por la Traquita Guajolote (Pleistoceno Temprano), así como por más derrames de basalto de olivino.

Posteriormente, Castro-García (1991) y Castro-García y Córdoba-Méndez (1994) describen una estructura volcánica que presenta dos cráteres de diferentes dimensiones, el cráter principal tiene 3 km de diámetro y fue formado durante un evento altamente explosivo que destruyó el flanco nororiental del volcán. Estos autores consideran que el desarrollo del Volcán Las Navajas aconteció en cinco etapas: 1.- Establecimiento de un sistema rico en gas que ocasionó el ascenso del magma y rompimiento de la corteza, lo que produjo una erupción explosiva con la emisión de material piroclástico y brechas de las rocas preexistentes; 2.- Ascenso de material piroclástico que acentuó el fracturamiento superficial en forma radial y concéntrica; 3.- Continuó la construcción del edificio principal a través de la sucesión de productos lávicos que se dispersaron en forma radial; 4.- Destrucción del flanco nororiental debido a una posible explosión, motivada por la

2. Marco Geológico.

obstrucción del conducto principal eruptivo, lo que favoreció la descompresión en la cámara magmática y la expulsión de un importante volumen de material vítreo; 5.- Tuvo lugar el ascenso de lava de composición intermedia y obturación del cráter menor de la estructura.

Más tarde, Nelson y Ligthart (1997) realizan un texto-guía de una excursión sobre el volcán Las Navajas y describen flujos de lava, domos, abundantes depósitos piroclásticos y avalanchas distribuidos principalmente hacia el norte de la estructura. Consideran que es un volcán del Pleistoceno de composición riolítica peralcalina. Algunos depósitos de avalancha y flujo piroclástico, emplazados hacia el norte de la estructura, cubren a basaltos prismáticos de Santa María Regla (60 m de espesor) el cual fue fechado en 1.80 ± 0.4 Ma (método K-Ar) por estos autores. Recientemente, se fechó un derrame de los basaltos prismáticos más antiguo de la misma localidad y se obtuvo una edad de 2.58 ± 0.15 Ma (Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez, 2008). Por lo tanto, se consideró que los depósitos piroclásticos de Las Navajas deben tener una edad menor a este vulcanismo basáltico.

Se han realizado más trabajos geológicos en los que se han descrito depósitos de avalancha de escombros y de pómez, derivados del volcán Las Navajas, y que se encuentran emplazados hacia el norte del volcán, en la cañada del río Grande de Tulancingo (López-Hernández, 2009); pero también en la región de Epazoyuca-Singuilucan, localizada hacia el SE del centro volcánico (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016). En la mayoría de las descripciones geológicas se ha remarcado la presencia de eventos monogenéticos máficos emplazados antes de los depósitos piroclásticos de Las Navajas, pero también después de estos.

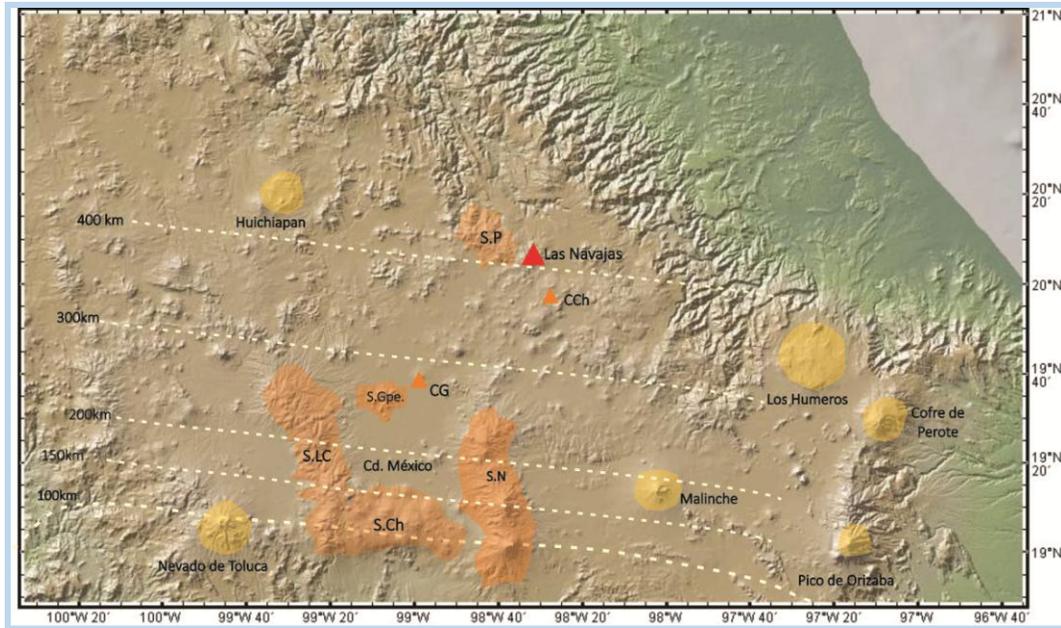


Figura 2.6. Mapa satelital del sector oriental de la FVTM (GeoMapApp) donde se ubican las principales estructuras volcánicas del área. S.Ch=Sierra Chichinautzin, S.Gpe=Sierra de Guadalupe, S.LC.=Sierra Las Cruces, S.N=Sierra Nevada, S.P=Sierra de Pachuca, CCh=Caldera Chichicuatla, CG=Cerro Gordo. Las líneas horizontales discontinuas indican las profundidades de la placa en subducción en este sector, de acuerdo con los datos del MASE (Pérez-Campos et al., 2008; Ferrari et al., 2012). Se puede estimar que la placa en subducción se encuentra a ~400 km por debajo del volcán Las Navajas (triángulo rojo).

2.5. Centros volcánicos peralcalinos.

El vulcanismo peralcalino es relativamente escaso a nivel mundial. Pero se puede encontrar más comúnmente relacionado con procesos de extensión tectónica (Figura 2.7). Un ejemplo es el vulcanismo peralcalino del Rift etíope (Peccerillo et al., 2006). De manera más escasa, se ha asociado con zonas de compresión cortical como en Sardinia, Italia, Papúa Nueva Guinea y en dos partes de la Isla Norte en Nueva Zelanda (Smith et al., 1977).

La explicación de los procesos petrogenéticos de los magmas peralcalinos aún está en discusión. Se han propuesto varios mecanismos que pueden ser agrupados en 3 tipos:

- Fusión parcial de rocas basálticas antiguas o jóvenes emplazadas en la base de la corteza (Lowestern y Mahood, 1991; Black et al., 1997; Peccerillo et al., 2003), de

carácter alcalino (Shao et al., 2015) o bien, derivadas del manto sin un estadio basáltico (Bailey y Schairer, 1966; Bailey, 1980).

- Cristalización fraccionada prolongada de magmas basálticos (Bowen, 1937; Seal y Weaver, 1971; Weaver et al., 1972; Barberi et al., 1982; Baker et al., 1977; Norry et al., 1980; Baker y McBirney, 1985), acompañada por asimilación cortical (Lowestern y Mahood, 1991; Black et al., 1997; Peccerillo et al., 2003). Otra variante es como un producto de cristalización fraccionada prolongada a partir de magmas alcalinos transicionales (Shao et al., 2015).
- Como los procesos son difíciles de explicar, debido a las cantidades tan diversas de elementos (Sr) y gases (Cl, F) encontrados en rocas peralcalinas, algunos autores han propuesto que dichas rocas se pueden formar por alguno de los procesos mencionados arriba, más la presencia de volátiles en el magma. La fusión de rocas basálticas emplazadas en la base de la corteza, posiblemente acompañada por enriquecimiento de flúor derivado de la transferencia de gases (Lowestern y Mahood, 1991; Black et al., 1997; Pecerrillo et al., 2003), o fusión parcial de la corteza acompañado de volátiles derivados de la fusión del manto (Bailey, 1964; Bailey y Schairer, 1966; Macdonald et al., 1970; Bailey, 1974), pueden formar el magma que produce las rocas peralcalinas.

En la Tabla 2.1 se presenta una recopilación de diversos sitios a nivel mundial, donde se ha reportado la existencia de rocas peralcalinas (Bohrson y Reid, 1997) y los procesos petrogenéticos que tratan de explicar su origen.

Tabla 2.1. Recopilación de centros volcánicos peralcalinos alrededor del mundo hasta el año 1997 y sus principales procesos petrogenéticos (Bohrson y Reid, 1997).

	Localización	Petrogénesis	Referencia
Cristalización Fraccionada.	Pantelleria, Italia.	Magma basáltico primario más contaminación cortical.	Villari (1974), Civetta et al., (1984).
	Volcán Paka, Rift Gregory.	Magma basáltico parental.	Sceal y Weaver (1971).
	Volcán Fantale, Etiopía.	Magma basáltico parental.	Gibson (1972).
	Boina, Rift Afar.	Magma basáltico parental transicional.	Barberi et al., (1975)
	Rift Gregory, Kenia.	Magma basáltico parental transicional.	Baker et al. (1977)
	Emuruangogolak, Rift de Kenia.	Magma basáltico parental.	Weaver (1977).
	Caldera de Menengai, Kenia.	Magma parental traquítico más asimilación cortical.	Macdonald et al. (1994)
	Rainbow Range, Columbia Británica.	Magma basáltico parental transicional.	Bevier (1981).
	Monte Ediza, Columbia Británica.	Magma basáltico alcalino parental.	Souther y Hickson (1984).
	Volcán Paisano, W. Texas.	Magma mugearítico parental más mezcla de magmas.	McDonough y Nelson (1984), Parker (1983).
	Queensland, Australia.	Magma basáltico parental más asimilación cortical.	Ewart (1981, 1982).
	Terceira, Azores.	Cristalización fraccionada de un magma basáltico parental.	Mungall y Martin (1995).
	Agua de Sao, Sao Miguel, Azores.	Magma traquítico, parental.	Storey (1981).
	Mururoa, Polinesia Francesa.	Magma basáltico alcalino parental.	Caroff et al. (1993)
Fusión parcial.	Isla Socorro, México.	Gabro alcalino produjo una magma traquítico, este magma traquítico produjo una pantellerita.	Bohrson y Reid (1997)
	Pantelleria	Gabro alcalino más cristalización fraccionada produce una pantellerita.	Mahood et al. (1990), Lowestern y Mahood (1991).
Cristal+ fusión +fluidos en equilibrio.	Valle del Rift, Kenia.	Feldespato más líquido+ vapor alcalino	Macdonald et al., (1970).
	Volcán Fantale, Etiopía.	Dominantemente cristalización fraccionada más pérdida de volátiles durante la formación de la caldera.	Gibson (1972).
	Caldera de Menengai, Kenia.	Cristalización fraccionada más mezcla de magmas más diferenciación.	Leat y Macdonald (1984).
	Naivasha, Kenia.	Fusión parcial heterogénea de la corteza más	Davies y Macdonald (1984), Macdonald et al. (1987)
	Isla Mayor, Nueva Zelanda.	Cristalización fraccionada de basaltos alcalinos más transferencia de volátiles.	Ewart et al. (1968)

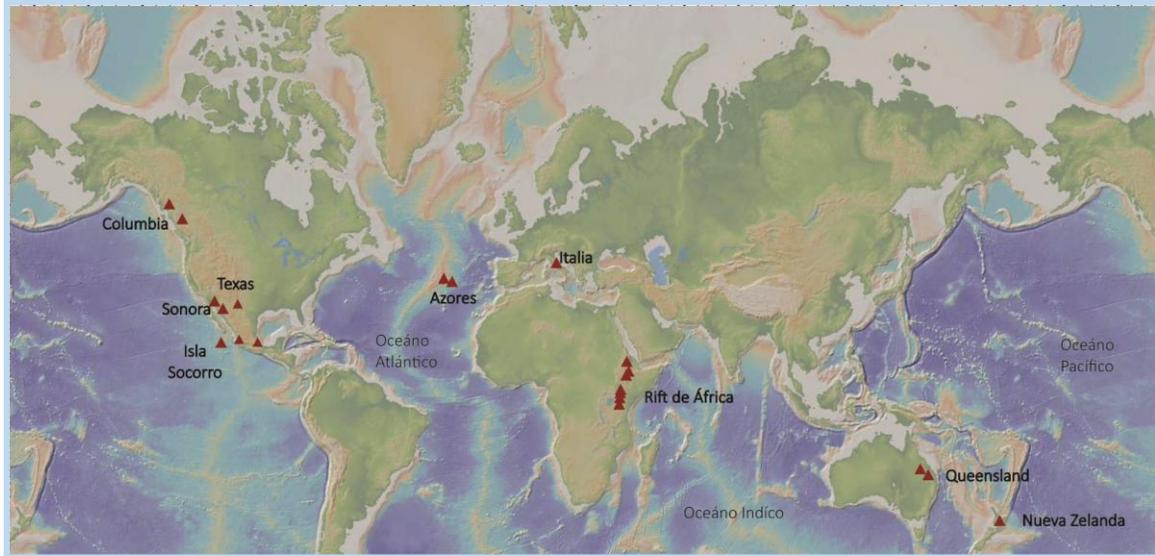


Figura 2.7. Mapa satelital del mundo (GeoMapApp) donde se ubican los centros volcánicos peralcalinos reportados actualmente.

En México se han identificado centros volcánicos peralcalinos como el volcán Las Navajas, Hidalgo, estudiado en este trabajo; el volcán Las Navajas, Jalisco, relacionado con procesos de extensión (Nelson y Hegre, 1990); la Isla Socorro en el Océano Pacífico (Bohrson y Reid, 1997) y en el estado de Sonora, donde existen más de diez afloramientos, los cuales se han relacionado con la apertura del Golfo de California (Vidal-Solano et al., 2007). Mahood (1981) propone, de acuerdo con análisis químicos, que algunas rocas de la caldera La Primavera, Jalisco, se pueden clasificar como riolitas peralcalinas.

El volcán Las Navajas, Jalisco, es un volcán joven, del Plio-Pleistoceno, compuesto por lavas y depósitos piroclásticos que varían en composición desde basaltos alcalinos hasta riolitas peralcalinas panteleríticas. Esta característica lo hace único, pues en México no hay otro volcán con dicha composición hiperalcalina (Nelson y Hegre, 1990). El proceso tectónico con el que se asocia el vulcanismo de este volcán contrasta mucho, pues existen lavas de tipo calcoalcalino y riolitas peralcalinas asociadas con la extensión tectónica continental del rift Tepic-Zacoalco. Este contraste geoquímico puede reflejar cambios en el régimen tectónico, lo cual controló la petrogénesis de estas lavas (Nelson y Hegre, 1989).

La Isla Socorro, en el Océano Pacífico, es la única que está compuesta por rocas volcánicas silíceas peralcalinas. Es una de las islas que componen el archipiélago de Revillagigedo, el cual está localizado al norte de la dorsal de los Matemáticos. La historia de la Isla Socorro está dividida en tres fases, pre, sin y post caldera. La fase pre y sin caldera está formada por traquitas y riolitas peralcalinas de 540 y 370 mil años, que formaron algunas ignimbritas. La fase post caldera, comenzó hace 180 mil años y continuó hasta los 15 mil años, formando domos y flujos de lava. La fusión parcial de un protolito máfico rico en álcalis ha sido sugerida para explicar el carácter peralcalino de las rocas de la Isla Socorro (Bohrson y Reid, 1997).

Recientemente, Vidal-Solano et al.(2008) estudiaron las rocas peralcalinas de Sonora y al menos en la porción noroeste de este estado, en el área del Pinacate, el origen de estas rocas se ha relacionado con productos de cristalización fraccionada de un magma basáltico transicional, el cual además sufrió asimilación de rocas precámbricas en la cámara magmática.

3. TÉCNICAS ANALÍTICAS.

En este capítulo se describirán las técnicas analíticas que se utilizaron para obtener el mapa geológico del área del estudio, las descripciones petrográficas y los datos geoquímicos (elementos mayores, traza, isotopía y fechamiento) de las muestras seleccionadas.

3.1. Muestreo, descripción petrográfica, trituración y pulverización.

Para la elaboración del mapa geológico se recopiló información cartográfica de la porción sureste del estado de Hidalgo, en el área comprendida de la carta topográfica Tulancingo, F14D82. Además, se obtuvieron las curvas de nivel digitalizadas del área de estudio (INEGI, 2015), las cuales fueron procesadas por medio del programa QGIS. Posteriormente, se dibujaron los contactos geológicos identificados en campo y se agregó la leyenda y simbología en el mismo programa para imprimir la versión final.

Se realizaron 6 campañas de trabajo de campo durante los años 2016-2018. Se describieron detalladamente las estructuras volcánicas de los afloramientos encontrados y se realizó un muestreo de las unidades identificadas para su posterior estudio (Figura 3.1). Se eligieron 37 muestras representativas de las diferentes unidades (entre 5 y 10 kg), las cuales no tenían alteración debida a procesos hidrotermales o intemperismo. Estas se guardaron en bolsas de plástico y se etiquetaron con las abreviaturas PIMM- y LN-. Para la ubicación de los contactos y muestras tomadas se utilizó un GPS y la carta topográfica de Tulancingo.



Figura 3.1. Trabajo de campo y recolección de las muestras en el área de estudio. En la fotografía de la derecha se pueden observar los depósitos piroclásticos asociados con un evento del volcán Las Navajas.

De las 37 muestras tomadas en campo, 34 de ellas fueron seleccionadas para realizar láminas delgadas (Figura 3.2 A), las cuales fueron descritas petrográficamente. De estas 34 muestras sólo 29 fueron seleccionadas por contener la menor alteración para hacer análisis de elementos mayores, 16 para elementos traza (incluidas los elementos de Tierras Raras) y 12 para isotopía de Sr y Nd.

La preparación de las muestras para los análisis químicos se llevó a cabo en las instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Instituto de Geofísica, en los talleres de molienda y de separación de minerales, la cual consistió de:

- Descostrar cada muestra seleccionada con el fin de eliminar las superficies alteradas. Se partió entre 3 y 5 kg de muestra sana y limpia, con ayuda de una pica y un marro, en pedazos pequeños de entre 2 y 5 cm de largo (Figura 3.2 B).
- Lavar con agua desionizada y un cepillo cada uno de los pedazos de roca para posteriormente dejarlos secar por lo menos 24 horas, con el fin de evitar cualquier contaminación que se haya adherido a la roca durante el proceso anterior (Figura 3.2 D, E y F). Después de estar seca cada una de las muestras, se guardaron en bolsas limpias.
- Pulverizar en una máquina BICO con mortero de anillos de acero, lavados y enjuagados previamente con agua desionizada, cada muestra de roca por aproximadamente medio minuto. Se obtuvieron muestras de polvo con un tamaño de partícula menor a 75 micras (textura como la del talco). Al final de cada uno de los ciclos de pulverizado se guardaron las muestras en bolsas limpias.
- Homogenizar y cuartear las muestras. Sobre una hoja de papel blanca y limpia se mezcla la muestra en polvo por lo menos cuatro veces, con ayuda de una espátula. Esta mezcla homogénea se dividió en cuatro partes iguales (cuarteo) (Figura 3.3 A y B) para posteriormente tomar alícuotas necesarias para cada análisis geoquímico.
- Toma de alícuotas. En una bolsa encerada y etiquetada previamente con el número de muestra, se pesaron 10 g de muestra en una balanza de precisión marca OHAUS, para la determinación de la concentración de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos X (Figura 3.3 C). En dos frasco de vidrio limpios y

3. Técnicas Analíticas.

descontaminados, se pesaron aproximadamente 0.13 g de muestra. La alícuota de un frasco se utilizó para determinar las concentraciones de elementos traza, y la otra para el análisis isotópico de Sr y Nd por medio de espectrometría de masas (Figura 3.3 D).



Figura 3.2. Preparación de las muestras para pulverizar. A) Muestra descostrada y representat para elaboración de lámina delgada; B) Descostrado de las partes intemperizadas; Fragmentos de roca de entre 2 y 5 cm de cada muestra; D), E) y F) Proceso de lavado con agua desionizada de los pedazos o fragmentos de roca para su posterior pulverización.

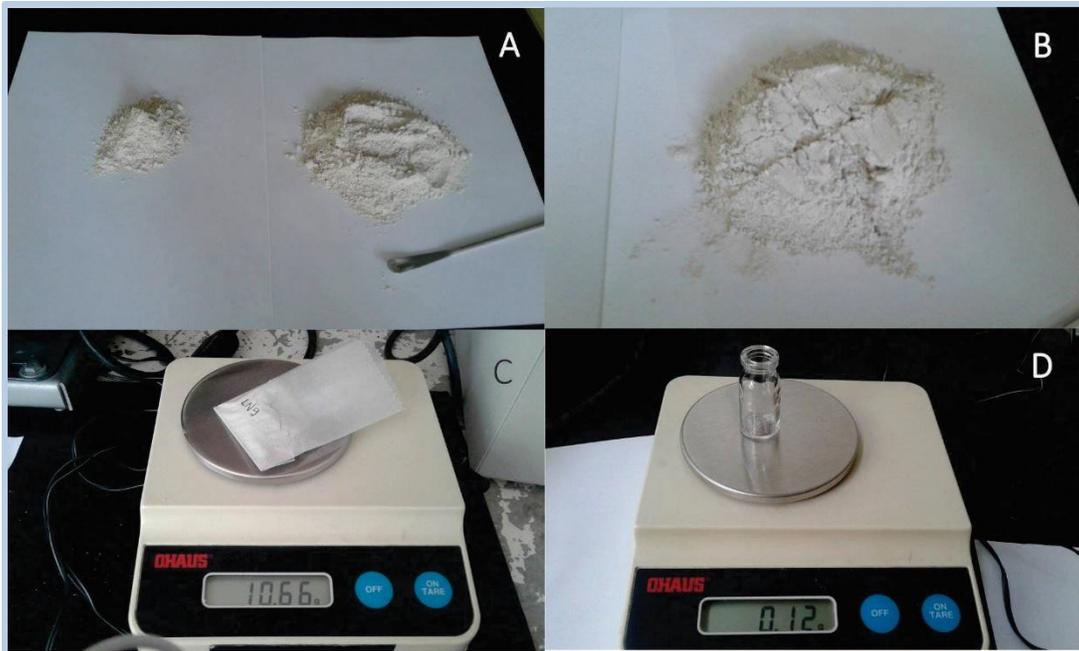


Figura 3.3. A) y B) Proceso de homogenización y cuarteo de muestras en polvo; C) Pesaje de 10 g de muestra o alícuota para análisis de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos X; D) Pesaje de 0.12g de muestra para análisis de elementos traza e isotopía.

3.2. Análisis de elementos mayores.

Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X.

La Fluorescencia de Rayos X (FRX) es una técnica espectroscópica que utiliza la emisión secundaria o fluorescente de radiación X, generada al excitar una muestra con una fuente de radiación X incidente. Esta radiación X incidente expulsa electrones de capas interiores del átomo de la muestra y por lo tanto, los electrones de capas más externas van a ocupar los lugares vacantes. El desplazamiento de electrones de las capas externas hacia las capas internas vacantes generará un exceso energético que se disipará en forma de fotones y radiación X fluorescente, cuya longitud de onda y gradiente energético serán característicos de cada elemento y su concentración (Meléndez y Camacho, 2009). Esta técnica tiene como finalidad principal el análisis químico elemental, cualitativo y cuantitativo, de los elementos comprendidos entre el flúor y el uranio, de muestras sólidas (rocas, muestras en polvo, etc.) y líquido.

3. Técnicas Analíticas.

En el presente trabajo se utilizó esta técnica para determinar cualitativa y cuantitativamente los elementos mayores y menores (Si, Al, Mn, Mg, Ca, K, Na, Fe, P y Ti) de las 29 muestras de roca seleccionadas y ya pulverizadas. Los análisis se llevaron a cabo en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, por medio de un espectrómetro secuencial de rayos X (Rigaku Primus II). El análisis y preparación consistieron de lo siguiente:

- Determinar la pérdida por calcinación de cada muestra de roca. Se pesa 1 g de polvo por medio de una balanza de precisión. Después se pone a calentar en una mufla a 1000°C, durante una hora, donde se eliminan los compuestos orgánicos y agua. El polvo se deja enfriar y se pesa nuevamente, de tal manera que las diferencias de peso entre antes del calentamiento y después del calentamiento, multiplicado por 100, será dicha pérdida.
- Después de esto, se deben preparar las perlas en las que se miden los elementos mayores. Se pesan 0.4 g de muestra y 8g de fundente compuesto por borato de litio y tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, LiBO_2 (50%:50%)), en una navecilla, utilizando una espátula y una balanza de precisión (Figura 3.4A).
- La mezcla de la muestra y el fundente se coloca dentro de un crisol, compuesto por 95% de platino y 5% de oro y se homogeniza en un vórtex (Figura 3.4B y C).
- Se le agregan algunas gotas de yoduro de litio con una concentración 250 g/L, el cual favorece que la perla no se pegue en el molde al momento de extraerla (Figura 3.4 D).
- El crisol se coloca en un hornillo con quemadores Fisher, se calienta a 1,100°C por 5 minutos hasta que la muestra y el fundente se funden por completo (Figura 3.4E).
- El hornillo vacía los crisoles en un molde especial, en donde se enfría rápidamente y se obtiene una perla de vidrio homogénea (Figura 3.4F).

- Posteriormente, cuando todas las perlas está listas, se introducen en el espectrómetro secuencial de rayos X por 10 minutos, el tiempo en el que se realiza el análisis (Figura 3.4G y H).
- Finalmente con ayuda de un software especializado, se obtienen las concentraciones de los elementos mayores. Los resultados de las rocas analizadas se muestran en la Tabla A1.

Los errores analíticos que presentan los análisis químicos en este laboratorio de Fluorescencia de Rayos X son de $\sim 1\%$ para los elementos mayores y menores los cuales son muy buenos y aceptables a nivel internacional.



Figura 3.4. A) Pesado de compuesto fundente (8 gr) y muestra (0.4gr) en la balanza de precisión. B) Colocación de mezcla (fundente y muestra) dentro de un crisol de platino. C) Homogenización de la mezcla utilizando un vórtex. D) Incorporación de yoduro de litio a la muestra. E) Muestra caliente (1,000°C) en el hornillo. F) Obtención de la perla. G) Perla lista para medir en el espectrómetro. H) Espectrómetro secuencial de rayos X (Rigaku Primus II).

3.3. Análisis de elementos traza.

Las concentraciones de elementos traza de las muestras seleccionadas del volcán Las Navajas se determinaron mediante el método de Espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS). Este método es una variante del análisis por espectrometría de masas que consiste en identificar elementos en función de su masa y su concentración. Permite analizar simultáneamente elementos traza, incluidas las Tierras Raras, en minerales, fósiles, metales, entre otras diversas aplicaciones. Esto se debe a su capacidad de discriminar isótopos y a su bajo límite de detección. Dichos límites son mucho más bajos (concentraciones en ppm y ppb) que los de otras técnicas analíticas como Fluorescencia de Rayos X, espectrometría por emisión o absorción atómica, entre otras.

El análisis de las 16 muestras del área de estudio se llevó a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, de la Universidad Nacional Autónoma de México, campus Juriquilla (Figura 3.5). Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla A1.



Figura 3.5. Instalaciones del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias en el campus Juriquilla de la UNAM, tomada en la página web del Centro de Geociencias.

Las muestras en polvo son puestas en solución líquida mediante una digestión química, para después utilizar un ICP-MS marca Thermo Serie X. Los protocolos de trabajo son descritos por Mori et al. (2009) y los errores analíticos son <5% en promedio.

3.4. Análisis isotópicos de Sr y Nd.

Se realizaron 12 análisis isotópicos de Sr y Nd de las muestras asociadas con el volcán Las Navajas, en las instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica. En el Laboratorio de Química Ultrapura, el cual se encuentra en el LUGIS, se llevó a cabo el proceso de preparación de las muestras para separar el Sr y Nd para después medir sus relaciones isotópicas en un espectrómetro Thermo-Scientific TRITON-Plus. La separación de los elementos se realizó conforme al manual interno del laboratorio (LUGIS, 2000). El protocolo principal que se siguió fue el siguiente:

- Pesado de todas las muestras. En una balanza de alta precisión de cinco dígitos primero se pesa una bomba de teflón de 15 mL, previamente descargada electrostáticamente, y se registra el peso; después se introduce la muestra en la bomba y se vuelve a pesar. La diferencia de peso entre la bomba con la muestra y la bomba vacía será el peso del polvo que se analizará.
- Digestión química de las muestras. Para eliminar elementos de la muestra, como el Si, se llevó a cabo la digestión de las muestras. Se agregó 1 ml de HNO₃ 16 N y 5 ml de HF al 40% a las bombas con las muestras, se calentaron a 90°C durante 2 a 3 días hasta disolver toda la muestra. Transcurrido ese tiempo, se destaparon y se dejaron evaporar completamente. Al final sólo quedó una pasta compuesta por varios fluoruros (CaF, NaF, RbF, etc), a la cual se le agregó de 3 a 5 ml de HCl, se dejó reposar durante 12 horas en la parrilla a 90°C. Se destaparon para evaporar el HCl y quedar listas para la separación de Sr y Nd en las columnas de intercambio iónico.

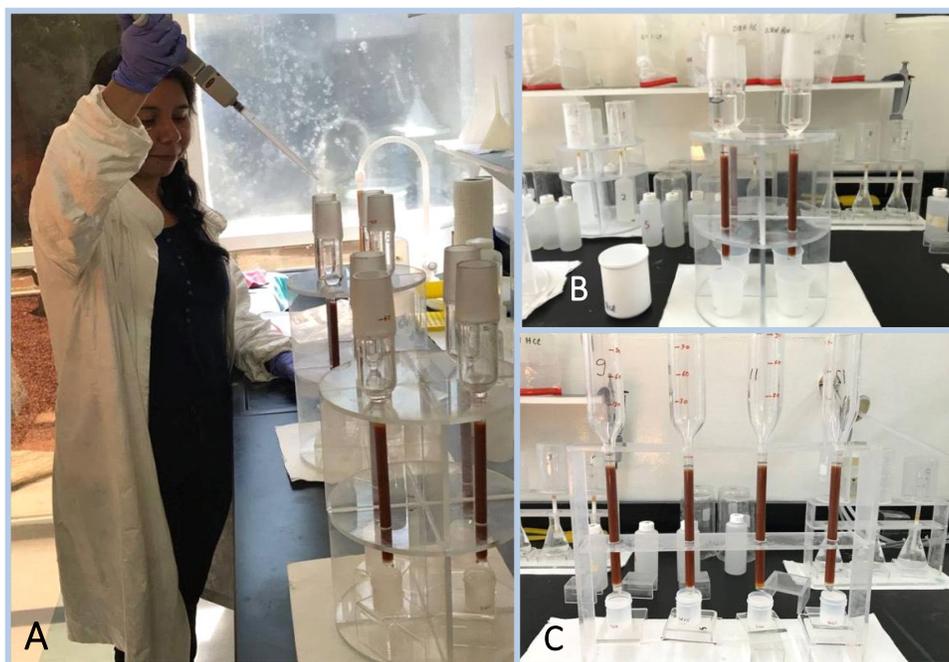


Figura 3.6.A) Proceso de separación de elementos por la autora, en el Laboratorio de Química Ultrapura del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. B) Columnas de separación de Tierras Raras. C) Columnas de separación de Sr.

La separación de los elementos Sr y Nd se realizó en dos etapas, en la primera se separó el Sr y Tierras Raras y en la segunda el Nd. Las separaciones se elaboraron en columnas de intercambio iónico, que son calibradas constantemente (Figura 3.6). En la Tabla A2 se presenta de forma resumida el método de separación de cada elemento.

Después de la separación de elementos (Sr y Nd), se realizó el proceso para la medición isotópica, donde se cargaron las muestras en magazines siguiendo el procedimiento del manual interno del LUGIS. Finalmente, se midieron las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en un espectrómetro de masas Thermo-Scientific TRITON plus.

3.5. Fechamiento por el método K-Ar.

Debido a que se desconoce la edad que tienen los eventos eruptivos del volcán Las Navajas se realizó el fechamiento de una muestra de obsidiana que corresponde a los eventos más tardíos del volcán. El fechamiento se llevó a cabo en el Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement de la Université Paris-Saclay en Francia, mediante el método de K-Ar sin trazador (Guillou et al., 1996).

4. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN LAS NAVAJAS.

En este capítulo se describen las once unidades litoestratigráficas del Pleistoceno que se identificaron en el área de estudio del volcán Las Navajas. Se mencionan las unidades de roca, de la más vieja a la más joven y para una mejor comprensión se agruparon en 4 eventos de acuerdo con su posición estratigráfica y sus características petrográficas y geoquímicas en : Evento de Rocas Pre-Navajas, Evento de Rocas Pre-Colapso, Evento de Rocas Post-Colapso y Vulcanismo Monogenético. Con base en las observaciones de campo, investigaciones previas, así como algunos datos geoquímicos, se realizó un mapa geológico, el cual se muestra al final de este capítulo como la Figura 4.10.

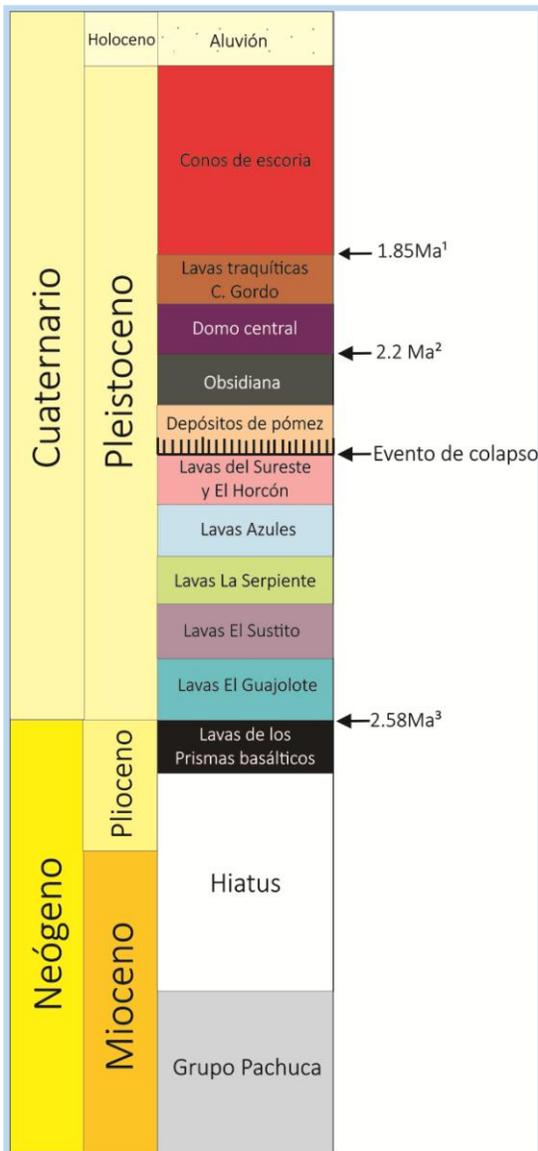


Figura 4.1. Columna estratigráfica esquemática de las rocas del volcán Las Navajas y las estructuras que lo rodean. Edades tomadas de: 1. Nelson y Lighthart, 1997. 2. Presente trabajo. 3. Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez, 2008.

4. Geología del Volcán Las Navajas.

La estructura del volcán Las Navajas se emplazó sobre lavas y depósitos piroclásticos del Grupo Pachuca, que fue descrito previamente por Geyne et al. (1963) y recientemente por Martínez-González (2018). El volcán Las Navajas se compone principalmente de flujos de lava riolíticos y de obsidiana, domos y depósitos piroclásticos.

En la Figura 4.1 se presenta la columna estratigráfica esquemática de las unidades identificadas en el área de estudio. Los nombres propuestos para cada una de ellas son informales ya que no siguen el Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica. Aquí no se presentará la descripción de las formaciones del Grupo Pachuca ya que el objetivo del trabajo se centra en las rocas del Pleistoceno del Volcán Las Navajas.

4.1. Evento de Rocas Pre-Navajas.

Lavas El Guajolote.

Los afloramientos de esta unidad se encuentran al oeste del volcán Las Navajas, cerca del poblado El Guajolote, municipio de Epazoyucan. Abarcan una longitud aproximada de 2 km sobre la carretera Real del Monte Oriente-Nopalillo cerca de la presa el Colibrí (Figura 4.2). Los afloramientos principales tienen un área de 3 km² y se componen de flujos de lava masivos de color gris claro que siguen una dirección preferencial NW-SE. Las rocas son de composición dacítica y contienen fenocristales de anfíbol, plagioclasa y cuarzo, ligeramente intemperizados, y hacia el noroeste, sobre la carretera, se observa que el tamaño de los cristales de cuarzo aumenta ligeramente en las rocas expuestas. La unidad tiene un espesor aproximado de 25 m y se recolectaron dos muestras representativas de estas lavas (LN-2, LN-3).

Geyne y colaboradores (1963) proponen que las lavas traquíticas del cerro El Guajolote sobreyacen a las lavas riolíticas del volcán Las Navajas. Sin embargo, las relaciones estratigráficas encontradas en la localidad por la autora del presente trabajo, tales como que esta unidad sobreyace a rocas de la Sierra de Pachuca y no a las lavas del volcán Las Navajas, permitieron considerar que la unidad se emplazó antes de los principales eventos volcánicos de Las Navajas.



Figura 4.2. Lavas El Guajolote vistas desde la carretera Real del Monte Oriente A) Morfología de lavas erosionadas en la localidad de El Guajolote. B) Frente de lavas dacíticas. C) Presa el Colibrí y al fondo se observa la morfología de los flujos de lava redondeados.

Lavas El Sustito.

Esta unidad se identificó al sur, sobre las faldas del volcán, en la base de las lavas riolíticas. Se extiende aproximadamente 2 km sobre el arroyo que va de la Mina San Felipe 2 hasta el poblado El Sustito y se encuentra por debajo de la unidad Lavas del Sureste y El Horcón (Figuras 4.3 y 4.10). Cubre aproximadamente 0.5 km² en el mapa geológico. Se conforma de bloques de lava de color rosa y composición dacítica, con cristales de cuarzo, anfíbol y mica negra, y tiene inyecciones de una lava de color rosa a morado, de textura fina que parecen estar asociados con un proceso de magma-mingling. Los bloques de lava forman paredes de aproximadamente 50 m de altura y parecen orientarse hacia el sur. Cerca del poblado El Sustito, estas lavas se encuentran algo intemperizadas y presentan una pseudo-estratificación sub-horizontal. Aunque no se pudo observar la base de la unidad, se consideró que sobreyace a rocas del Grupo Pachuca que afloran hacia el sur en diversos cerros (Figura 4.9). Se muestrearon estas lavas sobre el arroyo, hasta el poblado El Sustito (muestras PIMM-10, PIMM-11, PIMM12, PIMM-13 Y PIMM14).



Figura 4.3. Unidad El Sustito. A) Afloramiento de lavas El Sustito sobre el arroyo del mismo nombre. B) Se muestran los dos tonos de la unidad: rosa y morado-rosa con estructura de *magma-mingling*. C) Afloramiento vertical de la unidad de más de 20m de altura.

Lavas La Serpiente

Las lavas que conforman a esta unidad se localizan a 4 km del poblado San Antonio y se pueden observar hasta el poblado de Ixtula Sembo, debajo de El Horcón. Abarcan un área de 14 km² dentro de los municipios Omitlán de Juárez, Singuilucan y Huasca de Ocampo. Está compuesta por flujos de lava de color gris medio, de composición andesítica, con escasos cristales de ferromagnesianos, en una matriz vítrea (Figura 4.4). Los afloramientos de lava ubicados hacia el norte, cerca de Ixtula Sembo, tienen una altura aproximada de 20 m y siguen una dirección de flujo preferencial suroeste-noreste. En el punto de la muestra LN-14 (Figura 4.9) se encuentra subyaciendo a la unidad de Lavas Azules, se observan bloques de esta lava, lajeados sub-horizontalmente, en pseudopliegues de 10 a 15 cm de espesor, mientras que en el poblado de Ixtula Sembo son bloques masivos con las mismas características mineralógicas. Se tomaron las muestras LN-14 y LN-17.



Figura 4.4. A) Bloques de lava lajeados de la unidad La Serpiente, cerca de la unidad Lavas azules. B) Acercamiento del mismo sitio donde se observa una lava masiva con lajas sub-horizontales.

4.2. Evento de Rocas Pre-Colapso.

Lavas Azules.

En esta unidad se agruparon los afloramientos de dos localidades diferentes pero cuyas rocas presentan características petrográficas y geoquímicas similares. El nombre está asociado con el color de las rocas en muestra de mano, ya que tenían un color gris-azuloso. El primer afloramiento se sitúa en el banco de material llamado El Manzano, en el municipio de Epazoyucan. Ahí se puede observar una roca de color gris medio, con escasos microcristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, en una matriz fina. Se trata de una lava riolítica con estructura en lajas pseudo-plegadas que parecen indicar una cierta dirección de flujo (Figura 4.5). La exposición de las rocas tiene una altura de 4m y está cubierta de manera discordante por depósitos piroclásticos de caída (pómez blanca) provenientes del volcán Las Navajas. Por el tipo de afloramiento que se presenta, se consideró que está lava fue emplazada como una estructura parásita durante los primeros eventos del volcán Las Navajas. Se tomaron dos muestras (EP-10 y EP-10*: lava riolítica lajeada).

El segundo afloramiento de rocas se localiza al noroeste de la cima más alta del volcán, desde la entrada del parque Las Navajas, hasta el poblado El Guajolote. Abarca un área de 20 km² y está delimitada al oeste por la unidad El Guajolote, al noreste por las lavas La Serpiente, al sur-sureste por los depósitos de pómez y obsidiana que la sobreyacen y al este

4. Geología del Volcán Las Navajas.

por las Lavas del Sureste y El Horcón (Figura 4.10). En el área se observan flujos de lava bandeados de composición riolítica de color gris claro con escasos fenocristales de feldespato, cuarzo y biotita. Se observa en algunos sitios cuerpos de lava masivos y relativamente erosionados, aunque mayoritariamente se presentan cuerpos masivos de entre 10 y 30 m de alto con importante diaclasamiento vertical. Los flujos de lava tienen una dirección preferencial sureste- noroeste y por sus relaciones estratigráficas se consideró que formaron las unidades basales o primeros eventos sobre los cuales se construyó el volcán Las Navajas. Se recolectaron muestras significativas de esta unidad (LN-1, LN-12, LN-13, LN-27, PIMM-16).



Figura 4.5. Fotografías representativas de la unidad Lavas Azules. A). Lavas subyacentes a un depósito de pómez en la mina El Manzano. B) Frente de lava vista desde el afloramiento de La Serpiente. C y D) Bloques de lava con diaclasamiento vertical y erosionados.

Lavas del Sureste y El Horcón.

Esta unidad comprende la mayor área del mapa de la Figura 4.10. Abarca 32 km² y se sitúa principalmente al sureste y centro de las faldas del volcán, aunque también se observa al norte, en los cerros El Horcón. Se puede observar en los puntos más altos del volcán y hacia el centro de la estructura, en una línea recta que llega al cerro El Horcón.

La unidad está compuesta por flujos de lava riolítica cuyas características típicas se observan principalmente hacia las faldas sureste del volcán. Se trata de flujos masivos con espesores de más de 50 m y que fluyeron de norte a sur, a una distancia promedio de ~3.5 km a partir de la cima del volcán. Los espesores de estos flujos de lava se observan principalmente cerca de los poblados Las Palomas, Rincón del Agua, Rincón del Puerto y El Sustito, donde estos cubren a las lavas más antiguas de la unidad El Sustito. También, se presentan gruesos flujos de lava hacia el este-sureste del volcán, cerca de los poblados de Acatlán y Loma Chica. Justamente, en este último sitio, se observó la existencia de lavas máficas descansando sobre las riolitas de esta unidad, en la localidad de Loma Chica.

En los cerros El Horcón, esta unidad también se presenta como flujos de lava y probablemente también como domos de lava de más de 50 m de espesor (Figura 4.6). En estos cerros existen lavas masivas con diaclasamiento vertical y en ocasiones con bandeamiento y lajeamiento subhorizontal. Las rocas son principalmente de color gris claro y exhiben escasos fenocristales de feldespato, cuarzo y biotita en una matriz vítrea fina.

A esta unidad le sobreyacen depósitos de pómez y flujos de lava riolítica y obsidiana los cuales están expuestos principalmente hacia las cimas cercanas al colapso del volcán y de los cerros El Horcón. Se tomaron diversas muestras para estudios petrográficos y geoquímicos de esta unidad con el fin de identificar sus características (LN-9, LN-11, LN-18, LN-19, LN-20, LN-15, LN-16).

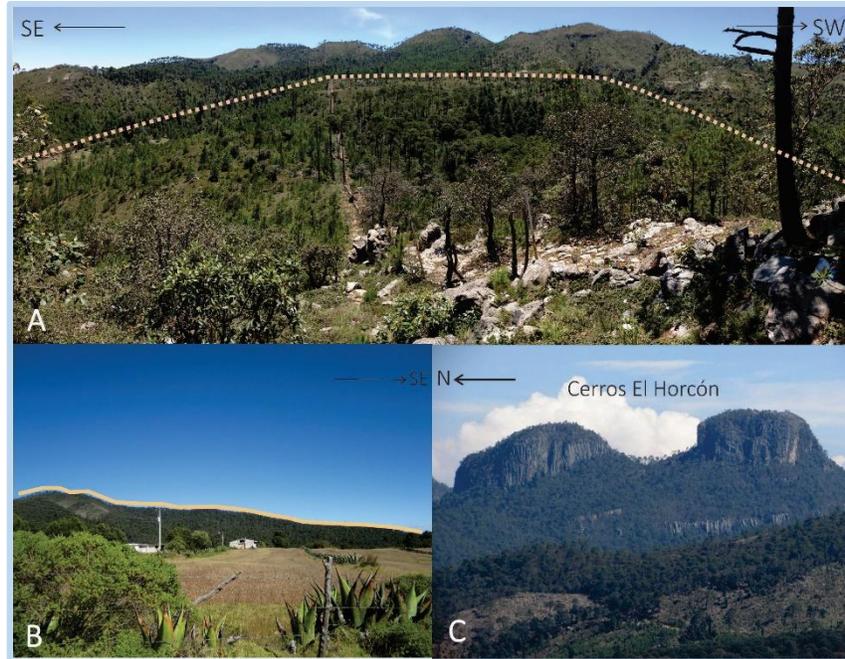


Figura 4.6. A) Estructura de colapso del volcán Las Navajas visto desde el domo central. Las cimas más altas están formadas por las Lavas del Sureste y El Horcón. B) Perfil panorámico en el que se observan los flujos de lava de esta unidad dirigiéndose hacia el sureste del Volcán. C) Los Cerros El Horcón forman parte de esta unidad, vista desde el municipio de Huasca de Ocampo.

4.3. Evento de Rocas Post-Colapso.

De acuerdo con las relaciones de campos observadas entre las lavas y depósitos piroclásticos del volcán Las Navajas, se consideró que estos últimos fueron el producto de un probable colapso lateral del volcán, lo cual se detalla enseguida.

Depósitos de Pómez.

Esta unidad la conforman los depósitos piroclásticos que emitió el volcán Las Navajas. Se localiza principalmente hacia el norte, hasta llegar al río Grande Tulancingo, ubicado a ~21 km del volcán Las Navajas (Nelson y Lighthart, 1997), aunque hacia el sur-suroeste la autora del presente trabajo también logró observar estos depósitos.

Durante el trabajo de campo de la presente tesis, únicamente se describieron y recolectaron muestras de los depósitos y afloramientos situados hacia el sur-suroeste del volcán y que con anterioridad no se habían identificado. Se describieron y recolectaron

muestras de pómez (LN-8, LN-25) de las minas El Manzano, San Felipe 2, Parque Las Navajas y Las Piletas, así como en bancos de material que se encuentran ubicados debajo de conos de escoria recientes, todos en el municipio de Epazoyucan (muestra EP-8, EP-28A).

Los depósitos piroclásticos descritos al sur del volcán cubren un área aproximada de 10 km² y en las minas San Felipe 2, Parque Las Navajas y Las Piletas pueden alcanzar espesores de más de 30 m. En los depósitos más gruesos se pueden identificar hasta por lo menos cuatro estratos de depósitos de caída (Figura 4.7 A) cuyas características se describen enseguida. Un primer estrato está formado por un depósito de pómez de aproximadamente 12 m de altura, cuyos fragmentos son de tamaño grava a bloques que miden más de 20 cm, de color gris claro. El segundo estrato se compone de un depósito continuo de 6 m de espesor, de pómez de tamaño bloque y color gris claro a oscuro. El tercer estrato consiste de un depósito de pómez gris claro a blanco con pulsos intermedios de color marrón, tiene un espesor de 12 m. El cuarto estrato ésta compuesto de sedimentos de color marrón con algunos bloques de pómez y con un espesor de aproximadamente 1 m. Finalmente, estos estratos de pómez de caída se encuentran coronados por bloques de obsidiana y material silíceo (lava riolítica) gris claro de 2.5 m de espesor. En la mina Las Piletas los depósitos están coronados por un vitrófido. Estas lavas de obsidiana y vitrófido serán descritas en la siguiente unidad litológica.

Con lo que respecta a los depósitos de pómez ubicados cerca de la cabecera municipal de Epazoyucan (~15 km al SW del volcán Las Navajas), estos se encuentra cubiertos en algunas zonas por conos de escoria y lavas máficas del Pleistoceno (Figura 4.7 B). De hecho, se realiza la explotación de pómez en pequeñas minas subterráneas artesanales ubicadas debajo de depósitos de escoria máfica (ejemplo: Minas El Tío, Tecoaco y El Manzano). En las pequeñas minas se pueden identificar depósitos de caída de ceniza, lapilli y grava compuestos por pómez. Los espesores de los depósitos son de unos cuantos metros y en ocasiones se encuentran intercalados con pequeños estratos de materiales retrabajados, escoria y ceniza máfica (muestra LN-8), y suelos delgados. Al igual que en las minas cercanas al volcán, se pueden identificar diferentes pulsos pero aquí presentan menores

4. Geología del Volcán Las Navajas.

dimensiones. De hecho, se puede remarcar que el tamaño de los piroclastos disminuye conforme aumenta la distancia al volcán. La ceniza y pómez se encuentran en contacto grano a grano, con algunos líticos accidentales de color oscuro y azul. La ceniza es blanca y tiene una composición riolítica sin cristales.

Lavas Riolíticas de Obsidiana.

En esta unidad se agruparon diferentes lavas riolíticas que contenían lavas de obsidiana y vitrófido, distribuidos en diferentes lugares del volcán. Una característica común encontrada en todos los afloramientos visitados con obsidiana, fue que siempre estaban sobreyaciendo a la unidad Depósitos de Pómez y en ocasiones cubren parcialmente a la unidad Lavas del Sureste y El Horcón.

Existen diferentes afloramientos de esta unidad que enseguida se mencionan. Por ejemplo, en las partes más altas del volcán, dentro de los bancos de material del parque Las Navajas se encuentran cubriendo a la unidad Depósitos de Pómez, con algunas bandas desvitrificadas a esferulitas (PIMM-9) (Figura 4.7 C). En la zona arqueológica del parque (pequeñas explotaciones prehispánicas de obsidiana), existen bloques de obsidiana negra con tintes de color dorado (muestra LN-22) (Figura 4.8 A). Hacia el sureste de los cerros El Horcón se identificaron bloques de obsidiana negra con bandas en tonos de grises (muestra LN-16)(Figura 4.8 B). Aunque no se observaron las relaciones estratigráficas de esta obsidiana bandeada, se encontraron diferentes bloques de vidrio in situ y retrabajados sobre la unidad Lavas del Sureste y El Horcón, por lo cual se consideró que serían más jóvenes. En la mina Las Piletas, ubicada frente a la entrada del parque Las Navajas, se tiene un flujo de vitrófido que sobreyace a la unidad Depósitos de Pómez. En el afloramiento, este flujo se extiende por 100 m con un espesor de 5m y contiene algunos fenocristales de plagioclasa y anfíbol (muestra LN-26). Un afloramiento más, se ubicó cerca del domo central, el cual está compuesto por un pequeño flujo de vitrófido con forma de lente de 10 m de largo por 60 cm de ancho. Contiene escasos fenocristales de plagioclasa (muestra LN-24) y presenta características parecidas al vitrófido de la mina Las Piletas.

En el trabajo de Nelson y Lighthart (1997) se hace mención de esta unidad de obsidiana y encuentran las mismas relaciones estratigráficas descritas previamente. Ellos solo hacen alusión a los afloramientos prehispánicos y de la mina del parque Las Navajas, pero no se habían identificado aún los otros sitios descritos en el presente trabajo.

De acuerdo con las relaciones estratigráficas encontradas en campo, se consideró que los flujos de obsidiana pueden corresponder con el último evento eruptivo efusivo que tuvo el volcán Las Navajas. Por lo cual se tomó la muestra de obsidiana LN-21 para efectuar un fechamiento por el método K-Ar (Tabla 4.1). Se obtuvo una edad para este flujo de 2.20 ± 0.05 Ma, lo que confirmaría su edad pleistocénica y más joven con respecto al emplazamiento de la unidad Depósitos de Pómez de 2.58 ± 0.15 Ma.

Tabla 4.1. Edades K-Ar para algunas rocas del volcán Las Navajas.

No. muestra	X	Y	Unidad	Tipo de roca	Mineral	Método	% en peso K	Edad Ma
¹ LN-21	545407.03 2	2221041.24	Lavas Riolíticas de Obsidiana	Obsidiana	Matriz	K-Ar	3.586±0.0 36	2.20± 0.05
² SGM-1	-	-	Prismas basálticos	Basalto	Roca total	K-Ar	2.82	2.58±0.15
² SGM-2	-	-	Prismas basálticos	Basalto	Roca total	K-Ar	1.69	2.29±0.23
³ L95053	-	-	Prismas basálticos	Basalto	-	Ar-Ar	-	1.83±0.03

Notas: ¹Fechamiento realizado en el presente trabajo, en el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette, Francia), donde se usó la técnica de K-Ar aplicada al concentrado de matriz de roca. Las muestras se molieron y tamizaron a una fracción de entre 250 y 125 μm ; posteriormente se lavaron con ácido acético ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$) en ultrasonido (Guillou et al., 1996). El error de la edad es 2σ . ² Análisis realizado por el Servicio Geológico Mexicano, en los prismas basálticos (Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez, 2006). ³ Nelson y Lighthart (1997).

Domo Central.

Esta unidad se distribuye al interior de la estructura de colapso del volcán (Figura 4.10), 2 km al norte del borde de la estructura. Tiene una altura sobre el terreno circundante de ~100 m y una área menor a 1 km² con forma cómica (Figura 4.7 D). Lo componen flujos de lava de composición riolítica, de color gris claro con bandeamiento y escasos cristales de feldespato, cuarzo y algunos ferromagnesianos (menor al 10%) como biotita (muestra LN-23). Esta estructura cómica fue mencionada también por Nelson y Lighthart (1997) y la consideraron posterior a la formación del colapso y emplazamiento de las unidades de Depósitos de Pómez y Obsidiana. No obstante, no mencionan mucho sobre su composición petrográfica y química. Por las observaciones hechas en campo, se consideró en el presente trabajo que esta estructura se emplazó de manera posterior al colapso lateral del volcán.



Figura 4.7. Fotografías representativas del Evento Post-Colapso. A) Fotografía de la Mina San Felipe 2. Mina de depósitos piroclásticos donde se pueden observar 4 diferentes depósitos de pómez y uno superior compuesto por flujo de obsidiana(O) B) Depósitos de pómez debajo de un cono de escoria, Epazoyucan. C) Flujo de obsidiana negra intercalado con bandas desvitrificadas a esferulitas, Mina San Felipe 2. H) Domo central visto de sur a norte.

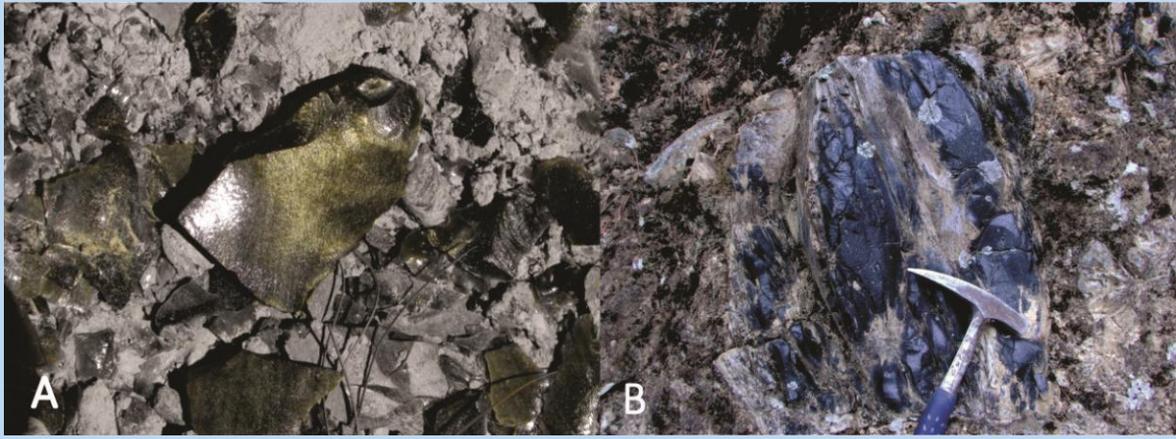


Figura 4.8. Fotografías de las Lavas de Obsidiana. A) Flujo de obsidiana con tonalidades doradas encontrado detrás del sitio arqueológico del Parque Las Navajas. B) Flujo de Obsidiana gris debajo del Cerro El Horcón.

Lavas y Depósitos Piroclásticos No-Diferenciados.

En el mapa geológico de la Figura 4.10 se presenta la distribución de esta unidad riolítica, la cual se extienden hacia el N-NE, a partir del área del colapso y domo de lava que se describió anteriormente. Estas rocas no fueron estudiadas durante el presente trabajo, pero Nelson y Lighthart (1997) las describen brevemente cuando mencionan los eventos volcánicos posteriores al colapso lateral del volcán.

Este volcán se caracteriza por presentar una depresión en forma de anfiteatro (~4 km de diámetro) que se abre hacia el norte y que de acuerdo con los autores arriba mencionados, la asocian con el resultado de un colapso lateral que posteriormente fue rellenado por domos y lavas. Los depósitos de este colapso son los que se observan hacia el norte, en el río Grande Tulancingo, que Nelson y Lighthart (1997), durante una excursión geológica, los describieron como depósitos de avalancha de escombros (bloques de riolita, obsidiana y basalto mezclados con materiales de grano fino mal clasificados). Estos depósitos pueden alcanzar espesores de entre 25 y 200 m. Sobre estos depósitos de escombros se han descrito depósitos de caída y de oleadas piroclásticas de grano fino con fragmentos rotos, toda la secuencia se puede observar a ambos lados del río Grande de Tulancingo. El volumen de piroclastos calculado por dichos autores resultó de 35 km³. Además,

4. Geología del Volcán Las Navajas.

mencionaron que las características de estos depósitos eran similares a los producidos por una explosión lateral que inició el evento de avalancha en el Monte Santa Helena en 1980 (Glicken, 1996). Al igual que en la erupción de este volcán de Estados Unidos, en Las Navajas debió ocurrir emisión de flujos piroclásticos cuyos depósitos se observan actualmente al sur del volcán y hacia el norte. La distribución y volumen de los materiales expulsados así como el tamaño de la estructura de colapso permiten confirmar que debió ocurrir un evento magmático importante en el volcán Las Navajas tal y como lo propusieron Nelson y Lighthart (1997). Una característica que ha permitido fechar de manera indirecta a este evento de colapso, es que los depósitos se encuentran emplazados entre dos flujos de lava basáltica. El fechamiento realizado por Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez (2006) para este mismo flujo de lava basáltica confirmó la correlación, ya que se obtuvo una edad de 2.58 ± 0.15 Ma (K-Ar). Nelson y Lighthart (1997) describen un segundo flujo de lava basáltica que cubre a los mismos depósitos piroclásticos y que ellos mismos fecharon con una edad de 1.85 Ma (K-Ar). Por lo tanto, es factible que el colapso y emplazamiento de los depósitos piroclásticos tengan una edad de entre 2.58 y 1.85 Ma.

4.4. Vulcanismo Monogenético.

Lavas Traquíticas Cerro Gordo.

El Cerro Gordo se encuentra en el municipio de Omitlán de Juárez, 6 km al norte del poblado El Guajolote. Está compuesto por una pequeña estructura cónica de fragmentos de lava cuyo diámetro es de ~700m y una altura de ~100 m con respecto al terreno circundante (Figura 4.9 C). De este cerro parecen surgir flujos de lava que cubren un área de 2 km² y tienen una dirección preferencial suroeste-noreste. Estos flujos de lava son de composición andesítica de color gris claro con escasos fenocristales de plagioclasa y ferro magnesianos (muestras LN-6 y LN-7). Aunque no se tiene una clara relación estratigráfica con los eventos del volcán Las Navajas, se consideró en el presente trabajo que estas lavas andesíticas tienen una edad más reciente que las unidades Depósitos de Pómez y Obsidiana

Conos de Escoria.

Dentro del área de estudio hay varios conos de escoria y lavas máficas localizados alrededor del volcán Las Navajas. Al poner la ubicación de los diferentes conos en el mapa geológico (Figura 4.10) se observa una cierta alineación preferencial suroeste-noreste, la cual es similar a la ya mencionada en el vulcanismo monogenético del área Apan-Tezontepec (García-Palomo et al., 2002; García-Tovar et al., 2015).

Al sur del volcán Las Navajas se encuentran alrededor de 11 conos de escoria como el Tecoaco, Pelón, La Paila, La Joya, Los Ángeles y la Herradura (Figura 4.9 A y B), así como el domo ventoso de composición dacítica, que también es del Pleistoceno (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016). Al este de Las Navajas se identificaron los volcanes Acatlán El Prieto y flujos de lava máfica que se encuentran cerca de los poblados de Acatlán y Loma Chica y que cubren parcialmente a lavas riolíticas de Las Navajas. Los conos de escoria y lavas asociadas que se encuentran al norte del volcán Las Navajas son diversos como el cerro Aguacatepec. Algunos de ellos se han fechado en 2.58 (Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez, 2008) y 1.85 Ma (Nelson y Lighthart, 1994). Mientras que los conos monogenéticos del sur, deben ser más jóvenes que Las Navajas, debido a que los conos de escoria y algunas de estas lavas máficas se encuentran por encima de las unidades Depósitos de Pómez y Obsidiana y Lavas del Sureste y El Horcón (Figura 4.10).

Los conos de escoria están compuestos de escorias de color gris oscuro a negro y rojizos. No presentan minerales visibles (afaníticas) y tienen muchas vesículas. El diámetro basal varía entre 0.47 a 1.25 km, mientras que la diferencia de la altura sobre el terreno varía entre 60 y 150m. Algunos conos de escoria están asociados con flujos de lava como La Paila (PIMM-6) y El Prieto. La longitud de los flujos de lava es pequeña, ya que no rebasa los 5km y los espesores de estos son menores a 3km. Varios de estos conos son utilizados como bancos de material. Se muestrearon fragmentos de bombas y algunas lavas poco vesiculadas, las cuales se utilizaron para el análisis de elementos mayores y traza.



Figura 4.9. Conos de escoria y lavas asociadas que se encuentran a los alrededores del volcán Las Navajas. A) Cerro el Pelón y flujo de lava asociado. B) Cono de escoria cerca del poblado de Acatlán. C) Cono y Flujo de lava del Cerro Gordo.

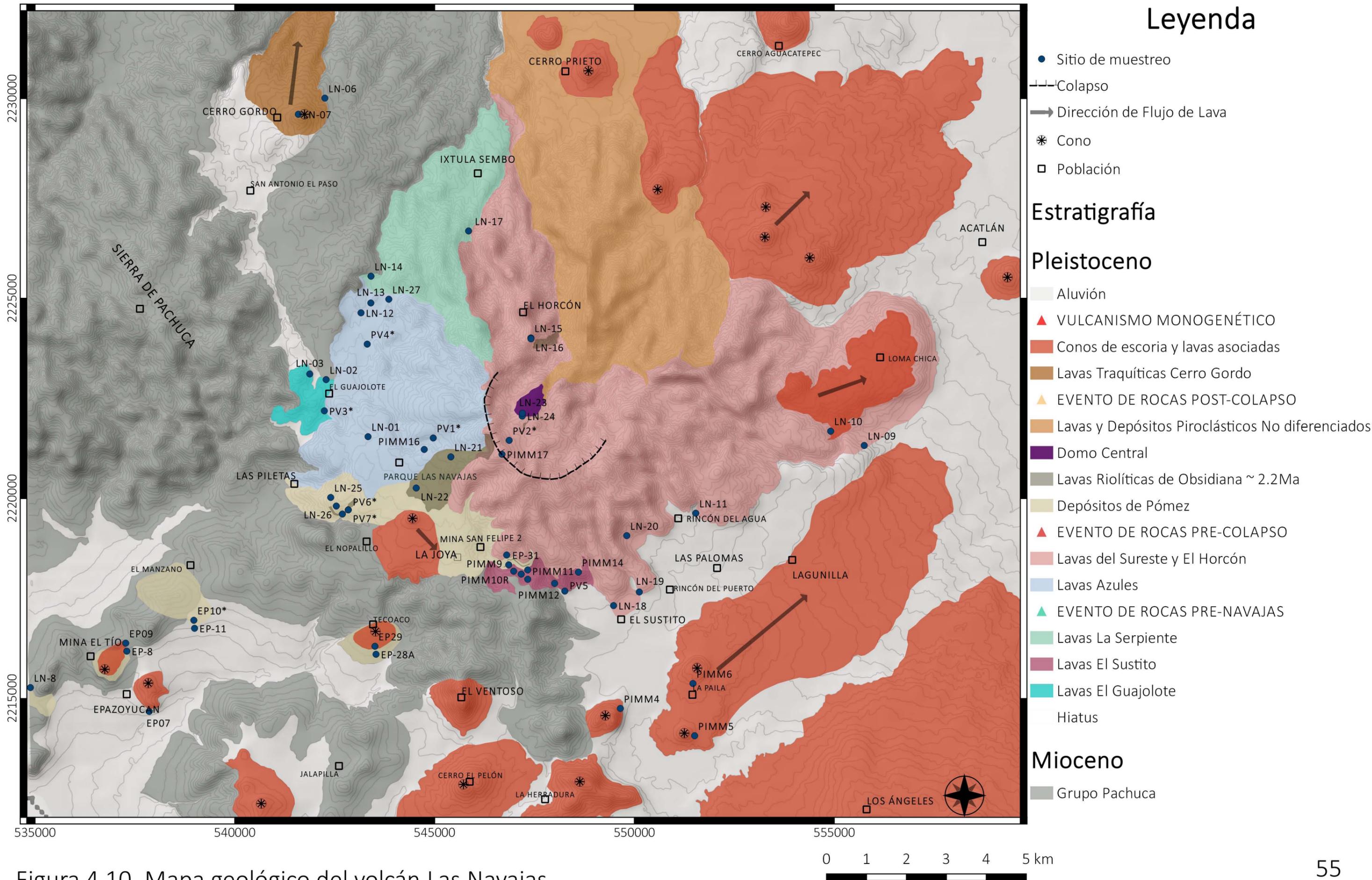


Figura 4.10. Mapa geológico del volcán Las Navajas.

5. PETROGRAFÍA.

En este capítulo se presenta la descripción de 30 láminas delgadas de rocas del volcán Las Navajas y de algunos conos monogenéticos del Pleistoceno incluidos en el área de estudio. Se determinó la abundancia modal por unidad litológica, con el propósito de caracterizar petrográficamente e identificar procesos magmáticos de las lavas del volcán. Enseguida se presenta un resumen de las características observadas para cada unidad, de la más antigua a la más reciente.

5.1. Evento de Rocas Pre-Navajas.

Lavas El Guajolote.

Las rocas de esta unidad (muestras LN-2, LN-3) tienen una textura porfídica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa (15%), anfíbol (2%), biotita y piroxeno (>1%), en una matriz microcristalina (83%) formada por abundante vidrio y menor cantidad de microcristales de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa son subédricos a anédricos, con varias de sus caras con bordes de reacción y corrosión, están maclados polisintéticamente y de acuerdo con el método Michel-Levy la composición es oligoclasa-andesina. Algunos cristales están zoneados, presentan textura de tamiz (Figura 5.1 A) y su tamaño varía entre 0.25 y 3.35 mm. Se presentan algunos cristales de plagioclasa y cuarzo de contornos muy angulosos y a veces con apariencia de rompecabezas. Estos tienen tamaños pequeños (~0.25 mm) y pueden haber sido incluidos de rocas encajonantes. Los fenocristales de anfíbol exhiben dos tamaños promedio (~0.8 mm y ~1.5 mm) y la mayoría se encuentra transformada a óxidos de Fe y Ti en pseudomorfos; en algunos se observa recristalización a feldespato y cuarzo en el interior de los cristales. Se identificó clinopiroxeno, de acuerdo con sus características ópticas como birrefringencia y extinción, tiene formas hexagonales y un tamaño menor a 0.5 mm en cristales aislados, pero también se presenta en cristales con arreglo radial (tamaño de 0.425mm) que constituyen coronas de reacción de posibles xenocristales (Figura 5.1 C). La biotita se presenta en trazas en pequeños cristales (~0.8 mm), con deformación (Figura 5.1 B). Como mineral secundario en trazas se identificó

calcita en pequeñas partes de las muestras. Finalmente, la roca se clasificó como dacita con pseudomorfos de anfíbol.

Lavas El Sustito.

Las muestras de esta unidad (PIMM-10R, PIMM-11, PIMM-12, PIMM-13) tienen una textura porfídica hipocristalina, con fenocristales de plagioclasa (16%), cuarzo (5%), sanidino (<1%), biotita (2%) y anfíbol (1%), en una abundante matriz microcristalina y esferulítica (75%). Los fenocristales de plagioclasa son subédricos y de tres tamaños diferentes (menor a 1 mm, de ~1.5 mm y de ~2.25 mm) (Figura 5.1 E). Presentan principalmente maclas polisintéticas y algunos tienen textura de tamiz (Figura 5.1 D y F). El sanidino es escaso y se presenta en fenocristales aislados, frecuentemente con macla tipo Carlsbad. Los fenocristales de cuarzo son anédricos, de dos tamaños diferentes, menores a 1 mm y mayores a 1.5 mm (el más grande mide 5.5 mm). La mayoría de estos cristales están engolfados y dentro de los golfos se presenta desvitrificación de la matriz a intercrecimientos de cuarzo y feldspato en acículas radiales. La biotita se presenta en fenocristales de tres tamaños, que van de 0.58 mm a 2.5 mm, con bordes anédricos. La mayoría de los cristales de anfíbol son pseudomorfos de óxidos de Fe y Ti, y algunos tienen corona de reacción de cuarzo y plagioclasa, su tamaño varía entre 0.125 y 1.375 mm. Las muestras de roca se clasificaron como dacita.

Lavas La Serpiente.

Las rocas de esta unidad (LN-14 y LN-17) tienen una textura pseudotraquítica, con escasos fenocristales de plagioclasa y sanidino (<10%), en una abundante matriz (>90%) microlítica de plagioclasa y vidrio (Figura 5.2 A y B). Los fenocristales de plagioclasa son subédricos de dos tamaños diferentes (1.25 y 2.6 mm), están maclados polisintéticamente y algunos presentan textura de tamiz. Existen escasos cristales de sanidino con textura en forma de rejilla y sin maclas. Por otro lado, menos del 1% son microcristales de piroxeno distribuidos en la matriz. De acuerdo con el contenido de cristales y composición, ambas muestras se clasificaron como traquitas.

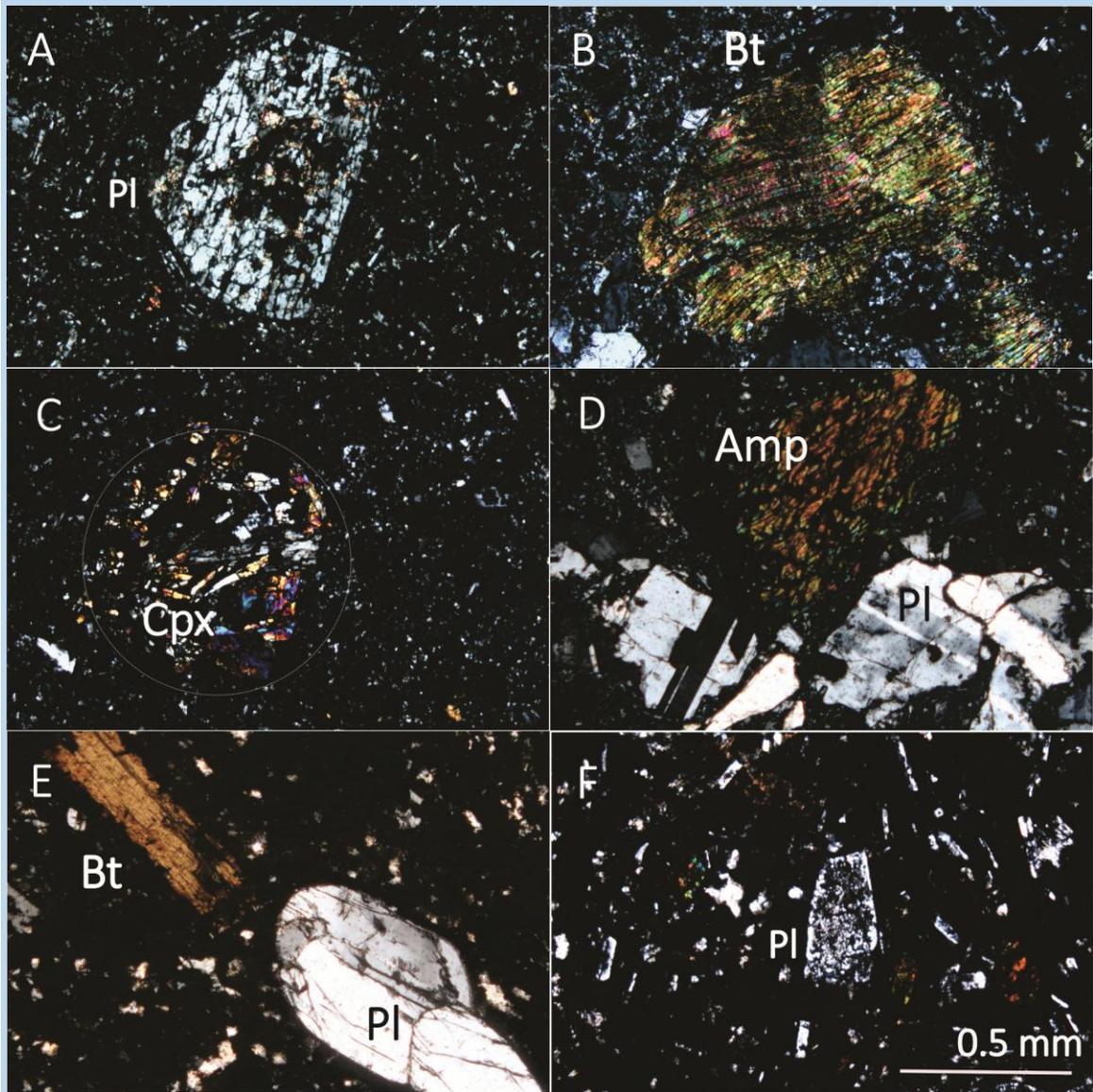


Figura. 5.1. Fotografías representativas de las láminas delgadas de El Guajolote y El Sustito. A, B y C pertenecen a las Lavas El Guajolote y D, E y F a las Lavas El Sustito. La escala es la misma para cada una de las fotos. A) Plagioclasa (Pl) con textura de tamiz, en una matriz microcristalina. B) Biotita (Bt) deformada por el flujo del magma con bordes anédricos. C) Clinopiroxeno con arreglo radial de corona de reacción. D) Fenocristal de anfíbol (Amp) subédrico y cristales de plagioclasa con bordes subédricos y macla polisintética. E) Cristal de plagioclasa anédrico y un cristal de biotita F) Plagioclasa con textura de tamiz y bordes subédricos.

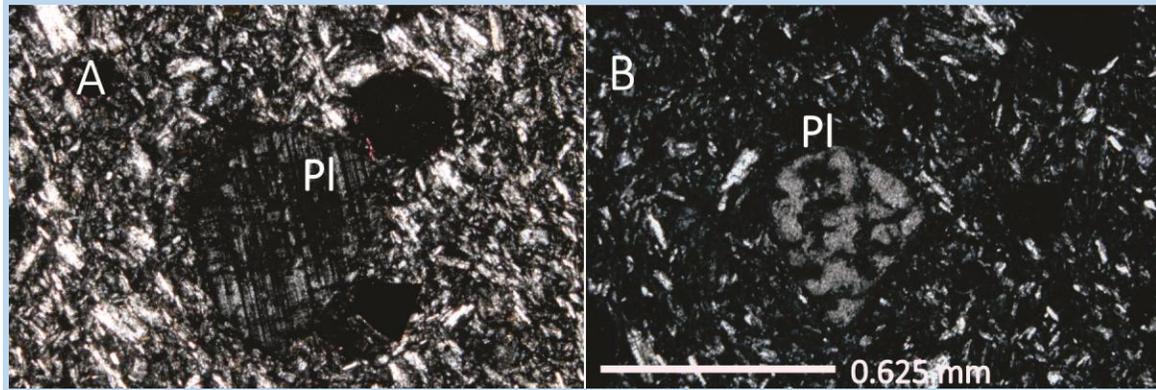


Figura 5.2. Fotografías de las láminas delgadas de las Lavas La Serpiente La escala milimétrica es la misma para ambas fotografías. A) Cristal de plagioclasa anédrica con macla polisintética en una matriz pseudotraquítica de plagioclasa y piroxeno. B) la plagioclasa presenta textura de tamiz, dentro de una matriz pseudotraquítica.

5.2. Evento de Rocas Pre-Colapso.

Lavas Azules.

Petrográficamente las rocas de esta unidad (LN-1, 12, 13,27 y PIMM-16) tienen una textura afanítica con escasos fenocristales de cuarzo (2%), plagioclasa (5%), sanidino (0.4%), biotita (0.8%) y anfíbol (0.6%) en una matriz felsítica esferulítica (91%). Los cristales de cuarzo están redondeados y tienen un tamaño que varía de 0.25 a 1 mm. Los de plagioclasa son subédricos con bordes corroídos, algunos están maclados polisintéticamente y presentan textura de tamiz (Figura 5.3 A). Se presentan en dos tamaños, unos entre 0.8 y 1 mm y otros entre 1.65 y 2.5mm. Los cristales de sanidino son euédricos y subédricos, con dos tamaños diferentes, menores a 1 mm (0.5-0.8mm) y mayores a 1 mm (1.5 a 2.7 mm), y presentan un cierto fracturamiento al interior (Figura 5.3 B). En algunas ocasiones forman aglomerados con plagioclasa y pseudomorfo de anfíbol. Por último, los minerales accesorios encontrados son biotita y anfíbol en cristales pequeños (tamaño entre, 0.125 y 1 mm), son subédricos a anédricos y se presentan muy oxidados, y casi transformados a pseudomorfos (Figura 5.3 B). Las rocas se clasificaron como riolita porfídica de anfíbol.

Lavas del sureste y El Horcón.

Las rocas de esta unidad (muestras PIMM-17, PIMM-17BIS, LN-9, LN-11, LN-15B, LN-18, LN-19 y LN-20) tienen una textura afanítica con escasos fenocristales de cuarzo (0.7%), plagioclasa (4%), sanidino (1%), anfíbol y biotita (1%) en una matriz felsítica esferulítica (93%). La mayoría de las muestras presenta también un bandeamiento y recristalización de la matriz vítrea a intercrecimientos de feldespato-cuarzo. Los cristales de plagioclasa tienen una composición de oligoclasa-andesina, son subédricos y se presentan en dos diferentes tamaños (de 0.425 a 0.8 mm y de 1.5 a 2.25mm) (Figura 5.3 C y F). En algunas muestras (LN-9, LN-19) se presenta plagioclasa con macla polisintética, pero en las demás muestras la plagioclasa es escasa y solo se observa macla tipo Carlsbad. Los escasos cristales de cuarzo son totalmente anédricos, redondeados y de dos tamaños diferentes (de 0.125 a 0.8 y de 1 a 1.25 mm). El sanidino está en cristales alargados, con tamaños de 0.5 mm hasta 2.75 mm, son subédricos a euédricos y en algunas muestras (LN-20 y LN-15B) se encuentran cristales subredondeados de este feldespato (Figura 5.3 D), que atraviesan las bandas de desvitrificación. Los minerales accesorios presentes son anfíbol y biotita, aunque la biotita es relativamente más común (Figura 5.3 C y E). Dichos cristales son de tamaños menores a 0.25 mm, se concentran rodeando a los cristales de plagioclasa y diseminados en la matriz. Algunos cristales de anfíbol tienen características ópticas que sugieren la presencia de arfvedsonita, un mineral accesorio, común en las rocas riolíticas peralcalinas.

Por sus características petrográficas, textura afanítica con escasos fenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo, biotita y anfíbol, en una matriz felsítica, las rocas se clasificaron como riolitas felsíticas.

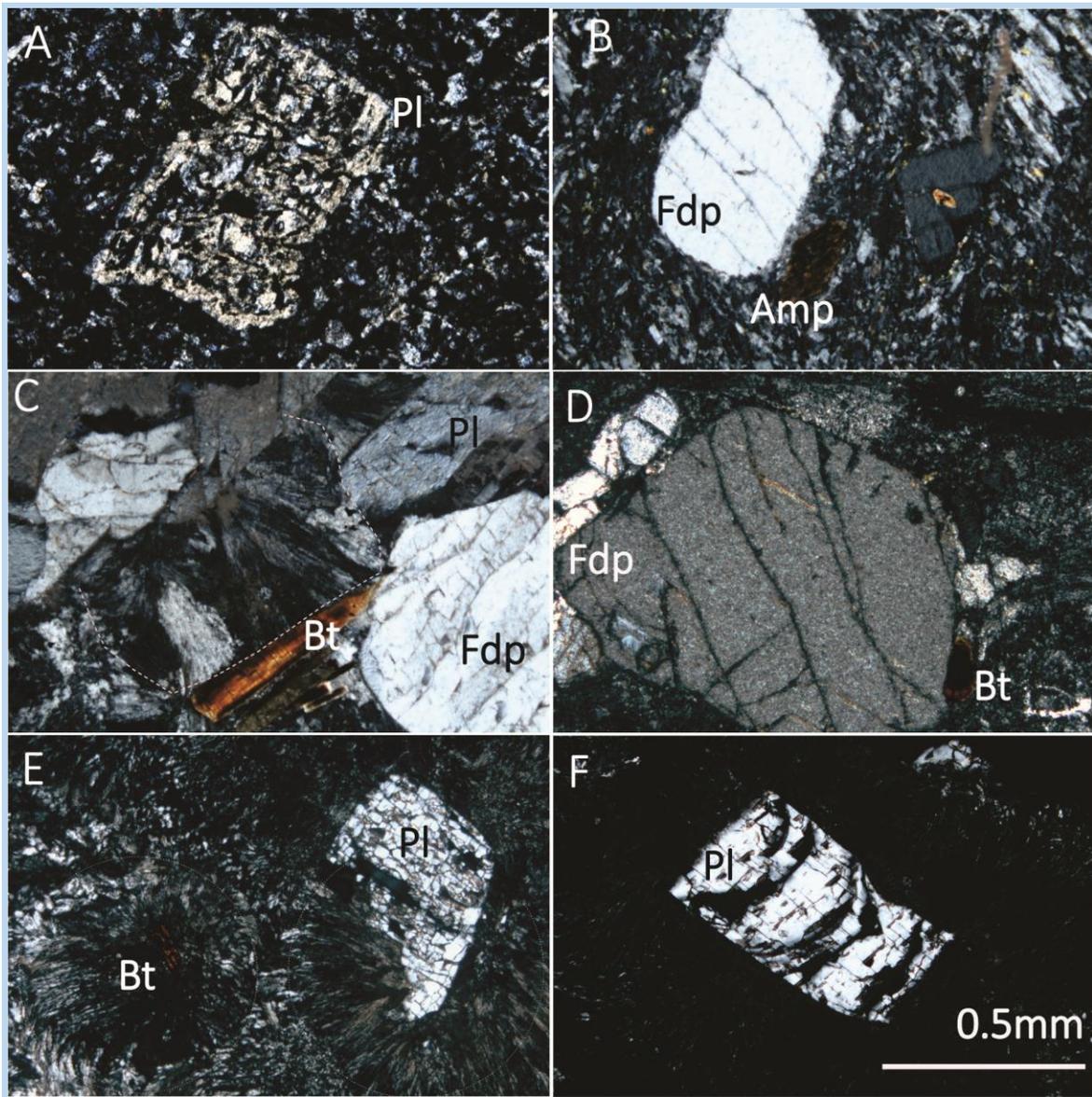


Figura 5.3. Fotografías representativas de las unidades Pre-Colapso La escala milimétrica es la misma para todas las fotografías. A. Cristal de plagioclasa (Pl) con textura de tamiz en una matriz devitrificada B. Cristales de feldespato (Fdp) y anfíbol (Amp) con bordes anédricos en una matriz devitrificada. C. Cristales representativos de esta unidad, feldespato (Fdp), plagioclasa (Pl) con macla polisintética y biotita (Bt) en una matriz esferulítica. D. Cristal de feldespato (Fdp) con bordes anédricos. E. Cristal de plagioclasa (Pl) con textura de tamiz y un cristal de biotita (Bt) rodeados por esferulitas. F. Cristal de plagioclasa con textura de tamiz dentro de una esferulita.

5.3. Evento de Rocas Post-Colapso.

Lavas Riolíticas de Obsidiana

Dado que las muestras de pómez se encontraban muy vesiculares y sin cristales, se decidió realizar únicamente láminas delgadas de muestras de obsidiana y vitrófido.

Las muestras de obsidiana (LN-16, PIMM-9) tienen una textura hialina con escasos microcristales de plagioclasa. En el caso de la obsidiana del Horcón (muestra LN-16) los microcristales de plagioclasa se encuentran orientados por flujo y forman bandas (Figura 5.4 A). Se tienen bandas con abundantes microcristales de plagioclasa relativamente grandes (Figura 5.4 B), que alternan con otras de escasos microcristales (0.025 a 0.175 mm), los cuales siguen una dirección preferencial y tienen tamaños entre 0.025 a 0.175mm. En esta misma muestra se pueden observar escasos microcristales de un ferromagnesiano, con tamaños menores a 0.025 mm, que por sus características petrográficas como relieve alto, birrefringencia alta y su forma bipiramidal de 6 lados se clasificó como fayalita (Figura 5.4C).

La obsidiana de la Mina San Felipe 2 (muestra PIMM-9) se presenta predominantemente en bloques de más de 10 cm de diámetro. Sin embargo, en ocasiones la obsidiana se encuentra formando alternancias de textura felsítica esferulítica. Las bandas de obsidiana son más anchas que las de esferulitas. Al microscopio, la obsidiana presenta algunos microcristales de plagioclasa entre las bandas para los cuales es difícil obtener sus propiedades ópticas.

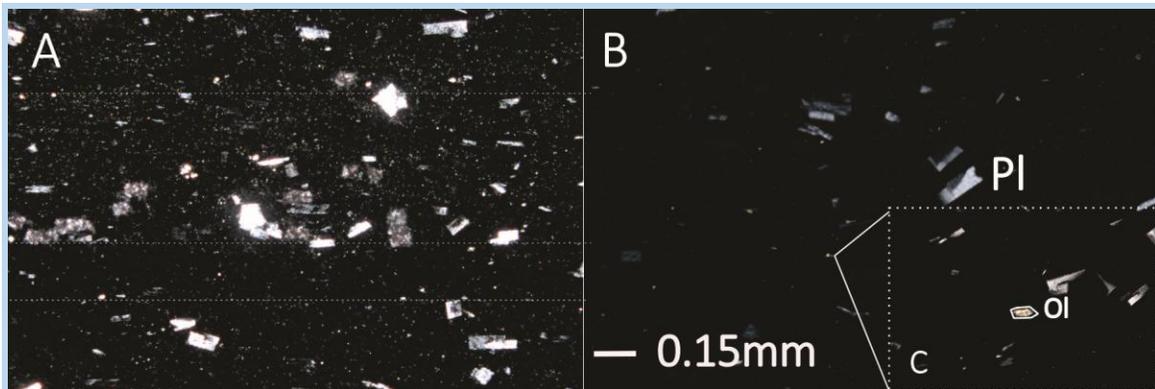


Figura 5.4. Fotografías de la obsidiana debajo de las lavas del Horcón. A. Bandas de vidrio y microcristales de plagioclasa. B. Microcristales de plagioclasa (Pl). C. Cristal de fayalita (Ol)

La muestra de vidrio de la Mina los Lirios (muestra LN-26) presenta escasos fenocristales de plagioclasa, sanidino (<5%) y anfíbol (<2%) en una matriz holohialina (>90%) (Figura 5.5). Los fenocristales de plagioclasa y sanidino son subédricos a anédricos cuyos tamaños varían entre 0.9 y 1.25 mm; mientras que los de anfíbol presentan características de arfvedsonita como color verde-azulado con pleocroísmo que cambia de verde a marrón verdoso y ángulo de extinción de 25°. Los tamaños del anfíbol varían entre 0.175 y 0.75mm. La roca se clasificó como vitrófido riolítico de anfíbol.

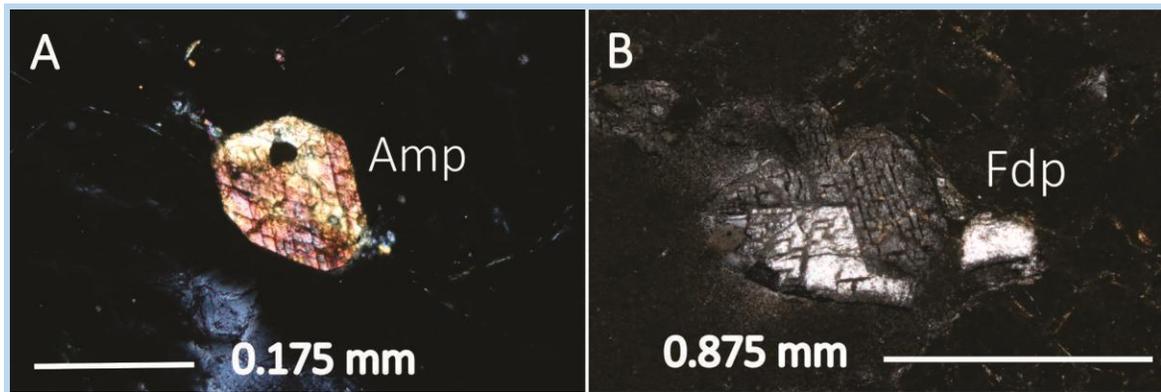


Figura 5.5. Fotografías del vitrófido localizado en la Mina los Lirios. A) Cristal de anfíbol (Amp) en una matriz holohialina. B) Cristal de sanidino (Fdp).

Domo central.

La muestra de esta unidad (LN-23) petrográficamente tiene una textura afanítica con escasos fenocristales de plagioclasa (<1%), sanidino (<10%), algunos cristales de cuarzo (<1%) y ferromagnesianos (<1%) en una matriz devitrificada a intercrecimientos de cuarzo y felsdespato (>90%) (Figura 5.6). Los fenocristales de sanidino tienen formas subédricos a anédricos, presentan maclas tipo Carlsbad (Figura 5.6 A), algunos están aglomerados y tienen tamaños que varían de 0.15 y 0.75mm. Los fenocristales de plagioclasa son subédricos y se trata de oligoclasa, mientras que los fenocristales de cuarzo son anédricos con contornos engolfados como se observa en la Figura 5.6 B. Las rocas se clasificaron como riolita porfídica felsítica.

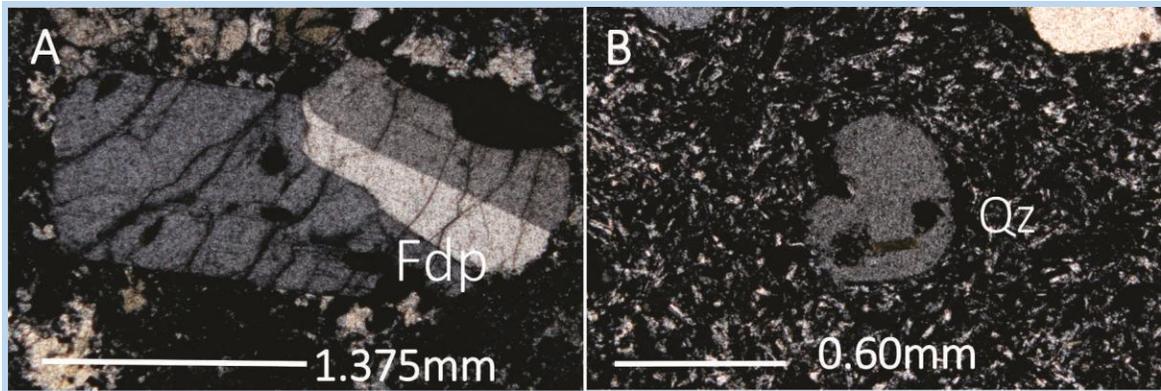


Figura 5.6. Fotografías de la lava del Domo Central. A) Cristales de sanidino (Fdp) rodeados por cristales de cuarzo. B) Cristal de cuarzo (Qz) engolfado dentro de matriz desvitrificada.

5.4 Vulcanismo Monogenético.

Lavas Traquíticas Cerro Gordo.

Petrográficamente, las rocas de esta unidad (muestras LN-6, LN-7) tienen una textura pseudotraquítica con escasos fenocristales de plagioclasa (10%) y piroxeno (5%), en una matriz microlítica hipocristalina de plagioclasa y vidrio de composición intermedia con microcristales de óxidos de Fe-Ti (85%) (Figura 5.7 B). Los fenocristales de plagioclasa son de oligoclasa-andesina subédricos, con tamaños que varían entre 0.52 y 1mm, y algunos presentan textura de tamiz. Se identificó clinopiroxeno de tipo augita-diópsida en fenocristales subédricos, aunque también hay ortopiroxeno en cristales subédricos con tamaños de entre 0.25 y 0.875mm. De acuerdo con la abundancia de los fenocristales y la composición observada de la matriz, la roca se clasificó como traquiandesita de piroxeno.

Conos de Escoria (Lavas de La Lagunilla).

La muestra LN-10, recolectada en la localidad La Lagunilla presenta las características petrográficas promedio de las lavas presentes en los conos de escoria cercanos al volcán Las Navajas. Esta muestra exhibe textura microlítica con algunos fenocristales de plagioclasa (20%), piroxeno (5%) y olivino (1%) en una matriz microlítica de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe y Ti, y vidrio (74%) (Figura 5.7 A). Los cristales de plagioclasa son de andesina-labradorita subédricos, con tamaños de entre 0.25 y 1 mm, mientras que los

cristales de piroxeno y olivino son subédricos y a veces presentan textura esqueletal. Los tamaños de estos últimos fenocristales varían entre 0.25 y 0.8, y entre 0.12 y 0.3 mm, respectivamente. Las lavas presentan frecuentes vesículas por gases. La muestra se clasificó como basalto de piroxeno y olivino.

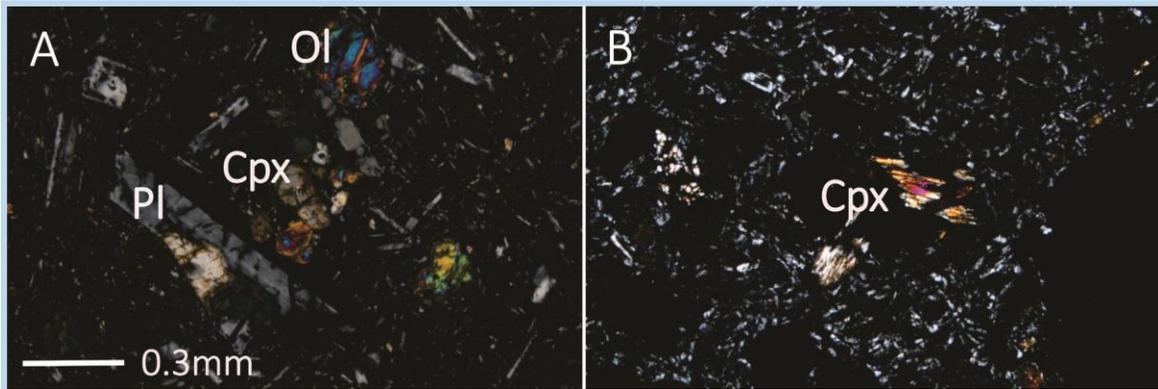


Figura 5.7. Fotografías de la lava basáltica de La Lagunilla y andesita del Cerro Gordo. A) Lava basáltica con cristales de plagioclasa (Pl), olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx) en una matriz microlítica. B. Lava traquiandesítica cerro Gordo con escasos fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) en una matriz microlítica.

6. GEOQUÍMICA.

La caracterización geoquímica de rocas ígneas, como la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza, así como las relaciones isotópicas de Sr y Nd tiene como objetivo el comprender los procesos petrogenéticos que generaron las rocas observadas. Tales procesos incluyen desde la formación del magma primario en el manto, fenómenos de cristalización fraccionada, asimilación de rocas corticales, mezcla de magmas y hasta el emplazamiento de las lavas o intrusivos (Wilson, 1989). En el presente capítulo se presentan los resultados geoquímicos de elementos mayores y traza, así como las relaciones isotópicas de Sr y Nd iniciales de las unidades principales que conforman al volcán Las Navajas para comprender los diferentes procesos magmáticos que dieron origen a las rocas.

6.1. Elementos mayores.

Los elementos mayores son aquellos que en un análisis químico están en porcentajes mayores al 1% en peso. Son los elementos principales de una roca (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_3O_5) y forman todos los minerales presentes en ella. El análisis de dichos elementos nos permite clasificar a las rocas respecto a su contenido de sílice y/o aluminio, así como realizar diagramas bivariantes y trivariantes, para identificar ciertos procesos que le sucedieron al magma antes de salir a la superficie (Rollinson, 1993).

En la Tabla A1 se presentan las concentraciones de elementos mayores de 44 muestras analizadas por medio de Fluorescencia de Rayos X, de acuerdo con la metodología descrita en el capítulo 3 del presente trabajo. La autora solo realizó 29 análisis durante este trabajo de tesis, los 15 análisis restantes pertenecen a muestras dentro del área de estudio obtenidas por autores como Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016) y Torres-Peralta (2018).

En el diagrama de TAS (Total Alcalis vs. Sílica, Figura 6.1) se puede observar que las muestras de los conos de escoria (Vulcanismo Monogenético) son los más bajos en sílice, ya que varían entre 49 y 59 % en peso y se clasificaron como basalto y andesita basáltica, en el campo subalcalino; mientras que las lavas del Cerro Gordo caen en el campo de las

traquitas (rocas alcalinas). Las lavas de las unidades El Guajolote y El Sustito (Evento de Rocas Pre-Navajas) se clasificaron como dacitas subalcalinas, pero las de La Serpiente y algunas de las Lavas Azules y Cerro Gordo se ubicaron como traquitas alcalinas, y todas las muestras analizadas de los Eventos de Rocas Pre-Colapso y Post-Colapso, que forman la estructura principal del volcán Las Navajas, se clasificaron como riolitas, con un porcentaje de sílice de entre 71 y 76%. La mayoría de estas muestras se encuentra sobre el límite de los campos alcalino y subalcalino. También, se puede apreciar de los datos químicos que las rocas se agrupan de manera bimodal, ya que los conos de escoria tienen concentraciones menores a 59% en peso de SiO_2 , mientras que las rocas félsicas (a partir de la unidad Cerro Gordo) comienzan desde 62 y hasta 76% en peso. No se identificaron rocas con concentraciones de sílice entre 56 y 62% en peso.

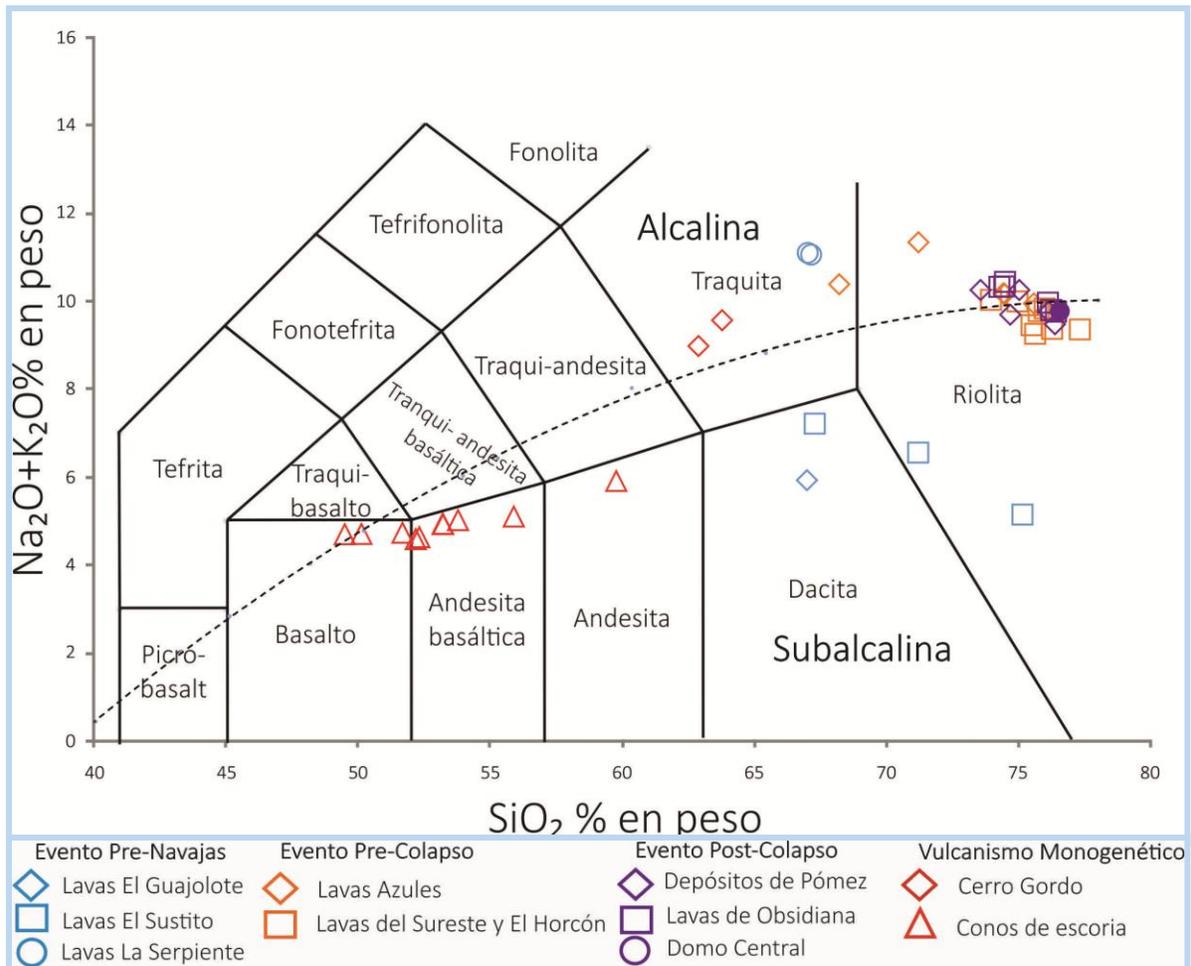


Figura 6.1. Diagrama de TAS (Le Bas et al., 1986) utilizado en la clasificación de las rocas volcánicas del área de estudio. La curva discontinua separa los campos de las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971). Los datos de los conos de escoria pertenecen a Aparicio-Canales y Contreras Cruz (2016), Torres-Peralta (2018).

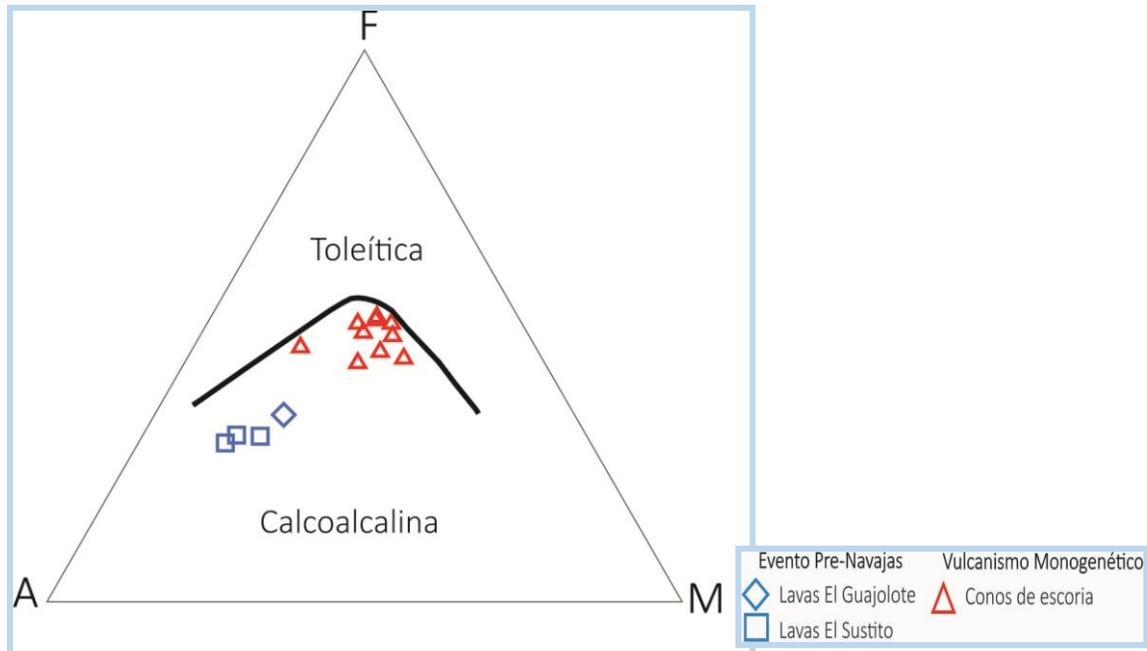


Figura 6.2. Diagrama triangular AFM para la clasificación de las rocas subalcalinas.

De acuerdo con el diagrama AFM (A: álcalis, F: Fe_2O_3 , M: MgO), el cual permite discriminar a la serie magmática subalcalina en calcoalcalina y toleítica (Figura 6.2), se puede observar que todas las muestras subalcalinas (unidades El Guajolote, El Sustito y Conos de escoria) presentan un carácter calcoalcalino.

Como se puede observar en los datos de la Tabla A1, las rocas félsicas alcalinas (dacitas y riolitas) que formaron a la estructura principal del volcán Las Navajas presentan concentraciones de álcalis ligeramente mayores o iguales a las concentraciones de Al_2O_3 . Por lo que se realizó un diagrama de clasificación de las rocas de acuerdo con el índice de Shand (1970) (Figura 6.3). En este diagrama se graficaron todas las rocas analizadas y se observa que la mayoría de las muestras félsicas tienen un carácter peralcalino y la muestra LN-6 (unidad Lavas Traquíticas Cerro Gordo) es peraluminosa. Además, las rocas subalcalinas de los Eventos Pre-Navajas y del Vulcanismo Monogenético (Conos de Escoria) caen en el campo metaluminoso.

Por definición, las rocas peralcalinas tienen un exceso molecular de álcalis respecto a su contenido de aluminio. Macdonald (1974) propuso un esquema de clasificación para este

tipo de rocas, de acuerdo con el contenido de Fe total y Al. En la Figura 6.4, se muestra que las rocas peralcalinas del volcán Las Navajas son en su mayoría comenditas, menos para la muestra LN-13 (unidad Lavas Azules), que junto con las lavas dacíticas de La Serpiente y de El Cerro Gordo, se clasificaron como traquitas comendíticas.

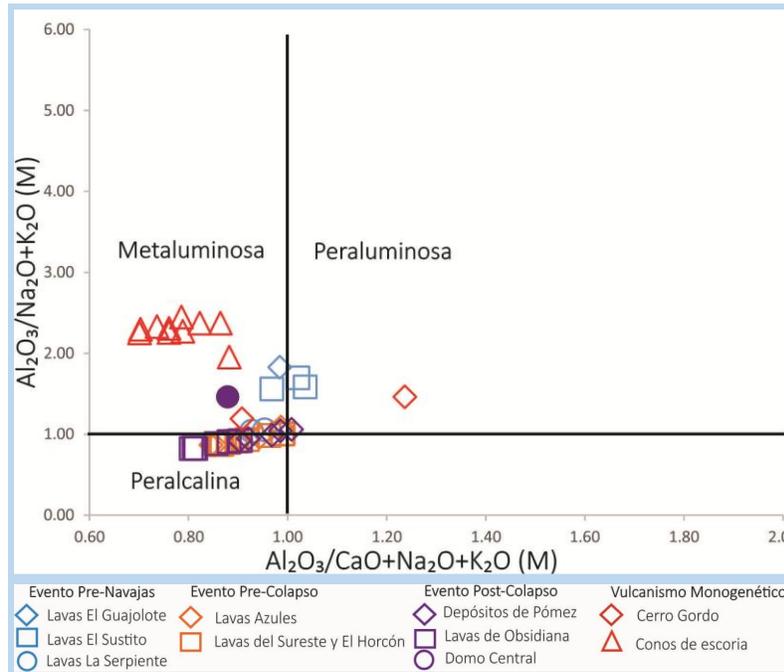


Figura 6.3. Diagrama de clasificación de las rocas de acuerdo con su alcalinidad (índice de Shand, 1970) de las muestras del volcán Las Navajas.

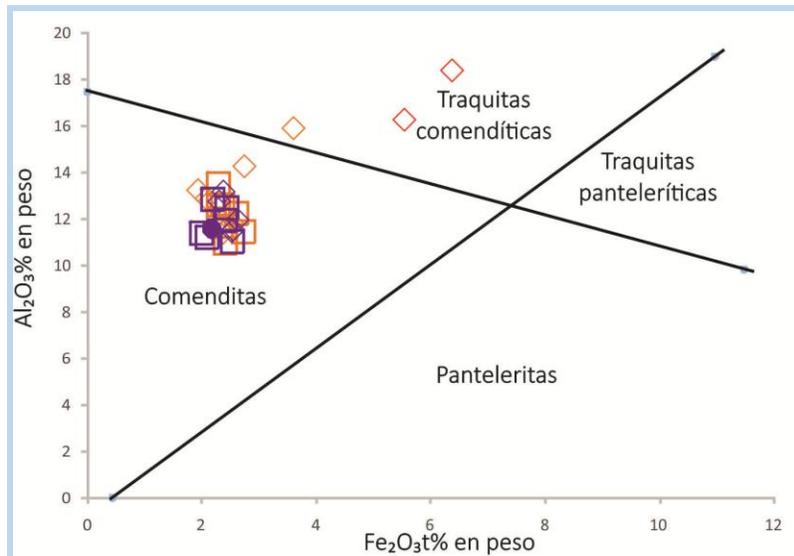


Figura 6.4. Diagrama de clasificación de las rocas peralcalinas (Macdonald, 1974), rocas félsicas del área de estudio (simbología como en la Figura 6.3).

6. Geoquímica.

En Petrología Ígnea se acostumbra presentar diagramas de variación de las concentraciones de los elementos mayores y menores con respecto a un índice de diferenciación, comúnmente es el SiO_2 , los cuales fueron propuestos por Harker en 1909. En general, para conjuntos de rocas con una relación cogenética (mismo origen magmático), los pares de óxidos mayores y menores mostrarán correlaciones positivas o negativas entre ellos si ocurrió cristalización fraccionada de los minerales formadores de rocas. No obstante, pueden existir también correlaciones cuando se presentan otros procesos tales como mezcla de magmas o contaminación cortical (Wilson, 1989), por lo que estos diagramas no permiten caracterizar cada uno de estos fenómenos y se tiene que recurrir a herramientas geoquímicas más robustas para identificarlos.

En la Figura 6.5 se presentan los datos de las rocas analizadas del área de estudio en diagramas tipo Harker. A primera vista resalta que las diferentes muestras no siguen una sola línea de correlación, de hecho se presenta una fuerte dispersión de datos en los diagramas de MnO , MgO , TiO_2 , CaO , Na_2O y K_2O para las rocas dacíticas y riolíticas. Esto probablemente se deba a que las rocas fueron producidas por diferentes eventos y fuentes volcánicas. De manera general, se presentan tendencias o correlaciones negativas entre los porcentajes de Fe_2O_3 , MnO , MgO , TiO_2 y CaO conforme el porcentaje de SiO_2 aumenta, aunque con diferentes pendientes entre las rocas basálticas y dacíticas, mientras que las riolitas no muestran correlación. En el caso del Al_2O_3 (Figura 6.5A) se presenta un aumento de las concentraciones para las rocas máficas y una disminución progresiva para las dacitas y riolitas con respecto a la sílice. Las concentraciones de Na_2O con respecto a este índice de diferenciación, para todas las rocas, no muestran una tendencia homogénea (Figura 6.5G), solo se observa que las rocas máficas tienen valores de Na_2O casi constantes (~4% en peso), los del Evento Pre-Navajas son más altos y variables en este óxido (entre 3 y 6.3% en peso), mientras que las riolitas de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso tienen una relativa variabilidad en Na_2O (entre 2.7 y 6% en peso) a valores casi constantes de SiO_2 (72 a 76% en peso). Hay que recordar que las muestras de estos últimos Eventos volcánicos consisten principalmente de pómez, obsidiana y lavas riolíticas, todas con escasos y variables abundancias de fenocristales de plagioclasa y feldespatos potásico.

Finalmente, el diagrama de SiO_2 vs. K_2O (Figura 6.5H) muestra una correlación positiva general para todos los datos, aunque, al igual que para el caso del Na_2O , se presenta una fuerte variabilidad de las concentraciones del K_2O para roca de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso (entre 4.3 y 7,5% en peso). De acuerdo con la clasificación de LeMaitre et al. (1989) y Rickwood (1989), las muestras de los Conos de escoria, El Sustito y El Guajolote son de medio potasio, para los eventos Pre-Colapso, Lavas de Obsidiana, Domo Central y Cerro Gordo son de alto potasio, mientras que La Serpiente, Depósitos de Pómez y la muestra LN-12 (Lavas Azules), son shoshoníticas.

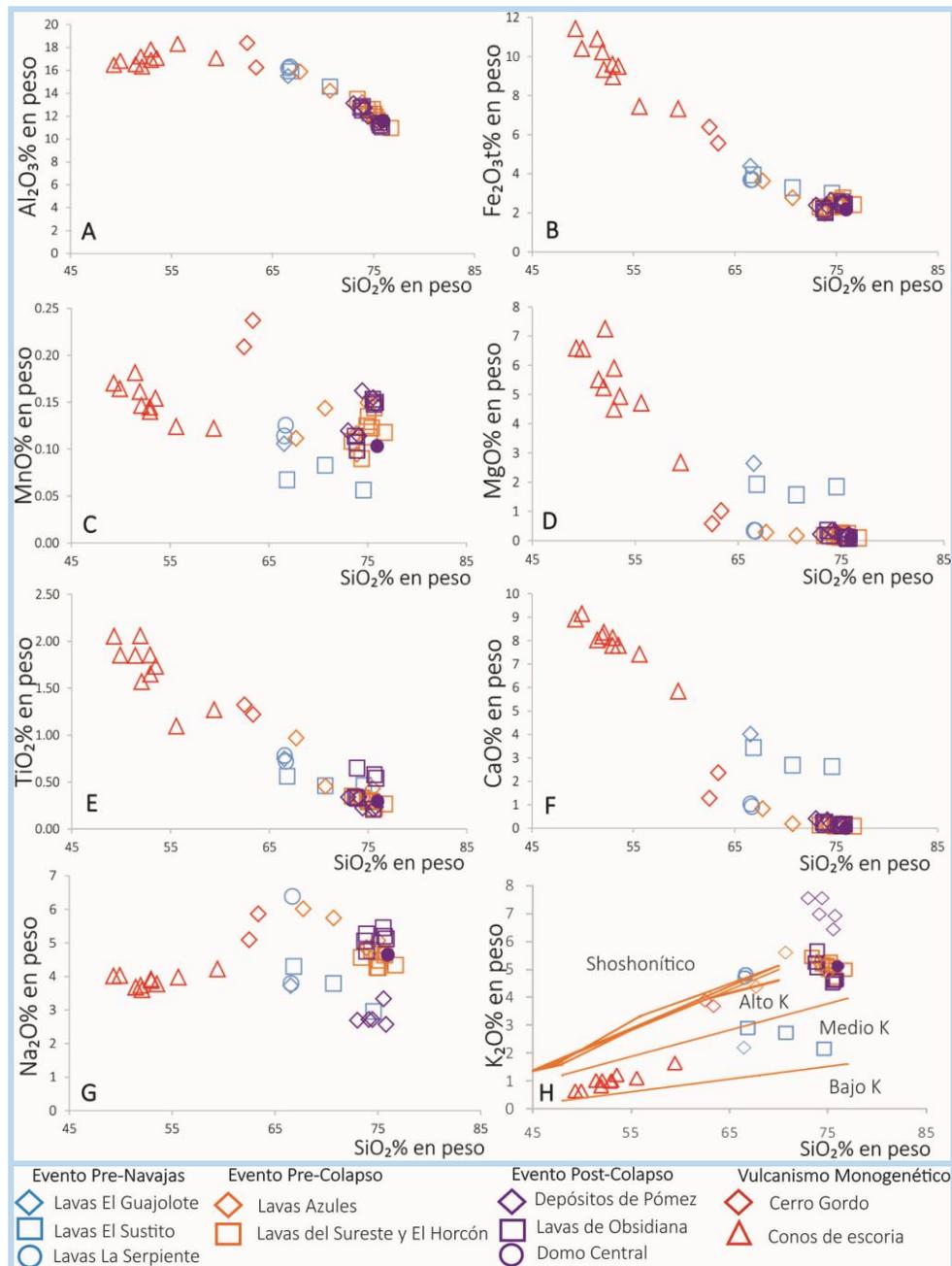


Figura 6.5. Diagramas de Harker para las muestras del área de estudio.

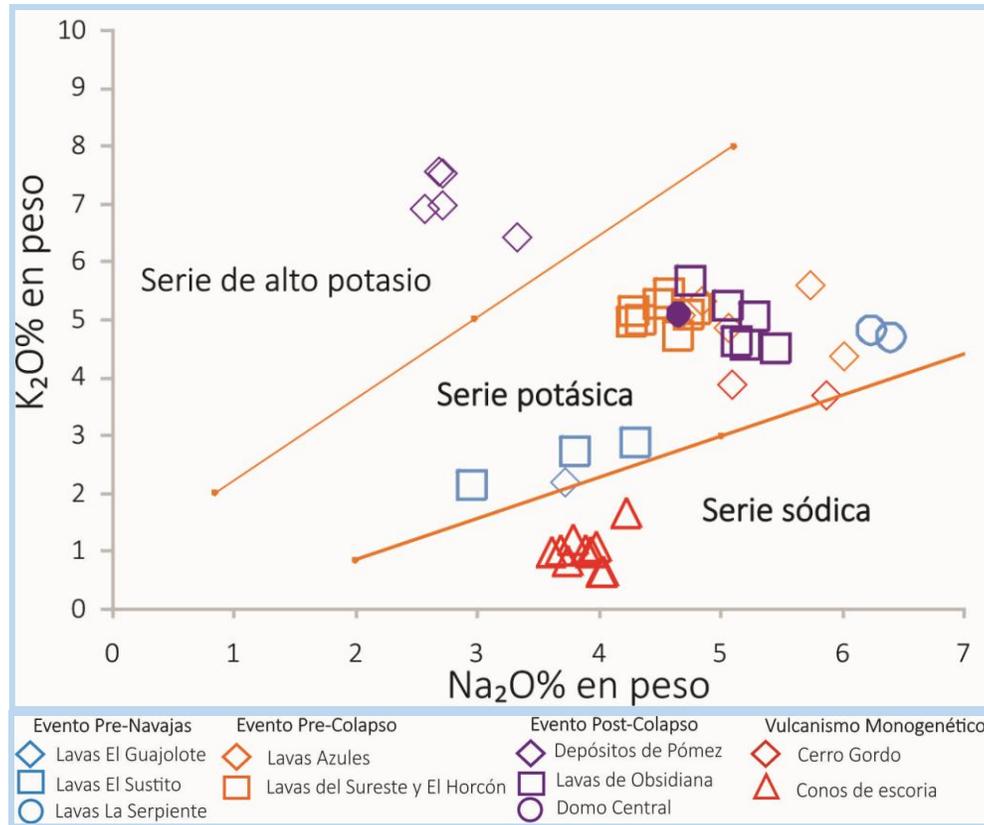


Figura 6.6. Diagrama bivalente de Na_2O versus K_2O para las muestras del área de estudio.

En la Figura 6.6 se realizó un diagrama del contenido de Na_2O vs. K_2O (clasificación de Middlemost, 1975) y se puede observar que las muestras del Evento Pre-Navajas, Pre-Colapso, Lavas Riolíticas de Obsidiana, Domo Central y Cerro Gordo pertenecen a la serie potásica. Los Depósitos de Pómez caen dentro de la serie de alto potasio y los Conos de escoria en la serie sódica.

Por otra parte, se realizó el cálculo de la norma CIPW (programa IGPET 2007) para todas las muestras de las diferentes unidades litológicas del área de estudio (Tabla A3), con el fin de conocer la mineralogía teórica que pudo existir en los diferentes magmas emplazados. De acuerdo con las descripciones petrográficas realizadas en el capítulo anterior, la mayoría de las rocas presentan texturas afíricas, vítreas o vitrofídicas y en menor proporción microlíticas, por lo que no ocurrió una importante cristalización. Por lo tanto, los resultados de la norma exhiben que las muestras peralcalinas tienen minerales normativos como cuarzo, ortoclasa, albita y acmita (>1%) y ninguna presenta anortita como se observa en las

demás unidades. La presencia del mineral normativo acmita es importante pues es característico de las rocas hiperalcalinas y refleja la subsaturación de Al_2O_3 respecto al álcalis. Algunas de las pómez riolíticas (e.g. LN-8) presentan valores de hematita remarcables; mientras que las unidades de los Eventos Pre-Navajas y de Conos Monogenéticos no presentan el mineral normativo acmita y lo que predomina es cuarzo, albita, anortita, hiperstena, hematita y en ocasiones la titanita (>1%). Por otro lado las muestras de El Guajolote y El Sustito presentan coridón en la norma, característico de las rocas peraluminosas. Por lo tanto, se puede remarcar que si existen diferencias entre la mineralogía normativa de las rocas de los Eventos Pre-Navajas y Conos Monogenéticos y las rocas peralcalinas del volcán Las Navajas.

6.2. Elementos traza.

Los elementos traza son aquellos que están presentes en las rocas en concentraciones menores a 0.1% en peso (<1,000ppm). Algunas veces forman especies minerales como el zircón (Zr) o estroncianita (Sr), pero comúnmente sustituyen elementos mayores en los minerales formadores de roca, por lo que el estudio de estos elementos es vital para diferenciar procesos petrológicos (Rollinson, 1993).

El comportamiento de los elementos traza durante la evolución magmática puede ser considerado en términos de su partición entre las fases cristalinas y las fases líquidas o fundidas, expresado como el coeficiente de partición K (Ec. 1):

$$K = \frac{\text{concentraci ónde elemento } E \text{ en la fase mineral}}{\text{concentraci ónde elemento } E \text{ en la fase líquida}} \text{ Ec. (1).}$$

Los elementos que tienen valores de $K < 1$ se denominan incompatibles y se concentran preferencialmente en la fase líquida durante la fusión y cristalización. En contraste, aquellos elementos cuyos valores de $K > 1$ se denominan compatibles y serán preferentemente retenidos en los sólidos residuales durante la fusión parcial y extraídos

6. Geoquímica.

del fundido en la cristalización de sólidos durante la cristalización fraccionada (Wilson, 1989). Es de mucha ayuda dividir los elementos incompatibles en función de su carga electrónica y radio iónico. Los cationes de radio iónico pequeño pero de carga electrónica elevada se conocen como elementos de alto potencial de iónico o HFSE (por sus siglas en inglés: *High Field Strength Elements*), y los de radio iónico grande y de carga electrónica baja se conocen como elementos LILE (por sus siglas en inglés: *Large-Ion Lithophile Elements*). En la Figura 6.7 se muestra la clasificación de los diferentes elementos químicos de acuerdo a su compatibilidad.

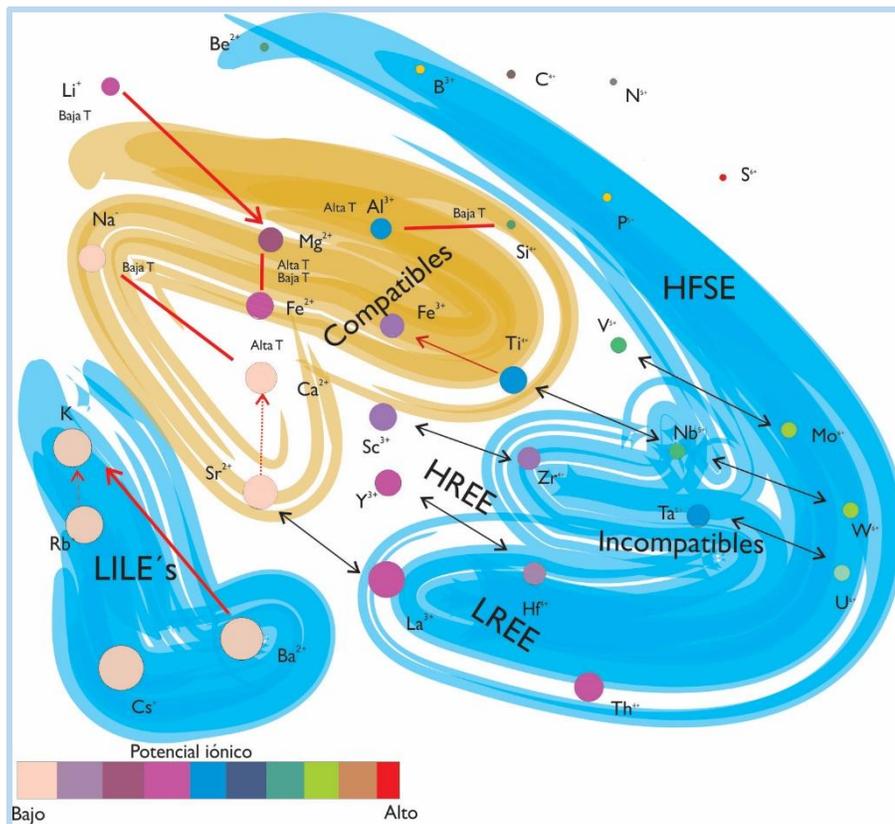


Figura 6.7. Relaciones de potencial de ionización vs. radio iónico de los elementos químicos para un magma máfico. Se subdividen de acuerdo a sus características atómicas en elementos LILE (Large-Ion Lithophile Elements) o de radio iónico grande (círculos grandes; HFSE (High Field Strength Elements) o elementos de alto potencial de ionización (círculos pequeños). Modificado de Pintos-Rodríguez

En la Tabla 6.3 se presentan las concentraciones de los elementos traza obtenidas para 29 muestras del área de estudio (método ICP-MS, ver Capítulo 3). Al igual que para los elementos mayores, en este trabajo solo se realizaron 16 análisis el resto pertenece a los autores Aparicio-Canales, Contreras-Cruz (2016) y Torres-Peralta (2018). En las Figuras 6.8 a 6.10 se graficaron diagramas multi-elementales organizados de acuerdo con los eventos volcánicos establecidos en el Capítulo 4. Las muestras del Evento de Rocas Pre-Navajas presentan patrones de elementos traza (Figura 6.8) relativamente similares y poco variables (rocas de las Unidades El Guajolote y El Sustito), ya que se presenta un ligero enriquecimiento de los elementos LILE (Cs, Rb, Ba y K), Pb y Sr con respecto a los HFSE (Nb y Ta). También presentan ciertas anomalías negativas de P, Zr y Ti. La muestra de la Unidad La Serpiente (muestra LN-14) tiene un patrón relativamente distinto, ya que exhibe una tendencia casi horizontal para todos los elementos y solo se observa un cierto enriquecimiento en Ba, K, Pb y Zr, pero fuerte empobrecimiento en Sr, P y Ti.

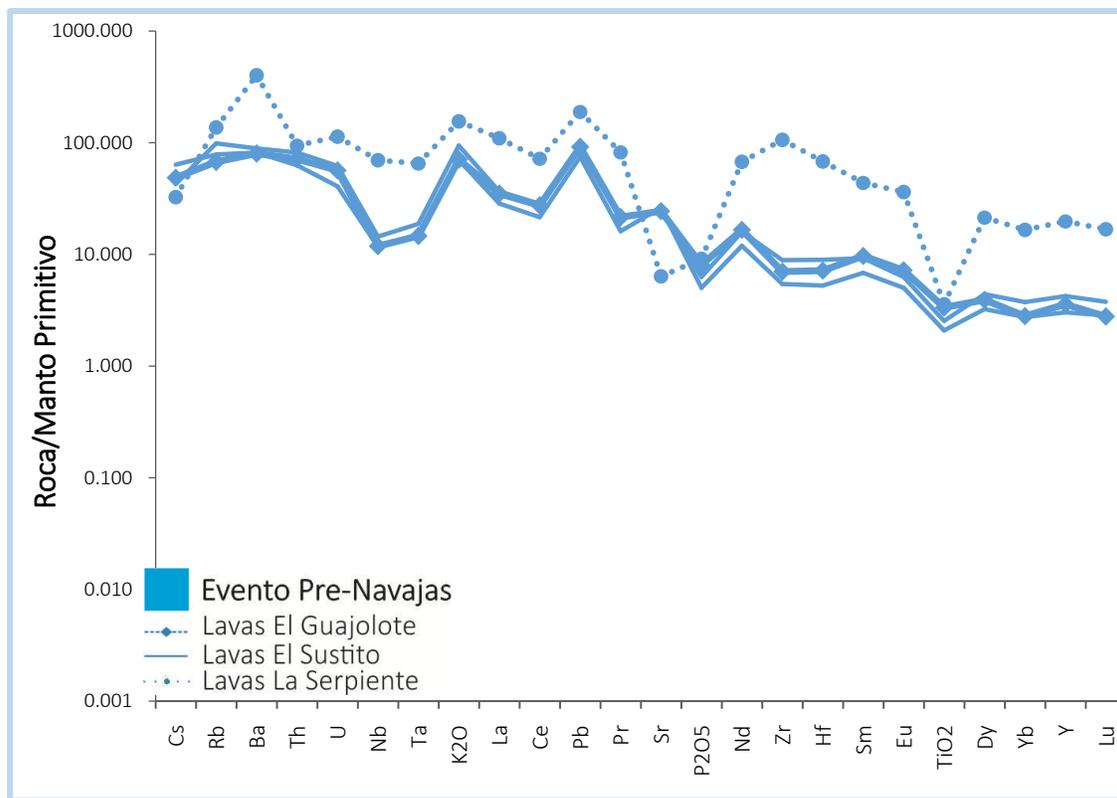


Figura 6.8. Diagrama multielemental normalizado con respecto al Manto Primitivo (Sun y McDonough et al., 1989) de los Eventos Pre-Navajas.

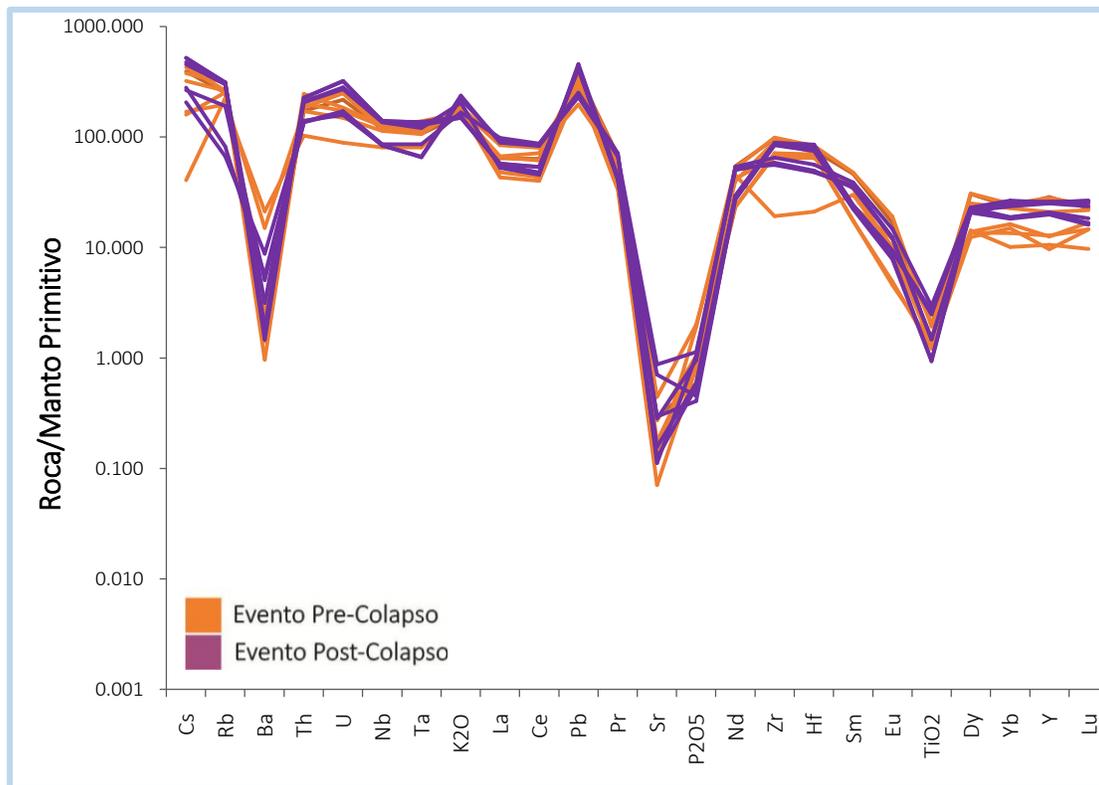


Figura 6.9. Diagrama multielemental normalizado con respecto al Manto Primitivo (Sun y McDonough et al., 1989) de los Eventos Pre y Post-Colapso.

Para las muestras de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso, que formaron al volcán Las Navajas (Figura 6.9), se puede ver que las rocas riolíticas hiperalcalinas presentan patrones de multielementos muy semejantes. En primer lugar, se tiene una tendencia casi subhorizontal entre los elementos incompatibles y los compatibles, por lo que no se observa enriquecimiento de los elementos LILE respecto de los HFSE. Solo se tienen ciertas anomalías positivas de K, Pb y Zr. Pero muy fuertes anomalías negativas de Ba, Sr, P y Ti y Eu. No se nota una fuerte diferencia entre las concentraciones de elementos traza para las muestras de pómez, obsidiana o lavas riolíticas de estos dos eventos. Patrones parecidos han sido determinados en rocas peralcalinas de las localidades de Nueva Zelanda (Shao et al., 2016), Etiopía (Peccerillo et al., 2007), así como en el occidente de la FVTM (Petroni et al., 2004) y en el centro-norte de Sonora (Vidal-Solano et al., 2007).

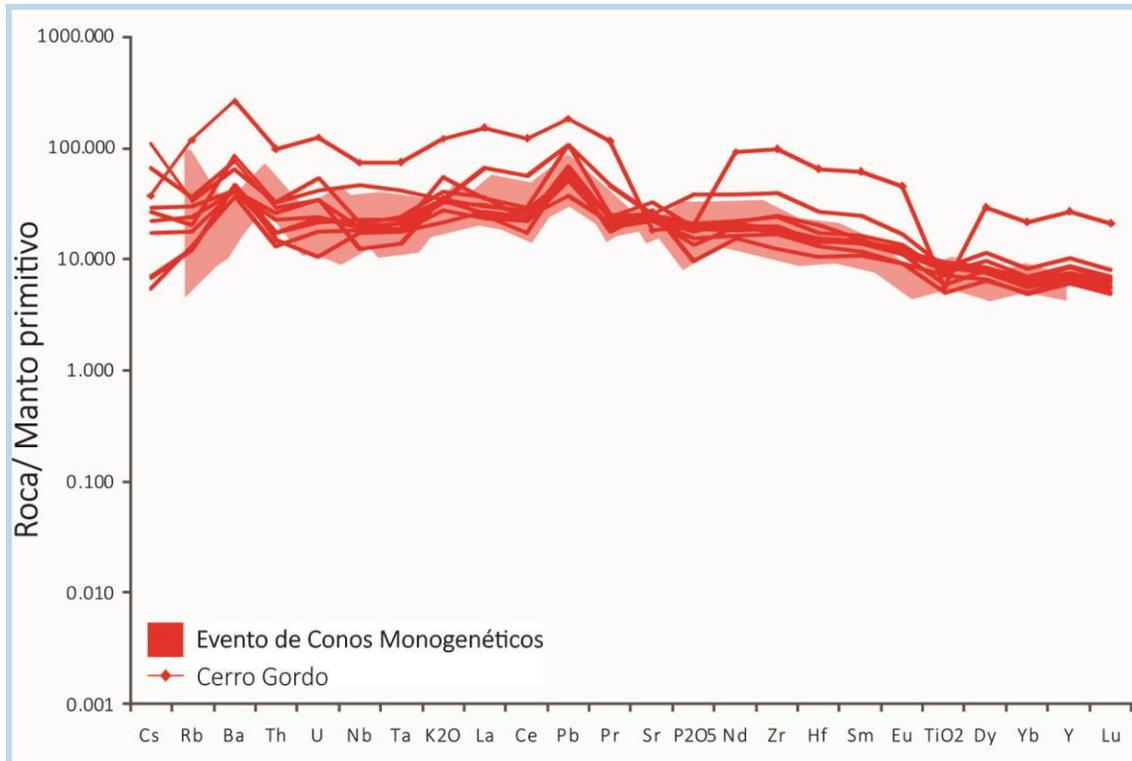


Figura 6.10. Diagrama multielemental normalizado con respecto al Manto Primitivo (Sun y McDonough et al., 1989) de los Eventos de Conos Monogenéticos.

Finalmente, para el caso de las rocas pertenecientes al Vulcanismo Monogenético se tiene que los patrones de los conos de escoria máficos presentan menores concentraciones en comparación con una muestra del evento traquítico del Cerro Gordo (Figura 6.10). La mayoría de las rocas de los Conos de escoria presentan tendencias de elementos traza relativamente similares a rocas de tipo OIB (Ocean Island Basalts), salvo por la existencia de pequeñas anomalías positivas de Ba, K y Pb, y negativas de Cs, Rb, P y Ti. No se presentan las típicas anomalías negativas de los elementos HFSE respecto de los elementos LILE de los ambientes de subducción. Las muestras de los Conos de escoria exhiben un pequeño enriquecimiento de Ba, Rb, K y Sr respecto del Nb y Ta. En el caso de la muestra del Cerro Gordo, el patrón de multielementos también sigue una tendencia subhorizontal pero con fuertes anomalías negativas de Sr, P y Ti y ligeramente positivas de Ba, K, Sr y Zr. A pesar de estar más diferenciada que los basaltos, no se presenta enriquecimiento de los elementos LILE respecto de los HFSE. Es importante mencionar que la muestra del Cerro Gordo y La

Serpiente, además de tener una composición similar (traquitíca) presentan un comportamiento similar en los elementos traza.

6.3. Elementos de las Tierras Raras.

Los elementos de Tierras Raras (o REE por sus siglas en inglés: Rare Earth Elements) comprenden la serie de metales de número atómico del 57 al 71, (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Aquellos elementos con número atómico menor a 63 se conocen como Tierras Raras ligeras, mientras que los elementos con número mayor a 63 se denominan Tierras Raras pesadas. Todos los elementos tienen número de oxidación de +3, a excepción del Eu y Ce, que varían su valencia a +2 y +4, respectivamente. El radio iónico decrece conforme aumenta su número atómico, esto causa que las Tierras Raras pesadas sean más compatibles que las ligeras en ciertos minerales (segunda regla de Goldschmidt) (Winter, 2001). Todos los elementos son insolubles en ambientes acuosos, a excepción del Ce^{+4} . En ambientes magmáticos reductores, el Eu reduce su valencia y puede sustituir al Ca o Sr en diversos minerales ígneos como plagioclasa o clinopiroxeno (Wilson, 1989). Todas las características mencionadas anteriormente hacen que este grupo de elementos sea muy utilizado en estudios petrogenéticos.

En la Tabla A1 se presentan las concentraciones de elementos de Tierras Raras de las muestras analizadas del área de estudio y en las Figuras 6.11 a 6.13 se muestran los patrones de Tierras Raras divididas en los eventos volcánicos ocurridos. De los datos de la Tabla A1 se puede determinar que las concentraciones totales de REE son más altas para las rocas félsicas peralcalinas de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso (varían predominantemente entre 187 y 393 ppm) y del Cono Monogenético Cerro Gordo (586 ppm); mientras que para las rocas de los Eventos Pre-Navajas y Conos de escoria máficos las concentraciones son más bajas (entre 92 y 141 ppm). Solo la muestra de la unidad Lavas La Serpiente y una de un cono de escoria máfico tienen concentraciones altas (401 y 252 ppm, respectivamente).

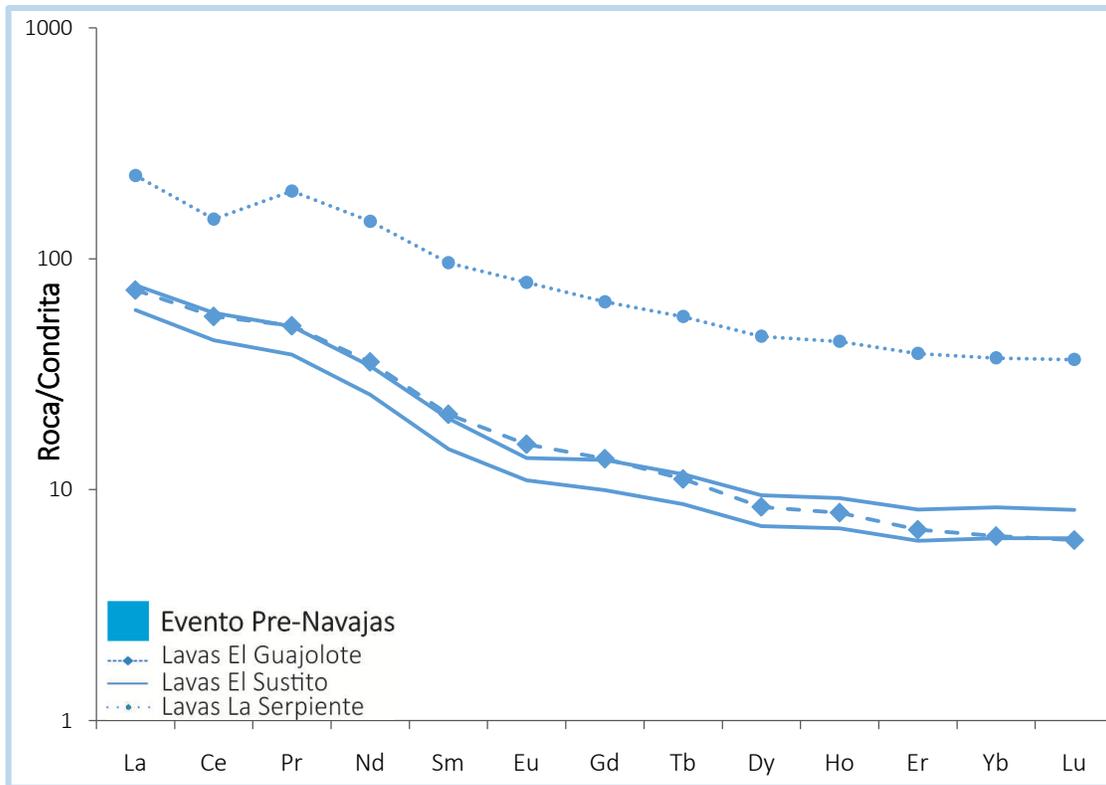


Figura 6.11. Diagrama multielemental normalizado con respecto a la Condrita de Nakamura (1974) de los Eventos Pre-Navajas.

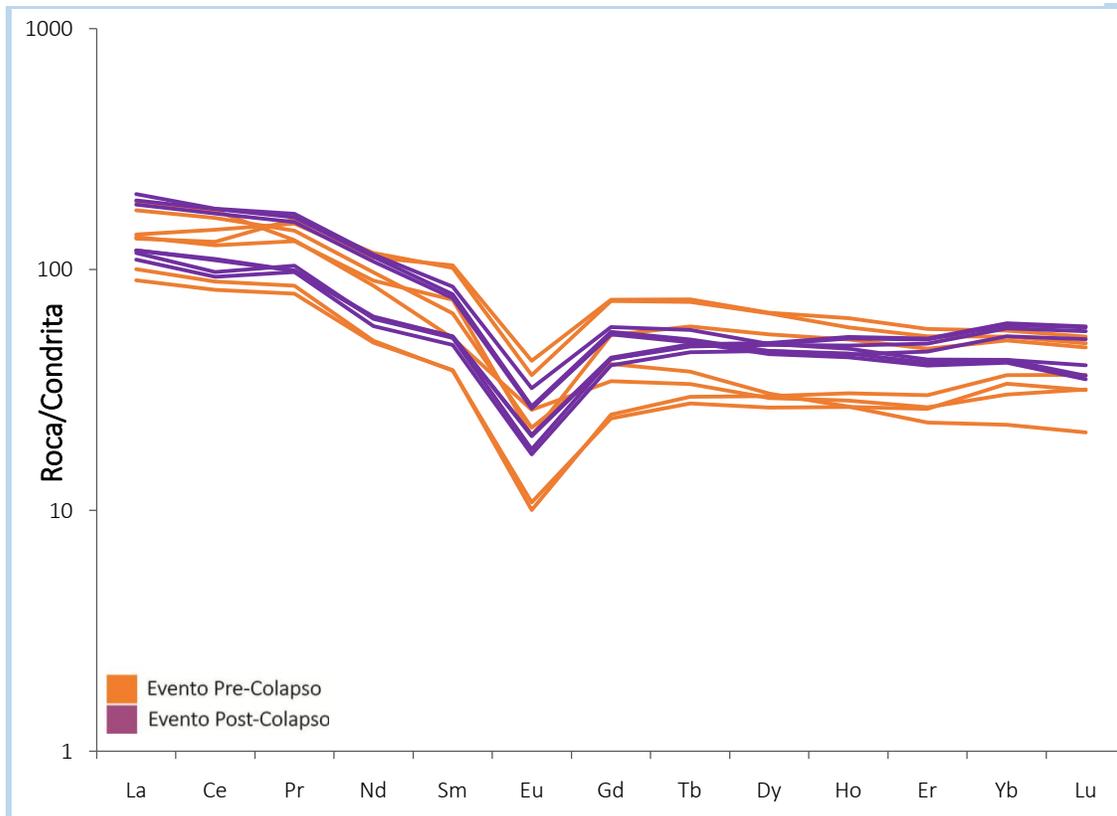


Figura 6.12. Diagrama multielemental normalizado con respecto a la Condrita de Nakamura (1974) de los Eventos Pre y Post-Colapso.

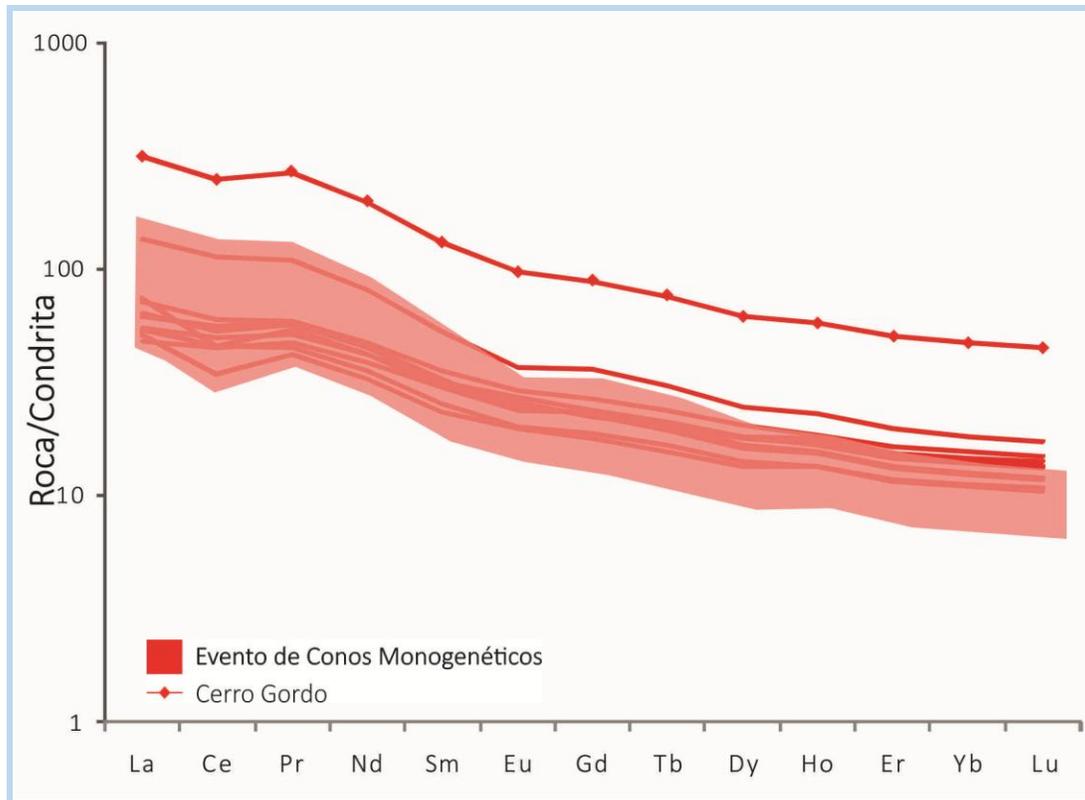


Figura 6.13. Diagrama multielemental normalizado con respecto a la Condrita de Nakamura (1974) del Evento de Conos Monogenéticos.

Los patrones de las Figuras 6.11 a 6.13 exhiben enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras con respecto a las Pesadas para las distintas rocas del área de estudio, pero con pendientes diferentes. Así, las muestras de los Eventos Pre-Navajas tienen una mayor inclinación o enriquecimiento de las REE ligeras respecto a las pesadas (los valores de $(La/Yb)_N$ varían entre 6.2 y 11.6). Le siguen las muestras del Evento Conos Monogenéticos (relación $(La/Yb)_N$ de entre 3.4 y 7.5). Pero las rocas félsicas peralcalinas de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso tienen una menor pendiente (relación $(La/Yb)_N$ para la mayoría de las pómez, obsidias y lavas varía entre 0.8 y 4.9, aunque hay dos muestras con valores de hasta 7.8) y se pueden considerar como las típicas “alas de gaviota” descritas en rocas semejantes de ambientes de Rift Continental de África (Pecerillo et al., 2007). La relación $(Gd/Yb)_N$ calculada para las distintas muestras sugieren patrones subhorizontales para el grupo de las Tierras Raras pesadas, ya que la mayoría varían entre 0.7 y 1.9. No obstante, las

muestras de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso tienen los valores más bajos (de entre 0.7 y 1.4) y por lo tanto, por estar más cercanos a 1.0 son las más subhorizontales.

Una de las características que más sobresale de los patrones de REE de las Figuras 6.11 a 6.13 es la presencia de una fuerte anomalía negativa de Eu para las rocas félsicas peralcalinas de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso. En las demás rocas analizadas no se presenta dicha anomalía o esta es relativamente pequeña como se refleja en los valores de Eu/Eu^* calculados, esta relación presenta valores de entre 0.3 y 0.6 para las riolitas peralcalinas, mientras que las muestras de Los Eventos Pre-Navajas y de Conos Monogenéticos tienen valores de entre 0.9 y 1. Hay que recordar, que valores cercanos a 1 indican la no existencia de anomalías negativas.

Una diferencia más observada en los distintos patrones de REE es la presencia de ligeras anomalías negativas de Ce para las rocas de los Eventos Pre-Navajas y Conos Monogenéticos, pero para el caso de las rocas félsicas peralcalinas, esta anomalía no se presenta. En el siguiente capítulo de la tesis se explicarán y discutirán todas las observaciones y características descritas.

6.4. Isotopía de Sr y Nd.

Los estudios de isotopía son fundamentales para la interpretación petrogenética de las rocas ígneas. En particular, los isótopos “hijos” o radiogénicos del Rb, Sm, U y Th son utilizados como trazadores petrogenéticos al momento de evaluar la evolución de un magma (Wilson, 1989). En el presente trabajo se utilizaron únicamente los isótopos radiogénicos del Rb y del Sm para intentar determinar las características magmáticas iniciales y su evolución para dar origen a las rocas muestreadas de los distintos eventos volcánicos del área de estudio

El Rb tiene dos isótopos naturales, el ^{85}Rb y ^{87}Rb , pero el ^{87}Rb es radioactivo y decae en ^{87}Sr a través de la emisión de partículas β^- (Faure, 1986). El Sr, al ser un elemento relativamente compatible durante la cristalización fraccionada de magmas, se concentrará en ciertos minerales ricos en calcio como la plagioclasa o el apatito, ya que tienen radio iónico y

valencia similares. Mientras que el Rb, al ser un elemento LILE, se quedará en el magma residual (Wilson, 1989), y por lo tanto, se concentrará preferentemente en la corteza continental. Es decir, las composiciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tendrán valores más radiogénicos en la corteza continental que en rocas del manto. Esto debido al decaimiento del ^{87}Rb a ^{87}Sr .

El Sm y Nd pertenecen a las Tierras Raras ligeras y su concentración en las rocas ígneas aumenta conforme incrementa el grado de diferenciación. Cuando se forman líquidos silicatados por fusión parcial del manto o la corteza, la fase líquida se enriquecerá en Nd en relación al Sm. Lo anterior debido a que el Nd^{3+} tiene un radio iónico ligeramente mayor que el Sm^{3+} , lo que lo hace más incompatible en la fase sólida (Faure, 1986).

El ^{147}Sm decae a ^{143}Nd por emisión de partículas α (Faure, 1986) y por ser el samario un elemento relativamente más compatible que el neodimio, con el tiempo se tendrán valores isotópicos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más radiogénicos en rocas del manto que en la corteza. Por lo tanto, se considera que el sistema isotópico Sm-Nd tiene un comportamiento opuesto pero complementario al sistema de Rb-Sr.

La evolución isotópica de la Tierra ha sido descrita, para el sistema Sm-Nd, en términos de un modelo llamado reservorio condritico uniforme o CHUR por sus siglas en inglés (*Chondritic Uniform Reservoir*) y que fue propuesto por De Paolo y Wassenburg (1976). Este modelo asume que el neodimio terrestre evolucionó a partir de un reservorio uniforme, cuya relación Sm/Nd es igual a la de condritas. En la actualidad, la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del CHUR presenta un valor de 0.512680.

Con la finalidad de poder interpretar de manera más sencilla los datos de Nd y que se puedan comparar con el CHUR, se propuso la notación ϵNd , en la cual la relación isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medido, se representa como una desviación relativa en partes por 10,000 del parámetro CHUR y que se representa en la Ec (2).

$$\epsilon Nd = \left(\frac{\frac{144}{143} Nd_{(m)}}{\frac{144}{143} Nd_{(CHUR)}} - 1 \right) \times 10^4 \quad \text{Ec. (2)}$$

Donde:

$$\frac{143}{144} Nd_{(CHUR)} = 0.512638$$

Conociendo los valores isotópicos del Nd y la edad de la roca se pueden calcular los valores isotópicos de Nd (ϵNd) iniciales o correspondientes a la etapa de formación del magma. En general, los valores positivos de ϵNd indicarán que se trata de rocas que provienen de un reservorio primitivo desde una fuente del manto, mientras que los valores negativos de ϵNd sugieren un origen cortical de los magmas.

En la Tabla A4 se presentan los resultados isotópicos de estroncio y neodimio medidos de para 14 muestras, únicamente 12 fueron obtenidos durante el presente trabajo, los demás análisis los realizó Ramírez-Rámirez (2016) Con el fin de conocer las relaciones isotópicas del momento del emplazamiento de las rocas, se calcularon los valores isotópicos iniciales al tomar como edad promedio de emplazamiento 2.2 Ma. En la Figura 6.14 se muestra un diagrama ϵNd versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ con los valores iniciales calculados.

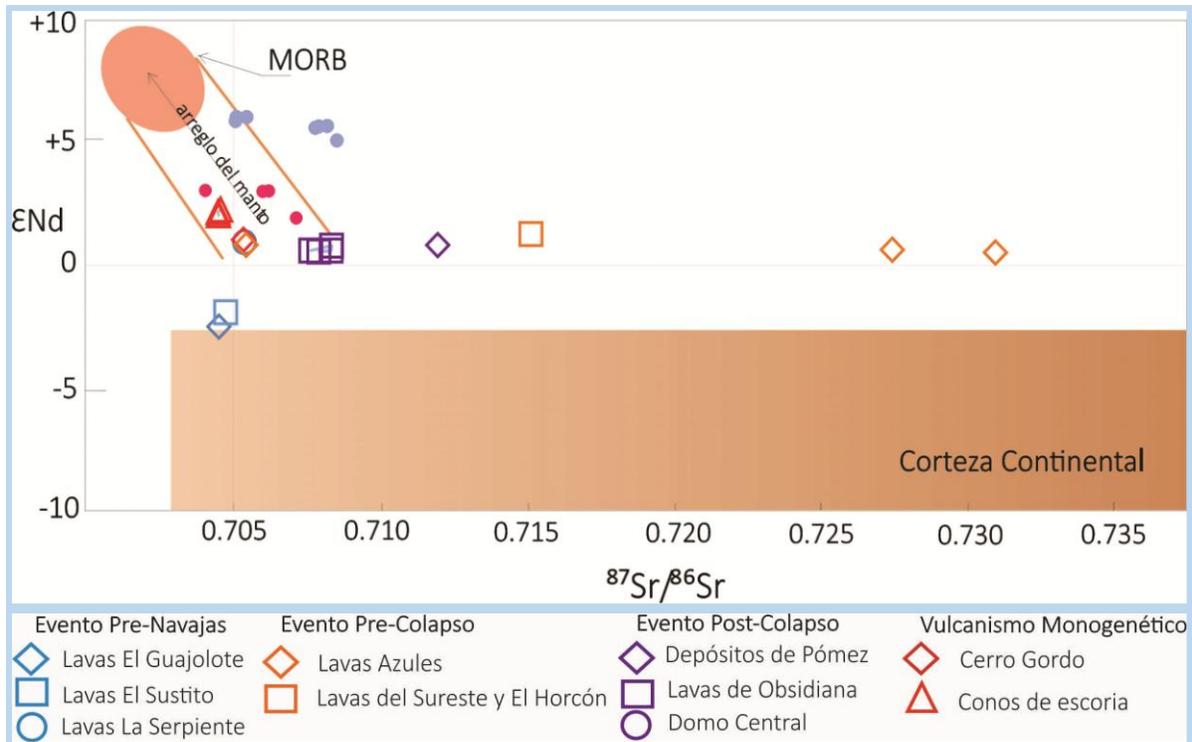


Figura 6.14. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. ϵNd_i donde se representan los resultados de las rocas del área de estudio. Se muestran los campos de MORB, el arreglo del manto y la corteza continental. Además en puntos azules se presentan los valores isotópicos de las rocas peralcalinas de la Isla Socorro (Bohrson y Reid, 1997) y en puntos rosas los del volcán Gedemsa, Etiopía (Macdonald, 2012).

Se puede observar que las rocas riolíticas peralcalinas presentan valores de ϵNd_i muy similares (entre 0.57 y 1.32) pero relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ muy radiogénicas y variables (entre 0.70543 y 0.730938), siendo las más radiogénicas la EP-10 y EP-10*, pertenecientes a la unidad Lavas Azules (Evento Pre-colapso). Las muestras de obsidianas caen dentro del arreglo del manto con valores isotópicos de estroncio ligeramente radiogénicos (de 0.70763 a 0.70832) y de epsilon Nd muy semejantes (0.61 a 0.85). Las rocas del Evento Pre-Navajas presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ semejantes (0.70450 a 0.70474), pero negativos de ϵNd (-2.42 a -1.85), por lo cual caen dentro del campo de la corteza continental. Las traquitas del Cerro Gordo y La Serpiente tienen valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.70534) y de ϵNd (0.88 a 1.09) y las menos radiogénicas pertenecen a la unidad de conos de escoria ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70447$ a 0.70456 y de $\epsilon\text{Nd} = 2.08$ a 2.31), por lo cual caen dentro del arreglo del manto. A modo de comparación, en la Figura 6.14 se graficaron las

relaciones isotópicas del vulcanismo peralcalino de la Isla Socorro (puntos azules) y Gedemsa en Etiopía (puntos rosas). Las relaciones isotópicas del volcán Gedemsa caen dentro del arreglo del manto, mientras que las de la isla Socorro son variables en la relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i.

7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

7.1. Geología del volcán.

La interpretación de los resultados geológicos, estratigráficos y petrográficos de las rocas del área de estudio permiten proponer la existencia de una serie de eventos volcánicos importantes ocurridos antes y durante la formación del volcán Las Navajas. Las primeras rocas que se emplazaron en esta área pertenecen a las unidades El Guajolote, El Sustito y La Serpiente, que cubrieron discordantemente a rocas de la Sierra de Pachuca cuyas edades van del Oligoceno al Mioceno Tardío (Geyne et al., 1963; Martínez-González, 2018). Aunque no se cuenta con edades absolutas de las lavas y domos de las unidades mencionadas, se tienen evidencias de que probablemente se formaron durante el Plioceno-Mioceno y no en el Cuaternario como lo sugirieron Geyne et al. (1963), ya que no sobreyacen a los productos riolíticos peralcalinos del volcán Las Navajas, cuyo fechamiento del último evento fue de 2.2 Ma (presente trabajo).

Con las observaciones y correlaciones realizadas en campo, se puede proponer también que las primeras unidades o rocas que formaron la estructura principal del volcán Las Navajas fueron producidas a través de erupciones de tipo efusivo riolítico. Los rasgos geomorfológicos y estratigráficos que presentan las Lavas del Sureste y El Horcón (Figura 4.9) son claros indicios de que se emplazaron como gruesos flujos de lava o domos de lava muy viscosos. Se considera, de manera general, que los magmas riolíticos producen erupciones explosivas comúnmente. No obstante, existen trabajos como el de Schmincke (2006) que demuestran la existencia de erupciones efusivas de magmas muy viscosos bajo ciertas condiciones, donde la diferencia de temperaturas entre el liquidus y solidus es muy pequeña y por lo tanto el líquido magmático se solidifica a vidrio. En el caso de las lavas del Evento Pre-Colapso del Volcán Las Navajas, existen fuertes evidencias que sugieren que las rocas se emplazaron como erupciones efusivas bajo condiciones similares a las mencionadas. En eventos riolíticos peralcalinos ocurridos dentro del graben de África (Etiopía) se han encontrado rocas que se formaron por erupciones de tipo efusivo (White et al., 2012), por lo que no es extraño que se tengan en volcanes similares en México.

Otra consideración importante que se puede proponer es que las lavas riolíticas del Evento Pre-Colapso no fueron emplazadas a través de un solo conducto central, sino que existieron otros conductos como los localizados en la zona del Manzano (~13 km al SW de la Cima del Volcán Las Navajas) y el Cerro el Horcón que forman las cimas más altas de la región norte del Colapso (Figura 4.9). Las características petrográficas y geoquímicas son similares para las distintas lavas muestreadas en estos sitios, por lo que se consideran que forman parte de un mismo sistema magmático, pero las lavas surgieron por distintos conductos. No se cuenta con edades isotópicas de las unidades de Lavas Azules ni de las Lavas del Sureste y El Horcón, pero como estratigráficamente subyacen a las unidades de obsidiana de los últimos eventos del volcán Las Navajas (2.2 ± 0.03 Ma.), se puede considerar que deben ser más antiguas que esta edad. Aunque en las descripciones geológicas se agruparon los depósitos de pómez en una sola unidad, producida durante el Colapso del volcán, es necesario mencionar que estos depósitos probablemente no se emplazaron en una sola erupción. Lo anterior se puede justificar debido a que se tienen importantes depósitos de caída con pómez al SW del volcán (zona de Epazoyucan a ~14 km de distancia) y que no se formaron durante el colapso lateral dirigido principalmente hacia el norte. Por lo tanto, se puede proponer que no solamente existieron erupciones efusivas masivas del Evento Pre-Colapso, sino que existieron también erupciones explosivas que produjeron caídas de pómez riolíticas en los alrededores de la estructura principal, como los descritos en Epazoyucan.

Por otra parte, en función de la forma y características actuales que presenta el colapso lateral del volcán Las Navajas (Figura 4.10), y las descripciones antes hechas por Nelson y Lighthart (1997), se puede inferir un evento similar al ocurrido en el volcán Santa Elena, Estados Unidos en 1980 (Glicken, 1996). Así, es probable que el ascenso de nuevo magma riolítico rico en gases hacia la superficie, provocó el colapso lateral hacia el NNE de la estructura inicial volcán Las Navajas, formada por lavas y ciertos depósitos piroclásticos. Este colapso disparó seguramente la ocurrencia de importantes erupciones explosivas, cuyos depósitos han sido descritos por Nelson y Lighthart (1997) y también por los trabajos de campo efectuados en el presente estudio y que se agruparon dentro del Evento Post-

7. Discusión y Conclusiones.

Colapso. Existen abundantes depósitos de flujos piroclásticos, compuestos por bloques, pómez y ceniza, que se emplazaron hacia el norte del volcán, a más de 20 km de distancia. También, se presentan depósitos de caída de pómez con espesores de más de 30 m en las zonas proximales a la estructura de colapso, lo cual permite pensar en erupciones de tipo Pliniano a Subpliniano. No obstante, será necesario realizar trabajos vulcanológicos futuros para tratar de identificar los tipos de erupciones ocurridas y la importancia que significó para hace más de 2.2 Ma en el área. No hay que olvidar que posterior a estas erupciones explosivas, se formaron flujos de lava riolíticos con abundante obsidiana y que cubren parte de las mayores cimas del volcán

El momento en que probablemente ocurrió el colapso lateral del volcán y el emplazamiento de los depósitos piroclásticos debió haber sido menor a 2.58 ± 0.15 Ma (Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez, 2006), ya que existen depósitos de este evento explosivo que sobreyacen a una roca basáltica fechada con esta edad. Además, los flujos riolíticos de obsidiana, que cubren a los depósitos en las cercanías del colapso, tienen una edad de 2.2 ± 0.05 Ma (presente trabajo), lo que hacen pensar en que los fenómenos de colapso y emplazamiento de las lavas riolíticas de obsidiana debieron ocurrir en un período inferior a 400 mil años. Será necesario fechar, a través de los métodos de K-Ar o Ar-Ar, cristales de sanidino presentes en las lavas basales y de los depósitos piroclásticos para tener una geocronología más clara de los eventos.

En lo que concierne a la presencia de magmatismo máfico relacionado con las riolitas del volcán Las Navajas, hasta ahora no se han encontrado rocas de este tipo directamente asociadas con el aparato volcánico principal. Solo se tiene la existencia de vulcanismo monogenético representado por diversos conos de escoria y lavas asociadas, distribuidos en los alrededores de éste. Los productos de estas estructuras monogenéticas subyacen y sobreyacen a depósitos piroclásticos del volcán Las Navajas, como se mencionó en el capítulo 4, y de acuerdo con los datos de la Tabla 4.1, se tienen edades de entre 2.58 y 1.83 Ma (Pleistoceno). Estas edades son contemporáneas con las encontradas en el vulcanismo máfico monogenético de las regiones de Apan, Tecocomulco y Tezontepec (García-Palomo et al., 2002 y García-Tovar et al., 2015), que tienen una distribución similar a la descrita en

los alrededores de Las Navajas (estructuras alineadas NE-SW). Las edades encontradas en los eventos del volcán Las Navajas y en las estructuras monogenéticas máficas de la región atestiguan una alta actividad volcánica entre 2.5 y 0.2 Ma y se pueden considerar contemporáneas.

En resumen, el volcán Las Navajas está formado por flujos de lava, domos, y por importantes depósitos de flujos piroclásticos de composición riolítica peralcalina, emplazados durante un período ~ 0.5 Ma, que permiten clasificarlo como un estratovolcán o volcán compuesto, de acuerdo con la propuesta de Sigurdsson (1999). Las dimensiones estimadas del mismo (10 x 10 km y ~ 500 m de espesor en lavas y depósitos piroclásticos) permiten calcular un volumen de 13 km^3 . A diferencia de los grandes estratovolcanes mexicanos como el Pico de Orizaba, que tienen más de 345 km^3 (Carrasco-Núñez, 2000), el Popocatepetl y Colima con volúmenes mayores a 200 km^3 (Macías, 2005), el estratovolcán las Navajas se puede clasificar como relativamente pequeño (< 12 km de diámetro, de acuerdo con Mahood, 1984). Los estratovolcanes riolíticos peralcalinos en el mundo son relativamente pequeños, como el de Menengai, Etiopía (Mahood, 1984; Macdonald, 2012), en comparación con sus contrapartes subalcalinas (Macdonald, 2012), lo cual coincide en el caso de Las Navajas.

7.2. Origen magmático.

De acuerdo con las concentraciones y variaciones de los elementos mayores y traza, presentados en el Capítulo 6 de esta tesis, las rocas que componen a los diferentes eventos volcánicos del área de estudio exhiben patrones y características geoquímicas que no pueden ser explicados a partir de una sola fuente magmática inicial y con una sola línea de evolución. Enseguida se discutirán las evidencias sobre las posibles fuentes magmáticas y su evolución petrogenética.

La mayoría de las rocas que componen al Evento de Rocas Pre-Navajas (unidades El Guajolote y El Sustito) se clasificaron como calcoalcalinas y los patrones de elementos traza, incluidas las Tierras Raras (Figuras 6.8 y 6.11), son similares a los existentes en secuencias magmáticas relacionadas con procesos de subducción (Gill, 1981; 2010; Pearce,

1983; Wilson, 1989; Hawkesworth et al., 1993). Es decir, se tiene enriquecimiento de elementos tipo LILE, Pb y algo de Sr, respecto de los elementos HFSE, con ciertas anomalías negativas en P y Ti (Figura 6.8). Las fuertes anomalías negativas de Nb y Ta se pueden relacionar con la presencia de un manto empobrecido, frecuentemente fundido en la zona de subducción. Mientras que las anomalías positivas de Rb, K, Ba, Sr y Pb se deben a la influencia de los fluidos derivados de la placa en subducción hacia el manto litosférico empobrecido. En cuanto al empobrecimiento de P, Ti y Zr puede estar ligado con la cristalización fraccionada de apatito, óxidos de Fe-Ti y de zircón, respectivamente. Los patrones de Tierras Raras (REE) de estas unidades son consistentes con el ambiente anteriormente propuesto (Figura 6.11).

Las únicas rocas que presentan texturas porfídicas del área de estudio son de la unidad El Guajolote. Por lo que se puede estimar que los magmas se estabilizaron temporalmente a una cierta profundidad, en posibles cámaras magmáticas, y se formaron fenocristales de plagioclasa, anfíbol y escasa mica y cuarzo. No obstante, posibles cambios en la presión del magma, como ascenso de éste hacia la superficie, desestabilizaron algunos fenocristales y se transformaron en óxidos. Así se produjeron los abundantes pseudomorfos de anfíbol (óxidos de Fe-Ti), textura de tamiz o reabsorción en ciertos fenocristales de plagioclasas y la presencia de escasos fenocristales de mica plegados y oxidados. Las muestras de la Unidad El Sustito presentan texturas y patrones (Capítulo 5) que sugieren posible mezcla de magmas. No obstante, se tendrán que hacer estudios especializados como microanálisis químico en fenocristales de plagioclasa para tratar de confirmar este fenómeno.

Para el caso de la unidad La Serpiente, del mismo evento volcánico primario, las rocas se clasificaron como traquitas alcalinas (Figura 6.1), con patrones de elementos traza “híbridos” o transicionales, entre un ambiente de magmatismo tipo OIB (Ocean Island Basalts) y otro de subducción. Los patrones para la muestra LN-14 (Figura 6.8) no exhiben el típico enriquecimiento de elementos LILE respecto de los HFSE, lo que sugiere la existencia de un manto enriquecido de tipo astenosférico. Sin embargo, las anomalías positivas de Rb, K y Pb observadas para la misma muestra, se pueden considerar como posibles evidencias de la contribución de fluidos derivados de procesos de subducción

hacia este manto. Por lo tanto, los magmas producidos bajo estas condiciones combinadas tendrán patrones transicionales como los ya descritos. Así mismo, de acuerdo con las texturas descritas en estas rocas, el magma félsico ascendió relativamente rápido hacia la superficie, ya que se tienen texturas afíricas con muy escasos fenocristales de feldespato, plagioclasa (<10%) y algunos óxidos de Fe y Ti.

Así, en función de las relaciones estratigráficas encontradas, se puede proponer que el magmatismo ocurrido antes de la formación del volcán Las Navajas, tenía un carácter inicialmente calcoalcalino y relacionado con procesos de subducción típicos (caso de las unidades El Guajolote y El Sustito), y posteriormente evolucionó hacia un magmatismo alcalino-transicional (unidad La Serpiente), el cual se mantuvo en los eventos volcánicos que construyeron y formaron la estructura principal de Las Navajas.

Justamente, las muestras de los Eventos de Rocas Pre-Colapso y Post-Colapso, que formaron al estratovolcán, presentan características petrográficas y geoquímicas similares (Figuras 6.1, 6.9 y 6.12), con una composición predominantemente riolítica y tendencia alcalina, que se clasificaron como comenditas y traquitas comendíticas (Figura 6.4). Estas rocas hiperalcalinas no presentan los típicos patrones de elementos traza relacionados con procesos de subducción (Figura 6.9), como es el enriquecimiento de Cs, Rb, Ba y K, y empobrecimiento de Nb y Ta. Lo que si sobresale es la presencia de fuertes anomalías negativas de Ba, Sr, Eu, P y Ti (Figuras 6.9 y 6.12). Las anomalías negativas de los dos primeros elementos, junto con el fuerte empobrecimiento de CaO observado en estas rocas félsicas (Figura 6.5), permiten sugerir la existencia de cristalización fraccionada prolongada de plagioclasa. Adicionalmente, en ambientes reductores o de baja fugacidad de oxígeno el Eu^{3+} puede reducirse a Eu^{2+} , por lo que sustituirá al calcio en la plagioclasa (Rollinson, 1993) y si ocurrió el fenómeno anteriormente señalado, dejarán un líquido magmático residual muy empobrecido en dicho elemento como se observa en la Figura 6.12. Una evidencia adicional sobre el proceso de cristalización fraccionada prolongada, que dio origen a las rocas peralcalinas, es que las concentraciones y patrones de los REE para estas rocas son bastantes altos (187 a 393 ppm) y con fuerte enriquecimiento en las REE pesadas, como se observa en la Figura 6.12. Esto se debe a que se trata de elementos

7. Discusión y Conclusiones.

traza relativamente incompatibles, los cuales tenderán a incrementar su contenido en los fluidos residuales de la cristalización fraccionada. En lo que concierne a las fuertes anomalías negativas de P y Ti, observadas en los patrones de los diagramas multielementos, se pueden ligar con cristalización fraccionada de apatito y de óxidos de Fe-Ti en las diferentes etapas de evolución. La escasa presencia de cristales en las lavas hiperalcalinas (texturas africanas) sugieren que los líquidos residuales de la cristalización fraccionada ascendieron y se enfriaron rápidamente.

Antes de realizar una propuesta sobre la posible fuente magmática que produjo a las riolitas hiperalcalinas, y como en la estructura principal del estratovolcán no se presentan rocas volcánicas primitivas o máficas, se efectuará primero la interpretación de las características geoquímicas del Vulcanismo Monogenético. Se puede considerar que las rocas de este evento se emplazaron en la región de manera casi contemporánea con las erupciones de los Eventos Pre-Navajas, Pre-Colapso y Post-Colapso (Tabla 4.1), por lo que de alguna manera puede existir una posible relación petrogenética. Las texturas de los basaltos y andesitas que componen los conos de escoria son microlíticas con muy escasos fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos, lo que sugiere un ascenso relativamente rápido de los magmas, desde la fuente en el manto hasta su emplazamiento en la superficie.

Como se determinó en las Figuras 6.10 y 6.13, los patrones de elementos traza de las rocas de los conos de escoria son relativamente homogéneos entre ellos y son similares a los basaltos de tipo OIB (datos tomados de Sun y McDonough, 1989) o intraplaca. Además, las concentraciones de Nb de los basaltos y andesitas basálticas del área de estudio son mayores a 11 ppm, por lo que se puede asumir que los magmas que formaron a estas rocas procedían de un manto enriquecido. No obstante, la existencia de las pequeñas anomalías positivas de Ba, K y Pb pueden relacionarse con la influencia de materiales corticales de la subducción hacia el manto. Patrones similares han sido identificados en rocas máficas estudiadas por García-Tovar et al. (2015) en regiones cercanas al área de estudio. Estos autores proponen que la mayoría de las rocas máficas del Plio-Pleistoceno tienen un carácter geoquímico transicional, producido por una fuente heterogénea compuesta por

un manto enriquecido (tipo intraplaca) a empobrecido, pero afectado por los fluidos de la placa en subducción. Una manera de visualizar la existencia de los magmas máficos transicionales es a través del diagrama de Ba vs. Nb (Figura 7.1) propuesto por D’Orazio (2004), en el cual se tiene que el Ba es un elemento tipo LILE, muy soluble, que se concentrará en los sedimentos oceánicos e indicará una componente de subducción, mientras que el Nb es un elemento incompatible pero insoluble y enriquecido en el manto astenosférico. Se puede confirmar que la mayoría de las rocas máficas se ubican dentro del campo transicional y las rocas dacíticas calcoalcalinas del Evento de Rocas Pre-Navajas caen en la región de arco. Como mera indicación se graficaron los datos de las rocas peralcalinas (rocas muy fraccionadas) y se ubican en la región de muy bajo Ba y alto Nb. En lo que concierne a la muestra del Cerro Gordo (LN-7), que no se encuentra en la Figura 7.1, por su alto contenido en Ba (>1000 ppm), presenta un patrón de elementos traza similar a los Eventos de Rocas Post-Colapso (Figura 6.10). Su composición es de traquita alcalina y pudo haber tenido un origen similar a las rocas del estratovolcán Las Navajas.

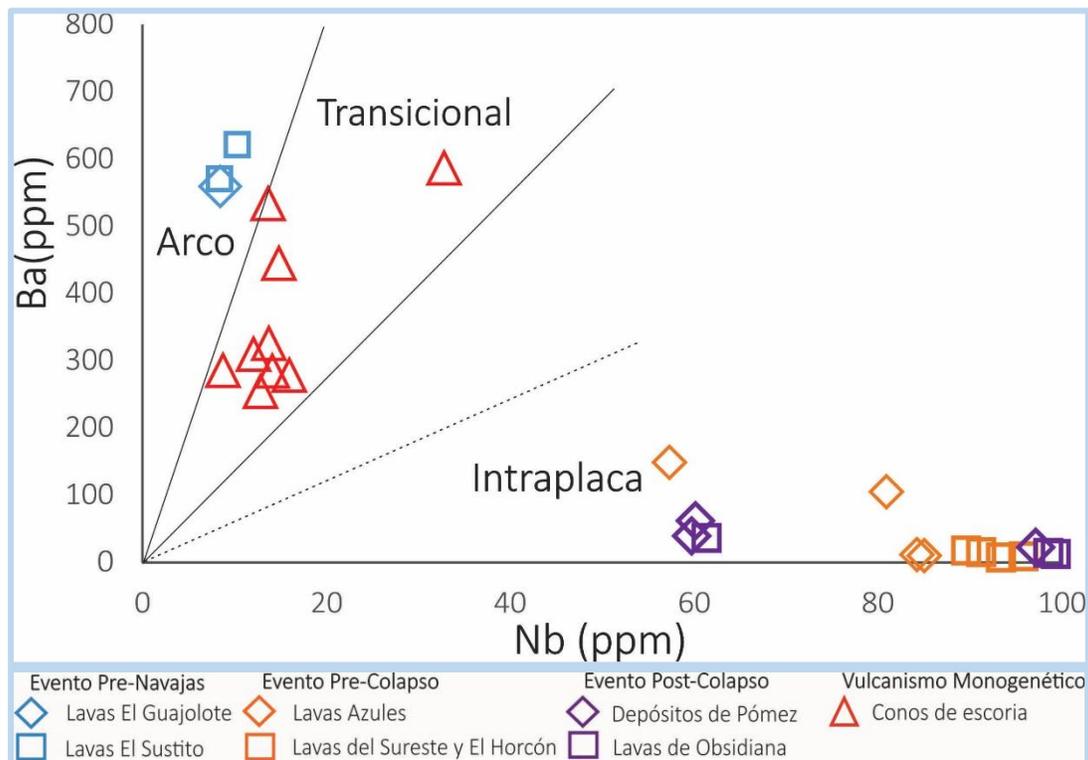


Figura 7.1. Diagrama Nb vs. Ba (ppm) para inferir el origen tectónico de las rocas volcánicas del área de estudio. Se tiene que las rocas máficas de los conos se clasifican como transicionales, mientras que las rocas calcoalcalinas Pre-Navajas caen en campo de Arco volcánico. Modificado de D’Orazio (2004).

7. Discusión y Conclusiones.

En este sentido, con base en los patrones de elementos traza de las rocas máficas del Vulcanismo Monogenético y de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso, se puede pensar en que la posible fuente que produjo a estas últimas rocas tuvo una composición máfica similar al promedio de las rocas basálticas estudiadas. De acuerdo con los modelos propuestos por Shao et al. (2015), las rocas peralcalinas se pueden formar a partir de dos posibles procesos. 1) Fusión parcial de corteza máfica antigua compuesta de rocas alcalinas y 2) Cristalización fraccionada prolongada de magmas alcalinos transicionales, en cámaras magmáticas dentro de la corteza. Si se toma en cuenta el comportamiento de los elementos traza entre el vulcanismo máfico y el peralcalino del área de estudio, se verá que son relativamente similares. En ambos casos no se presenta enriquecimiento de los LILE respecto de los HFSE, lo cual sugiere una fuente enriquecida del manto. En consecuencia, es probable que el modelo número 2 arriba citado pudo haber formado las rocas félsicas.

En diversos modelos propuestos, para la generación de magmas silícicos peralcalinos, se ha implicado la cristalización fraccionada de una fuente basáltica mayor al 95% (Marshall et al., 2009; White et al., 2009). El magma basáltico inicial se considera como la principal fuente de calor y de volátiles para la producción de dichos magmas silícicos (Macdonald, 2012). Esta gran historia de fraccionamiento es la probable responsable del enriquecimiento de los elementos traza incompatibles y las texturas afíricas producidas.

Al realizar un modelo simple de cristalización fraccionada, a partir de la composición de un magma máfico alcalino transicional promedio del área de estudio y utilizando las ecuaciones propuestas por De Paolo (1981), se obtienen curvas para los REE y otros elementos traza muy similares a los que presentan las rocas peralcalinas del área de estudio, cuando se alcanza ~80% de cristalización fraccionada del magma máfico inicial, entonces el líquido magmático residual queda empobrecido, y formará las riolitas peralcalinas (Figura 7.2). En este modelo se consideró de manera simple la cristalización de minerales como olivino (15%), clinopiroxeno (8%), plagioclasa (70%), magnetita (6%) y apatito (1%). Por lo tanto, es factible pensar en este tipo de procesos para tratar de explicar el origen de las riolitas peralcalinas del estratovolcán Las Navajas, así como la traquita alcalina de la unidad Cerro Gordo. Además, como se mencionó, las edades de

emplazamiento entre las rocas máficas y las peralcalinas son prácticamente contemporáneas, por lo que resulta evidente pensar que una fuente de magma transicional de tipo OIB, afectada por componentes de la subducción, aportó un magma que sufrió procesos de cristalización fraccionada prolongada en posibles cámaras magmáticas dentro de la corteza continental. Macdonald (2012) argumentó que la formación de los domos peralcalinos de Olkaria, Kenia, ocurrió a través de la cristalización fraccionada de un fundido alcalino traquítico. En el caso del estratovolcán Las Navajas, el magma traquítico encontrado en la unidad Cerro Gordo, contiene una mayor concentración de elementos traza (REE) que las riolitas peralcalinas del estratovolcán. Por lo tanto, estas lavas traquitas no se pueden considerar miembros intermedios de la cristalización fraccionada entre los magmas máficos transicionales y las riolitas. Más bien, podrían ser el resultado de la evolución petrogenética de otra fuente magmática, ajena al estratovolcán Las Navajas y las traquitas serían los productos finales.

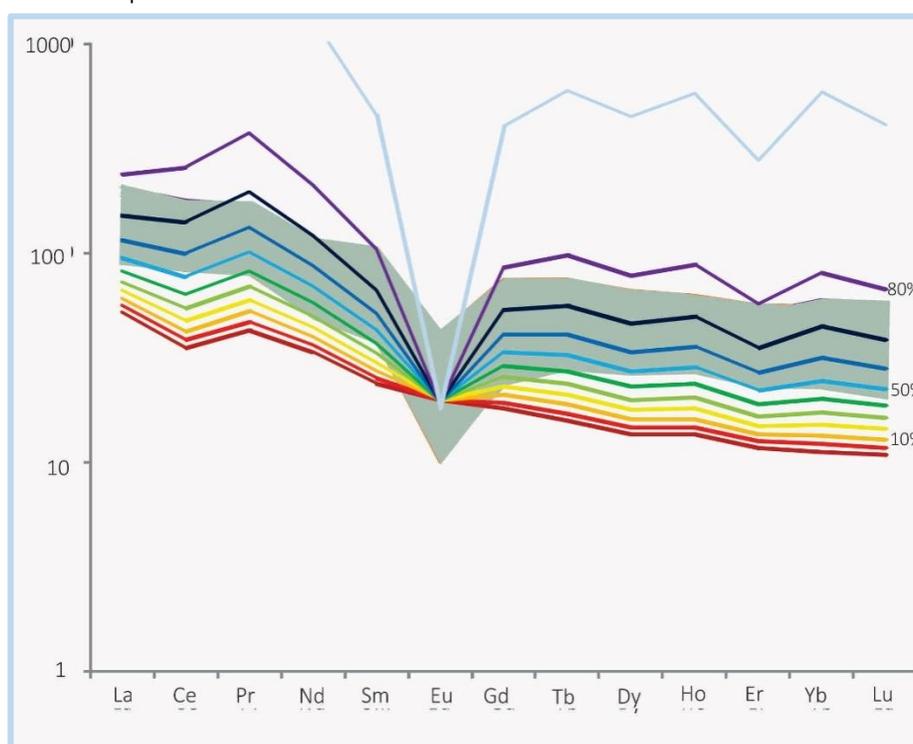


Figura 7.2. Modelo simple de cristalización fraccionada calculado a partir de las ecuaciones de De Paolo (1981) y donde el miembro inicial es una roca máfica de tipo transicional promedio del área de estudio (LN-10). Se observa que los patrones de REE de las riolitas peralcalinas (polígono gris) del estratovolcán Las Navajas se pueden reproducir con porcentajes de cristalización fraccionada > 80%. La línea color celeste representa el 90% de cristalización.

7. Discusión y Conclusiones.

Otra característica que se ha identificado en los sistemas silícicos peralcalinos es el desarrollo de capas diferenciadas en forma de zoneamiento vertical del reservorio o cámara magmática. Los centros peralcalinos que han sido considerados como zoneados son: Menengai (Leat et al., 1984; Macdonald et al., 1994), Fantale (Gibson, 1970) y Gedemsa (Pecerillo et al., 2003) en Etiopía, Pantelleria, Italia (Civetta et al., 1998), Gran Canaria España (Sumner and Branney, 2002), Kane Springs Wash caldera, Nevada (Novak y Mahood, 1986), la caldera de Buckhorn en Trans-Pecos Texas (Parker y White, 2008), y la Sierra La Primavera, México (Mahood, 1981) Este zoneamiento se ha desarrollado en cámaras magmáticas de entre 10 y 10^2 km^3 de magma, durante tiempos de cristalización de 10^3 a 10^4 años (Macdonald, 2012).

A través de las concentraciones de Zr y Nb de las riolitas peralcalinas eruptadas se puede estimar si una cámara magmática presenta zoneamiento composicional (Macdonald, 2012). Esto se puede explicar porque tanto el Zr como el Nb son elementos incompatibles de tipo HFSE, pues tienen cargas de $4+$ y $5+$, respectivamente por lo que se quedarán en el líquido residual y aumentarán sus concentraciones mientras sucede la cristalización fraccionada en la cámara. Si la composición de la cámara magmática fuese homogénea, entonces el contenido de estos elementos sería igual en cada uno de los puntos de la cámara, mientras que si existe una cámara zoneada, el contenido de éstos aumentará proporcionalmente hacia la parte superior, donde se concentrará el líquido residual. En la Figura 7.3 se graficaron las concentraciones de Zr vs. Nb de las muestras del área de estudio y se pueden observar dos tendencias positivas. La primera tendencia agrupa a las muestras de las unidades Lavas del Sureste, Lavas Azules y muestras de obsidiana del Colapso Central (muestras LN-9, LN-19, LN-15B, PIMM-17, PIMM-16, LN-21, LN-22, y EP-17NAV). La segunda tendencia positiva agrupa a muestras de las unidades de Lavas Azules, Pómez y a una muestra de obsidiana del sitio el Horcón (EP-10, EP-10*, LN-12, EP-28A, EP-31, LN-16). La posible interpretación de las relaciones anteriores sugiere que posiblemente existieron dos cámaras magmáticas y que sí se encontraban zoneadas. No obstante, será necesario efectuar un mayor número de análisis de rocas, como por ejemplo de las unidades de lavas y depósitos piroclásticos no diferenciados y el Domo Central, para confirmar que las riolitas

peralcalinas del estratovolcán estudiado fueron producidas en una cámara magmática zoneada.

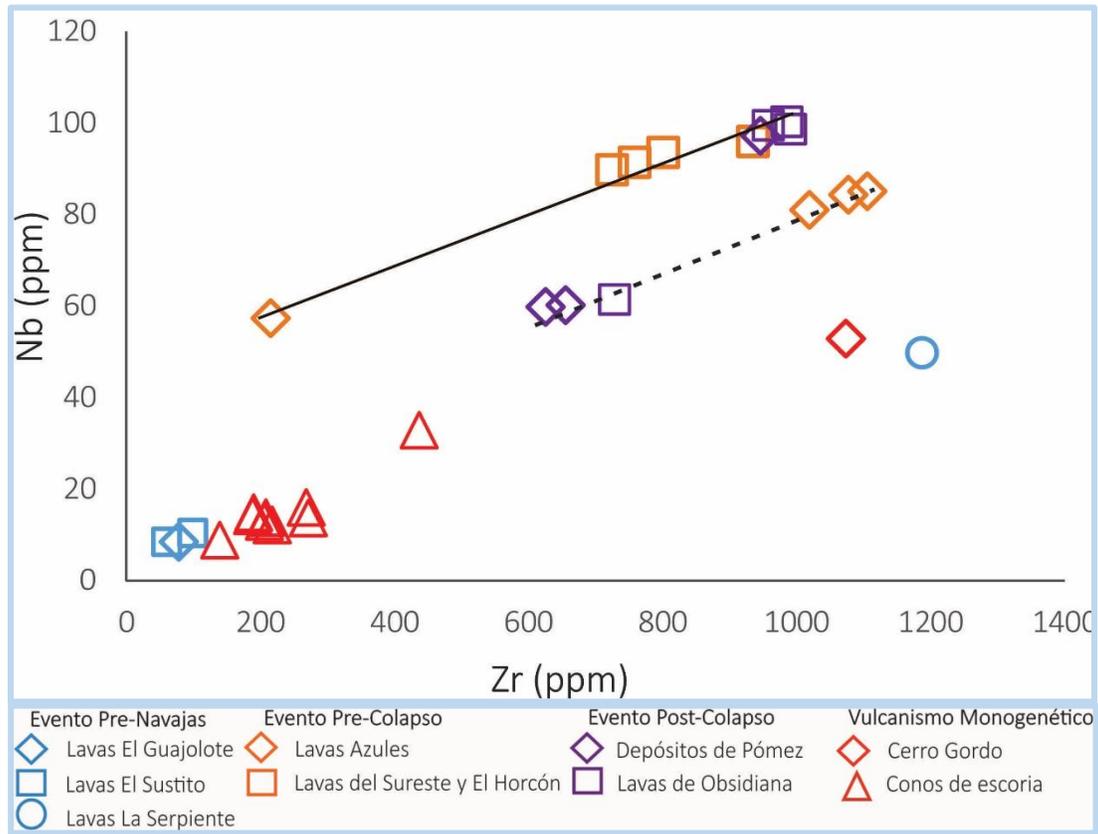


Figura 7.3. Relación Zr vs. Nb para las diferentes muestras del área de estudio. Las variaciones positivas entre estos dos elementos traza se utilizan como indicadores de cámaras magmáticas riolíticas zoneadas.

En varios estudios de rocas peralcalinas, Macdonald (2012) encontró que la cristalización fraccionada de este tipo de magmas está acompañada frecuentemente por una cierta asimilación de rocas corticales u otros componentes. Este autor considera que dicha asimilación puede darse tanto en los niveles profundos como someros de las rocas de la corteza y ocurre en varias etapas de la evolución de los magmas.

Como se puede observar en la Figura 7.4, las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las muestras analizadas del área de estudio se mantienen prácticamente constantes conforme aumenta la concentración de la sílice. Esto sugiere que la diferenciación de las rocas fue producto principalmente de procesos de cristalización fraccionada. Sin embargo, el aumento de la relación isotópica de Sr de algunas de las lavas del volcán (Figura 7.4),

7. Discusión y Conclusiones.

específicamente las de carácter peralcalino, indican una contaminación o asimilación de los magmas con rocas de la corteza. Esto se puede ver con mayor claridad en el diagrama ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 7.5), donde las rocas peralcalinas tienen valores iniciales y corregidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muy radiogénicos.

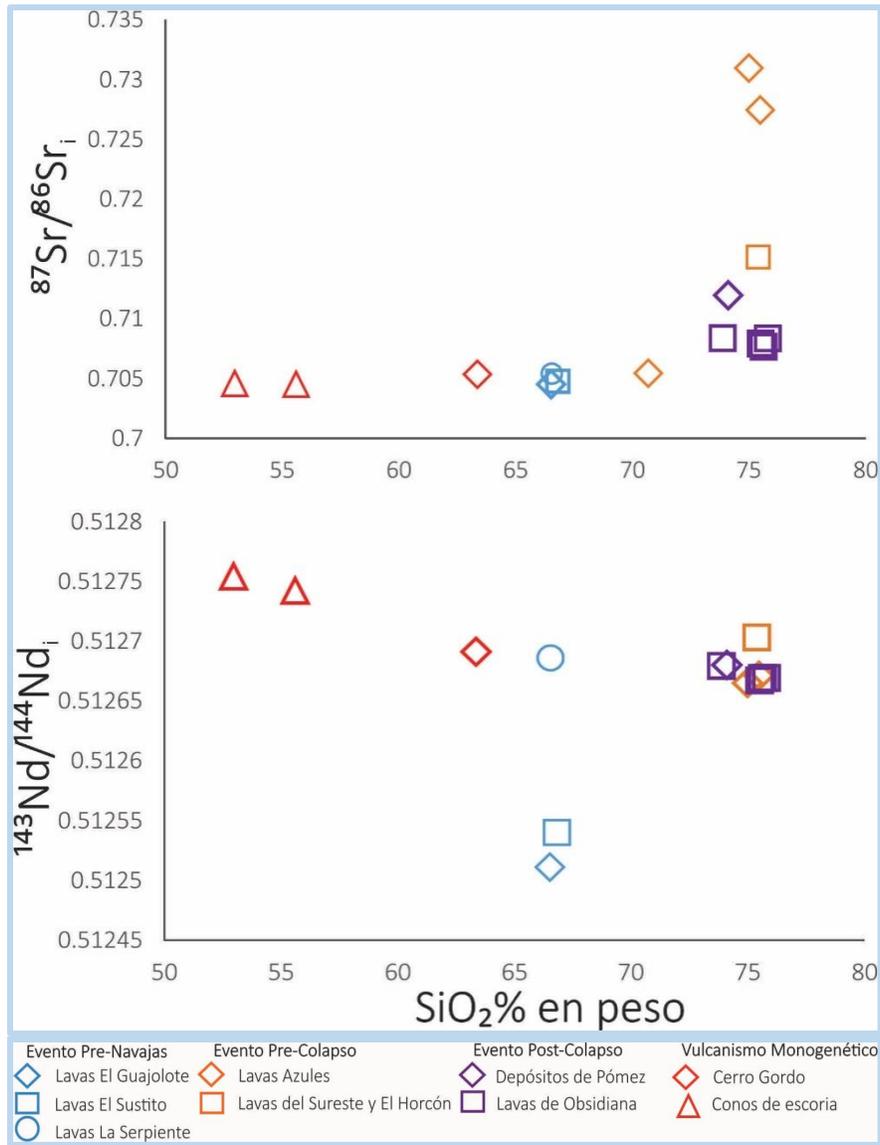


Figura 7.4. Variaciones del contenido de SiO_2 y las relaciones isotópicas de Sr y Nd.

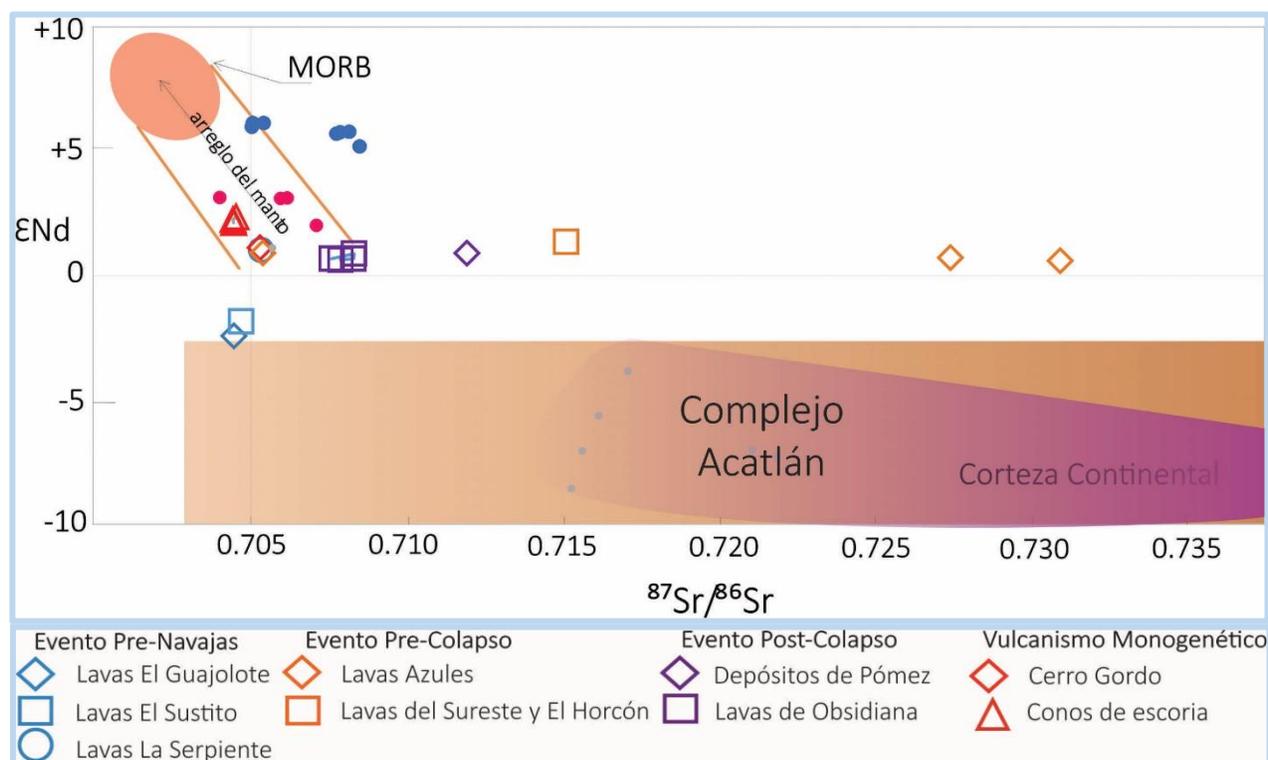


Figura 7.5. Relación isotópica iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd de las muestras del estratovolcán Las Navajas (rombos), Isla Socorro (puntos azules) y volcán Gedemsa, Etiopía (puntos rosas), comparados con respecto a las del Complejo Acatlán (área morada). Los datos del complejo Acatlán fueron tomados de Martínez-Serrano et al. (2004) y Yañez et al. (1991).

Valores tan radiogénicos pueden ser explicados primeramente como resultado del decaimiento radioactivo del ^{87}Rb en ^{87}Sr . Se realizó la estimación del ^{87}Sr que se ha formado a partir del ^{87}Rb de las rocas peralcalinas del área de estudio desde hace 2.2 Ma hasta el presente. Para esto, se utilizaron las concentraciones de Rb y Sr de nuestras muestras, la ecuación general del decaimiento radioactivo y la constante de decaimiento del ^{87}Rb . Como la vida media del decaimiento del ^{87}Rb a ^{87}Sr es muy grande (4.8×10^{10} , Faure, 1986), se estimó que en 2.2 Ma solo se han producido 0.002 ppm de ^{87}Sr a partir del decaimiento del ^{87}Rb . Por lo tanto, esta pequeña cantidad de ^{87}Sr no influye en los valores determinados en las rocas.

La segunda posibilidad es de que los valores radiogénicos del ^{87}Sr de las muestras peralcalinas sean el resultado de posible asimilación de rocas corticales. Esta asimilación tiene un mayor efecto en este tipo de rocas por su contenido tan bajo en Sr.

7. Discusión y Conclusiones.

En otros lugares, como en la Isla Socorro, se han encontrado relaciones isotópicas de ^{87}Sr ligeramente más radiogénicas (0.70507-0.70850) de lo esperado para las rocas de una isla oceánica. Bohrson y Reid (1997) asociaron estos valores isotópicos de Sr con la contaminación de agua de mar en las rocas.

Como se mencionó en el Capítulo 2, bajo el sector oriental de la FVTM existe una corteza continental de aproximadamente 45 km de espesor. Así, de acuerdo con descripciones de pozos efectuadas por López-Hernández (2009), es probable que debajo de Las Navajas se encuentren rocas sedimentarias del Jurásico-Cretácico que pudieron haber contaminado los magmas peralcalinos. Sin embargo, si se considera que las relaciones isotópicas de Sr de estas rocas sedimentarias oscilan entre 0.707 y 0.708 (valores isotópicos del agua de mar para estas edades), se puede ver claramente que no son similares a los valores de las rocas peralcalinas del área de estudio.

Debajo de la secuencia sedimentaria mesozoica se ha propuesto la existencia de un basamento antiguo compuesto por el terreno Mixteco (complejo Acatlán) y el micro continente Oaxaquia. En la gráfica de ϵNd contra las relaciones isotópicas de Sr (Figura 7.5) se muestran los datos isotópicos del complejo Acatlán, obtenidos por Martínez-Serrano et al. (2004) y Yañez et al. (1991). Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de este complejo son muy radiogénicos (0.7153 y 0.7613) y pudieron haber influido en la composición isotópica de las rocas del estratovolcán Las Navajas, a través de asimilación cortical. No obstante, se tiene que efectuar un análisis más detallado de esta posibilidad ya que los valores de ϵNd de las rocas del basamento son también muy radiogénicos (-8.5 a -12, Figura 7.6) y no se ve su influencia en los valores de Nd de las lavas de Las Navajas.

Con base en los resultados geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos encontrados, se puede proponer un modelo simple para la formación del estratovolcán Las Navajas y que se representa en la Figura 7.6. Primero, se puede asumir que los magmas que dieron origen a la principal estructura se formaron por la inyección de fundidos máficos, derivados de un manto enriquecido, hacia la corteza continental y se almacenaron en una cámara magmática. Otras inyecciones de magma máfico alcalino transicional

llegaron hasta la superficie y formaron conos de escoria y flujos de lava asociados. Dentro de la cámara magmática, los fundidos sufrieron diferenciación en forma de cristalización fraccionada muy prolongada y también una posiblemente asimilación de corteza continental, lo cual se refleja en las relaciones isotópicas de Sr y Nd. Dicho estratovolcán tuvo varios eventos eruptivos durante aproximadamente 400,000 años. Los primeros fueron predominantemente efusivos, en forma de lavas de composición riolítica peralcalina y posteriormente se produjeron erupciones explosivas importantes que probablemente fueron resultado de un colapso lateral hacia el NNE de la estructura (similar al volcán Santa Helena, Bezimiany) (Nelson y Lighthart, 1997). Existen importantes depósitos de pómez de caída que sugieren erupciones subplinianas a plinianas. La mayor parte de los depósitos de este colapso se encuentran hacia el Norte, hasta el Río Tulancingo. Posterior al colapso, se emplazaron las lavas vítreas (obsidianas y vitrificados), las cuáles fueron fechadas en 2.2 ± 0.05 Ma en el presente trabajo. Toda la secuencia del estratovolcán se construyó sobre rocas calcoalcalinas que se encuentra expuestas en la Sierra de Pachuca y que en el área de estudio se estudiaron las unidades El Guajolote y El Sustito.

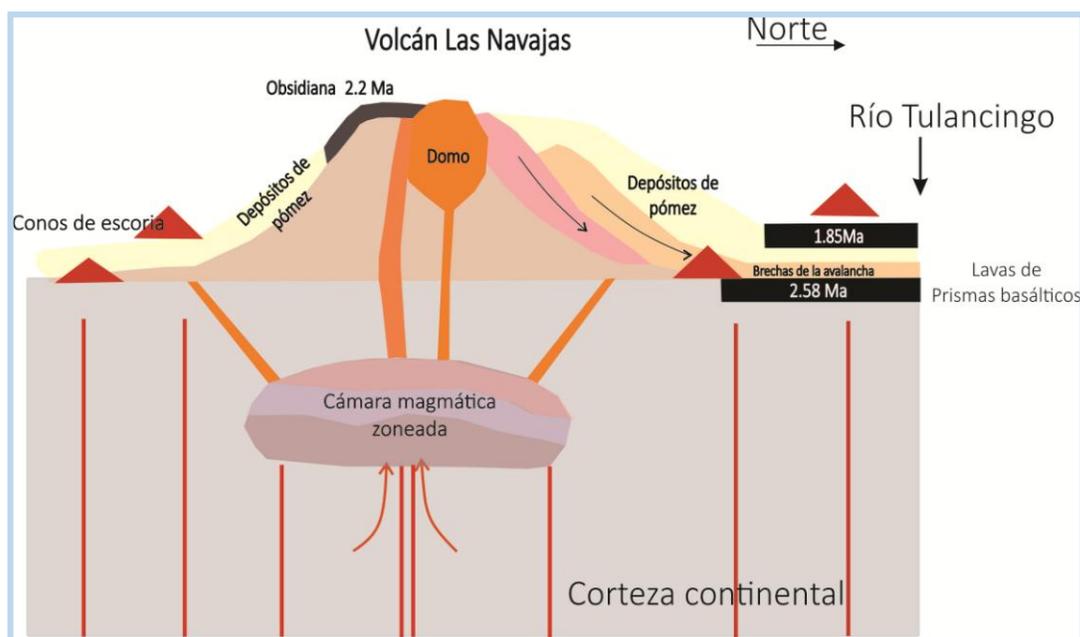


Figura 7.6. Resumen esquemático de la evolución petrogenética del volcán Las Navajas.

7.3. Origen tectónico.

De acuerdo con las investigaciones de Macdonald (2012) y Shao et al. (2015), el magmatismo peralcalino se presenta predominantemente en ambientes tectónicos de rift continental como en África occidental, y en menor medida ha sido descrito en algunas islas oceánicas de intraplaca y en ciertas zonas de subducción, como se mencionó en la introducción y el capítulo 2 del presente trabajo. En lo que concierne a las zonas de subducción, como los arcos de islas, puede existir una zona de expansión detrás del arco y formar cuencas de tras-arco, en las que se tendrá corteza continental muy delgada o corteza oceánica en la que ocurrirá sedimentación. Es aquí donde puede producirse magmatismo alcalino y algunas veces con variaciones a peralcalino (Civetta et al., 1998).

En el caso del arco volcánico continental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, no se han identificado zonas o cuencas de tras-arco típicas. Solo se ha determinado en los sectores occidental y central de esta provincia la presencia de fallas paralelas a la trinchera que han formado ciertos grabens como el de Acambay-Pastores. Sin embargo, en el sector oriental de la FVTM solo se presentan fallas normales con dirección preferencial NE-SW (García-Palomo et al., 2002) y no se observa alguna relación con respecto a la presencia de alguna cuenca de tras-arco en la región. Además, de acuerdo con los estudios geofísicos realizados (interpretaciones gravimétricas de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996) no existe adelgazamiento de la corteza continental en la zona detrás del frente volcánico actual del sector oriental, ya que presenta espesores de ~45 km. Por lo tanto, se puede considerar que la presencia del estratovolcán Las Navajas, en la zona detrás del frente volcánico actual, no se puede relacionar con la existencia de una posible cuenca de tras-arco.

El mecanismo que explicaría la presencia de vulcanismo peralcalino en el estratovolcán Las Navajas, puede estar relacionado con el modelo de roll-back del slab propuesto por Ferrari et al. (2012). De acuerdo con las interpretaciones de datos geofísicos, geológicos y geoquímicos de la FVTM, recopilados por estos autores, durante el Mioceno Tardío (~7 Ma) la placa de Cocos en subducción comenzó a retroceder hacia la trinchera. Estos autores consideraron que el frente volcánico en ese tiempo se encontraba al norte de Pachuca y la placa tuvo un retroceso a una velocidad de 57 mm/año, hasta alcanzar su posición actual

en el frente volcánico representado por el vulcanismo activo. El movimiento de retroceso de la placa en subducción, llamado roll-back del slab, probablemente provocó el ascenso de manto astenosférico hacia la cuña del manto. Es aquí donde se daría origen al magmatismo máfico enriquecido o de tipo OIB afectado por componentes de la subducción y que se refleja en los patrones de elementos traza ya discutidos de las rocas de los conos de escoria del área de estudio. En la Figura 7.7 se presenta un modelo esquemático de las relaciones tectónicas que pudieron haber ocurrido para producir el magmatismo máfico alcalino-transicional y la formación del sistema del estratovolcán Las Navajas.

Aunque en el presente trabajo no se logró observar la existencia de fallamiento superficial con alguna dirección preferencial en la zona, es probable que la presencia de fallas o diversas estructuras facilitaron el ascenso de los magmas hasta la superficie y formaron los conos de escoria máficos. Lo anterior se ve reflejado en la disposición regional NE-SW del vulcanismo monogenético, reportado por García-Palomo et al. (2002), García-Tovar et al. (2015) y observado en los afloramientos existentes en el área de estudio. En el caso del estratovolcán las Navajas, los magmas máficos se acumularon y formaron cámaras someras en las que ocurrió cristalización fraccionada prolongada y dieron origen a las lavas y rocas piroclásticas peralcalinas ya discutidas anteriormente.

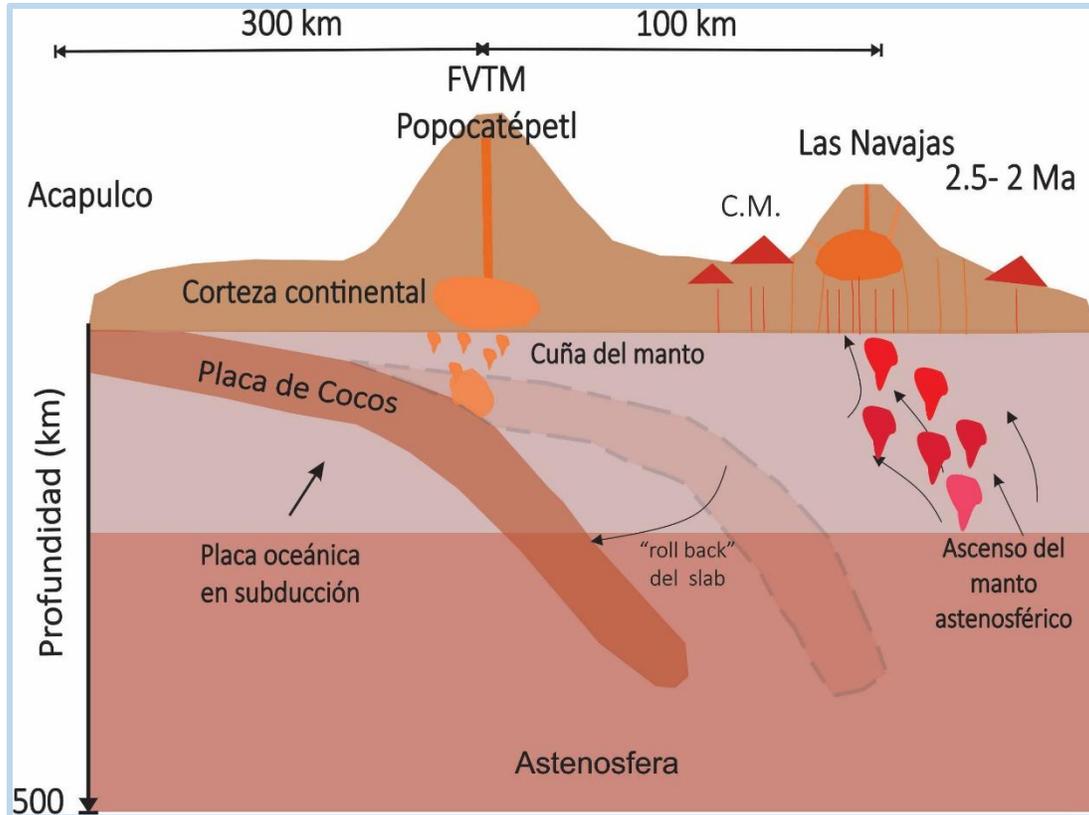


Figura 7.7. Resumen esquemático del origen tectónico del volcán.*C.M.: Conos Monogénicos*

CONCLUSIONES.

El estudio geológico, petrográfico y geoquímico del estratovolcán Las Navajas permitió identificar las características y distribución de los principales productos emitidos durante su formación. Las unidades litológicas identificadas fueron agrupadas en cuatro eventos volcánicos (Evento de Rocas Pre-Navajas, Evento de Rocas Pre-Colapso, Evento de Rocas Post-Colapso y Vulcanismo Monogénico), los cuales produjeron diferentes flujos de lava, domo-lavas y depósitos piroclásticos.

El fechamiento realizado por el método K-Ar de lavas de obsidiana que coronan al estratovolcán (2.2 ± 0.05 Ma), además de otras edades y correlaciones estratigráficas efectuadas por algunos autores (2.58 ± 0.15 Ma), permiten estimar que la actividad del volcán se mantuvo por aproximadamente 400,000 años. Los productos de este vulcanismo

se emplazaron sobre rocas ígneas miocénicas de la Sierra de Pachuca, que a su vez sobreyacen rocas sedimentarias del Mesozoico y posiblemente a rocas metamórficas del Paleozoico y Precámbrico, por lo que existe un espesor de la corteza de aproximadamente 45 km.

Se propone un mapa geológico, en el que se observa la distribución de cada una de las unidades del área de estudio y su posición estratigráfica. Además, se estimó el volumen total de los materiales emitido (flujos de lavas, lava-domos y depósitos piroclásticos) por esta estructura eruptiva y se clasificó como un estratovolcán de pequeñas dimensiones, comparado con los grandes volcanes de México (Popocatépetl y el Pico de Orizaba).

El estratovolcán Las Navajas sufrió un colapso tipo Santa Helena. Es decir, la probable intrusión de un cuerpo magmático (domo) produjo un colapso lateral y el emplazamiento de la mayoría de los depósitos piroclásticos que se encuentran distribuidos hacia el norte del cráter principal y que alcanzaron distancias de más de 20 km. Existen también depósitos piroclásticos de caída, distribuidos hacia el sur del volcán, cuyos espesores y características permiten proponer la existencia actividad explosiva subpliniana o pliniana. Las rocas del Evento Pre-Navajas (unidades El Guajolote y El Sustito) presentan composiciones de dacitas porfídicas calcoalcalinas, con patrones de elementos traza relacionados con procesos de subducción (enriquecimiento de elementos LILE con respecto a los HFSE y fraccionamiento de las REE ligeras con respecto a las pesadas), aunque la unidad La Serpiente comienza a tener características alcalinas. Estas rocas exhiben ciertas evidencias de procesos de mezcla de magmas.

Los productos volcánicos de los Eventos Pre-Colapso y Post-Colapso tienen composiciones riolíticas peralcalinas y se clasificaron como comenditas, con texturas afíricas a vítreas y la presencia de acmita normativa. Presentan fuertes anomalías negativas de Ba, Sr y Eu, pero enriquecimiento en elementos HFSE como Nb, Ta y Zr, además de casi todos los REE (patrones de “alas de gaviota”). Estos patrones no son característicos de procesos relacionados con ambientes de subducción.

7. Discusión y Conclusiones.

Las rocas del Vulcanismo Monogenético tienen composiciones de basalto y andesita basáltica, las cuales se distribuyen en diversos conos de escoria emplazados antes y después de las rocas peralcalinas del estratovolcán. Presentan patrones de elementos mayores y traza que permiten clasificarlas como transicionales, entre rocas alcalinas-subalcalinas, con características de basaltos tipos OIB afectados por componentes de la subducción.

El origen de las comenditas del estratovolcán Las Navajas puede estar asociado con una fuente máfica similar a los basaltos y andesitas basálticas transicionales descritos en estructuras monogenéticas contemporáneas vecinas. Se ha considerado aquí que las rocas peralcalinas se produjeron como resultado de procesos de cristalización fraccionada prolongada en cámaras magmáticas someras y zoneadas, rellenas inicialmente por magmas basálticos transicionales. Además, los datos isotópicos de estroncio sugieren la existencia de posibles fenómenos de asimilación de rocas corticales antiguas (tipo complejo Acatlán) por parte de los magmas en el reservorio.

La presencia de magmatismo máfico de tipo OIB transicional en el área de estudio puede ser explicado a través de un proceso de retroceso de la placa en subducción (slab), iniciado desde el Mioceno Tardío y hasta alcanzar su posición actual debajo del frente volcánico activo. El retroceso del slab probablemente produjo el ascenso de manto astenosférico enriquecido en elementos traza hacia la cuña del manto y la formación de magmas OIB transicionales. Estos magmas máficos ascendieron hasta la superficie para formar vulcanismo monogenético basáltico, pero también debieron de acumularse en cámaras magmáticas someras donde ocurrió cristalización fraccionada prolongada y la generación de las rocas comendíticas.

Con el fin de conocer en detalle las edades de emplazamiento de las rocas peralcalinas del estratovolcán y su evolución en el tiempo, se recomienda continuar con la caracterización litológica y estratigráfica de los afloramientos ubicados hacia el norte de la estructura y la obtención de más edades de K-Ar de sanidino presente en las lavas. Se recomienda también realizar estudios de vulcanología sedimentaria de los eventos explosivos del volcán

con el fin de determinar los volúmenes y tipo de erupciones que se produjeron en el área hace más de 2 Ma.

La información generada en el presente trabajo contribuye al conocimiento sobre la actividad magmática ocurrida en el sector oriental de la FVTM; además de ser una contribución al conocimiento geológico del Geoparque Comarca-Minera, el cual es un programa de divulgación de la ciencia muy importante.

REFERENCIAS.

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L., 2002. El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post Eócenica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55: pp.12-29.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2005. El sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México, activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (1):pp. 63-80.
- Aparicio-Canales, O., Contreras-Cruz, D. 2016. Caracterización Petrográfica y Geoquímica de las Rocas Volcánicas del Área de Epazoyucan-Singuilucan, Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Tesis de Licenciatura, 136 pp.
- Atwater, T., Stock, J.M., 1998. Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States. *International Geology Reviews*, 8: pp. 375-402.
- Bailey, D.K., 1964. Crustal warping- a possible tectonic control of alkaline magmatism. *J. Geophys. Res.*, 69: 1103-1111. En: Morra, V., Secchi, F.A., Assorgia, A., 1994. Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic cal-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. *Chemical Geology* 118:pp. 109-142.
- Bailey, D.K., Schairer, J.F., 1966. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks. *Journal of Petrology*, 7: pp. 114-117.
- Bailey, D.K., 1974. Melting in the deep crust. In: H. Serensen (Editor), *The Alkaline Rocks*. Wiley, London. En: Morra, V., Secchi, F.A., Assorgia, A., 1994. Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic cal-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. *Chemical Geology*, 118: pp. 109-142.
- Bailey, D.K., 1980. Volcanism, Earth degassing, and replenished lithosphere mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 297: pp. 309-322.
- Baker, B.H., Goles, G.G., Leeman, W.P., Lindstrom, M.M., 1977. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from southern part of the Gregory Rift. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 64: pp. 303-332.

-
- Baker, B.H., McBirney, A.R., 1985. Liquid fractionation, Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: pp. 17-28.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santocroce, R., Treuil, M., Varet, J., 1982. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *Journal of Petrology*, 16: pp. 22-56.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Second edition. Blackwell Science. Malden, USA. 760 pp.
- Black, S., Macdonald, R., Kelly, R., 1997. Crustal origin for peralkaline rhyolites from Kenya: evidence from U-series disequilibria and Th-isotope. *Journal of Petrology*, 38: pp.227-297.
- Bohrson, W.A., Reid, M.R., 1997. Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology* 38: pp. 1137-1166.
- Bowen, N.L., 1937. Recent high temperature research on silicates and its significance in igneous geology. *America Journal of Science*, 33: pp. 1-21.
- Canet, C., Mora-Chaparro, J.C., Iglesias, A., Cruz-Pérez, M.A., Salgado-Martínez, E., Zamudio-Ángeles, D., Fitz-Díaz, E., Martínez-Serrano, R.G., Gil-Río, A., Poch, J., 2017. Cartografiageológica para la gestión del geopatrimonio y la planeación de rutas geoturísticas: Aplicación en el Geoparque Mundial de la UNESCO Comarca Minera, Hidalgo. *Terra Digitalis international e-journal of maps*.1: pp. 1-7.
- Cantagrel, J., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5: pp. 99-114.
- Charlton, T., 1975. Archeology and history, 1519-1969: the emerging picture in the Teotihuacan valley, Mexico. En *Actas del XLI Congreso Internacional de Americanistas* (Ciudad de México, 1974). 1: pp. 219-229.
- Carrasco-Núñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl Volcano (Pico de Orizaba), Mexico. Special paper "Cenozoic Volcanism and Tectonics of Mexico" of Geological Society of America Special Paper, 334: pp. 247-262.

Referencias.

- Castro-García, J.A., 1991. Geología Volcánica de la Región de Tulancingo, Estado de Hidalgo. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 87 pp.
- Castro-García, J.A., Córdoba-Méndez, D.A., 1994. Estratigrafía del área volcánica de Tulancingo, Hidalgo, México. *Pancromo*, 23,(1),26-39 pp.
- Civetta L., D'Antonio, M., Orsi, G., Tilton, G.R., 1998. The Geochemistry of Volcanic Rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: Petrogenesis and Characteristics of the Mantle Source Region. *Journal of Petrology*, 39: pp. 1453-1491.
- Demant, A., Vincent, P.M., 1978. A Preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco: Discussion. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, 2: pp. 218-222.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Instituto de Geología: pp. 172-187.
- De Paolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3 (5): pp. 249-252.
- De Paolo, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: pp. 189-202.
- Di Carlo, I., Rotolo, S.G., Scaillet, B., Buccheri, V., Pichavant, M., 2010. Phase equilibrium constraints on pre-eruptive conditions of recent felsic explosive volcanism at Pantelleria Island, Italy. *Journal of Petrology*, 28: pp. 1009-1031.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30'-52°): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: pp. 525-538.

-
- Engebretson, A.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. Geological Society of America Special Paper, 206; Boulder, CO.
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology. Segunda edición. New York, USA. John Wiley&Sons. pp. 66-92.
- Ferrari, L., 2000. Avances del conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana V.53, (2000) pp. 84-92.
- Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G., Venegas-Salgado, S., 1999. Tectonics and volcanism of the Western Mexican Volcanic Belt. En: Aguirre-Díaz, G.J., Arranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (editores). Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico, a selection of 1997 IAVCEI General Assembly excursions, Mexico D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Excursión 12: pp. 85-129.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Providence revisited. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 146: pp. 284-306.
- 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, 522-523: pp. 122-149.
- García-Hernández, S.Y., 2016. Petrogénesis de las rocas máficas del campo monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT), Estado de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Licenciatura, 134 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. Tectonophysics, 318: pp. 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geofísica Internacional, 41: pp. 133-150.

- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., Solé, J., Correa-Tello, J.C., Núñez-Carrillo, E.Y., Guillou, H., Monroy-Rodríguez, E., 2015. Geología, Geocronología y Geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32: pp. 100-122 .
- Geyne, A., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R., Wilson, I., 1963. Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, state of Hidalgo, Mexico. *Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, 235 pp.
- Gibson, I.L., 1970. A pantelleritic welded ash-flow from the Ethiopian Rift Valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 28: pp. 89-111.
- Gilbert, C.M., Mahood, G.A., Carmichael, I.S.E., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24: pp. 169-91.
- Gill, R., 1981. *Igneous rocks and processes, a practical guide*. Wiley-Blackwell, 472pp.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes*. London, UK. Wiley-Blackwell, 472pp.
- Glicken, H., 1996. Rockslide-Debris Avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. U.S. Department of the Interior U.S Geological Survey. Open-file report 96-677: 90 pp.
- Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande volcano: the evolution of the Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318: 248-280.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogenesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana*, LVII,3: pp. 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., 2008. The origin of primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, 36: pp. 471-474.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S.M., 2016. Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth Science Reviews*, doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México:

- transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301: pp. 128-147.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.P., Badiola, E.R., 1996. K-Ar age and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73: pp. 141-155.
- Harris, J. M., 1986. Silicic volcanics of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico. Unpublished M.S. thesis. Berkeley, University of California, 98 pp.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21: pp. 175-204
- Hernández-Bernal, M. del. S., Corona-Chávez, P., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Solé-Viñas, J., Molina, J.F., 2016. Miocene andesitic lavas of Sierra of Aganguero: a petrological, geochemical, and geochronological approach to arc magmatism in Central Mexico. *International Geology Reviews*, 58: pp 603-625.
- Husker, A., Davis, P.M., 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research*, 114: B04306.
- Instituto Nacional de Estadística , Geografía e Informática, 2015. Carta Topográfica F14D82 Tulancingo escala 1:50,000. Consultado en: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/topografia/default.aspx>
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: pp 523-548.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Reviews*, 46: pp. 765-794.
- Leat, P.T., Macdonald, R., Smith, R.L., 1984. Geochemical evolution of the Menengai caldera volcano, Kenya. *Journal of Geophysical Research* 89: pp. 8571-8592.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streickensen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali- silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3): pp. 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, London, 193 pp

- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010. Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72: pp. 817-832.
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404: pp. 237-264.
- López-Hernández, A., 2009. Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acocolco y su Sistema Hidrotermal, Estado de Hidalgo y Puebla, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de doctorado, 157pp.
- López-Infazón, M., 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico [M.S. thesis]. Tulane University, New Orleans, 139 pp.
- Lowenstern, J.B., Mahood, G.A., 1991. New data on magmatic H₂O contents of pantellerites, with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bulletin of Volcanology*, 38: pp. 498-516.
- LUGIS, 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13: pp. 54-57
- Macdonald, R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin of Volcanology*, 38: pp. 498-516.
- Macdonald, R., 2012. Evolution of peralkaline silicic complexes: Lessons from the extrusive rocks. *Lithos*, 152: pp. 11-22.
- Macdonald, R., Bailey, D.K., Sutherland, D.S., 1970. Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenya. *Journal of Petrology*, 11: pp. 129-149.
- Macdonald, R., Navarro, J.M., Upton, B.G.J., Davies, G.R., 1994. Strong compositional zonation in peralkaline magma: Menengai, Kenya Rift Valley. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: pp.301-325.

- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Tomo 57, 3: pp. 379-424.
- McIntire, W.L., 1963. Trace element partition coefficients, a review of theory and applications to geology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 1209-1264 pp. En: Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, Logman Scientific & Technical, 315 pp.
- Mahood, G.A., 1981. A summary of the geology and petrology of Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 86: pp. 10137-10152.
- Mahood, G.A., 1984. Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline magmatism. *Journal of Geophysical Research* 89: pp. 8450-8552.
- Marshall, A.S., Macdonald, R., Rogers, N.W., Fitton, J.G., Tindle, A.G., Nejbort, K., Hinton, R.W., 2009. Fractionation of peralkaline silicic magmas: the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. *Journal of Petrology* 50: 323-359 pp. En: Macdonald, R., 2012. Evolution of peralkaline silicic complexes: Lessons from the extrusive rocks. *Lithos*, 152: pp. 11-22.
- Martínez-González, I.R., 2018. Aportaciones Petrográficas, Geoquímicas e Isotópicas, en la Caracterización Petrogenética de Rocas Volcánicas de la Sierra de Pachuca. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura, 120 pp.
- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, F., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, source of recent adakitic magmatism and Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138: pp. 77-10.
- Meléndez-Pizarro, C.O., Camacho-Dávila, A.A., 2009. Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X. Facultad de Ciencias Químicas. Universidad Autónoma de Chihuahua. *Aventuras del Pensamiento*, pp. 1-4.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. *Earth Science Reviews*, 11: pp. 337-364.
- 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: pp. 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, 50: pp. 2157-2186.

- Morra, V., Secchi, F.A., Assorgia, A., 1994. Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic cal-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. *Chemical Geology*, 118: pp.109-142.
- Nakamura, N., 1974. Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na & K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: pp. 757-775.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keepie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, 34: pp. 857-860.
- Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Wehrle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 24: pp. 477-575.
- Nelson, S.A., Hegre, J.A., 1990. Volcán Las Navajas a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt. *Bulletin of Volcanology*, 52: pp. 186-204.
- Nelson, S.A., Lighthart, A., 1997. Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, México, a Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. IICTI de la UAEH e IG de la UNAM. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca, Hgo, México, libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 4, pp. 89-86.
- Norry, M.J., Truckle, P.H., Lippard, S.J., Hawkesworth, C.J., Weaver, S.D., Marriner, G.F., 1980. Isotopic and trace elements evidence from lavas, bearing on mantle heterogeneity beneath Kenya. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, pp. 297: 259-271.
- Novak, S.W., Mahood, G.A., 1986. Rise and fall of a basalt-trachyte-rhyolite magma system at the Kane Springs Wash Caldera, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: pp. 352-373.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. En: Speed, R.C. (ed), *Phanerozoic evolution of North American continental-ocean transitions*. Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series: pp. 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12): pp. 1127-1130.

- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 100, 12, 357-12,373. En: Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., and Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics* 522-523, pp. 122-149.
- Parker, D.F., White, J.C., 2008. Large scale silicic alkalic magmatism associated with the Buckhorn Caldera, Trans-Pecos, Texas, USA: comparison with Pantelleria, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 70: pp. 403-415.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1): pp. 353-364.
- Pastrana, A., 1998. La explotación azteca de la obsidiana en la Sierra de las Navajas. Colección Científica de la serie Arqueológica. Instituto Nacional de Antropología e Historia. pp. 15-21
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, pp. 230-249.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M., Wu, T.W., 2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, 44: pp. 2003-2032.
- Peccerillo, A., Donati, C., Santo, A.P., Orlando, A., Yirgu, G., Ayalew, D., 2007. Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: geochemical evidence and volcanology implications. *Journal of African Earth Sciences* 48, pp. 161-173.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., S.K., Mane, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35: L18303.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio Munguía, J.G., 1996. Geología del Volcán Palo Huérano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13: pp. 174-183.
- Petrone, C.M., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2014. Petrogenesis and geodynamic significance of silicic volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: role of gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167:1006.
- Pintos-Rodríguez, O., 2000. *Apuntes de Petrología Ígnea*. Universidad Complutense de Madrid. 34pp.

- Ramírez-Ramírez, B.B., 2016. Campo volcánico San Vicente, Estado de Hidalgo, Faja Volcánica Trans-Mexicana: Variaciones geoquímicas e isotópicas y su relación con el retroceso del arco hacia la trinchera. Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Tesis de Licenciatura, 157 pp.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of minor elements. *Lithos*, 22: pp. 247-263.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, Logman Scientific & Technical, 315 pp.
- Ryerson, F.J., Hess, P.C., 1978. Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 921-932 pp. En: Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, Logman Scientific & Technical, 315 pp.
- Sánchez-Rojas, E., Osorio-Pérez, M., 2008. Geología y Petrogénesis de los Prismas Basálticos, Santa María Regla, Hgo. *Revista del Servicio Geológico Mexicano*, Año 2, 3: pp. 7-26.
- Sceal, J.S.C., Weaver, S.D., 1971. Trace elements data bearing on the origin of salic rocks from the Quaternary volcano Paka, Gregory Rift, Kenya. *Earth Planetary Science Letters*, 12: pp. 327-331.
- Schmincke, H.U. 2006. *Volcanism*. Springer-Verlag Berlin, Germany. 324 pp.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 278: 153 pp.
- Shand, S.J., 1970. *The Eruptive Rocks*, John Wiley, New York, 360 pp.
- Shao, F., Niu, Y., Regelous, M., Zhu, D., 2015. Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia. *Lithos*, 216-217: pp. 196-211.
- Sigurdsson, H., 1999. *Encyclopedia of Volcanoes*. Rhode Island, USA. Academic Press. 1442 pp.
- Smith, I.E.M., Chappel, B.W., Ward, G.K., Freeman, R.S., 1977. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: pp. 230-236.

-
- Solana-López, J., 2010. Geología regional y petrogénesis del vulcanismo sílico circundante a la ciudad de Tulancingo, Estado de Hidalgo, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, sección de Estudios de Posgrado e investigación ESIA-Ticomán. Tesis de maestría, 98 pp.
- Sumner, J.M., Branney, M.J., 2002. The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava like ignimbrite: 'TL' on Gran Canaria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115: pp. 109-138.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, in Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society (London), Special Publication, 42, pp. 315-345.
- 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): pp. 693-703.
- Torres-Peralta, M., 2018. Variaciones petrográficas geoquímicas e isotópicas del vulcanismo máfica de la porción sureste de la Sierra de Pachuca. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura (En preparación).
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouger gravity anomalies and regional crystal structure in central Mexico. *International Geology Reviews* 38: pp. 176-194.
- Valadez-Cabrera, S., 2012. Caracterización Petrográfica del Campo Volcánico Xihungo-La Paila, Estado de Hidalgo: evidencias geoquímicas e isotópicas de Sr, Nd y Pb. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 160 pp.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 1998. El Volcán La Joya, Edos. De Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del cinturón volcánico mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15: pp. 181-197.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2): pp. 133-190.
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Demant, A., López-Martínez, M., Ignimbritas hipercalinas del Mioceno medio en Sonora Central: reevaluación de la estratigrafía y significado del vulcanismo terciario. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20: pp. 47-67.

- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., 2008. Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora. *Geological Society of America Bulletin*, 120: pp.691-708.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1994. Petrology of Volcán Tequila, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: pp. 345-361.
- Watson, E.B., 1976. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 119-134 pp. En: Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex, Logman Scientific & Technical, 315 pp.
- Weaver, S.D., Scael, J.S.C., Gibson, I.L., 1972. Trace element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift System. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 36: pp. 181-194.
- White, J.C., Parker, D.F., Ren, M., 2009. The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179: 33-55 pp. En: Macdonald, R., 2012. *Evolution of peralkaline silicic complexes: Lessons from the extrusive rocks*. *Lithos*, 152: pp. 11-22.
- White, J.C., Espejel-García, V., Anthony, E.Y., Omenda, P., 2012. Open System evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift. *Lithos*, 152: pp. 84-104.
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*, Wiley-Blackwell, 400 pp.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Leeds, Reino Unido, Springer, 480 pp.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey, USA, Prentice-Hall. 796 pp.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T., Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114: B01302.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103: pp. 817-828.

Tabla A1. Concentración de elementos mayores y traza para el volcán Las Navajas.

Muestra	LN-2	PIMM-10R	PIMM-10M	PIMM-11	LN-14	LN-17	LN-13	LN-1
Unidad	El Guajolote	El Sustito	El Sustito	El Sustito	La Serpiente	La Serpiente	Azules	Azules
Coordenadas								
X	541903.391	547006.741	547006.741	547358.753	543435.99	545877.706	543431.852	543361.75
Y	2222766.25	2217980.63	2217980.63	2217778.69	2225355.28	2226486.64	2224685.12	2221346.52
% en peso								
SiO ₂	64.87	65.75	73.04	69.31	66.09	66.49	66.90	73.55
TiO ₂	0.727	0.55	0.45	0.45	0.77	0.71	0.95	0.33
Al ₂ O ₃	15.12	15.67	11.97	14.29	16.08	16.29	15.70	13.16
Fe ₂ O ₃ t	4.267	3.86	2.93	3.21	3.66	3.69	3.58	1.95
MnO	0.103	0.06	0.05	0.08	0.11	0.12	0.11	0.11
MgO	2.572	1.89	1.80	1.53	0.33	0.32	0.27	0.16
CaO	3.905	3.38	2.57	2.63	1.02	0.92	0.82	0.16
Na ₂ O	3.636	4.23	2.89	3.72	6.34	6.21	5.94	4.83
K ₂ O	2.119	2.84	2.11	2.68	4.66	4.79	4.29	5.29
P ₂ O ₅	0.177	0.13	0.11	0.13	0.20	0.12	0.18	0.01
PxC	2.41	1.42	1.98	1.74	0.73	0.49	1.21	0.45
Total	99.92	99.81	99.92	99.80	100.03	100.19	99.98	
Ppm								
P	0.17	0.14	0.11		0.20			
K	2.11	2.84	2.12		4.661			
Ti	0.72	0.55	0.54		0.77			
Rb	42.84	62.79	49.80		87.06			
Sr	515.56	524.86	554.27		134.21			
Y	16.31	19.278	13.80		90.39			
Zr	78.79	99.90	60.82		1188.29			
Nb	8.47	10.33	8.39		49.74			
Cs	0.39	0.34	0.51		0.26			
Ba	559.57	621.10	570.64		2806.99			
La	24.07	25.28	19.71		75.45			
Ce	48.68	50.40	38.32		128.36			
Pr	5.94	5.92	4.45		22.76			
Nd	22.52	21.62	16.24		91.45			
Sm	4.30	4.12	3.04		19.50			
Eu	1.21	1.06	0.85		6.07			
Gd	3.76	3.71	2.75		17.96			
Tb	0.53	0.56	0.42		2.69			
Dy	2.89	3.25	2.38		15.83			
Ho	0.56	0.65	0.48		3.11			
Er	1.50	1.85	1.35		8.75			
Yb	1.38	1.85	1.36		8.19			
Lu	0.206	0.28	0.21		1.24			
Pb	6.51	6.69	5.32		13.47			
Th	6.07	6.95	5.34		8.04			
U	1.198	1.30	0.86		2.37			

Muestra	LN-12	PIMM-16	*EP-10	EP-10*	LN-9	LN-11	LN-19	LN-20
Unidad	Azules	Azules	Azules	Azules	Sureste	Sureste	Sureste	Sureste
Coordenadas								
X	543158.234	544740.743	538935	538935	555462.721	551125.917	550123.723	549808.889
Y	2224638.87	2221227.64	2217030	2217030	2221326.07	2219631.32	2217661.05	2219071.12
% en peso								
SiO ₂	70.49	73.63	72.79	73.13	76.25	74.01	75.17	72.61
TiO ₂	0.45	0.33	0.277	0.41	0.26	0.29	0.29	0.34
Al ₂ O ₃	14.18	12.80	11.46	11.06	10.90	12.48	11.65	13.37
Fe ₂ O ₃ t	2.76	2.08	2.45	2.31	2.39	2.35	2.41	2.26
MnO	0.14	0.09	0.145	0.14	0.11	0.12	0.12	0.10
MgO	0.16	0.27	0.156	0.14	0.08	0.11	0.12	0.17
CaO	0.18	0.27	0.125	0.19	0.08	0.08	0.11	0.12
Na ₂ O	5.73	4.83	4.92	4.52	4.31	4.22	4.71	4.51
K ₂ O	5.56	5.27	4.71	4.89	4.96	5.09	5.07	5.38
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.013	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02
PxC	0.34	0.28	2.94	3.16	0.565	1.18	0.38	1
Total	100.06	99.90	99.99	100.04	99.966	99.986	100.08	99.944
Ppm								
P	0.04	0.02	0.01	0.04	0.018		0.021	
K	5.56	5.27	4.71	4.89	4.96		5.07	
Ti	0.45	0.33	0.27	0.41	0.26		0.29	
Rb	142.90	125.17	159.72	167.83	197.96		161.58	
Sr	9.36	5.75	6.09	2.56	3.17		3.70	
Y	58.18	48.242		127.83	43.89		95.25	
Zr	1019.65	215.51	1077.77	1106.14	759.40		725.72	
Nb	81.00	57.36	84.31	85.08	91.32		89.69	
Cs	0.32	1.35	3.15	3.42	3.01		1.27	
Ba	105.11	148.70	11.72	9.90	14.61		16.85	
La	62.88	57.98	44.22	46.08	33.00		44.94	
Ce	151.80	141.87	112.67	126.61	77.04		109.24	
Pr	15.35	16.85	18.75	18.00	9.93		15.21	
Nd	54.04	61.35	73.78	70.81	31.84		56.76	
Sm	10.51	13.33	20.58	21.13	7.71		15.21	
Eu	2.01	1.70	2.80	3.21	0.83		1.57	
Gd	9.48	11.20	20.41	20.65	6.64		14.75	
Tb	1.60	1.81	3.52	3.60	1.33		2.78	
Dy	10.04	10.49	22.56	22.72	9.16		18.44	
Ho	2.03	1.92	4.08	4.45	1.90		3.63	
Er	6.02	5.22	11.89	12.73	5.94		10.54	
Yb	6.66	4.99	11.58	12.25	7.37		11.16	
Lu	1.082	0.72	1.68	1.79	1.07		1.61	
Ta	4.35	3.31	4.39	4.73	5.68		5.13	
Pb	19.23	14.01	26.28	24.70	24.16		20.77	
Th	14.53	8.78	14.63	15.83	20.86		17.01	
U	3.12	1.86	4.56	5.22	3.87		3.62	

Muestra	PIMM-17	PIMM-17BIS	LN-15A	LN-15B	LN-8	*EP-08	*EP-11	*EP-28
Unidad	Sureste	Sureste	El Horcón	El Horcón	Depósitos de pómez	Depósitos de pómez	Depósitos de pómez	Depósitos de pómez
Coordenadas								
X	546723.52	546448.19	547219.934	547021	534911.788	537297.422	538992.629	543534.529
Y	2221106.81	2221302.80	2221854.52	2224606	2215068.9	2216752.85	2216180.46	2216102.63
% en peso								
SiO ₂	75.28	74.21	73.89	74.67	71.24	72.66	72.31	69.07
TiO ₂	0.22	0.28	0.32	0.29	0.21	0.23	0.2	0.32
Al ₂ O ₃	11.39	12.10	12.54	11.90	11.42	11.06	10.95	12.44
Fe ₂ O ₃ t	2.73	2.59	2.27	2.28	2.51	2.45	2.43	2.26
MnO	0.14	0.13	0.08	0.11	0.15	0.14	0.15	0.11
MgO	0.23	0.24	0.14	0.19	0.13	0.14	0.21	0.32
CaO	0.15	0.17	0.13	0.15	0.19	0.13	0.13	0.39
Na ₂ O	4.61	4.21	4.75	4.45	2.60	2.47	3.19	2.55
K ₂ O	4.68	4.91	5.15	5.23	7.19	6.6	6.13	7.13
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
PxC	0.49	1.05	0.58	0.58	4.37	4.12	4.29	5.31
Total	99.97	99.94	99.927	99.917	100.06	100.1	100	99.93
Ppm								
P	0.016			0.01			0.01	0.02
K	4.69			5.23			6.12	7.13
Ti	0.22			0.29			0.20	0.320
Rb	201.58			166.76			191.98	42.40
Sr	0.08			1.49			14.88	18.50
Y	24.72			57.06			113.98	90.23
Zr	935.83			801.95			946.73	655.65
Nb	95.93			93.47			97.23	60.17
Cs	1.26			2.58			3.63	1.65
Ba	8.14			6.76			22.02	61.44
La	6.95			29.65			36.20	61.27
Ce	71.14			71.09			80.71	148.04
Pr	2.59			9.19			11.33	18.29
Nd	8.86			31.30			36.69	67.93
Sm	2.76			7.76			9.89	15.44
Eu	0.42			0.77			1.32	2.04
Gd	2.82			6.89			11.07	14.85
Tb	0.72			1.42			2.18	2.39
Dy	5.94			10.24			15.78	15.29
Ho	1.38			2.17			3.16	3.07
Er	4.59			6.77			10.27	8.99
Yb	6.20			8.02			11.64	9.01
Lu	0.92			1.24			1.75	1.19
Ta	5.41			5.34			4.96	2.72
Pb	26.87			20.33			31.72	16.79
Th	19.52			17.31			17.56	11.95
U	3.36			5.48			5.70	3.32

Muestra	*EP-31	LN-16	LN-21	LN-22	LN-26	PIMM-9	EP-17NAV	LN-23
Unidad	Depósitos de pómez	Obsidiana	Obsidiana	Obsidiana	Obsidiana	Obsidiana	Obsidiana	Domo Central
Coordenadas								
X	546854.735	547519.113	545407.032	544567.326	542567.352	546831.375	543926	547225.55
Y	2218339.89	2223964.15	2221041.24	2220061.52	2219610.81	2218385.9	2222530	2221925.24
% en peso								
SiO ₂	70.36	73.47	75.29	75.44	72.79	73.42	75.06	75.87
TiO ₂	0.32	0.64	0.57	0.53	0.32	0.33	0.21	0.29
Al ₂ O ₃	12.1	12.43	11.14	11	12.68	12.68	11.34	11.57
Fe ₂ O _{3t}	2.21	2.08	2.39	2.41	1.97	2.18	2.53	2.16
MnO	0.11	0.10	0.14	0.14	0.09	0.11	0.15	0.10
MgO	0.29	0.16	0.07	0.08	0.17	0.34	0.11	0.09
CaO	0.34	0.25	0.16	0.16	0.15	0.23	0.1	0.01
Na ₂ O	2.58	5.23	5.17	5.09	4.68	5.04	5.07	4.64
K ₂ O	6.6	5.02	4.56	4.59	5.58	5.22	4.47	5.09
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
PxC	5.29	0.47	0.44	0.62	1.75	0.46	0.61	0.25
Total	100.22	99.914	99.987	100.11	100.22	100	100	100.13
Ppm								
P	0.02	0.02	0.01	0.013			0.01	
K	6.60	5.02	4.56	4.59			4.46	
Ti	0.320	0.64	0.575	0.536			0.20	
Rb	52.11	121.46	198.97	193.82			189.56	
Sr	6	2.35	2.61	3.30			6.24	
Y	94.05	94.86	117.45	116.64			118.72	
Zr	626.07	729.21	986.51	991.78			958.56	
Nb	59.79	61.42	100.27	98.60			99.46	
Cs	2.24	2.12	4.14	4.16			3.82	
Ba	38.97	35.46	10.24	13.32			11.92	
La	63.61	67.62	39.53	39.46			38.57	
Ce	153.97	154.51	94.49	95.49			84.57	
Pr	19.06	19.73	11.48	11.47			12.05	
Nd	71.10	72.58	36.65	40.12			39.29	
Sm	16.01	17.21	10.70	10.71			10.56	
Eu	2.08	2.47	1.56	1.58			1.38	
Gd	15.22	15.93	11.74	11.88			11.72	
Tb	2.46	2.69	2.33	2.34			2.30	
Dy	15.72	16.82	16.76	16.97			16.68	
Ho	3.17	3.32	3.67	3.72			3.43	
Er	9.23	9.52	11.52	11.61			11.08	
Yb	9.26	9.27	12.92	13.14			12.53	
Lu	1.23	1.36	1.95	1.97			1.88	
Ta	2.69	3.53	5.52	5.59			5.24	
Pb	16.30	17.85	29.26	29.35			32.39	
Th	11.57	11.73	19.21	19.24			17.82	
U	3.48	3.60	6.70	6.74			5.94	

Muestra	LN-6	LN-7	LN-10	*EP-07	*EP-09	*EP-18	*EP-29	**PIMM-1
Unidad	Cerro Gordo	Cerro Gordo	Conos de escoria					
Coordenadas								
X	542281.223	541617.476	554940.058	537819	537280	534210	543468	546858.40
Y	2229809.83	2229405.53	2221483.62	22214760	2216420	2215416	2216382	2212625.24
% en peso								
SiO ₂	61.00	62.82	55.19	49.81	49.21	52.95	51.88	52.70
TiO ₂	1.29	1.20	1.08	1.85	2.05	1.64	2.05	1.84
Al ₂ O ₃	17.69	16.12	18.19	16.8	16.47	16.91	17.2	17.76
Fe ₂ O _{3t}	6.22	5.50	7.38	10.38	11.4	8.96	10.22	9.55
MnO	0.20	0.23	0.12	0.16	0.17	0.14	0.16	0.14
MgO	0.56	1.00	4.67	6.55	6.57	5.90	5.23	4.48
CaO	1.24	2.34	7.36	9.12	8.9	8.11	8.18	7.76
Na ₂ O	4.97	5.81	3.95	4.02	4.01	3.90	3.73	3.90
K ₂ O	3.77	3.64	1.08	0.65	0.65	1.01	0.82	0.98
P ₂ O ₅	0.39	0.43	0.21	0.44	0.4	0.45	0.41	0.42
PxC	2.48	0.83	0.67	0.19	0.15	0.01	0.01	0.4
Total	100.10	99.97	99.94	99.97	99.98	99.96	99.89	99.95
Ppm								
P		0.43	0.21	0.44		0.45	0.40	0.42
K		3.64	1.08	0.64		1.02	0.816	0.98
Ti		1.20	1.087	1.84		1.65	2.05	1.84
Rb		75.46	18.72	7.56		11.08	8.32	7.84
Sr		384.00	583.20	525.49		535.078	507.05	682.95
Y		120.86	28.96	34.15		38.96	34.23	30.89
Zr		1074.10	139.74	217.92		268.93	206.45	208.50
Nb		52.90	8.80	12.12		15.99	12.89	13.77
Cs		0.30	0.23	0.05		0.013	0.043	0.05
Ba		1845.16	285.54	309.74		278.45	254.04	325.38
La		103.75	17.03	18.12		20.39	15.86	21.047
Ce		214.99	30.08	42.71		48.33	38.85	46.39
Pr		31.14	4.90	5.96		6.80	5.46	6.56
Nd		124.95	20.78	26.50		29.90	24.38	28.31
Sm		26.70	4.80	6.42		7.228	6.05	6.42
Eu		7.49	1.52	2.09		2.23	1.97	1.92
Gd		24.47	4.96	6.59		7.38	6.18	6.24
Tb		3.66	0.75	1.013		1.14	0.98	0.93
Dy		21.38	4.63	6.23		7.04	6.10	5.54
Ho		4.10	0.95	1.17		1.30	1.21	1.09
Er		11.40	2.62	3.30		3.70	3.32	2.98
Yb		10.40	2.44	3.03		3.43	3.14	2.73
Lu		1.53	0.36	0.44		0.50	0.45	0.4
Ta		2.98	0.56	0.73		0.93	0.71	0.77
Pb		13.02	4.40	2.65		3.89	3.55	3.93
Th		8.15	2.19	1.26		1.45	1.10	1.47
U		2.63	0.71	0.22		0.44	0.37	0.48

Muestra	**PIMM-4	**PIMM-5	**PIMM-6	**PIMM7
Unidad	Conos de escoria	Conos de escoria	Conos de escoria	Conos de escoria
Coordenadas				
X	549677.14	549792.40	551494.02	545461.73
Y	2214554.28	2213866.02	2215171.26	2217875.10
% en peso				
SiO ₂	51.92	58.88	51.07	53.18
TiO ₂	1.56	1.26	1.83	1.72
Al ₂ O ₃	16.30	16.93	16.42	16.99
Fe ₂ O _{3t}	9.30	7.25	10.81	9.42
MnO	0.14	0.12	0.18	0.15
MgO	7.22	2.65	5.47	4.9
CaO	8.33	5.79	7.97	7.74
Na ₂ O	3.59	4.18	3.65	3.75
K ₂ O	0.99	1.64	1.01	1.20
P ₂ O ₅	0.34	0.38	0.84	0.30
PxC	0.22	0.77	0.82	0.53
Total	99.91	99.87	100.08	99.89
Ppm				
P	0.34	0.38	0.85	0.30
K	0.99	1.64	1.01	1.20
Ti	1.56	1.26	1.83	1.72
Rb	15.02	22.85	12.80	21.07
Sr	467.35	477.30	529.12	475.71
Y	27.11	32.38	46.56	37.82
Zr	188.88	271.96	437.50	190.51
Nb	14.16	13.71	32.86	14.88
Cs	0.17	0.53	0.21	0.88
Ba	284.33	533.86	2.78	444.94
La	17.69	23.86	44.91	24.7
Ce	39.08	51.88	98.60	39.56
Pr	5.22	6.93	12.81	6.32
Nd	22.14	28.97	51.39	26.67
Sm	5.18	6.68	10.73	6.15
Eu	1.54	1.85	2.83	1.83
Gd	5.21	6.51	10.01	6.48
Tb	0.80	0.98	1.48	1.00
Dy	4.83	5.81	8.46	6.25
Ho	0.95	1.12	1.62	1.26
Er	2.60	3.03	4.46	3.49
Yb	2.40	2.80	4.00	3.25
Lu	0.35	0.41	0.59	0.48
Pb	3.85	7.44	7.53	4.81
Th	1.91	2.44	2.78	2.72
U	0.50	0.72	0.87	1.10

Nota: Las concentraciones de P, Ti y K se reportan en % en peso en forma de óxidos. *Datos tomados de Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016); **Datos tomados de Torres-Peralta (2018).

Tabla A2. Método de separación de los elementos (Pb, Sr y Nd) de acuerdo con el manual interno del LUGIS, para su análisis isotópico.

Elemento	Preparación de muestras.	Preparación de columnas.	Separación del elemento.	Limpieza de columnas.
Pb	Disolución de las muestras en 1.5ml de HBr 1N.	Añadir 325µl de resina y dejar asentar.	Se colecta el Pb añadiendo 1.5 ml de HCl 6N.	Se vacía la resina con agua MQ y las columnas se ponen a remojar en HNO ₃ 8N.
		Limpiar la resina con 1 CV de agua MQ.		
		Limpiar resina con ½ CV de HNO ₃ 8N.		
		Añadir alternadamente 3 veces, 1CV agua MQ, ½ CV HCl 6N y finalmente 1CV agua MQ, dejando reposar todo el volumen.		
		Añadir ½ CV de HBr 1N para acondicionar la columna.		
		Colocar la muestra directo en la resina con ayuda de una pipeta pasteur.		
		Añadir 300 µl HBr 1N.		
		Agregar 2 veces, 600µl de HBr 1N, dejando asentar cada vez.		
		Agregar 300µl de HCl 2N y dejar pasar totalmente.		
Sr	Disolución de las muestras en 1.5 ml de HCl 2N.	Se acondiciona la columna con 30 ml de HCl 2N.	Agregar 160 ml de HCl 2N.	Agregar 120 ml de ~HCl 6N.
		Colocar la muestra directo en la resina, con ayuda de una pipeta pasteur y dejarla asentar.	Añadir 10 ml de HCl 6N.	
		Pipetear 4 veces con 1ml de HCl 2N y dejar asentar.	Añadir 15 ml de HCl 6N y recuperar la solución con Sr.	
		Agregar 16 ml de HCl 2N y dejar pasar por la columna.	Añadir 10 ml HCl 6N. Añadir 25 ml de HCl 6N y recuperar solución con REE.	
Nd	Disolución de las muestras en 200µl de HCl 0.18N.	Acondicionar la resina 2 veces con 5ml de HCl 0.18N.	Agregar de 5 a 12 ml de HCl 0.18N.	Agregar 10 ml de HCl
		Colocar la muestra directo en la resina, con ayuda de una pipeta pasteur y dejarla asentar.	Agregar de 3 a 5 ml de HCl 0.18N y recuperar solución con Nd.	
		Pipetear 4 veces 200µl de HCl 0.18N y dejar asentar cada vez.		

Tabla A.3. Mineralogía normativa representativa de cada unidad que conforma al volcán Las Navajas y conos de escoria del Pleistoceno, obtenida con el software Iqpet, 2007.

Muestra	LN-2	PIMM-11	LN-14	LN-12	LN-19	LN-8	LN-16	LN-21	LN-22	LN-26	LN-23	LN-7	LN-10
Unidad	Guajolote	Sustito	Serpiente	Azul	Sureste y Horcón	Depósitos de pómez	Obsidiana				Domo central	Cerro Gordo	Conos de escoria
Cuarzo	24.53	30.45	9.75	17.02	30.11	30.25	25.88	31.70	32.31	25.46	31.46	10.19	7.37
Ortoclasa	12.84	16.16	27.74	32.96	30.06	44.41	29.84	27.08	27.29	33.51	30.17	21.73	6.45
Albita	31.55	32.10	54.06	42.13	31.82	19.58	36.18	32.10	31.15	34.67	31.20	49.64	33.68
Anortita	18.68	12.43	1.65	-	-	-	-	-	-	-	-	7.18	28.93
Corindón	0.18	0.82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diópsido	-	-	-	-	-	0.59	-	-	-	-	-	-	2.44
Hiperstena	6.57	3.89	0.85	0.41	0.31	0.08	0.42	0.17	0.20	0.43	0.25	2.53	10.60
Acmita	-	-	-	5.72	7.01	3.02	6.05	6.97	7.03	4.89	6.28	-	-
Olivino	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilmenita	0.23	0.18	0.24	0.31	0.26	0.35	0.23	0.32	0.32	0.21	0.22	0.51	0.27
Hematita	4.38	3.28	3.69	0.79	-	1.58	-	-	-	0.31	-	5.56	7.44
Apatito	0.42	0.32	0.47	0.10	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03	0.06	0.03	1.01	0.50
Titanita	-	-	1.51	0.45	0.29	0.10	0.80	0.52	0.52	0.42	-	1.18	2.34
Rutilo	0.08	0.47	0.05	0.14	0.05	-	0.26	0.25	0.20	0.06	0.24	0.60	-
NaS	-	-	-	-	0.05	-	0.35	0.93	0.98	-	0.23	-	-

Tabla A.4. ¹Relaciones isotópicas de Sr y Nd de las unidades del volcán Las Navajas. Los datos se obtuvieron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. Cuenta con 9 colectores Faraday ajustables. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Muestra	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m	1σ	n	¹⁴⁸ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _m	1σ	n	εNd _m	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	¹⁴⁸ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	εNd _i
¹ LN-2	0.704509	32	58	0.512513	19	63	-2.44	0.704501	0.512511	-2.42
¹ PIMM-10R	0.704746	26	55	0.512673	15	66	-1.87	0.704735	0.51254	-1.85
¹ LN-14	0.705429	27	57	0.512688	18	68	0.98	0.70537	0.512686	0.99
¹ LN-12	0.706685	30	57	0.512682	19	59	0.86	0.705301	0.51268	0.69
¹ EP-10	0.732893	145	50	0.512667	15	67	0.57	0.730721	0.512665	0.99
¹ EP-10*	0.732838	53	23	0.512673	17	66	0.68	0.726881	0.51267	0.57
¹ LN-19	0.718726	38	50	0.512705	18	68	1.31	0.714774	0.512703	0.88
¹ LN-16	0.712590	38	51	0.512681	16	68	0.84	0.707922	0.512669	0.85
¹ LN-21	0.713893	37	56	0.512671	16	66	0.64	0.707005	0.512669	0.65
¹ LN-22	0.713154	31	58	0.512671	15	67	0.64	0.707843	0.512669	0.65
¹ EP-17NAV	0.710412	37	57	0.512669	17	66	0.60	0.707658	0.512667	0.61
¹ EP-31	0.712667	27	58	0.512682	17	67	0.86	0.711879	0.51268	1.32
¹ LN-7	0.705351	36	57	0.512693	18	66	1.07	0.70533	0.512691	1.09
¹ LN-10	0.704449	30	58	0.512744	19	53	2.07	0.704487	0.512742	2.08
² GD-4	0.706115	-	-	0.512794	-	-	-	0.705993	0.512794	3.04
² GD-22	0.707188	-	-	0.512739	-	-	-	0.707137	0.512739	1.97
² GD-8	0.704062	-	-	0.512796	-	-	-	0.704043	0.512796	3.08
² GD-12	0.706604	-	-	0.512795	-	-	-	0.706203	0.512795	3.06
³ 91-46	0.708030	-	-	0.512929	-	-	-	0.7079	0.512929	5.68
³ 90-122	0.705459	-	-	0.512948	-	-	-	0.70545	0.512948	6.05
³ 90-91	0.705101	-	-	0.512948	-	-	-	0.7051	0.512948	6.05
³ 90-29	0.705708	-	-	0.51294	-	-	-	0.70507	0.51294	5.89
³ 90-10	0.707960	-	-	0.512926	-	-	-	0.70778	0.512926	5.62
³ 90-90	0.708263	-	-	0.51293	-	-	-	0.70819	0.51293	5.70
³ 91-67	0.708621	-	-	0.5129	-	-	-	0.70852	0.5129	5.11

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y 70 para Nd por cada muestra. Los valores (1sd = ±1σ_{abs}) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 y ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710250 ± 12 (±1σ_{abs}, n = 59); para el estándar La Jolla (Nd): ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511846 ± 3 (±1σ_{abs}, n = 13). Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.20 ng Sr, 1.18 ng Nd (blancos de procedimiento total)). Las composiciones isotópicas de Sr y Nd fueron re calculadas a 2.20 Ma. ²Relaciones isotópicas de Sr y Nd del volcán Gedemsa, Etiopía (Peccerillo et al., 2003). ³Relaciones isotópicas de Sr y Nd de la Isla Socorro (Bohrson y Reid, 1997).