



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores,
Unidad Morelia

*"Análisis morfoestructural de la
Región Oriente de Michoacán, México y
su relación con los procesos hidrológicos
e impacto ambiental"*

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADA EN
GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

DANIELA JURADO CALDERÓN

DIRECTOR DE TESIS: DR. PEDRO CORONA CHÁVEZ
CO-DIRECTOR DE TESIS: M.C. DANIEL ALBERTO GÓMEZ CALDERÓN

MORELIA, MICHOACÁN

Marzo, 2025



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



ESCUELA
NACIONAL
de ESTUDIOS
SUPERIORES
UNIDAD MORELIA

10
años
(2011-2021)

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO ESCUELA
NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MORELIA
SECRETARÍA GENERAL
SERVICIOS ESCOLARES

MTRA. IVONNE RAMÍREZ WENCE

DIRECTORA

DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR

PRESENTE

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 05** del **Comité Académico de la Licenciatura en Geociencias** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES), Unidad Morelia, celebrada el día **09 de diciembre de 2024**, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional de la alumna **Daniela Jurado Calderón** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **420138709**, con el trabajo titulado: **"Análisis morfoestructural de la Región Oriente de Michoacán, México y su relación con los procesos hidrológicos e impacto ambiental"**, bajo la dirección como tutor del **Dr. Pedro Corona Chávez** y como co-tutor el **M. en C. Daniel Alberto Gómez Calderón**.

Presidente:	Dr. Gerardo Bocco Verdinelli
Vocal:	Dra. María del Sol Hernández Bernal
Secretario:	Dr. Pedro Corona Chávez
Suplente:	Dr. Alejandro Ávila Olivera
Suplente:	Dra. Diana Cinthia Soria Caballero

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Morelia, Michoacán a 12 de febrero de 2025.

DRA. ANA YESICA MARTÍNEZ VILLALBA
SECRETARIA GENERAL

CAMPUS MORELIA

Antigua Carretera a Pátzcuaro N° 8701, Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta
58190, Morelia, Michoacán, México. Tel: (443)689.3500 y (55)5623.7300. Extensión Red UNAM: 80614
www.enesmorelia.unam.mx

Agradecimientos Institucionales

A la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, UNAM por el apoyo que me brindó en mi formación como geocientífica.

Extiendo mi gratitud al Instituto en Ciencias de la Tierra de la UMSNH, que me proporcionó aulas y espacios de estudio donde pude adquirir conocimientos y desarrollar este trabajo.

Al Departamento de Servicios Escolares por su asistencia desde el inicio de mi trayectoria académica, así como por su orientación durante el proceso de titulación.

A la Coordinación del Área I Físico-Matemático, que me guio en los trámites necesarios para concluir mi formación.

Un agradecimiento especial a mi Tutor el Dr. Pedro Corona Chávez, quien me acompañó durante el desarrollo de este trabajo. Su creatividad para enseñar geología me permitió comprender la materia de una manera distinta y crear la capacidad de desarrollar una representación mental de imágenes e ideas geológicas. Aprecio su dedicación, su capacidad para inculcarme orden y metodología, así como su constante motivación para mejorar mis proyectos. Por ser el "zircón" que describió en mi la reconstrucción geológica.

A mi Cotutor, M.C. Daniel Alberto Gómez, le agradezco por ser un pilar en este viaje académico. Su firme apoyo y las conversaciones profundas que compartimos me ayudaron a expandir mis ideas y alcances de conocimiento. Por estar al pendiente de mi estabilidad emocional, darme apoyo, consejos y respetar siempre mis ideas, quien además de ser mi profesor, y cotutor también ha sido un amigo y hermano que siempre me inspiró a seguir adelante.

Agradezco a mi mesa sinodal, compuesta por el Dr. Gerardo Bocco, la Dra. María del Sol Hernández, el Dr. Pedro Corona, la Dra. Diana Cinthia Soria y el Dr. Jorge Alejandro Ávila, por su tiempo y sugerencias que contribuyeron significativamente a mejorar este trabajo.

Agradezco a la Dra. María del Sol no solo por ser una gran profesora, sino también por brindarme confianza y conocimiento. Los momentos compartidos en campo y las experiencias, han forjado un vínculo especial entre nosotros como verdaderos geocientíficos.

Agradezco al M.C. Elesbaan (Kache) por su valioso apoyo en el inicio de este trabajo y por motivarme para formar parte de este equipo.

Finalmente, extendiendo mi gratitud a todos mis profesores de la carrera, quienes me enseñaron no solo las materias, sino también la pasión y el amor por el conocimiento.

Agradecimiento Personales

Agradezco a mis padres, Ma. Refugio Calderón e Ignacio Jurado quienes, con su amor y dedicación, han sido el pilar de mi vida guiándome en cada paso de mi historia, brindándome la fortaleza necesaria para enfrentar los desafíos.

A mi hermana, Eréndira por su apoyo y por ser una amiga incondicional formando parte integral de mi vida avanzando juntas.

A mis sobrinos, Fátima e Ignacio Emanuel, quienes me enseñan a apreciar la belleza del comienzo de la vida.

A Adrián Calderón por haber llegado a mi vida en un momento crucial.

A Moisés Castillo por su apoyo incondicional y comprensión a lo largo de este tiempo, valoro profundamente la confianza, compañía y apoyo que hemos construido.

A todos mis compañeros de la ENES Morelia, con quienes compartí aulas. Especialmente a Azul, Paco, Ricardo, Diego, Yarco, Arely y Ayelen, con quienes comencé una historia universitaria.

Agradezco profundamente a Azul Dueñas, Sarahi y Pato, amigas que me ofrecieron una nueva perspectiva sobre mí misma. Juntas, definieron un paso

crucial en mi vida: “el arte de dejar ir”. Gracias a ellas, he aprendido abrazar nuevas oportunidades con el corazón abierto.

En general a mis compañeros del INICIT y en especial a Juárez, Checo, Oscar y Rodrigo por los momentos compartidos.

A todos mis compañeros de trabajo en Sirloin Stockade. Su presencia fue esencial para mantenerme motivada durante la tesis que con su apoyo y alegría hicieron que este camino fuera mucho más ameno. Especialmente agradezco a Nayelli, Karla, Edwin, Iván y Mauro.

Asimismo, doy gracias a la vida por ofrecerme tanto oportunidades como desafíos. Cada experiencia, ya sea buena o mala, ha contribuido a forjar mi carácter. Me enorgullezco de mis logros y aprendo de mis errores, reconociendo que **al igual que en este trabajo mis fallas son normales.**

Finalmente, agradezco al pasado por las lecciones aprendidas y al futuro por las posibilidades que aún están por venir.

Dedicatorias

A mi madre Ma. Refugio Calderón, a mi padre Ignacio Jurado

A mi hermana Eréndira

A mis sobrinos Fátima y Emanuel

A Pedro Corona Chávez y Daniel Alberto Gómez Calderón

A mi familia, mis abuelos, tíos y primos

A todas las personas con quienes he compartido y compartí hasta ahora

A todos mis profesores

A los geos

A todos los momentos que han hecho especial este camino

A mi

CONTENIDO

Resumen	i
Abstract	ii
1. INTRODUCCIÓN	1
2. GENERALIDADES	4
2.1 Localización geográfica, localidades, vías de acceso	4
2.2 Climas	6
2.3 Áreas naturales protegidas de la ROM	9
2.4 El Campo Geotérmico Los Azufres	11
2.5 Impacto ambiental en zonas geotérmicas	13
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	17
3.1 Geología regional de la región oriente de Michoacán (ROM)	17
3.2 Basamento de la ROM: Terreno Guerrero	18
3.2.1 Complejo Arteaga	21
3.2.2 Subterreno Zihuatanejo	21
3.3 Sucesiones Volcánicas Miocénicas	22
3.3.1 Sierra de Angangueo	22
3.3.2 Sierra de Mil Cumbres	22
3.3.3 Sierra de Santa Inés	23

3.3.4 Complejo Pucuated	24
3.3.5 Sierra de Puruagua	24
3.4 Cinturón Volcánico Transmexicano	25
3.4.1 Campo Volcánico Michoacán Guanajuato	28
3.4.2 Campo Volcánico Los Azufres	30
3.5 Sistemas estructurales	33
3.5.1 Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende	34
3.5.2 Sistema de fallas Morelia-Acambay	36
4. HIDROLOGÍA DE LA ROM	38
4.1 Regiones Hidrológicas	49
4.1.1 Región Hidrológica Lerma Santiago	41
4.1.2 Región Hidrológica Balsas	41
4.2 Cuencas Hidrográficas	42
4.2.1 La Cuenca del Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria (12 G)	42
4.2.2 Cuenca Lerma-Salamanca (12 B)	45
4.2.3 Lerma-Toluca (12 A)	46
4.2.4 Cuenca Cutzamala (18 G)	47
5. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS	49
5.1 Justificación	49
5.2 Objetivo general	51
5.3 Objetivos específicos	51

6. METODOLOGÍA	53
6.1 Revisión bibliográfica	53
6.2 Materiales cartográficos	53
6.3 Morfología de volcanes	54
6.4 Análisis morfoestructural	55
6.5 Cartografía geológica	58
6.6 Análisis hidrológico	59
6.6.1 Jerarquización de cuencas de acuerdo con la recopilación bibliográfica	59
6.6.2 Caracterización de órdenes de drenaje	60
6.6.3 Delimitación de pétalos de captación	61
6.6.4 Cálculos Hidrológicos	62
6.6.4.1 Cálculo de los valores de precipitación (P)	63
6.6.4.2 Cálculo de los valores de Evapotranspiración Potencial (ETP)	63
6.6.4.3 Cálculo de los valores de Escurrimiento (Es)	65
6.6.4.4 Cálculo de los valores de infiltración (I)	66
6.6.5 índice de Gravelious	67
6.7 Trabajo de campo	68
6.8 Integración de la información	69
7. RESULTADOS	70
7.1 Morfología volcánica de la ROM	70

7.2 Dominios morfoestructurales de la ROM	81
7.2.1 Dominio Sierra de Chincua	82
7.2.2 Dominio Complejo Garnica Sierra de Mil Cumbres	85
7.2.3 Dominio Sierra Semicircular de Santa Inés	87
a) Subdominio Inés	89
7.2.4 Dominio Sierra Complejo Pucuat	89
7.2.5. Dominio Sierra de Puruagua	91
7.2.6 Dominio Altiplano Valle de Juárez	92
7.2.7 Dominio Sierra el Fraile	94
7.2.8 Dominio secuencia volcánica de Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo	95
a) Subdominio planicie Lacustre de Cuitzeo.	97
7.2.9 Dominio Volcanes escudo el Tejero	98
7.2.10 Dominio Planicie de Maravatío	100
7.2.11 Dominio Grábenes San Pedro Jácuar-Cd. Hidalgo	101
7.2.12 Dominio volcanes escudo el Pilar	102
7.2.13 Dominio Campo Geotérmico Los Azufres	103
a) Subdominio Volcán Compuesto San Andrés	106
7.2.14 Dominio conos Cerro Prieto	108
7.2.15 Dominio Conos Senguio-Tzintzingareo	112
7.2.16 Dominio Conos Volcánicos de Queréndaro	114
7.2.17 Dominio Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua	115

7.3 Análisis Hidrológico de la ROM	117
7.3.1 Clasificación de los órdenes de drenaje	119
7.3.2 Clasificación de los pétalos de captación	121
7.3.3 Análisis de los patrones de drenaje por pétalos en subcuencas	124
7.3.3.1 Subcuenca Lago de Cuitzeo 12Gb	124
7.3.3.2 Subcuenca Solís Salamanca 12 Ba	125
7.3.3.3 Subcuenca Presa Solís 12 Ad	126
7.3.3.4 Subcuenca Tarandacua 12Ae	126
7.3.3.5 Subcuenca Atlacomulco Paso de Ovejas 12Ac	126
7.3.3.6 Subcuenca Cavichi 12 Af	127
7.3.3.7 Subcuenca Tuxpan 18 Gc	128
7.3.4 Estaciones climatológicas y climogramas de la ROM	129
7.3.5 Cálculos hidrológicos	134
7.3.5.1 Precipitación	135
7.3.5.2 Evapotranspiración	137
7.3.5.3 Infiltración	139
7.3.5.4 Escurrimiento	139
8. DISCUSIÓN	143
8.1 Cartografía geológica y principales eventos volcánicos en relación con la morfoestructura	143
8.2 Relación morfoestructural y vulcano tectónica de la Región Oriente de Michoacán.	145

8.3 Relación espacial y geológica de los parámetros hidrológicos	151
8.4 La relación geológica e hidrológica en los procesos de Impacto Ambiental en la ROM	158
9. CONCLUSIONES	165
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	169
11. ANEXOS	182
1.- Definición de cuerpos de agua superficial	183
2.- Tipología Volcánica de la ROM	189
3.- Parámetros y clasificación de los pétalos de drenaje de la ROM	207
4.- Parámetros y estimaciones meteorológicas de la ROM	212
5.- Datos hidrogeoquímicos de acuerdo con Birkle y Merkel (2000)	217

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización geográfica de la ROM.	5
Figura 2. Distribución climática en la ROM.	7
Figura 3. Mapa de Áreas Naturales Protegidas de la ROM.	10
Figura 4. Mapa de ubicación de la planta geotérmica Los Azufres, en el Cinturón Volcánico Transmexicano.	12
Figura 5. Modelo idealizado de un sistema geotérmico	15
Figura 6. Mapa geológico de la Región Oriente De Michoacán.	19
Figura. 7. Terrenos tectonoestratigráficas de México.	20
Figura 8. Contexto geodinámico del CVTM.	26

Figura 9. Límite del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato	29
Figura 10. Distribución espacial de Los Azufres, Michoacán.	31
Figura 11. Modelo dinámico del flujo del reservorio de los Azufres (Después de Molina, 2013)	33
Figura 12. Sistemas de fallas en el CVTM	34
Figura 13. Extensión del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA).	35
Figura 14. Estructura jerárquica de una cuenca hidrográfica.	39
Figura 15. Regiones hidrológicas de México.	40
Figura 16. Mapa de cuencas y subcuencas hidrográficas.	43
Figura 17. Esquemas de morfología y morfogénesis volcánica.	56
Figura 18. Clasificación de la tipología volcánica en la Región Oriente de Michoacán.	72
Figura 19. Representación de los domos en la ROM.	73
Figura 20. Ejemplos Visuales de Domos en Campo.	74
Figura 21. Mesa La Comalera.	75
Figura 22. Representación de mesas de lava dentro de la ROM.	75
Figura 23. Representación de los spatters.	76
Figura 24. Conos cineríticos en campo.	77
Figura 25. Representación topográfica de conos cineríticos.	77
Figura 26. Topografía del agrupamiento de volcanes en escudo C. Pilar.	78
Figura 27. Volcanes escudo vistos de perfil en campo.	78
Figura 28. Topografía de la forma del volcán San Andrés.	79

Figura 29. Clasificación de dominios morfoestructurales en la ROM.	84
Figura 30. Imagen panorámica de la Sierra de Santa Inés.	87
Figura 31. Imagen del complejo Pucuató.	90
Figura 32. Vista panorámica de los límites con los dominios Sierra de Santa Inés, Conos Cerro Prieto, Volcanes Escudo el Pilar en contraste con el Altiplano Valle de Juárez.	93
Figura 33. Perfil del desplazamiento vertical escalonado de la falla normal E-O en el área de Valle de Juárez (AVJ). Se tomó el desplazamiento de sur a norte	94
Figura 34. Imagen de los dominios planicie lacustre de Cuitzeo y el cambio paisajístico con la secuencia volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo.	96
Figura 35. Perfil de los dominios morfoestructurales que atraviesan el oeste de la ROM, desde el sur hacia el norte.	98
Figura 36. Imagen panorámica que muestra el contacto entre los dominios del volcán escudo El Tejero y la planicie de Maravatío.	99
Figura 37. Imagen que muestra la confluencia de cinco dominios morfoestructurales	103
Figura 38. Vista panorámica del volcán compuesto de San Andrés y el CGLA.	104
Figura 39. Representación de los grábenes somitales en el dominio CGLA.	105
Figura 40. Imagen panorámica de tres dominios morfoestructurales.	107
Figura 41. Depósitos de avalancha del flujo sur de San Andrés.	108
Figura 42. Imagen panorámica de los dominios morfoestructurales	109
Figura 43. Depósitos piroclásticos y de avalancha que cubren la estructura de la mesa El Nazario.	111
Figura 44. Vista panorámica tomada desde la mesa el Nazario al cono cinerítico la Herradura	112
Figura 45. Mapa Hidrológico de la Región Oriente de Michoacán.	118

Figura 46. Mapa que ilustra los diferentes órdenes de drenaje en la ROM	120
Figura 47. Código de los pétalos de drenaje en base a la subcuenca a la que pertenecen.	123
Figura 48. Estaciones meteorológicas de la ROM	132
Figura 49. Rango de precipitación por pétalo.	136
Figura 50. Rango de evapotranspiración.	138
Figura 51. Rango de Infiltración.	140
Figura 52. Rango de escorrentía.	142
Figura 53. Relación morfoestructural y volcanotectónica de la ROM.	146
Figura 54. Perfiles de los dominios morfoestructurales.	149-150
Figura 55. Representación de los valores de Evapotranspiración Potencial (ETP), Precipitación (P), Infiltración (In) y Escorrentía (Es).	152-153
Figura 56. Parámetros Hidrológicos vs estructuras de fallamiento.	154
Figura 57. Fallas en el CGLA.	156
Figura 58. Proyección y distribución de los pozos presentes en los Dominios morfoestructurales definidos en este estudio para el CGLA.	159
Figura 59. Distribución de las presas de enfriamiento en el CGLA	160
Figura 60. Estimación de la propagación potencial de contaminantes en la ROM.	163
Figura 61. Representación de los tres procesos de desarrollo de un manantial.	186

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Síntesis de los tipos de impacto ambiental causados por plantas de energía geotérmica	16
Tabla 2. Relación de los valores de K (dependientes del suelo) y	

cálculo del índice de escurrimiento anual Ce.	66
Tabla 3. Índice de Gravelious para evaluar la forma de la cuenca	68
Tabla 4. Tipología volcánica identificada y clasificada en la Región Oriente de Michoacán.	71
Tabla 5. Disgregación jerárquica de las unidades hidrológicas.	122
Tabla 6. Secciones norte y sur de los valores de precipitación mensual promedio de las estaciones climatológicas	133
Tabla 7. Límite permisible en agua potable de elementos potencialmente tóxicos	160
Tabla 8. Tipología volcánica. Características de la nomenclatura, ubicación y tipología de estructuras volcánicas en la Región Oriente de Michoacán (ROM).	189
Tabla 9. Características de los pétalos de captación	207
Tabla 10. Valores Hidrológicos.	212
Tabla 11. Datos hidrogeoquímicos de acuerdo con Birkle y Merkel (2000).	217

RESUMEN

La Región Oriente de Michoacán (ROM) se encuentra en el sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano, en el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, donde además se localiza el Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA), el cual ha sido geológicamente bien descrito debido a su importancia geotérmica. Sin embargo, no se ha desarrollado información que vincule los factores geológicos para estimar el alcance de las implicaciones ambientales que ocurren con frecuencia en campos geotérmicos. En este estudio se relacionan los aspectos geológicos obtenidos a partir de un análisis morfoestructural, una revisión de la geología regional y un análisis hidrológico de la ROM. Además, se expone cómo las estructuras geológicas que impactan en la ROM pueden influir en el transporte hídrico de elementos contaminantes que podrían estar presentes en los alrededores del CGLA dada su posición fisiográfica.

Dentro de la ROM se han emplazado un total de 176 centros eruptivos: 48 domos, 44 spatters, 38 conos cineríticos, 19 mesas de lava, 13 volcanes tipo escudo, 12 conos erosionados 1 volcán compuesto, y una estructura de colapso caldérico. Adicionalmente, se identificaron ocho estructuras semicirculares distribuidas en la sierra de Mil Cumbres, el Chinapo, el Cerro de San Andrés y la Sierra de Santa Inés. En la ROM se han definido 17 dominios y 3 subdominios morfoestructurales, que reflejan una amplia variedad paisajística, destacando en el centro del área el alto estructural (horst) del CGLA.

Con base en el análisis de los patrones de drenaje y la morfología, en la ROM se distinguieron 53 pétalos o microcuencas hidrológicas. Los cinco pétalos hidrográficos más importantes son aquellos que emergen en la cima del CGLA tomando en cuenta que representan la parte alta de las cuencas Cutzamala; Lago de Cuitzeo- Pátzcuaro-Yuriria y la Lerma-Toluca fluyendo con un patrón de drenaje radial desde el parteaguas regional del CGLA.

Se calcularon índices promedio de precipitación, evapotranspiración, infiltración y escurrimiento anuales para cada pétalo hidrográfico. El análisis de estos parámetros hidrológicos determina las tendencias y estima el porcentaje de flujo superficial y subterráneo (escurrimiento e infiltración) de la ROM, demostrando una estrecha relación con los dos principales sistemas estructurales: i) Morelia-Acambay (E-O) y ii) Taxco-San Miguel de Allende (NNO-SSE).

Se concluye que el alto estructural del CGLA representa un elemento morfoestructural predominante para la influencia y distribución de los recursos hídricos en la ROM. Los probables elementos contaminantes relacionados al campo geotérmico podrían migrar a través de las estructuras geológicas, lo cual repercute en la distribución de los recursos hídricos de uso agrícola y consumo humano. Por esta razón, se sugiere un estudio detallado en las diferentes regiones y puntos de captación más susceptibles para la propagación de la contaminación de elementos potencialmente tóxicos en las partes correspondientes a la cuenca intermedia-baja de la ROM.

ABSTRACT

The Oriente de Michoacán Region (ROM) is located in the central sector of the Transmexican Volcanic Belt and at eastern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field and contains the Azufres Geothermal Field (AGF).

The AGF has been geologically well described due to its geothermal potentiality, however the local and regional environmental impact has not been well studied.

This study concerns the geological and hydrological setting of ROM based on volcanic typology, morphostructural analysis, regional geology review and hydrological analysis. The ROM counts 176 volcanic vents: 48 domes, 44 spatters 38 scoria cones, 19 lava plateaus 13 shield volcanoes, 12 eroded cones, 1 stratovolcano, and a volcanic caldera collapse structure. In addition, 8 semi-circular vulcanotectonic structures were identified which are distributed along the Mil Cumbres, San Andrés and Santa Inés ranges, and Chinapo dome. 17 morphostructural domains and 3 subdomains were identified, where highlight the prominent horst where AGF and this is situated at watershed of study area based on the analysis of drainage patterns and morphostructural analysis, 53 catchment petals or micro-basins were identified in the ROM. Most representative petals regard the radial drainage pattern CGLA and they are close relationships with Cutzamala, Cuitzeo-Pátzcuaro-Yuriria Lakes, and Lerma-Toluca basins, with average annual of precipitation, evapotranspiration, infiltration, and runoff indexes were calculated. Hydrological parameters suggest groundwater flows trends associated with the two main structural systems: i) Taxco-San Miguel de Allende (NNW-SSE) and ii) Morelia-Acambay (E-W).

It is concluded that the morphostructural domain of the CGLA is widely influencing the hydrological system behaviour and consequently irrigation pattern of potential contaminants and environment impact related to the CGLA in the ROM. The potential chemical contaminants could migrate through geological structures that guide the distribution of water resources for agricultural and human consumption. A detailed study is recommended to weight up different catchment zones where potentially toxic contaminants are spreading.

CAPÍTULO 1.

INTRODUCCIÓN

La morfoestructura es clave en la clasificación del relieve. Se refiere a una unidad regional que se distingue por un relieve específico y características particulares del terreno. En México los análisis se han enfocado a realizar trabajos que describen las características del terreno basadas en la tipología volcánica, las relaciones entre la morfometría y las estructuras tectónicas, así como los aspectos que describen la morfogénesis y la influencia con la morfodinámica en la renovación del paisaje (Hernández & Ortiz, 2005).

El relieve puede ser analizado desde la perspectiva de unidades o dominios morfoestructurales, estos se consideran unidades de relieve que pueden estar delimitadas de acuerdo con las características geomorfológicas distintivas, dentro de un espacio continuo y su relación con la evolución geológica (Hernández *et al.*, 2011). El análisis morfoestructural se enfoca en el análisis de las características geomorfológicas que son el resultado de los agentes de la morfogénesis o procesos geológicos endógenos y exógenos; constructivos y destructivos; primarios y secundarios (Robles & Corona, 2024).

Algunos estudios han establecido correlaciones entre las estructuras tectónicas y el flujo del agua, así como su distribución en la superficie. Se ha demostrado que los elementos tectónicos, estructurales y litológicos condicionan los procesos hidrológicos tanto superficiales como subterráneos y su relación con microcuencas adyacentes (Săndulescu, 2011; Burr, *et al.*, 2021). Sin embargo, la relación morfoestructural vs. hidrología, ha sido un tema poco explorado.

La Región Oriente de Michoacán (ROM) abarca un área total de 2,358 km² y se limita al norte con el estado de Guanajuato. Al centro de la ROM se encuentra el Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA), reconocido como la segunda zona geotérmica más productiva en México. La localización geográfica de este campo se considera un punto crítico para el control ambiental debido a su ubicación dentro de una zona de parteaguas regional entre dos importantes regiones hidrológicas: al norte, la RH-12 Lerma-Santiago, y al sur, la RH-18 Balsas. Esta posición geográfica no solo resalta un evidente control hídrico de los posibles agentes tóxicos, sino que también está influenciada por un importante control estructural que consta de dos sistemas de fallamiento regionales: i) el sistema de fallas Morelia-Acambay, que se orienta en dirección E-O, y ii) el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende, que se orienta NNO-SSE.

Aunque, la energía geotérmica se considera una fuente de energía limpia y renovable, sus procesos de operación pueden revelar frecuentemente pérdidas de emisión líquidas, gases o presentar mal manejo de residuos tóxicos con las consecuentes implicaciones adversas para el medio ambiente (Birkle, *et al.*, 1996; González-Acevedo 2018).

El agua asociada a los depósitos de yacimientos geotérmicos puede contener elementos potencialmente tóxicos tales como sulfatos (SO₄), manganeso (Mn), arsénico (As), selenio (Se), cadmio (Cd), mercurio (Hg), plomo (Pb) y hierro (Fe), así como sílice entre otros compuestos que resultan de los procesos geotérmicos (Birkle, *et al.*, 1996, García-Zarate, *et al.*, 2023).

Estos elementos están sujetos al flujo hídrico, ya sea superficialmente por medio del escurrimiento o por infiltración primaria por porosidad de rocas o secundaria relacionada con fallas (Brophy, 1997).

La interacción de estos elementos con el ambiente puede alterar la química del entorno y por ende afectar la composición química de este recurso usado para el consumo humano.

Otro aspecto crítico asociado a la explotación de los campos geotérmicos son las emisiones atmosféricas. La liberación de gases como dióxido de carbono (CO_2), sulfuro de hidrógeno (H_2S), amoníaco (NH_3), metano (CH_4), nitrógeno (N_2) e hidrógeno (H_2). La concentración de estos compuestos sobre la atmósfera incrementa gradualmente la contaminación atmosférica (Phillips, 2010).

Un ejemplo de ello se encuentra en el campo geotérmico de Los Humeros, en Puebla, donde se han identificado elementos potencialmente tóxicos en las aguas subterráneas. Esta contaminación fue asociada a un sistema hidrotermal influenciado por la actividad antrópica que ocurre en la región.

En el CGLA se han documentado diversas fuentes de contaminación, incluyendo estanques de evaporación con fugas o desbordamientos y tuberías defectuosas (Birkle & Merkel 2000). Estas irregularidades podrían generar graves problemas ambientales, afectando tanto a las poblaciones cercanas como al medio ambiente.

En este trabajo se presenta un análisis de las características morfoestructurales e hidrológicas de la ROM, con la intención de comprender las problemáticas ambientales presentes en la región.

CAPÍTULO 2

GENERALIDADES

2.1 Localización geográfica, localidades y vías de acceso

El área de estudio se localiza en la región centro-meridional de México, específicamente en el estado de Michoacán. Esta investigación se centra en una porción del oriente del estado, lo que designa el nombre de este trabajo como la Región Oriente de Michoacán (ROM). El área abarca un polígono definido por las coordenadas de latitud 19° 58' 7" N y 19°59'49" y longitud 100°53'58"O y 100°19'50"O con una extensión total de 2,358 km².

Hacia el norte, la región limita con el estado de Guanajuato, representada por los municipios de Acámbaro y Tarandacuao. Además, incluye los municipios de Zinapécuaro, Queréndaro, Hidalgo, Aporo, Maravatío, Senguio, Irimbo, así como fracciones de Tzitzio y Tuxpan, pertenecientes al estado de Michoacán.

Asimismo, se consideran las localidades y comunidades rurales de Araró, Ucareo, Valle de Juárez, Uripitio, Tungareo, Cieneguillas, Huajúmbaro, Puerto de Pucuate, el Rodeo, Tzintzingareo, Aporo, San Pedro Jácuaró, San Juan Huerta, Ejido de Pomas, los Olivos, Córdoba Morán, San Miguel Taimeo, Ojo de Agua de Bucio, la Soledad, el Castillo, Santa Elena y San José de la Cumbre (Figura 1). Estas comunidades están conectadas a través de una red de vías de acceso que incluye carreteras federales, estatales y caminos de terracería, lo que facilita la comunicación terrestre en la región.

Para acceder a la zona de estudio se puede arribar, hacia el occidente partiendo desde la ciudad de Morelia, por la avenida principal que se dirige a salida a Charo

sobre la avenida Francisco I. Madero Oriente, donde se continuará sobre dicha avenida hasta entroncar con la carretera Morelia-Maravatío la cual se corta al sur por el camino El Salto en dirección a valle de Juárez que se dirige a los Azufres.

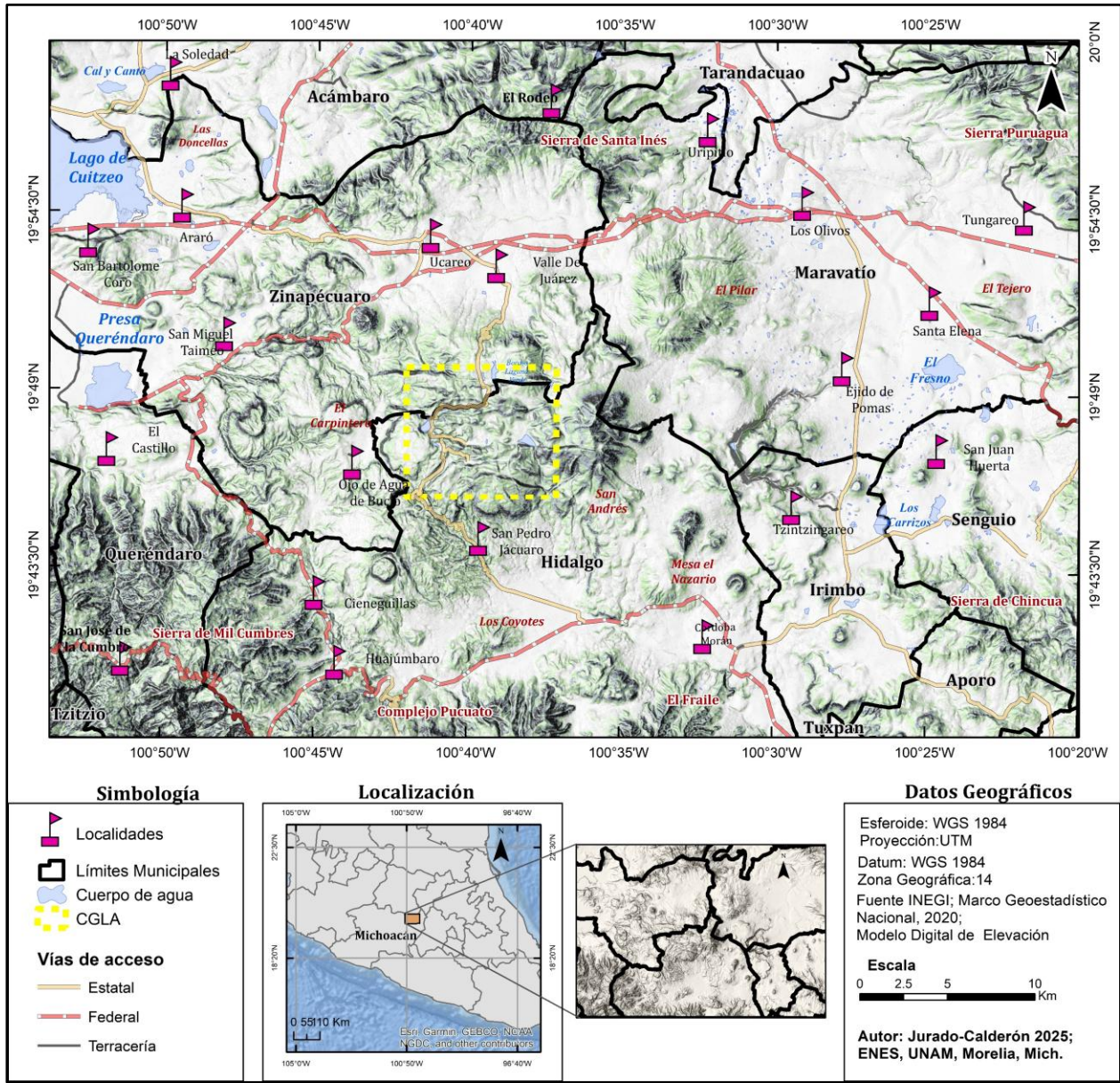


Figura 1. Localización geográfica de la ROM. En color amarillo se delimitan los límites municipales de la región, destacando su nombre en letras negras. Las banderas rosas indican las localidades principales, mientras que las letras rojas en cursivas identifican algunos de los nombres de las estructuras volcánicas. Adicionalmente, las letras rojas con fondo blanco mencionan los nombres de las sierras más importantes. En el centro, una línea punteada de color rojo resalta el CGLA.

Hacia el norte partiendo de Acámbaro se puede llegar siguiendo la carretera 51 Acámbaro-Maravatío. Hacia el oriente, se puede llegar partiendo desde Talpujahua tomando la carretera principal 126 Maravatío- Atlacomulco hasta llegar a la glorieta que seguirá hacia la carretera 15D. Hacia el sur partiendo desde Zitácuaro se toma la carretera 15 Tuxpan- Zitácuaro que se dirige a Ciudad Hidalgo donde al oriente se toma la carretera Ciudad Hidalgo-Maravatío que llega a la ciudad del mismo nombre donde se deberá continuar el ascenso por la prolongación Leona Victoria hasta llegar a la glorieta que llevará a la carretera 15 D.

2.2 Climas

En el área de investigación, la temperatura promedio anual se sitúa en 20°C. Las temperaturas mínimas se registran en enero, alcanzando aproximadamente 8°C, mientras que las máximas promedio son de 31°C, observándose principalmente en abril y mayo. Además, se experimentan lluvias durante el verano, específicamente de junio a septiembre, con una precipitación anual promedio de 850mm.

Según el mapa climático de García y CONABIO (1998), escala 1:1,000 000 que tiene como base la clasificación de Köppen modificada por García 1997, dentro del área de estudio se presentan siete tipos de clima: clima subhúmedo C(w1), templado subhúmedo C(w2), templado subhúmedo C(w0), semifrío subhúmedo Cb'(w2) con verano fresco largo, semicálido subhúmedo (A)C(wo) del grupo C, semicálido subhúmedo (A)C(w1) del grupo C y templado subhúmedo C (w2) (Figura 2).

Clima subhúmedo C(w1)

En el sector oriente y centro-norte abarca un área de 1,325 km². Presenta una temperatura media anual que oscila los 12°C a los 18°C, sin embargo, a lo largo del mes más frío la temperatura disminuye hasta -3°C y durante el mes más caliente

umenta a 22°C. La precipitación es menor a 40 mm. Las lluvias de verano mantienen un índice P/T entre 43.2 y 55 y un porcentaje de lluvia invernal es del 5% al 10.2% del total anual.

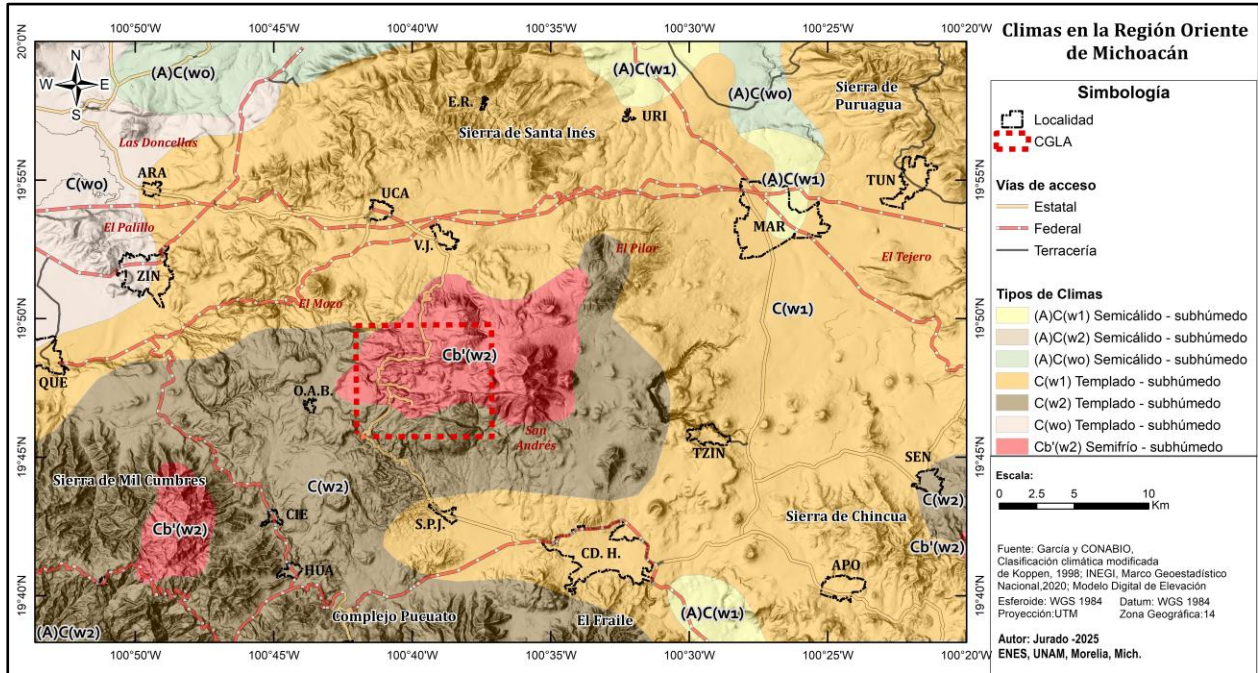


Figura 2. Distribución climática en la ROM, de acuerdo con los polígonos tomados de García y CONABIO (1998). Se describen los siete tipos de clima en la región (A)C[w1], (A)C[w2] y (A)C[w0] representativos del clima semicálido-subhúmedo. C[w1], C[w2] y C[w0] correspondientes al clima templado-subhúmedo y Cb' [w2] del clima semifrío-subhúmedo. Las líneas en negritas con fondo blanco representan tanto los climas como las sierras más importantes de la región. Las letras en cursivas de color rojo indican los nombres de las estructuras volcánicas. Las líneas negras, que no son uniformes, delimitan los diferentes poblados y localidades, abreviados de la siguiente manera: MAR (Maravatío), URI (Uripitío), TUN (Tungareo), TZIN (Tzintzingareo), SEN (Senguio), APO (Aporo), CD.H. (Ciudad Hidalgo), S.P.J. (San Pedro Jácuaro), P.P. (Puerto Pucuatío), HUA (Huajúmbaro), CIE (Cieneguillas), S.J.C. (San José de la Cumbre), O.A.B. (Ojo de Agua de Bucio), QUE (Queréndaro), ZIN (Zinapécuaro), ARA (Araró), UCA (Ucareo), E.R. (El Rodeo) y V.J. (Valle de Juárez).

Clima templado subhúmedo C(w2)

En la porción suroeste de la ROM se refleja el segundo clima más representativo en un área de 585 km². Presenta un con una temperatura media anual 12°C y 18°C, durante el mes más frío mantiene una temperatura de -3°C, mientras que en el mes más caliente rebasa los 22°C. Por el contrario, la precipitación en el mes más seco es

menor de 40 mm con lluvias de verano con índice P/T mayor de 55 y porcentaje de lluvia invernal del 5 al 10.2% del total anual.

Clima Templado Subhúmedo (C(w0))

En la parte noroeste abarca una superficie de 151 km² y presenta temperaturas anuales que oscilan entre 12°C y 18°C. Durante el mes más frío, las temperaturas pueden caer hasta -3°C, mientras que, en el mes más cálido, pueden alcanzar los 22°C. La precipitación es escasa en el mes más seco, con menos de 40 mm. Este clima se caracteriza por lluvias estivales y un índice de precipitación/temperatura (P/T) que no supera el 43.28%, además de una lluvia invernal que representa entre el 5% y el 10.2% del total anual.

Clima Semifrío Subhúmedo (Cb'(w2))

En el centro y suroeste de la región se extiende sobre un área de 141 km². Las temperaturas en este clima fluctúan entre -3°C y 18°C durante el mes más frío, mientras que en el mes más cálido pueden llegar a los 22°C. La precipitación durante los meses secos es también baja, inferior a 40 mm. Este clima presenta lluvias en verano y un porcentaje de precipitación invernal que varía entre el 5% y el 10.2% del total anual.

Clima Semicálido Subhúmedo (A)C(wo)

Se presenta en los extremos noroeste y noreste, ocupa una superficie de 79 km². Con una temperatura media anual superior a los 18°C. Durante el mes más frío, las temperaturas rondan los 18°C, mientras que en el mes más cálido superan los 22°C. La precipitación en el mes más seco es de aproximadamente 40 mm, con lluvias estivales cuyo índice P/T es inferior a 43.2%, además de un porcentaje de lluvia invernal que oscila entre el 5% y el 10.2% del total anual.

Clima Semicálido Subhúmedo (A)C(w1)

En áreas que suman 65 km² al noroeste y sureste, se presenta este clima. Exhibe una temperatura media anual superior a los 18°C; durante el mes más frío las temperaturas son menores a los 18°C y alcanzan hasta los 22°C en el mes más cálido. La precipitación del mes más seco es inferior a 40 mm; las lluvias estivales tienen un índice P/T entre 43.2 y 55%, mientras que la lluvia invernal representa entre el 5% y el 10.2% del total anual.

Clima Templado Subhúmedo (C(w2))

Finalmente, en la localidad de Senguio, en el área de 15 km² hacia el sureste. Este clima tiene una temperatura media anual que varía entre 12°C y 18°C; durante el mes más frío, las temperaturas fluctúan entre -3°C y hasta los 22°C. La precipitación en el mes más seco no supera los 40 mm, con lluvias estivales cuyo índice P/T es mayor a 55%, además de una lluvia invernal que representa entre el 5% y el 10.2% del total anual.

2.3 Áreas Naturales Protegidas de la ROM

De acuerdo con el artículo 45 de la ley general del equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente (LGEEPA) se establecen las Áreas Naturales Protegidas (ANP) con la finalidad de preservar ambientes naturales tomando en cuenta las características representativas de la región basados en la biogeografía y ecología de los ecosistemas. En febrero de 2024 la Comisión Nacional de las ANP (CONANP, 2024) realizó una actualización de la descripción de las ANP en México.

En la zona de estudio se localizan dos áreas naturales protegidas: el cerro de Garnica en el extremo suroeste y la Reserva de la Biosfera de la Mariposa Monarca (Figura 3) en la porción sureste, al sur de la localidad de Senguio.

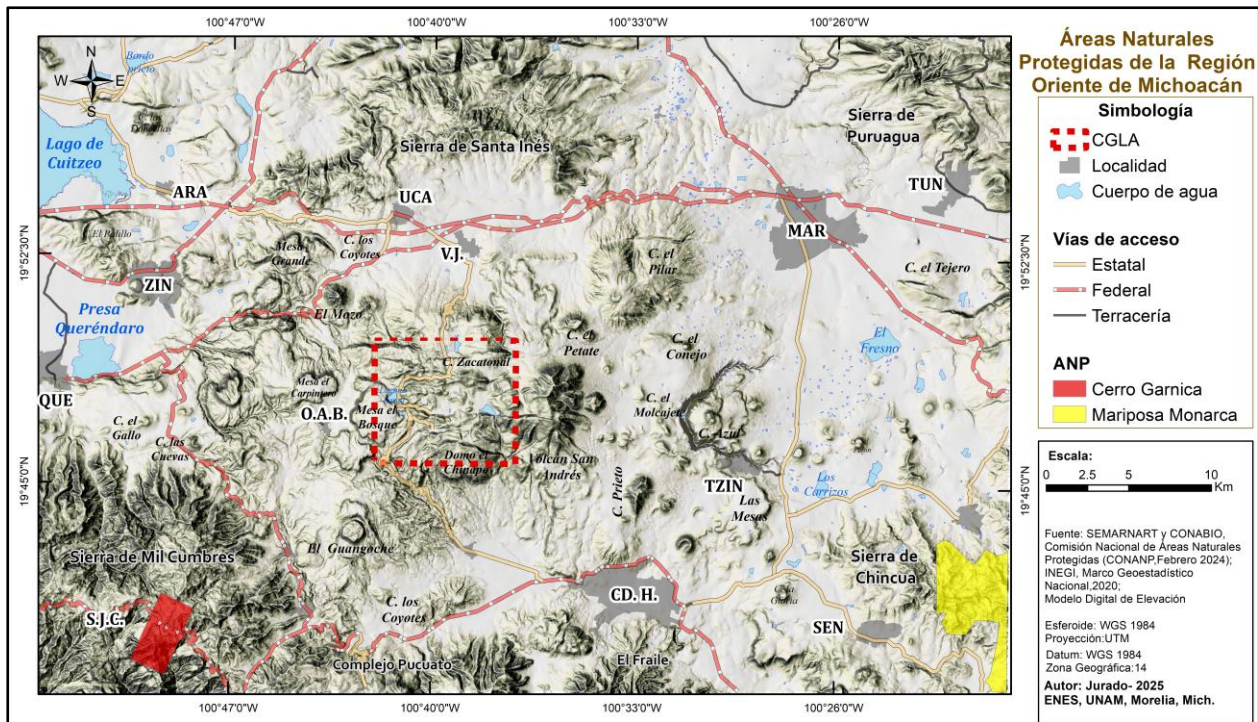


Figura 3. Mapa de Áreas Naturales Protegidas de la ROM. En el centro, el CGLA está remarcado con una línea punteada de color rojo. En los extremos sureste y suroeste se encuentran las Áreas Naturales Protegidas: el Cerro de Garnica en color rojo y Mariposa Monarca en color amarillo, según los límites establecidos por la CONANP 2024. Los nombres de las sierras están en negritas con fondo blanco, al igual que las abreviaturas de las localidades. Las letras en negro corresponden a los nombres de las estructuras volcánicas, mientras que los nombres de los lagos están en negritas de color azul. Abreviaturas: MAR (Maravatio), URI (Uripitio), TUN (Tungareo), TZIN (Tzintzingareo), SEN (Senguio), APO (Aporo), CD.H. (Ciudad Hidalgo), S.P.J. (San Pedro Jácuar), P.P. (Puerto Pucuat), HUA (Huajúbaro), CIE (Cieneguillas), S.J.C. (San José de la Cumbre), O.A.B. (Ojo de Agua de Bucio), QUE (Queréndaro), ZIN (Zinapécuaro), ARA (Araró), UCA (Ucareo), E.R. (El Rodeo) y V.J. (Valle de Juárez).

El cerro de Garnica (Figura 3) fue declarado ANP el 5 de septiembre de 1936 durante el gobierno de Lázaro Cárdenas y a su vez fue declarado Parque Nacional para la conservación de la flora y fauna. Se encuentra dentro de los municipios de Ciudad Hidalgo y Queréndaro en el estado de Michoacán.

Esta ANP se extiende sobre la sierra de Mil Cumbres, la cual pertenece al Cinturón Volcánico Transmexicano y cubre un área de 10 km² tomando en cuenta los polígonos establecidos (CONANP, 2024). Topográficamente alcanza una altitud entre 2, 300 msnm a 3,000 msnm, con un relieve inclinado y fuertes pendientes, conformado por vegetación típica de montaña: bosque de coníferas y bosque mesófilo.

El Santuario de la Biosfera de la Mariposa Monarca se distribuye de forma irregular entre el estado de Michoacán y el Estado de México siendo este donde abarca mayor superficie. En Michoacán abarca los municipios de Contepec, Senguio, Angangueo, Ocampo, Zitácuaro y Aporo, mientras que en Edo. de México se extiende sobre los municipios de Temascalcingo, San Felipe del Progreso, Donato Guerra y Villa de Allende, sobre un área total de 562.59 km²; sin embargo, dentro de la zona de estudio solo representa un fragmento de área de 23 km².

Durante 1980 en el Diario Oficial de la Federación el Santuario de la Biosfera de la Mariposa Monarca fue catalogado como zona de reserva y refugio de la fauna silvestre donde la Mariposa Monarca hiberna y es reproducida. Posteriormente en 1986 se declara como ANP con la finalidad de proteger esta especie. Finalmente, el 10 de noviembre del 2000 se declara ANP, con el carácter de reserva de la biosfera, de la región denominada Mariposa Monarca.

Este santuario se ubica dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano, formando parte de la sierra de Chincua y representa la división entre el sur de la altiplanicie mexicana y el norte de la depresión del Balsas. Predomina un relieve característico de una región montañosa con fuertes pendientes que reflejan un paisaje accidentado, en esta región, así como una variación altimétrica de 2,400 a 3,600 msnm.

2.4 El Campo Geotérmico Los Azufres

El Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA) está ubicado en Michoacán, México, en la parte oeste y suroccidental de la Sierra de San Andrés, abarcando los municipios de Ciudad Hidalgo, Zinapécuaro y Maravatío. Se encuentra a 80 km al este de la ciudad de Morelia y a 30 km al noroeste de Ciudad Hidalgo entre las coordenadas 19°49'30.54"-19°49'44"latitud Norte y 100°39'12.15" 100°41'24" longitud Oeste (Figura

4). Este campo geotérmico se sitúa a una altitud promedio de 2,800 msnm y ocupa un área de 150 km².

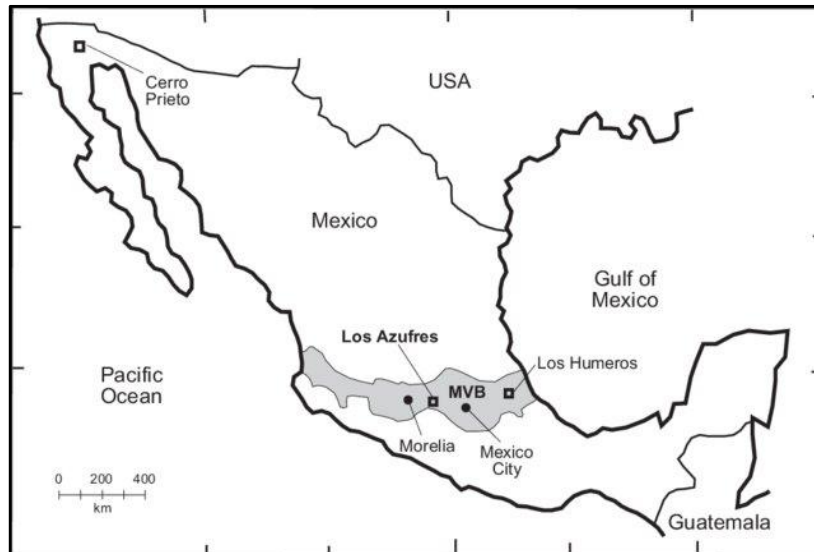


Figura 4. Mapa de ubicación de la planta geotérmica Los Azufres, en el Cinturón Volcánico Transmexicano, a su vez se muestra la ubicación de las plantas geotérmicas de los Humeros y Cerro Prieto. Figura tomada de *González-Partida et al., 2000*.

La zona potencial del CGLA fue identificada en 1972, cuando a nivel federal se promovió la exploración de recursos geotérmicos como parte de una estrategia para diversificar las fuentes energéticas del país. Esta política se prolongó en gobiernos sucesivos que reconocieron el potencial de la energía geotérmica como una alternativa viable que disminuiría el consumo de combustibles fósiles. En 1975, comenzaron los primeros estudios de prospección geotérmica, culminando en 1976 con la perforación de los primeros pozos, confirmando la existencia de yacimientos geotérmicos en la región (Mendoza & Hernández, 2004).

La primera instalación geotérmica, conocida como Planta Geotérmica Los Azufres I, fue inaugurada en 1976. Sin embargo, es hasta agosto de 1982 que las instalaciones alcanzaron una capacidad instalada de 100 MW, con la entrada en operación comercial de cinco unidades a contrapresión de 5 MW cada una (Mendoza & Hernández, 2004).

Durante la Fase I del proyecto, se planificó la sustitución de las cuatro unidades ubicadas en el sector norte del campo por una unidad que tendría una capacidad productiva unitaria de 50 MW (CFE, 2018). Este éxito promovió la exploración y el desarrollo de otras áreas geotérmicas en el país. En 1989, da inicio la Planta Geotérmica Los Azufres II, que agregó 50 MW a la capacidad total de generación ubicando a Los Azufres como un centro importante para la producción de energía geotérmica en México (CFE, 2018). Actualmente, se considera el segundo campo geotérmico más relevante del país, con una capacidad de instalada de 247.9 MW y una capacidad efectiva de 225 MW, contribuyendo con 404 GWh al Sistema Eléctrico Nacional, superado solamente por Cerro Prieto en Baja California (Días, 2018).

2.5 Impacto ambiental en zonas geotérmicas

El término "impacto ambiental" se refiere a cualquier alteración que afecte el equilibrio de la biosfera. Estos impactos pueden ser positivos o negativos, dependiendo de si contribuyen a la estabilidad del medio ambiente o la perjudican.

Los principales tipos de contaminación se clasifican según sus características en las siguientes categorías:

- Contaminación del aire
- Contaminación del agua
- Contaminación del suelo
- Contaminación acústica
- Deforestación
- Empobrecimiento de los ecosistemas
- Generación de residuos
- Consumo de recursos naturales

En México, los estudios de impacto ambiental comenzaron en 1977 (Secretaría del medio ambiente, 2012), marcando un paso importante en la gestión ambiental del país. Posteriormente, el 28 de enero de 1988, se promulgó la Ley General del Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente (LGEEPA), que establece lineamientos para la conservación ambiental y la gestión de recursos naturales. A partir de estas leyes, se han hecho avances en las normativas para atender los diferentes tipos de impacto ambiental causados por el sector de extracción (minería, energía), agrícola y residuos urbanos. Sin embargo, el impacto ambiental asociado a zonas geotérmicas se ha excluido, considerando el sector como de energías limpias, que como veremos, ningún sector de extracción de energía está exonerado de representar un hecho de contaminación.

La energía geotérmica se define como la energía que aprovecha el calor interno de la Tierra. Este calor se extrae de los campos geotérmicos, donde las actividades humanas impactan para aprovechar este recurso.

Un campo geotérmico está vinculado a la actividad volcánica o tectónica, que, junto con las características del terreno, da lugar a un área hidrotermal susceptible de ser aprovechada (García *et al.*, 2019). Desde el punto de vista geológico, se requieren al menos cinco factores para la formación de un campo geotérmico (Figura 5):

1. Fuente de Calor : Magma o rocas calientes que elevan la temperatura del agua subterránea.
2. Reservorio : Formación rocosa permeable que almacena y permite la circulación de agua caliente.
3. Capa Sello : Roca impermeable que retiene el calor y los fluidos.
4. Zona de Recarga : Áreas donde el agua de lluvia se infiltra hacia el reservorio.
5. Zona de Descarga : Puntos donde los fluidos calientes emergen a la superficie, como manantiales termales.

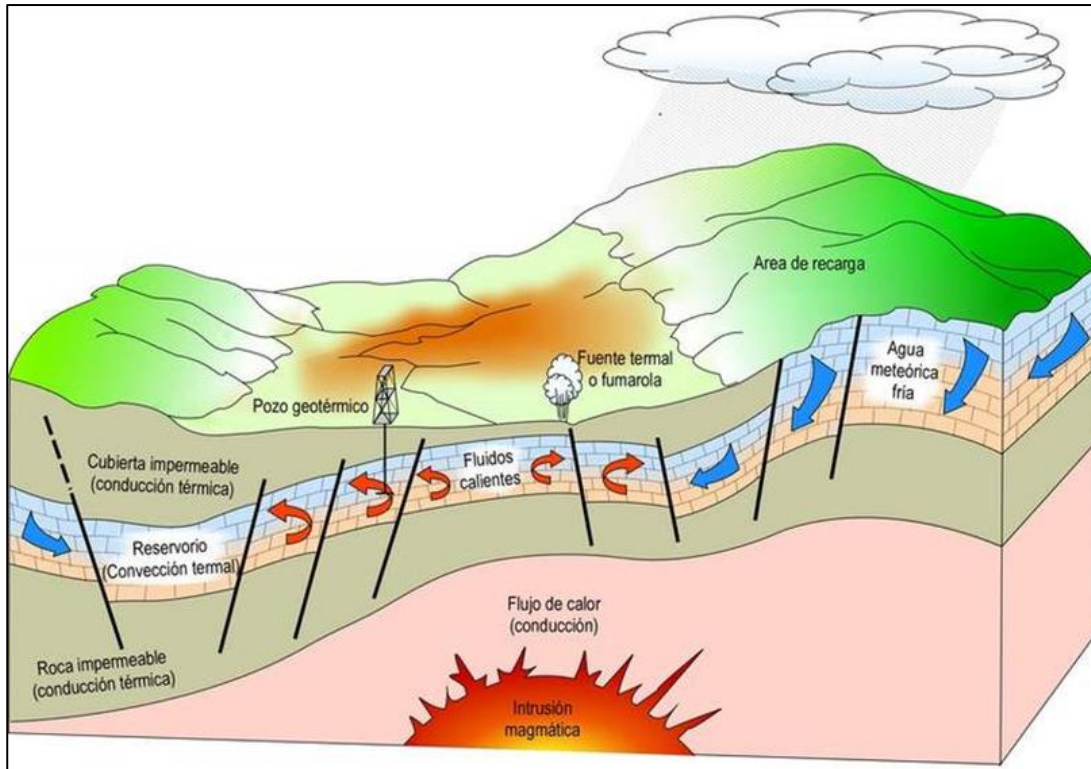


Figura 5. Modelo idealizado de un sistema geotérmico. Retomado de Ministerio de Energía, 2017

La explotación de agua y vapor profundo, que asciende a la superficie, a menudo implica la extracción de aguas con composiciones químicas que contienen concentraciones elevadas de elementos potencialmente tóxicos para la salud humana (Ejm. Cd, As, Pb, Hg, SO₄, Fe, Mn, Se). Estos elementos pueden distribuirse en el entorno a través del contacto directo, afectando tanto la atmósfera como los recursos hídricos vitales tales como los acuíferos someros y los escurrimientos superficiales (Birkle y Merkel, 2000; Bayer *et al.*, 2013; Bosnovic *et al.*, 2019). Además, se han observado marcas de elementos potencialmente tóxicos (EPT) en sedimentos que podrían influir en la formación futura del suelo (Md Hossain, 2025).

Por otro lado, en la tabla 1 se muestra un resumen del registro histórico global que documenta las diversas causas y factores relacionados con el impacto ambiental derivado de la exploración y operación de plantas geotérmicas que incluyen:

Tabla 1. Síntesis de los tipos de impacto ambiental causados por plantas de energía geotérmica (Después de Corona Chávez, *et al.*, 2022)

<p>a) Subsistencia: Causada por la modificación y extracción de grandes volúmenes de agua.</p> <p>b) Alteración de recursos hídricos: Desaparición de manifestaciones termales y manantiales, tanto someros como profundos.</p> <p>c) Contaminación hídrica: Posible contaminación de corrientes de agua superficiales (arroyos y ríos) debido a derrames de fluidos con altas concentraciones de elementos potencialmente tóxicos.</p> <p>d) Afectación del nivel freático: Cambios en el nivel freático y dinámico provocados por procesos de extracción y reinyección de fluidos.</p> <p>e) Impacto en suelos agrícolas: Afectación de suelos en laderas y dispersión de elementos contaminantes en zonas con vocación agrícola.</p> <p>f) Emisiones radiactivas y acústicas: Generación de emisiones radiactivas y ruido durante las operaciones.</p> <p>g) Dispersión de gases: Emisión y dispersión de gases debido a un mal control del sistema de ventilación.</p> <p>h) Alteración del medio natural: Modificación y destrucción de zonas naturales circundantes.</p>
--

Por lo tanto, los campos geotérmicos, dependiendo del cuidado de su operación pueden ser un factor de impacto regional y local. Dado lo anterior, cualquier propuesta para el aprovechamiento geotérmico debe considerar que, para ser realmente sostenible desde el punto de vista ambiental, es esencial implementar un monitoreo constante. Esto incluye la supervisión de las emisiones de vapor y agua, así como la elaboración de informes públicos que garantizan la transparencia en relación con el impacto ambiental con la finalidad de asegurar un entorno saludable para las generaciones presentes y futuras.

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Geología Regional de la Región Oriente de Michoacán

La geología de la porción oriental del estado de Michoacán se caracteriza por la interacción de formaciones volcánicas y secuencias fluviolacustres. La secuencia estratigráfica más antigua se ubica en la porción oriental de la región, donde el Terreno Guerrero sirve como el basamento geológico. Este basamento está compuesto por el complejo Arteaga y el subterreno Zihuatanejo que abarca desde el Triásico hasta el Cretácico Medio (Campa y Coney, 1983).

En la zona de estudio, sobre el basamento se identifica un *hiatus* geológico que se extiende hasta el Mioceno, evidenciado sucesiones volcánicas de edades miocénicas, expuestas en la Sierra de Mil Cumbres, la Sierra de Chincua, la Sierra de Santa Inés, el Complejo Pucuató y la Sierra de Puruagua. Por otro lado, durante el Plioceno domina la sedimentación lacustre asociada a la formación de Planicies como en Lago de Cuitzeo o el Altiplano Valle de Juárez.

La actividad volcánica del Mioceno Temprano precede la actividad del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), el cual abarca un rango de edades que se extiende desde el Mioceno Tardío al Reciente (Ferrari *et al.*, 2012). La actividad volcánica del CVTM se extiende de manera transversal en la porción sur-central de México desde el este en Los Tuxtlas, en la costa del Golfo de México hasta el Pacífico en el estado de Nayarit (Ferrari *et al.*, 2012). El CVTM se divide en tres porciones, donde la zona de estudio se ubica en la porción central y específicamente en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka &

Carmichael, 1985). Este campo volcánico se caracteriza por la presencia de más de 1,200 volcanes de composición esencialmente andesítica y basáltico-andesítico, incluidos conos de escoria, volcanes en escudo y maares. Entre las expresiones más notables y recientes de esta actividad volcánica se encuentran los volcanes Jorullo y Parícutín. Sin embargo, en el área de estudio destaca la presencia de una región que concentra abundante magmatismo de composición félsica que representa una aparente anomalía magmática representada por el Campo Geotérmico Los Azufres (Arce *et al.*, 2021), que marca un cambio drástico en la composición y evolución del volcanismo regional. Este campo volcánico está constituido principalmente por mesas de lava, domos, estratovolcanes muchos de ellos con depósitos piroclásticos asociados (Arce *et al.*, 2021), y escasos volcanes en escudo que se describen en este documento.

A continuación, se presenta una síntesis de las grandes unidades geológicas de la Región Oriente de Michoacán (ROM) las cuales fueron compiladas con base en una amplia revisión bibliográfica plasmadas en una base topográfica en este estudio, por lo que también se representa una revisión cartográfica mostrada en el mapa geológico de la ROM (Figura 6).

Basada en la revisión bibliográfica y cartográfica, las unidades han sido divididas en eventos geológicos que pueden ser también consultados en la leyenda del mapa de la Figura 5.

3.2 Basamento de la ROM: Terreno Guerrero

Fue definido por primera vez como un terreno tectonoestratigráfico conformado de una serie de secuencias volcánico-sedimentarias con edades Jurásico Tardío a Cretácico Medio (Campa y Coney 1983). Se considera como el segundo terreno tectonoestratigráfico más grande de América del Norte.

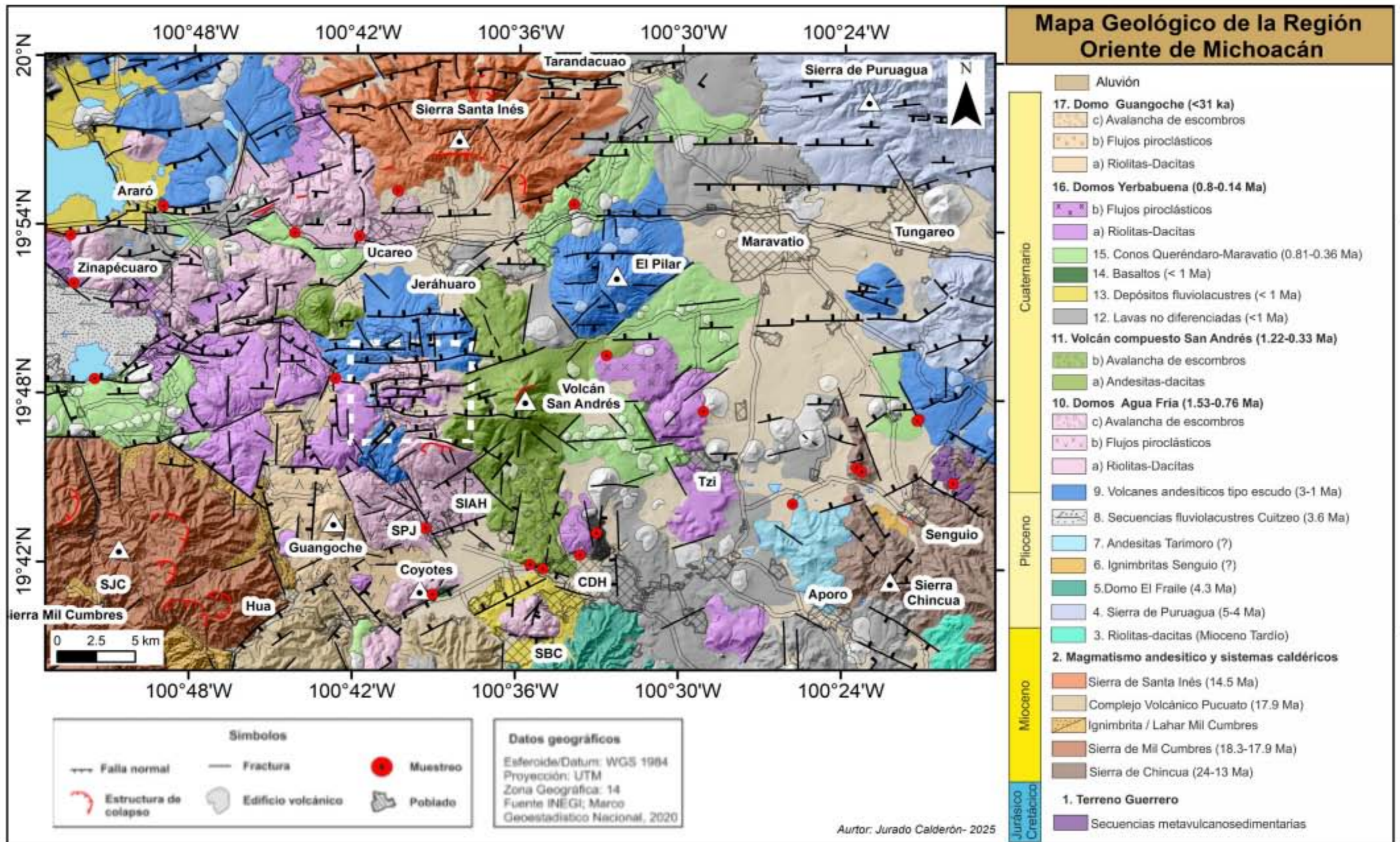


Figura 6. Mapa geol3gico de la Regi3n Oriente De Michoac3n.

Tiene un origen de arco insular y mares someros que se desarrollaron sobre el margen del pacífico mexicano (Corona, 1999; Centeno *et al.*, 2003; 2011; 2016). Este terreno se expone sobre la mayor parte de la margen occidental mexicana y se ha dividido en cinco subterrenos principales: Tahue, Arcelia, Zihuatanejo, Teloloapan y Guanajuato (Figura 7) (Centeno *et al.*, 2011; 2016).

El basamento más antiguo reconocido se refiere al Complejo Arteaga con edades del Triásico (Centeno *et al.*, 2003; 2013). Para nuestro estudio se considera que las secuencias del Jurásico-Cretácico corresponden al subterreno Zihuatanejo. A continuación, una breve descripción de estas dos grandes unidades tectonoestratigráficas.

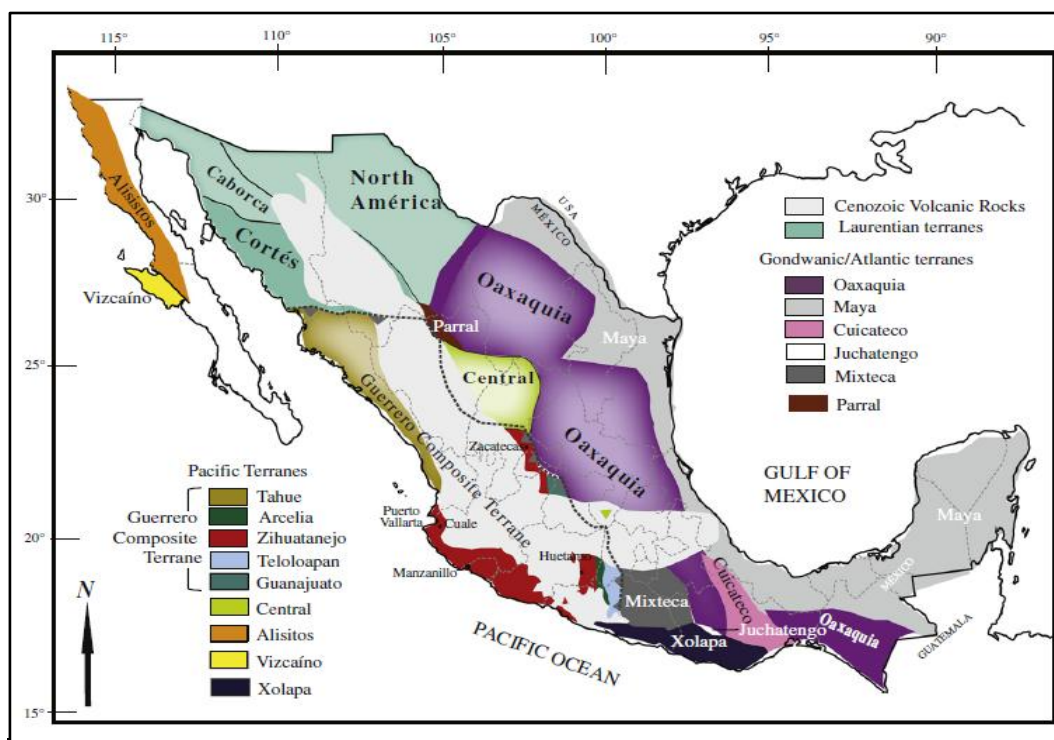


Figura. 7. Terrenos tectonoestratigráficos de México (Centeno- García 2017). El Terreno Compuesto Guerrero se extiende principalmente sobre el margen occidental y en menor proporción sobre el oriental. Está representado por los cinco subterrenos tectonoestratigráficos: 1) Tahue, 2) Arcelia, 3) Zihuatanejo, 4) Teloloapan y 5) Guanajuato, que posteriormente son recubiertos por el vulcanismo del Cenozoico.

3.2.1 Complejo Arteaga

El Complejo Arteaga está compuesto principalmente por una sucesión de rocas metamórficas, incluyendo areniscas de cuarzo, cuarcitas, arcosas, pedernal, conglomerados, asociadas con lentes de pillow lavas (lavas almohadilladas), gabros bandeados, y algunas calizas recristalizadas (Martini *et al.*, 2011). Estas rocas presentan un espesor promedio de 15 km y se encuentran fuertemente deformadas y metamorizadas a facies de esquistos verdes a anfibolita (Centeno, *et al.*, 1993; 2003). Geoquímicamente, las rocas magmáticas máficas, pillow lavas y gabros del Complejo Arteaga muestran afinidad con basaltos de dorsal oceánica (MORB) (Centeno *et al.*, 1993)

3.2.2 Subterreno Zihuatanejo

El subterreno Zihuatanejo está constituido por el basamento relativo del Complejo Arteaga del Triásico-Jurásico, el cual es sobreyacido por una serie de secuencias volcánico-sedimentarias de arco volcánico del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Corona, 1999; Centeno *et al.*, 1993; 2003), las cuales muestran afinidades petrotectónicas de arco volcánico de tipo insular, submarino y en algunos casos de vulcanismo de tipo continental (Corona, 1999; Centeno *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2011). Las firmas geoquímicas son calciálcálicas, pero muestran también rasgos de un magmatismo relativamente primitivo. Las sucesiones volcánico-sedimentarias del subterreno Zihuatanejo se localizan en la porción oriental del ROM. Se encuentran plegadas con dos eventos de deformación dúctil-frágil y en algunos casos las rocas presentan metamorfismo regional en facies de esquistos verdes asociados con la deformación del Cretácico Tardío-Paleoceno de la orogenia Laramide.

3.3 Sucesiones volcánicas miocénicas

3.3.1 Sierra de Angangueo

La Sierra de Angangueo es un relieve geológico ubicado en el centro de México y en la porción suroriental del ROM. Se extiende a lo largo de 35 km y presenta altitudes que varían entre 2400 y 3640 msnm. Este sistema está compuesto por unidades montañosas, planicies y valles intermontanos. Su orientación preferencial se dirige al NNO-SSE, y está caracterizada por una combinación de formaciones volcánicas y sedimentarias del Mioceno que sobreyacen en la base a rocas del Terreno Guerrero. Las rocas miocénicas se caracterizan por grandes volúmenes de andesitas que constituyen la Sierra de Angangueo, formando un macizo andesítico caracterizado por numerosos conos erosionados. La característica principal de esta sierra son los flujos de lava masivos y las brechas volcánicas, que consisten en rocas andesíticas de colores que varían de verde a gris, (Corona, *et al.*, 1999). Los estudios realizados han demostrado que la actividad magmática en la Sierra de Angangueo ocurrió en pulsos entre 24 y 18 Ma (Hernández, *et al.*, 2016). Esto sugiere que el magmatismo andesítico de la sierra podría estar asociado con un arco magmático único del Mioceno Temprano en el centro de México (Hernández, *et al.*, 2016).

3.3.2 Sierra de Mil Cumbres

Se encuentra al suroeste de la ROM y está constituida por rocas volcánicas que datan del Mioceno Temprano a Medio (14-23 Ma) (Gómez, *et al.*, 2015). Desde un punto de vista estructural, se clasifica como un alto estructural con una orientación predominante de NE-SO, abarcando un área de 1,022 km². Se caracteriza por un volcanismo bimodal que presenta diversas etapas eruptivas y de evolución temporal a lo largo de su formación, que muestra una expresión

superficial de depósitos volcánicos como ignimbritas, flujos de lava, domos de lava y conos de ceniza, entre otros depósitos asociados. La Sierra de Mil Cumbres se divide en al menos cuatro complejos volcánicos, cada uno con una temporalidad diferente. En dirección oeste, a 10 km al sur del centro de Morelia, se encuentra la caldera de Atécuaro, que data de entre 16.3 y 19.4 Ma. Siguiendo la línea O-E, se localiza el complejo La Escalera, donde se hallan las rocas más antiguas, con edades de 16.3 a 23 Ma. Posteriormente, está el complejo Indaparapeo, con edades estimadas de 14.1 a 17.5 Ma, y al este se encuentra el complejo Garnica, que data de entre 18.3 y 17.9 Ma (Gómez *et al.*, 2015).

3.3.3 Sierra de Santa Inés

La Sierra de Santa Inés, ubicada al norte de la ROM, a 16 km al norte de la Sierra de San Andrés y del Campo Geotérmico Los Azufres. Es una estructura geológica notable que presenta una forma semicircular abierta con bloques inclinados hacia el sur.

La estructura está compuesta principalmente por una secuencia ignimbrítica, asociada con lavas andesíticas y dacíticas, con edades ~14.5 Ma (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012).

Garduño (1987) definió esta estructura circular concéntrica como el remanente del segmento norte de una hipotética caldera asociada a Los Azufres emplazada sobre una secuencia andesítica de tipo estratovolcán. Sin embargo, las edades del Mioceno obtenidas para las rocas ignimbríticas de la Sierra de Santa Inés cuestionan su relación con las rocas de la Sierra de San Andrés, las cuales son mucho más jóvenes con edades del Plioceno-Pleistoceno (Macías *et al.*, 2008).

3.3.4 Complejo Pucuito

Situado a 12.5 km al sur del ROM y al sur del Campo Geotérmico Los Azufres, se encuentran una serie de rocas volcánicas miocénicas conocidas como Secuencia Volcánica de Pucuito. Las rocas volcánicas presentan una edad aproximada de 14.47 Ma correspondiente al Mioceno (Macías, 2005; Arce, *et al.*, 2012), y está compuesto principalmente rocas andesíticas, dacíticas e ignimbritas soldadas y no soldadas, así como por rocas basálticas (Ferrari *et al.*, 1991; Macías *et al.*, 2008)

Aunque el origen exacto de esta estructura sigue siendo incierto, se observa una estructura semicircular al sureste de esta sierra y en las inmediaciones de la presa Pucuito, la cual sugieren evidencias de un colapso volcano-tectónico (Pradal y Robin y en 1994).

3.3.5 Sierra de Puruagua

La Sierra de Puruagua, localizada al noreste del ROM forma parte de las secuencias miocénicas del sector central del CVTM (Ferrari *et al.*, 2012). La sierra está compuesta predominantemente por basaltos, andesitas y riolitas. En esta porción generalmente se encuentran estructuras volcánicas con edad entre el Mioceno y el Pleistoceno (Valverde R, 2003) pero no se describe un fechamiento exacto. La región de la Sierra de Puruagua exhibe una compleja red de fallas y fracturas resultado de la intensa actividad tectónica. Las fallas principales presentan una orientación preferente NNO-SSE y E-O, alineándose con las tendencias tectónicas regionales. Este fallamiento ha influido significativamente en los rasgos geomorfológicos de la sierra.

3.4 Cinturón Volcánico Transmexicano

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es una provincia geológica que representa el magmatismo de una de las márgenes convergentes más complejas del planeta. Esta provincia muestra una combinación de productos volcánicos que se han desarrollado a partir de la evolución de diversos arcos continentales activos desde el Mioceno (Ferrari *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012) hasta la actualidad. Sin embargo, otros autores (Hernández *et al.*, 2016) destacan que el magmatismo del Mioceno temprano – medio (23 – 13 Ma) que se encuentra en el occidente de México, puede indicar que existen dos arcos magmáticos independientes en el CVTM.

Una de las características notables de esta provincia es su variación composicional, donde se han identificado rocas como basanitas, shoshonitas, basaltos, andesitas, así como riolitas metaluminosas, peralcalinas o peraluminosas, e incluso algunas riolitas trondhjemíticas (Demant, 1976; Ferrari *et al.*, 2012; Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

El CVTM se encuentra en el centro de México, abarcando las coordenadas de latitud 19° y 21° N y longitudes de 99° a 102° O. Se extiende desde las costas de Nayarit hasta las de Veracruz, con una longitud aproximada de 1000 km y cubriendo una superficie de alrededor de 160,000 km². Su anchura varía desde 20 km hasta 230 km en la sección de Michoacán-Guanajuato.

En su parte central y oriental, la provincia presenta una orientación predominante de E-O, mientras que en la parte occidental se orienta de ONO-ESE (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Debido a las amplias características relacionadas a la morfogénesis, morfoestructura y composición que se presentan en esta provincia, en el CVTM se han clasificado tres sectores a nivel regional (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988): occidental, central y oriental (Figura 8).

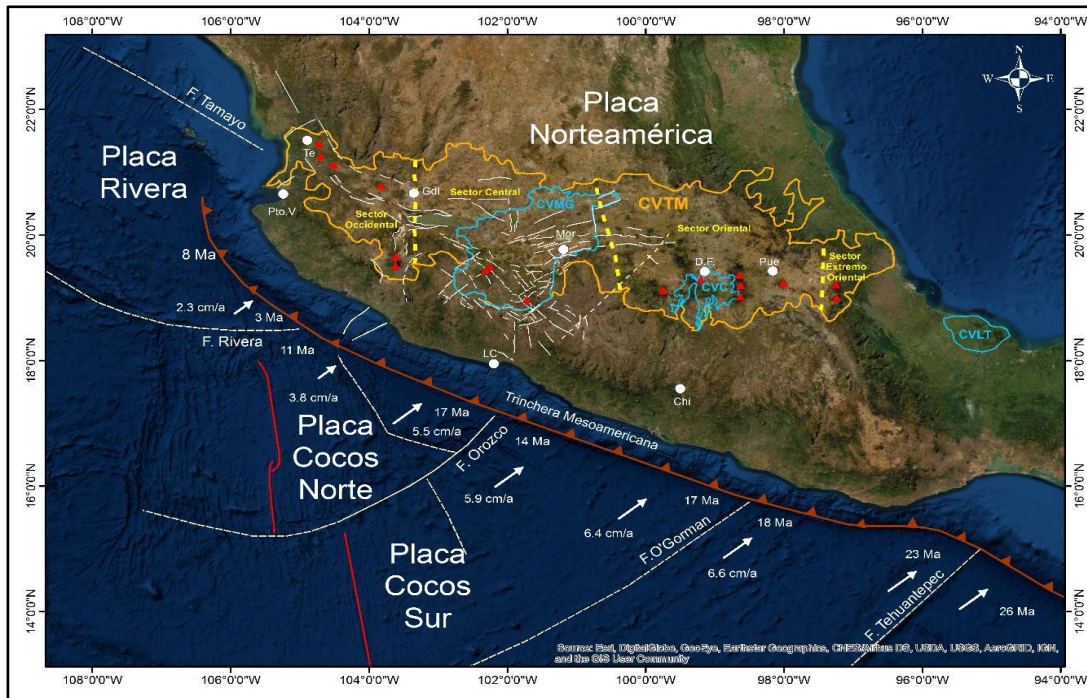


Figura 8. Contexto geodinámico del CVTM. Abreviaturas. CVMG: Campo Volcánico Michoacán Guanajuato; CVC: Campo Volcánico Chichinautzin. Tomado de Gómez-Calderón, 2021.

Sector Occidental:

En el sector occidental se han realizado las investigaciones más robustas del CVTM, debido a su relevancia tanto magmática como estructural. Esta área es fundamental, ya que alberga una margen convergente que implica la subducción de la placa de Rivera bajo la placa Norteamericana (Ponce *et al.*, 1992; Pardo y Suárez, 1993), a lo largo de la trinchera de Acapulco.

Este sector ha sido clasificado como un punto triple, donde convergen el graben de Colima (N-S), Tepic (NO-SE) y Chapala (NE-SO).

Los eventos geológicos y tectónicos en esta región se desarrollan desde el Mioceno Tardío hasta el Cuaternario, caracterizándose por actividad volcánica que derivada del rift Tepic-Zacoalco.

La zona expresa un vulcanismo bimodal. Por ejemplo, al norte se distingue por un vulcanismo Na-alcálido, mientras que al sur se caracteriza por albergar

domos félsicos que convergen con campos monogenéticos (máficos) como Mascota, San Sebastián, Los Volcanes, Ayutla y Tapalpa con los estratovolcanes de Tequila y Ceboruco (Pasquaré *et al.*, 1988; Ferrari, 2000).

Sector Central:

Está compuesto principalmente por un vulcanismo monogenético, conocido como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). A su vez alberga el Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA). En esta área predominan volcanes de pequeño tamaño, cuya actividad volcánica se ciñe principalmente al Mioceno, Plioceno y al Cuaternario (Mora, 1997, Ferrari *et al.*, 2012). La composición de los materiales volcánicos en esta región incluye rocas de tipo basáltico, andesítico y dacítico (Mora, 1997), destacando estructuras volcánicas jóvenes como Paricutín y Jorullo.

En esta porción del territorio, domina el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (MAFS). Además, la zona se encuentra entre la Unión Triple Zacoalco-Chapala-Colima y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA).

Zona oriental:

La región Oriental se localiza al este del SFTSMA y se extiende hasta el extremo este del país, en el límite con el Golfo de México. Esta zona representa una sección en la que predominan composiciones andesíticas y riolíticas, formando calderas y grandes estratovolcanes que se alinean en dirección N-S (Pasquaré, *et al.*, 1987) representados por la Sierra Nevada, donde se encuentran el Popocatepetl y el Tláloc; el Pico de Orizaba, que forma parte de la Sierra Citlaltépetl (Siebe *et al.*, 1993). También se encuentra la Sierra de las Cruces en Toluca, junto con otros volcanes destacados como Selva Negra, Las Cumbres, La

Gloria y Cofre de Perote (Concha-Dimas *et al.*, 2005) es en esta zona donde se localiza el Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla.

3.4.1 Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG)

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se considera uno de los campos volcánico monogenéticos más extensos del mundo (Valentine & Connor, 2015). Se localiza en el sector central del CVTM, entre las longitudes 100°40' - 102°50' O y las latitudes 18°50' - 20°50' N (Figura 9). En total, ocupa un área aproximada de 200 km por 250 km y abarca alrededor de 40,000 km², entre los estados de Michoacán y Guanajuato. Este campo es notable por su abundancia de volcanes, con más de 1,200 estructuras.

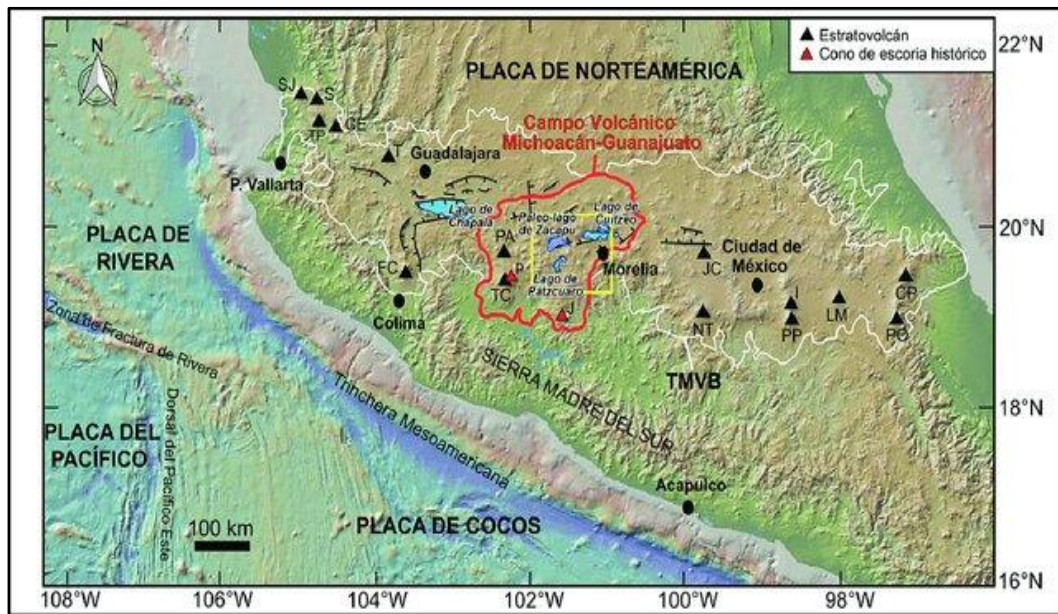


Figura 9. Límite del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato. El contorno blanco muestra la extensión del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). El área roja resalta la región específicamente clasificada como Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Fuente: Siebe *et al.* (2023).

Los primeros conteos de estructuras volcánicas proponen la existencia de 1,440 aparatos volcánicos relativamente jóvenes (<2.78Ma), de los cuales 904 son

conos: 547 escudos, 43 domos, 13 escudo con conos superpuestos, 22 maares, 61 son flujos de lava fisural y 1 es un estratovolcán (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka, *et al.* 1994).

Por otro lado, Demant (1981) menciona que el CVMG alberga más de 3,000 edificaciones volcánicas, mientras que Connor (1987) contabilizó 1,894 volcanes en su análisis de agrupamientos volcánicos.

Se estima que durante los últimos 3 Ma el CVMG ha emitido volúmenes de material superiores a 700 km³, lo que equivale a 72 veces el volumen del volcán Colima (Hasenaka & Carmichael, 1985; Gómez-Calderón, 2018).

El CVMG se construye sobre secuencias vulcano-sedimentarias que conforman el basamento y que a su vez corresponden al Terreno Guerrero (Campa & Coney, 1983). Este basamento solo se expone parcialmente hacia la porción sur y sureste del CVMG, y en menor medida en el sector nororiental del campo volcánico.

El inicio de la actividad del CVMG se considera incierto, pero varios autores sugieren que el vulcanismo en esta área comenzó hace alrededor de 3 Ma y que ha mostrado una migración hacia el suroeste (Hasenaka y Carmichael, 1985; Ban *et al.* 1992).

Los registros más antiguos del (CVMG) se remontan al Mioceno Tardío, donde se observa la coexistencia de productos félsicos, intermedios y máficos.

Durante el Plioceno (~3-5 Ma) el vulcanismo se concentra preferentemente en los alrededores de Uruapan, Tepalcatepec, Ixtlán de los Hervores y en la región que se extiende entre Tacámbaro y Cuitzeo (Ownby *et al.*, 2011; Gaspar-Patarroyo, 2017). A finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno (3-1 Ma), se han registrado volcanes andesíticos tipo escudo al oriente del CVMG (Ban *et al.*, 1992; Hasenaka *et al.*, 1994), mientras que, al occidente del área, predominan los conos compuestos, que son de composición andesítica-dacítica (Tancítaro, Patamban y Tipitarillo) con algunos eventos félsicos de rocas dacítico-riolíticas (≥ 1 Ma) (Pérez-Orozco *et al.*, 2018).

El vulcanismo joven (<1Ma) se refleja principalmente en la parte sur del CVMG, donde se han formado varios edificios volcánicos monogenéticos (conos de escoria, conos de lava, maares y anillos de tobas). Así como escasos volcanes tipo escudo, que se alineados NE-SO en el graben de Peribán-Los Reyes (Romero-Mosqueda, 2017), y al NO-SE entre los pueblos de Nuevo Urecho y Turicato. (Gómez-Calderón, 2018). Durante este pulso el magmatismo se agrupa principalmente en las regiones de Tancítaro-Nueva Italia, Tacámbaro-Jorullo, Pátzcuaro-Morelia y Queréndaro-Zinapécuaro.

Finalmente, el vulcanismo del Holoceno (<100 ka) representa el emplazamiento de volcanes de poco volumen en regiones como Tancítaro, Parícutin, y en mayor abundancia en la región de Tacámbaro-Jorullo con el emplazamiento de conos cineríticos y/o estructuras tipo spatter sobre estructuras tectónicas NE-SO (Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor 1987; Guilbaud *et al.*, 2011, 2012; Arce *et al.*, 2019); este régimen estructural representa alineamientos en la actualidad de los edificios volcánicos más jóvenes del CVMG: el Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1945-1952).

3.4.2 Campo Volcánico Los Azufres (CVLA)

Desde una perspectiva geológica, el Campo Volcánico de Los Azufres (CVLA) se encuentra en el CVMG (Figura 10), específicamente al oeste de la sierra de San Andrés. El área del CVLA abarca 676 km², se extiende de E-O desde el este de Zinapécuaro hasta el Cerro de San Andrés (100°30'-100°47') y el sur y de N-S hasta El Guangoche (>19°43'). Abarca las estructuras volcánicas del Cerro San Andrés, El Guangoche, Chinapo, Monterrey, El Bosque, El Carpintero y El Rosario. La altitud máxima corresponde al Volcán San Andrés (3,600 msnm) y la altitud mínima se encuentra en Ciudad Hidalgo, al sur del Cerro de San Andrés (2,100 msnm).



Figura 10. Distribución espacial de Los Azufres, Michoacán. Tomado de Prol-Ledezma, 2017.

Este campo volcánico se distingue por su actividad hidrotermal, que se ha desarrollado como resultado de sistemas de fallas y fracturas que atraviesan el área con una orientación preferente E-O. Estas estructuras son producto de complejos procesos tectónicos que han influido en la evolución del terreno, facilitando la circulación de vapor generado por el calentamiento del agua subterránea debido a la proximidad de cuerpos magmáticos subyacentes.

Se estima que la actividad volcánica en Los Azufres comenzó hace aproximadamente 1.57 Ma (Pérez-Esquivias *et al.*, 2010), a través del ascenso de magma por fallas corticales, lo que dio origen a las diversas estructuras volcánicas que se observan en la zona. El último pulso magmático ocurrió durante el Holoceno (~26 ka) (Rangel, 2013) que se observa en los productos volcánicos del Guangoche.

Esta zona consta de diferentes estructuras de origen volcánico de composición félsica clasificados como mesas, domos, estratovolcanes y los depósitos piroclásticos, así como flujos de lava (Pérez-Esquivias *et al.*, 2010). Los productos asociados a esta actividad volcánica son variados, incluyendo una amplia gama de composiciones, tanto básicas como ácidas. La composición predominante es riolítica. Sin embargo, también se han identificado estructuras de composición máfica, aunque en menor proporción, con edades que varían de 1.5 a 0.33 Ma.

Esto sugiere que la región ha estado expuesta a procesos de evolución magmática que han permitido la variabilidad en la composición de las lavas emitidas (Arce *et al.*, 2021).

En 2021, Arce llevó a cabo un estudio en el que se dividió el CVLA en cuatro unidades basadas en su composición química y mineralógica.

- Unidad Andesítico-Basáltica: Se conforma por rocas máfica de andesitas y basaltos que sugieren el magmatismo inicial relacionado al CVLA, ya que incluye las rocas más antiguas asociados a esta formación (1.57 y 0.58 Ma)
- Unidad Andesítica: Contiene rocas con edades entre 0.71 y 1.24 Ma, ubicadas en la parte central del CVLA. Esta unidad es considerada como la más apta para la perforación de pozos geotérmicos.
- Unidad Dacítica: Compuesta por estructuras volcánicas con edades de 0.76 a 1.53 Ma, asociadas a un tipo de vulcanismo explosivo.
- Unidad Riolítica: Esta unidad en general abarca un rango de temporalidad de 0.76 a 1.53 Ma, y se subdivide en Riolita Agua Fría y Riolitas Yerbabuena, (1.53Ma a 0.26 ka) (Dobson y Mahood, 1985; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994; Macías *et al.*, 2008).

Por otro lado, tomando en cuenta las áreas sometidas a la explotación de energía geotérmica el CVLA alberga el campo geotérmico los Azufres (CGLA) el cual se conforma a su alrededor por los domos el Chinapo, el Bosque, el Zacatonal y el oeste del volcán San Andrés. El CGLA se divide en dos zonas: i) Norte, ii) Sur (Figura 11). En dirección sur se han registrado las temperaturas más altas y se considera la zona más somera en comparación con la zona norte (Lorenzo *et al.*, 2013).

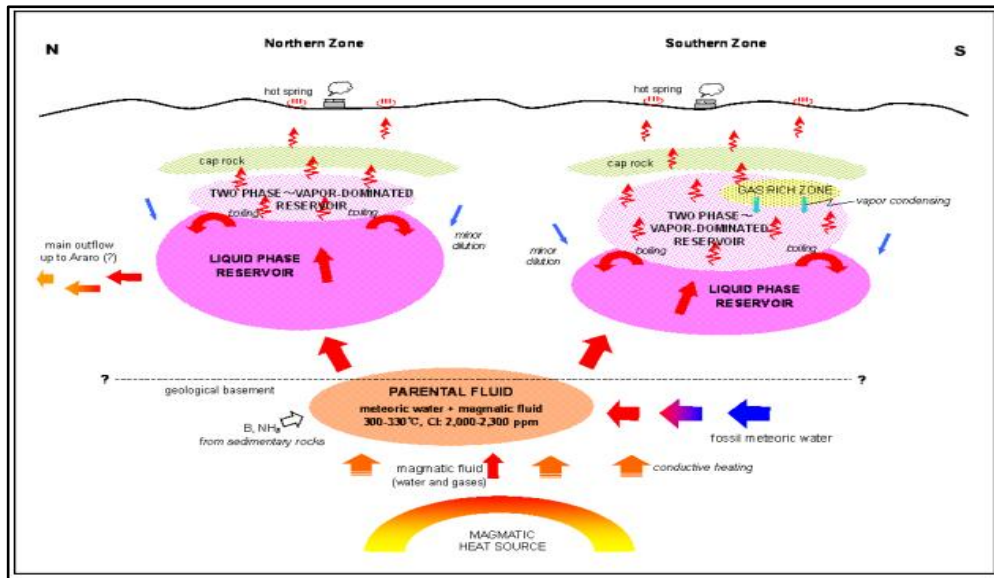


Figura 11. Modelo dinámico del flujo del reservorio de los Azufres (Después de Molina, 2013)

Esta variación se debe a que la región del CGLA se presenta una variabilidad litológica, influenciada por diversos eventos de deformación relacionados con la temporalidad de las unidades geológicas. La unidad superficial está compuesta por rocas cuaternarias con un espesor variable de ~500 m, que contactan en su límite inferior con rocas miocénicas ubicadas a una profundidad de 700 m en el sur y a 1,200 m en el norte. Esta variación en profundidad es resultado de una falla escalonada que corta el CGLA (Pérez, Esquivias, *et al.*, 2010). Este desplazamiento da lugar a diferentes ciclos en el CGLA, afectando su termodinámica y disgregando la producción del yacimiento en tres sectores: i) vapor en la sección superior; ii) saturación de líquido en el centro; y iii) líquido comprimido en el límite inferior (Molina *et al.*, 2013).

3.5 Sistemas estructurales

Además de las estructuras de deformación compresiva y transpresiva en régimen dúctil-frágil que ha registrado el Terreno Guerrero (Corona, 1999;

Centeno *et al.*, 2016), las características morfológicas o de paisaje en la ROM son dominadas por la evolución de sistemas de deformación de tipo frágil con cinemáticas predominantes de tipo distensivo. Aunque hacen falta estudios en detalle, los sistemas de fallamiento se dividen en dos (Figura 12):

- a) Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende con dirección NNW-SSE (SFTSMA; Demant (1978).
- b) Sistema de Fallas E-O Morelia-Acambay (SFMA; Pasquaré *et al.*, 1991).

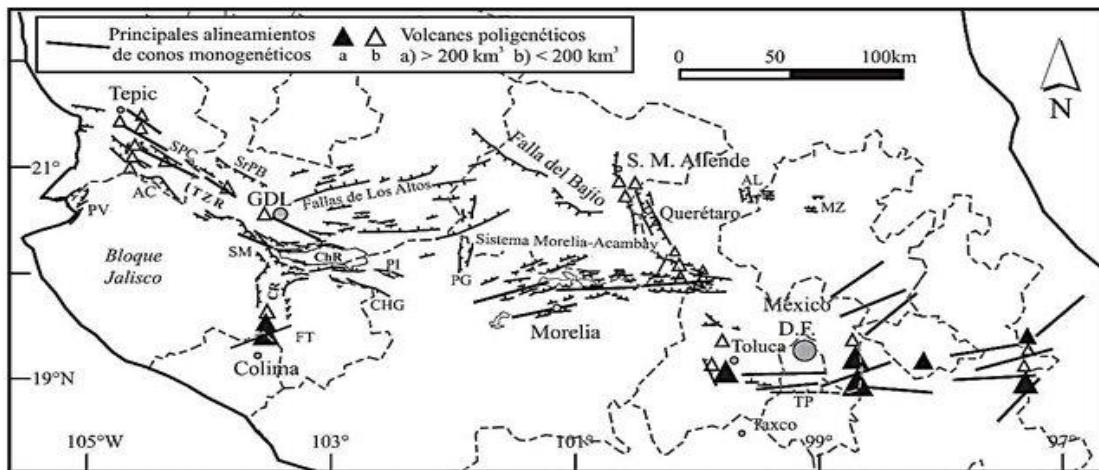


Figura 12. Sistemas de fallas en el CVTM. Se identifican los sistemas de fallas distribuidos en la provincia geológica del Cinturón Volcánico Transmexicano. Ubicada al centro, se describe la ciudad de Morelia en Michoacán, resaltando el sistema de fallas Morelia-Acambay con orientación EO; posteriormente al este, éste es interceptado por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende con orientación NNO-SSE (Tomado de Gómez-Tuena 2005).

3.5.1 Sistema de fallas Taxco- San Miguel de Allende

Es un sistema de lineamientos morfoestructurales que se rige por una orientación NNO-SSE (Figura 13), presenta un movimiento lateral derecho con edades estimadas del Mioceno Demant (1978). Se distingue como estructura regional en la parte central de México en el límite este de Michoacán entre las ciudades de San Luis Potosí, Taxco, Toluca, Celaya, Querétaro hasta culminar en Guerrero y alcanzando más de 500 km de longitud y un ancho de 35 km.

Fisiográficamente se distribuye en al menos tres provincias geológicas en México, al norte la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental y al centro el CVTM. Se considera como el sistema de fallas con deformación frágil más antiguo ubicado en el área de estudio y destaca principalmente por la formación de regiones planas extensas que forman depresiones a lo largo de esta orientación, así como una variabilidad de estructuras volcánicas alineadas al NNO-SSE. Este sistema de fallas es importante ya que marca la división de límites corticales en los que cambia el espesor de la corteza a lo largo del CVTM (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Hacia el norte del CVTM y sobre la Mesa Central la corteza tiene un espesor de 33 km con una altitud de 2,100 msnm mientras que al poniente en la Sierra Madre Oriental (SMO) tiene un espesor de 37 km con una altitud de 1, 200 msnm (Campos-Enríquez *et al.*, 1994). Sobre el SFTSMA se han reportado importantes fallas por Alaniz Álvarez *et al.*, 2002:

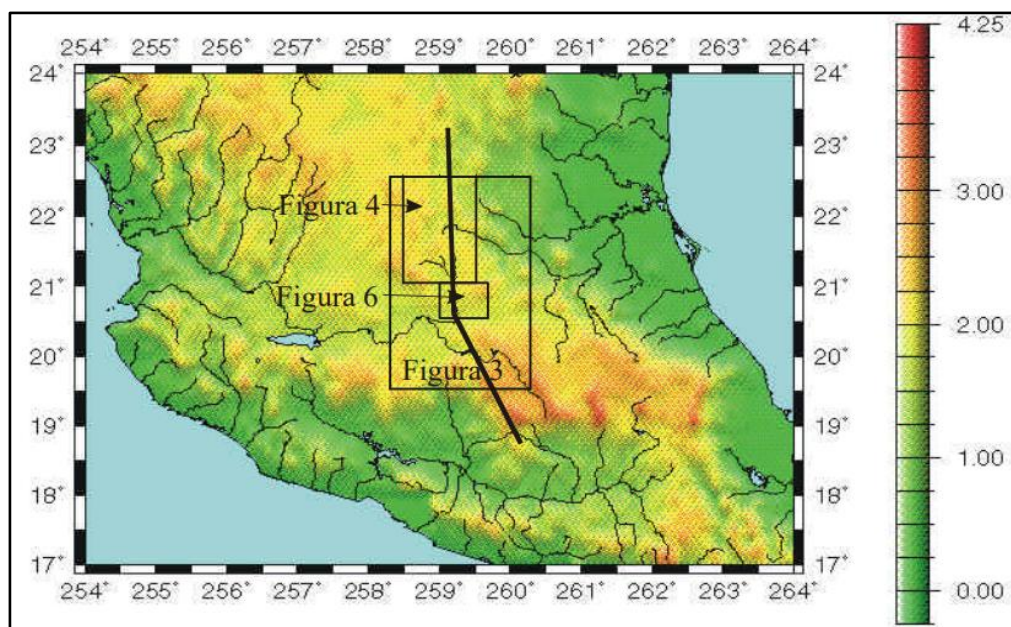


Figura 13. Extensión del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). La línea de color negro representa la extensión del SFTSMA. Las elevaciones están indicadas en miles de metros sobre el nivel del mar, variando de verde a rojo. Los recuadros señalan las secciones de la falla que se describen con mayor detalle en el documento original (Alaniz-Álvarez *et al.* 2002).

Geográficamente la porción superior de este sistema corresponde al estado de San Luis Potosí hasta el norte de Guanajuato donde se encuentran varias estructuras tectónicas: i) La fosa tectónica que forma el graben de Villa de Reyes (Tristán-González *et al.*, 1986), ii) la falla San Miguel de Allende que se extiende 40 km (Nieto-Samaniego & Alaniz-Álvarez 1994).

La zona intermedia se ubica entre Guadalajara, Querétaro y Michoacán: iii) las fallas San Bartolomé (25 km), Tlacote (20 km) y las fallas normales casi N-S que forman la fosa de Querétaro (Alaniz-Álvarez *et al.* 2001); iv) Fallas Lagunillas-Huimilpan donde se han emplazado conos pequeños (Dávalos-Álvarez, 2004), vi) las fallas normales de Epitacio Huerta y Perales (Suter *et al.* 1995); vii) las fallas N-S con componente lateral izquierda en El Oro-Tlalpujahuá (Flores, 1920), Finalmente, la parte inferior abarca los estados de México y un segmento de Guerrero: viii) La intersección de fallas que se encuentra al sur del Nevado de Toluca (García-Palomo *et al.*, 2000); ix) las fallas Taxco (Álvarez *et al.*, 2002) y x) Sobre la plataforma Guerrero Morelos donde se muestran fallas en orientación N-S que pertenecen a la Cabalgadura de Teloloapan (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.* 2000).

3.5.3 Sistema de fallas Morelia Acambay

En el sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) destaca un lineamiento morfoestructural de fallas con dirección E-O y NE-SO, que pertenecen al Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA). Este sistema se extiende a lo largo de aproximadamente 220 km en el centro del CVTM y 30 km de ancho atravesando la ciudad de Morelia, pasando por Queréndaro, Los Azufres, Maravatío, hasta llegar a Acambay en el Estado de México.

El SFMA disloca y desplaza bloques tectónicos mediante deformación frágil, se caracteriza por una cinemática de fallamiento normal formando escarpes que

presentan desplazamientos de 200 hasta 500 metros a lo largo de este sistema. Este sistema de fallas activo ha contribuido a la formación de grandes planicies que forman fosas en el estado de Michoacán y el Estado de México, incluyendo las planicies de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatío y Acambay (Menella *et al.*, 2022). A su vez La presencia de las fallas E-O ha reactivado el fallamiento en dirección NNO-SSE, lo cual ha influido en el desplazamiento lateral de la depresión lacustre de Cuitzeo desde su origen en el Plioceno hasta la actualidad (Garduño-Monroy *et al.*, 2001, 2009; Mendoza-Ponce *et al.*, 2018)

El SFMA es considerado el sistema más activo del CVTM, con actividad joven que se remonta al Mioceno Temprano tardío o superior, hace aproximadamente 7-9 millones de años (Garduño Monroy *et al.*, 2009). La distribución del SFMA predomina en la zona centro y norte del área de estudio, sobre la alineación de conos volcánicos en Queréndaro, las planicies de Cuitzeo y Maravatío, así como en el altiplano del valle de Juárez. Además, se extiende a lo largo de los conos volcánicos desde Tzintzingareo hasta las laderas al norte de la Sierra de Santa Inés, abarcando los volcanes escudo El Pilar y El Tejero en la Sierra de Puruagua. La unidad más afectada por el SFMA es el Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA).

CAPÍTULO 4.

HIDROLOGÍA DE LA ROM

En esta sección se examinan las características hidrológicas generales de la región, las cuales se fundamentan en la fisiografía y los principales parteaguas que rigen la distribución de ríos y arroyos. Estos parteaguas, definidos como el trazo divisorio de aguas, son elementos geográficos cruciales que influyen en la configuración de las grandes regiones hidrológicas. A partir de esta base, se identifican las intersecciones que se producen en la zona de estudio, facilitando una clasificación en subregiones y posteriormente, en cuencas hidrográficas.

Las cuencas hidrográficas se conceptualizan como unidades morfológicas superficiales que actúan como sistemas de recolección y canalización del flujo hídrico. Este flujo se origina a partir de áreas de alta elevación, donde las características geológicas, como la litología, la estructura tectónica y la permeabilidad del suelo juegan un papel fundamental en la dinámica del agua, influyendo así en la capacidad de infiltración y/o retención hídrica, afectando el comportamiento del escurrimiento superficial (Duque Escobar, 2003).

A medida que el agua se desplaza a través de las zonas de transporte, se establece un curso fluvial que, al ser influenciado por las propiedades del sustrato geológico puede derivar en la formación de uno o más nuevos cursos de escurrimiento de agua. Este fenómeno da lugar a cuencas (o sub-cuencas) distintas, cada una con características hidrológicas y geológicas específicas. La jerarquía en la clasificación de cuencas se ve afectada por el origen, la distribución y la segmentación u órdenes de drenaje, que se conceptualizan en subcuencas y microcuencas (Figura 14).

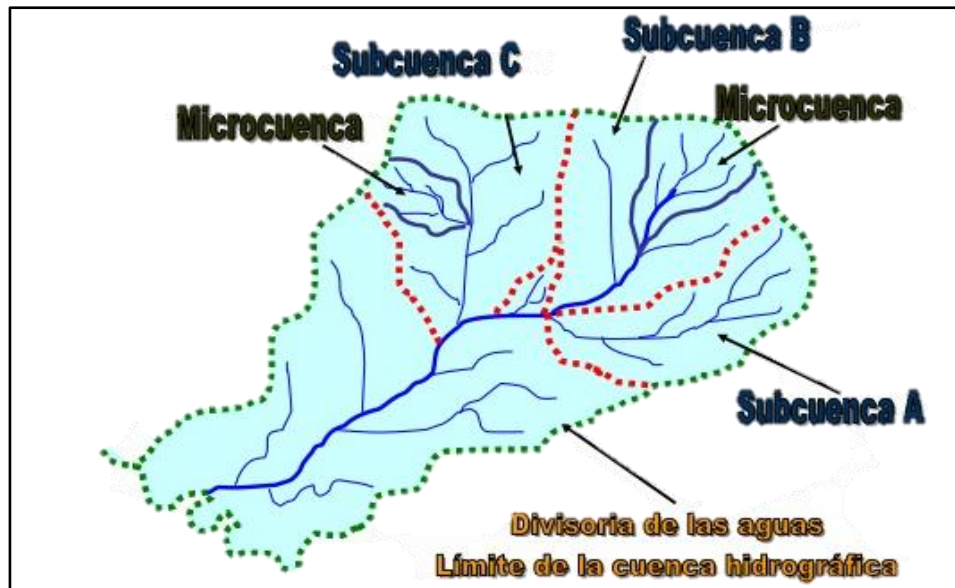


Figura 14. Estructura jerárquica de una cuenca hidrográfica. La figura muestra la estructura jerárquica de una cuenca hidrográfica, mostrando los ríos y arroyos en azul, el límite de la cuenca hidrográfica (parteaguas) en verde, las subcuencas como líneas discontinuas rojas y las microcuencas como líneas azules gruesas (Fuente: Curso Gestión Integral de Cuencas Hidrográficas, 2016).

4.1 Regiones Hidrológicas

Una Región Hidrológica (RH) se construye a partir de una o más cuencas hidrológicas que se encuentran en una unidad geográfica básica o conceptualmente regional. (CONAGUA) agrupa las cuencas que expresan un escurrimiento superficial similar con la finalidad de administrar eficientemente la distribución de recursos hídricos en el país, clasificando las RH como las grandes cuencas que distribuyen el flujo de agua. Por lo tanto, se ven modificadas cuando ocurre un cambio morfológico que modifica la dirección del flujo. El criterio primordial de las RH menciona que debe contener al menos una cuenca hidrológica y que esta no se vea duplicada en otra región, por lo que los límites pueden abarcar más de un límite político estatal (CONAGUA 2012). Están clasificadas de acuerdo con la morfología, la orografía y la hidrografía, divididas a partir de los parteaguas dominantes dentro del país (CONAGUA 2019).

En México se han clasificado 37 regiones hidrológicas, albergando las 757 cuencas hidrológicas de México (CONAGUA 2019 INEGI, 2009, Figura 15), posteriormente, estas regiones se dividen en 78 subregiones hidrológicas (SBRH), de las cuales solo dos se encuentran en la zona de estudio.

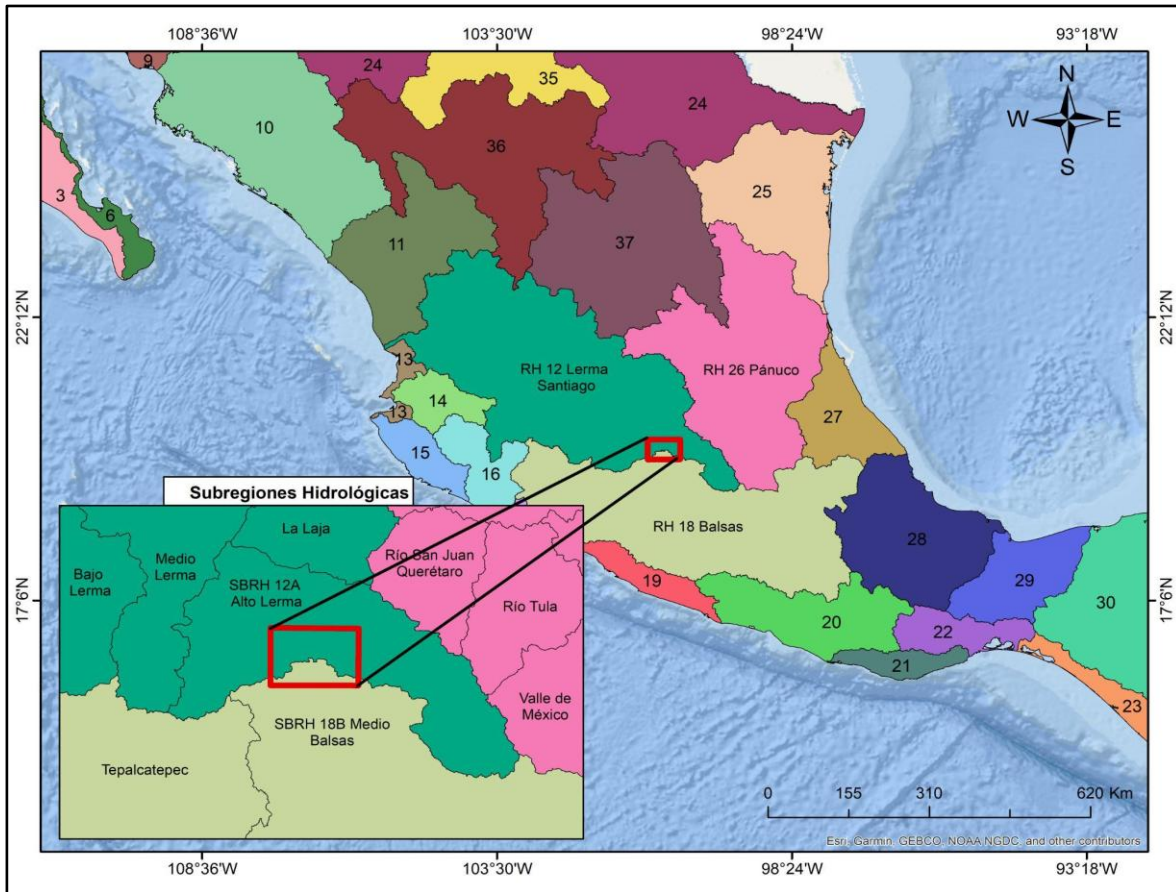


Figura 15. Regiones hidrológicas de México. Se muestran las 37 divisiones de las regiones hidrológicas de acuerdo con la clasificación de INEGI 2009, mientras que en el recuadro inferior izquierdo se mencionan 9 de las 78 subregiones hidrológicas INEGI 2009, que convergen en la zona de estudio la cual es delimitada en color rojo.

Dentro de la ROM se interceptan dos regiones hidrológicas significativas: la Lerma Santiago (RH12) y la región del Balsas (RH18). Al norte, dentro de la Región Hidrológica Lerma Santiago (RH12), se localiza la subregión Alto Lerma (SBRH 12A), mientras que al sur domina la subregión Medio Balsas (SBRH 18B) (Figura 15).

4.1.1 Región Hidrológica Lerma Santiago

La región Lerma Santiago comprende una superficie de 190 366 km². Abarca aproximadamente el 83% de la superficie estatal y se caracteriza por su compleja red de cuencas que drenan hacia el sistema Lerma-Chapala-Santiago, donde su cauce principal es el río Lerma el cual presenta una longitud que supera los 700 km y desemboca en el océano Pacífico. La morfología de la región, influenciada por la orografía y la geología local, determina el comportamiento del escurrimiento superficial y la disponibilidad de agua (CONAGUA, 2012). Fisiográficamente se encuentra en el Cinturón Volcánico Transmexicano, donde las geoformas dominantes constan de sierras y estructuras volcánicas variables. Esta región es considerada como una de las más grandes del país y coincide espacialmente con varios estados tales como Aguascalientes, Colima, Guanajuato, Jalisco, Estado de México, Michoacán, Nayarit, Querétaro y Zacatecas. Finalmente, esta RH, se divide en seis subregiones que se distribuyen con orientación NO-SE: i) Alto Lerma (12A), ii) La Laja (12B), iii) Medio Lerma (12C), iv) Bajo Lerma (12D), v) Alto Santiago (12E) vi) Bajo Santiago (12F).

4.1.2 Región hidrológica Balsas

Se extiende a través de varios estados, incluyendo Tlaxcala, Puebla, Estado de México, Oaxaca, Guerrero, Michoacán y Jalisco. Esta región se caracteriza por su red fluvial que desemboca en el Océano Pacífico y es conocida por su variabilidad en la precipitación y su influencia en los ecosistemas locales (CONAGUA, 2012). Cuenta con una superficie de 119,247 km². Esta región hidrológica se sitúa en la zona central de México, sobre el Cinturón Volcánico Transmexicano, y está limitada por la Sierra

Madre del Sur y la Sierra de Juárez. Esta configuración geológica da lugar a un paisaje caracterizado por depresiones, valles y diversas estructuras con pendientes pronunciadas (Agua Simple, 2019). La región se extiende lateralmente en dirección este-oeste y se divide en tres subregiones: i) Alto Balsas, ii) Medio Balsas y iii) Tepalcatepec (Bajo Balsas). En este contexto, el Medio Balsas es la subregión que abarca la zona de estudio.

4.2 Cuencas Hidrográficas

En el ámbito del área de estudio, se identifican cuatro cuencas hidrográficas principales que integran las diversas Regiones Hidrológicas (RH) y Subregiones Hidrológicas (SBRH). Al oeste, se localiza la cuenca del Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria; al norte, se encuentra la cuenca Lerma Salamanca; al noreste, la cuenca Lerma Toluca; y al sur, la cuenca Cutzamala (Figura 16).

4.2.1 La Cuenca del Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo- Yuriria (12G)

Esta cuenca se encuentra dentro de la RH 12 Lerma Santiago y de la SBRH 12A Alto Lerma. Abarca un área de 6,131 km² con mayor influencia en el estado de Michoacán, y la menor al sur del estado de Guanajuato, se expande sobre el territorio 141 km con dirección NE-SO de forma asimétrica dentro de las coordenadas latitud 19° 50' 24"-20° 60' 22"-N y longitud 101° 12' 9.081"-103° 13' 9" O (Figura 16). Conformar el espacio

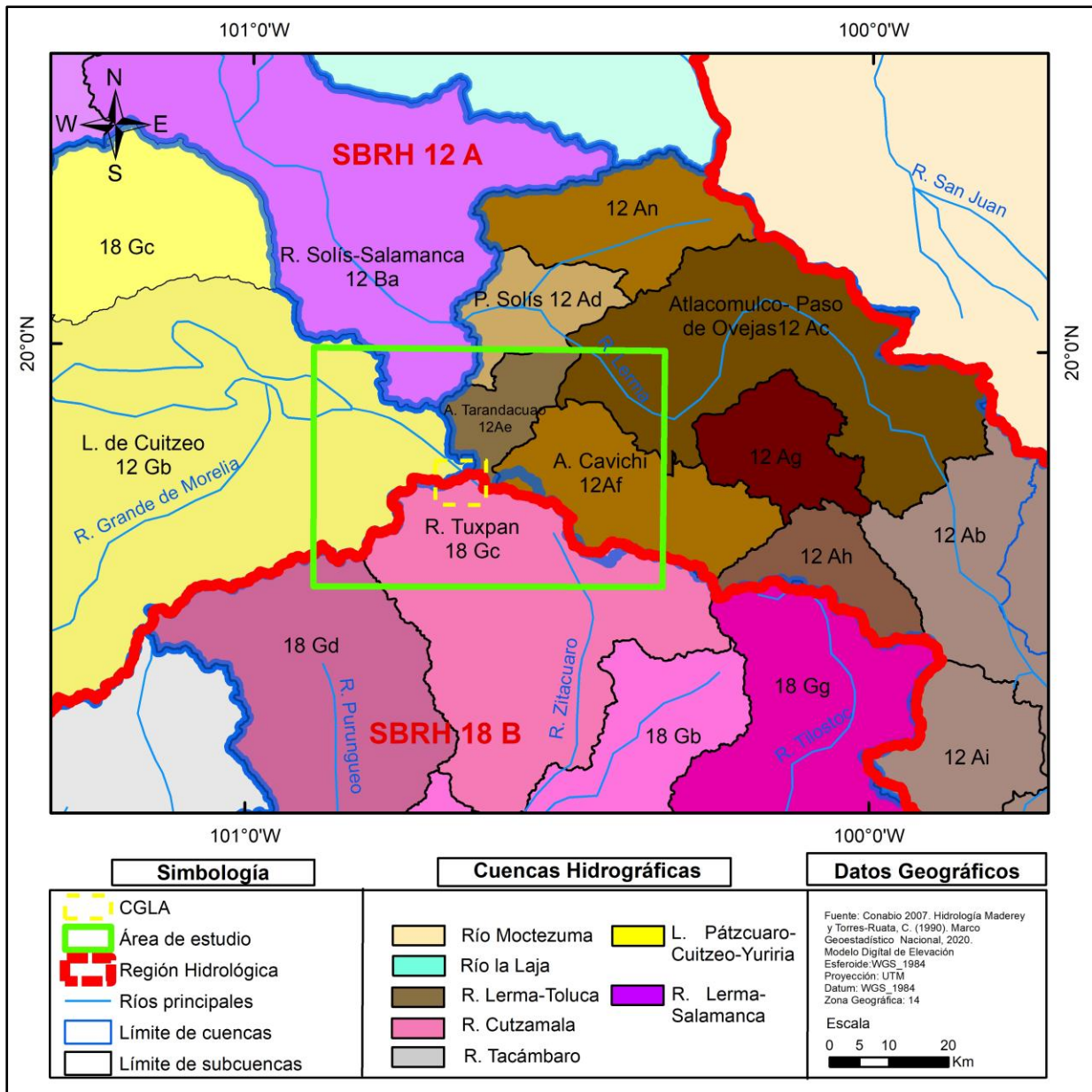


Figura 16. Mapa de cuencas y subcuencas hidrográficas. En color verde se delimita el área de estudio, mientras que el CGLA está señalado con una línea punteada amarilla. La Región Hidrográfica 12 (RH12) Lerma-Santiago predomina en la sección norte del área, mientras que en el sur se extiende la Región Hidrográfica 18 (RH18) Balsas. Las cuencas están delimitadas por una línea azul. En la parte sur de la RH18 se encuentra la cuenca Cutzamala, representada en color rosa, y al oeste, la cuenca R. Tacámbaro, en gris. Al norte, dentro de la RH12, se ubican las cuencas del río Moctezuma (color crema), el río La Laja (color aqua), la cuenca de la L. Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria (amarillo), la R. Lerma-Salamanca (color morado) y la R. Lerma-Toluca (color café). Las subcuencas están marcadas en negro, según su clave de identificación. Los ríos principales a nivel regional están representados en azul, con sus nombres también en color azul.

propio del Lago de Cuitzeo, Lago de Pátzcuaro y el Lago de Yuriria. Esta cuenca alcanza una elevación máxima de 3,124 msnm que corresponde a la altura del cerro el Tzirate, y una altura mínima de 1,713 msnm en la planicie del lago Yuriria.

Fisiográficamente se distribuye sobre la provincia del Cinturón Volcánico Transmexicano, en el sector central de México, por lo tanto, se establece un origen vulcano tectónico, dentro de la delimitación de este polígono.

Este espacio se ve dominado por la intercalación de cerros y llanos conformados por las estructuras volcánicas que se establecen en los contornos de los cuerpos de agua, dando un arreglo estructural propio de grábenes y semigrábenes por las fallas que reestructuran el paisaje. Esta cuenca es de tipo endorreica con aguas lénticas, resultado del cierre estructural que limita la comunicación con diferentes cuencas hidrográficas (CONAGUA 2015).

Este proceso en conjunto con las geoformas de la región, ha desarrollado una zona de depósito que promueve el resguardo del agua, así como de sedimentos transportados por la erosión desde la zona de cabecera provocando que los lagos que se forman en la zona de emisión estén sujetos a un constante azolve.

De acuerdo con CONABIO 2007 y la clasificación de ríos principales por Maderey-Rascón, L. E., C. Torres-Ruata (1990) el río principal de esta cuenca es el Río Grande de Morelia. Debido a la amplia distribución de los afluentes, esta cuenca se divide en tres subcuencas, al suroeste la subcuenca Lago de Pátzcuaro (12Ga) con un área de 934.52 km² clasificada como una cuenca cerrada, que a su vez alberga el acuífero Lagunillas de Pátzcuaro, posee amplias corrientes superficiales que se distribuyen al Lago de Pátzcuaro. Al noreste de la subcuenca R. Yuriria (12Gb) que representa un área de 1,106.74 km² con características de una subcuenca cerrada y al centro la subcuenca Lago de Cuitzeo (12 Gc) que se representa dentro del polígono de estudio y abarca el área más extensa de la cuenca. Alberga al Lago de Cuitzeo, valorado como el segundo cuerpo de agua continental más grande de México, así como el más importante (Mendoza, Cantú. 2007). La importancia radica en la desembocadura de

tres importantes afluentes: i) al oeste el Río Grande de Morelia, que ingresa a 17 km al NNE de Queréndaro ii) Río Queréndaro, se desplazándose con un flujo de dirección N y iii) el Río Zinapécuaro en su extremo oriente, además de otras corrientes secundarias.

4.2.2 Cuenca Lerma-Salamanca (12B)

Se encuentra en el segmento centro-sur del estado de Guanajuato donde predomina su mayor área, mientras que hacia el norte del estado de Michoacán comprende una escasa sección, así como una parte al oriente de Jalisco. Se extiende con una orientación NE-SO 171.72 km sobre un área 12,510.83 km² dentro de las coordenadas 101° 27' 17.278" 102° 30' 19" O 20° 39' 0.242"-20°0' N, pertenece a la RH 12 Lerma Santiago y la SBRH 12A Alto Lerma. Fisiográficamente pertenece a la provincia geológica denominada como el CVTM y en dirección norte toma un segmento de la Mesa Central que se encuentra sobre el sector central de México. En consecuencia, la zona presenta extensas porciones planas compuestas por la intercalación de lineamientos volcánicos con dirección NE-SO y NNO-SSE que desarrollan valles planos extensos por donde confluye el agua. Las geoformas principales en esta porción se distribuyen en mesas, cerros y sierras con drenajes bien desarrollados. Esta cuenca es de tipo exorreica con un origen tectónico. A su vez esta cuenca presenta una serie de parteaguas que se dividen en subcuencas las cuales construyen la cuenca. Las subcuencas presentes son: R. Turbio - P. Palote (RH12Be) tipo abierta, R. Turbio - Manuel Doblado (RH12Bf), R. Turbio - Corralejo (RH12Bg), R. Guanajuato (RH12Bd), R. Salamanca - R. Ángulo (RH12Bb) A. Temascato (RH12Bc) y R. Solís-Salamanca (RH12Ba).

El río principal se desarrolla en el sureste del estado de Guanajuato donde entra como el río Lerma hasta atravesar la ciudad de Salamanca donde se une con diversos afluentes como el río Laja que se une al río Lerma 2 km antes de interceptar la ciudad

de Salamanca, al entrar cambia su curso con dirección al suroeste hasta salir en Pueblo Nuevo. De esta forma se originan dos polos que distribuyen el flujo de la cuenca, con dirección norte se desplaza el río Guanajuato que desemboca en la Presa La Purísima y al SO sale el río Lerma.

4.2.3 Cuenca Lerma- Toluca (12 A)

Domina sobre el NE del área de estudio. Pertenece a la cuenca alta de la Región Hidrológica 12 Lerma Santiago y de la Subregión Hidrológica 12A Alto Lerma. Se extiende sobre el noreste del área de estudio, con una orientación NO-SE y una longitud semirregular de 183.75 km. Esta cuenca se localiza dentro de las coordenadas geográficas de latitud 19° 41' 59.695"-20°32'N y longitud 99° 59' 23"-101°30' O, a cubrir una superficie total de 8,563.75 km². La elevación de la cuenca varía significativamente, alcanzando un máximo de 3,759 msnm en el Nevado de Toluca y un mínimo de 1,903 msnm en la planicie de Maravatío. Su extensión geográfica incluye predominantemente el Estado de México, con porciones menores en los estados de Michoacán, Guanajuato y un segmento del sur de Querétaro. Esta cuenca se ubica sobre la provincia geológica del CVTM.

El río principal de esta cuenca se origina en la porción sur, específicamente en el volcán Holotepec, en el Estado de México, que actúa como parteaguas para la zona norte. Este río fluye a través de la cuenca como el río Lerma, dirigiéndose hacia el NO y desembocando en el Lago de Chapala, en el estado de Jalisco. La cuenca Cutzamala se clasifica como exorreica, ya que sus aguas fluyen hacia el norte y se dividen en dieciséis subcuencas: río Tarandacua (RH12Ae), río Solís (RH12Ad), río Tigre (RH12An), río Cavichi (RH12Af), río Atlacomulco- Paso de Ovejas (RH12Ac), río Tlalpujahuá (RH12Ag), río Jaltepec (RH12Ah), río Oztolotepec-Río Atlacomulco (RH12Ab), río Sila (RH12Am), río Gavia (RH12Ai), río Tejalpa (RH12Aj), río Verdiguél

(RH12Ak)), río Otzolotepec (RH12Al) y río Almoloya-Otzolotepec (RH12Aa). De estas subcuencas, solo tres se encuentran dentro del polígono de estudio.

4.2.4 Cuenca Cutzamala (18G)

La cuenca Cutzamala, con una superficie de 13,712.81 km², se ubica en la porción sur de la Región Hidrológica (RH) 18 Balsas y forma parte de la Subregión Hidrológica (SBRH) 18B Medio Balsas. Geográficamente, se extiende en dirección NNE-SSO, entre las coordenadas 19° 9' 49"- 19°30'55.34"N de latitud y 100° 28' 29"-100°41'31.30"O de longitud. La cuenca se distribuye de manera equitativa entre los estados de Michoacán y el Estado de México, aunque su segmento sur ocupa una menor superficie en la parte norte del estado de Guerrero.

Fisiográficamente, la cuenca Cutzamala se enmarca dentro de la provincia del Cinturón Volcánico Transmexicano, representando la mayor porción de la cuenca alta del río Balsas (Figura 16). La altitud en la cuenca varía desde los 3,524 msnm en la Sierra de Angangueo, hasta los 156 msnm, en la confluencia de los ríos Balsas y Cutzamala, ubicadas al noroeste de la ciudad de Altamirano.

La geomorfología de la cuenca se caracteriza por la presencia de cerros, mesas, sierras y valles pronunciados en su sector noreste, con orientación predominante NNO-SSE. En contraste, el suroeste de la cuenca se define por la confluencia de grandes sierras con drenajes bien desarrollados y valles escarpados, presentando pendientes de hasta 45°. Esta variabilidad morfológica influye directamente en los patrones de escurrimiento y la disponibilidad de los recursos hídricos en la región.

La cuenca Cutzamala se abastece inicialmente por el norte en el fragmento que corresponde a la cuenca alta del río del mismo nombre. A su vez este río se abastece de afluentes que provienen de la parte este de la Sierra de Mil Cumbres, el Complejo Pucato y del alto estructural Los Azufres los cuales se unen y descienden en la cuenca hasta complementarse con algunas presas promoviendo el control hídrico

estatal. Se ubican geográficamente en Michoacán (Tuxpan y El Bosque) y en el Estado de México (Colorines, Ixtapan del Oro, Villa Victoria, Valle de Bravo y Chilesdo).

La formación de una parte de esta cuenca es el resultado de la actividad tectónica, sin embargo, esta cuenca fue modificada por la intervención humana durante la década de 1940 con el objetivo de construir una infraestructura para el aprovechamiento hidroeléctrico del sistema Miguel Alemán. Posteriormente, en 1982, se reconfiguró para establecer un drenaje que dirige el flujo hacia el valle de México, alterando la dirección de deposición de la zona de emisión hacia las áreas laterales, lo que dio lugar a una cuenca exorreica (CONAGUA, 2015).

En la cuenca Cutzamala convergen cuatro ríos principales: el río Purungueo, el río Zitácuaro, el río Tilostoc y el río Ixtapan, que se unen para formar el río Cutzamala. Este último es considerado el segundo afluente más importante para la Región del Balsas, ya que contribuye significativamente al caudal de la SBRH 18B Medio Balsas. La cuenca se subdivide en siete subcuencas: río Zitácuaro (RH18Gb), río Tilostoc (RH18Gg), río Temascaltepec (RH18Gf), río Ixtapan (RH18Ge), río Cutzamala (RH18Ga), río Purungueo (RH18Gd) y río Tuxpan (RH18Gc). Las subcuencas se clasifican como exorreicas, destacando que la RH18Gd y la RH18Gc pertenecen al área de estudio.

CAPÍTULO 5.

JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

5.1 Justificación

En el límite de la porción central del Cinturón Volcánico Transmexicano se localiza la Región Oriente de Michoacán (ROM), distribuida de forma simétrica en un polígono rectangular de 40 km x 60 km. Esta región limita al este con el Estado de México y al norte con Guanajuato.

En el centro de la ROM destaca el CGLA, que se caracteriza por ser el punto de mayor altitud donde convergen procesos geológicos e hidrológicos regionales significativos.

La ROM ha sido objeto de un amplio estudio geológico, particularmente en el contexto del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA), como se documenta en investigaciones previas (Arce *et al.*, 2012, Esquivias *et al.*, 2010; Rangel, 2013, 2019; Aray *et al.*, 2021). Este interés se debe a la extracción de recursos geotérmicos del campo geotérmico Los Azufres (CGLA) que han permitido caracterizar las unidades asociadas al CVLA.

Diversos autores han descrito esta zona como predominantemente félsica (Arce *et al.*, 2012, Esquivias *et al.*, 2010; Rangel, 2013, 2019). Sin embargo, en los flancos este y oeste se encuentran volcanes pequeños de composición máfica, entre los cuales destacan conos cineríticos y spatters. Un ejemplo notable de esta relación es el lineamiento de Queréndaro (Gómez Vasconcelos *et al.*, 2015), que se interrumpe a la altura de Zinapécuaro, por un vulcanismo félsico culminando en una expresión dacítica-riolítica, representada por el cerro de San Andrés (0.33 Ma) (Dobson y

Mahood, 1985). Hacia el este, aunque escasean los datos geológicos, se reconocen visualmente volcanes pequeños que plantean interrogantes sobre esta anomalía composicional en el centro. El SFMA ha provocado un intenso fallamiento en el CGLA, sin embargo, poco se ha descrito sobre la influencia del SFTSM.

La zona geotérmica Los Azufres fue identificada en 1972, y las perforaciones iniciales comenzaron en 1976. El 28 de enero de 1988, se promulgó la Ley General del Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente (LGEEPA), que establece lineamientos para la conservación ambiental y la gestión de recursos naturales. En 1989, se complementa con el Acuerdo CEOESE004/89, que definió criterios ecológicos para sistemas geotérmicos. Esto sugiere que no se realizaron estudios ambientales adecuados antes de las instalaciones, lo que plantea dudas sobre los impactos en el CGLA.

La relevancia regional del CGLA no solo se debe a los parámetros mencionados, sino también a la presencia de elementos potencialmente tóxicos (EPT) como arsénico (As), plata (Ag), mercurio (Hg), plomo (Pb), manganeso (Mn) y hierro (Fe). En altas concentraciones, estos metales pueden tener efectos perjudiciales para la salud humana.

La región carece de estudios que describan el impacto ambiental, la distribución hídrica, y el vínculo de estos parámetros con la morfoestructura. Esta información es crucial para identificar los puntos críticos de muestreos posteriores ya que se han documentado riesgos asociados a la presencia de arsénico en el agua potable, los cuales afectan la salud infantil en áreas vinculadas al campo geotérmico en Michoacán (Rodríguez Cantú *et al.*, 2022).

En este trabajo se desarrollaron mapas que reflejan diversos parámetros, incluyendo el análisis morfoestructural, la hidrología, pétalos de captación, análisis de los parámetros del ciclo hidrológico y la geología, esta última por medio de la recopilación de trabajos previos.

También se establece una relación estrecha entre la morfoestructura y la hidrología, donde el flujo hídrico se ve fuertemente influenciado por las estructuras del terreno.

Esta relación permite una estimación más profunda de elementos químicos distribuidos a través del flujo de agua, con la finalidad de minimizar el impacto ambiental. Este análisis es crucial para identificar áreas vulnerables a la contaminación y desarrollar estrategias de gestión que mitiguen los efectos negativos en el medio ambiente, además de ofrecer una nueva perspectiva sobre las interacciones morfoestructurales.

Esta información servirá como base para futuros estudios, permitiendo identificar áreas críticas y guiar investigaciones sobre la gestión ambiental y la sostenibilidad de los recursos hídricos en la región. El resultado de este estudio proporcionará una sólida referencia para identificar las zonas más vulnerables al impacto ambiental en el CGLA.

5.2 Objetivo general

Realizar un análisis morfoestructural e hidrológico de la Región Oriente de Michoacán y su relación con el impacto ambiental.

5.3 Objetivos específicos

- Realizar un análisis morfoestructural y establecer sus relaciones temporales con los eventos geológicos de la región Oriente de Michoacán.
- Realizar un mapa geológico de la ROM.
- Identificar el número de volcanes en la ROM y definir su tipología volcánica.
- Describir las variaciones meteorológicas de la ROM y la relación con la fisiografía.
- Realizar un análisis del orden de drenaje y definir los límites de pátalos de captación de la ROM

- Realizar el cálculo de los parámetros hidrológicos en la ROM (precipitación, evapotranspiración infiltración, y escurrimiento) basado en los rasgos morfoestructurales e hidrológicos revisar las implicaciones de impacto ambiental de la ROM.
- Revisar el potencial impacto ambiental relacionado con pérdidas de emisión del CGLA y su relación con los procesos morfoestructurales e hidrológicos.

CAPÍTULO 6

METODOLOGÍA

6.1 Revisión bibliográfica

Con la finalidad de enriquecer la base de datos de este trabajo, se llevó a cabo una investigación documental que permitió obtener la bibliografía necesaria que contextualiza la dinámica, la geología, los lineamientos volcánicos, las estructuras, la clasificación de los aparatos volcánicos, así como el fechamiento de rocas que se han realizado en la ROM. Para facilitar este apartado se dividió la investigación en seis sectores principales: i) El Cinturón Volcánico Transmexicano, ii) El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato iii) Campo Volcánico Los Azufres iv) Sucesiones volcánicas miocénicas, v) Relaciones morfoestructurales vi) Relación estructural con la geohidrología.

6.2 Materiales cartográficos

Para complementar el análisis espacial y la investigación, se hizo necesario la descarga y el uso de una amplia cartografía digital para abordar la interpretación precisa de los distintos componentes del estudio. Con el fin de alcanzar los resultados deseados, se recopilaron diversas cartas topográficas, modelos geoespaciales e imágenes, las cuales se detallan en este segmento.

1. Cartas Topográficas y datos vectoriales tomados de INEGI

Se unieron cuatro cartas topográficas 1:50, 000 de INEGI con claves: E14A14 (Zinapécuaro), E14A15 (Maravatío de Ocampo), E14A24 (Tzitzio), E14A25 (Ciudad Hidalgo). Así mismo, se descargaron los datos de conjuntos vectoriales de INEGI, con última fecha de edición para las cartas E14A14, E14A15 durante el 2014, y para las cartas E14A24, E14A25 en el 2018. Se recopilaron los datos correspondientes a las curvas de nivel con intervalos de 20 metros, así como información sobre corrientes de agua, cuerpos de agua, calles, caminos, carreteras y localidades tanto urbanas como rurales.

2. Modelo Digital de Elevación (MDE)

Se descargaron las imágenes correspondientes a las claves de las cartas topográficas 1:50,000 de INEGI (E14A14, E14A15, E14A24, E14A25) para abarcar la extensión del área en su totalidad. El Modelo Digital de Elevación (MDE) presenta una resolución de 10 metros. Estos datos fueron incorporados en el software ArcMap 10.5 para elaborar modelos altimétricos, de pendientes y de sombras que complementaron el trabajo.

6.3 Morfología de volcanes

La identificación y clasificación de los centros eruptivos en la ROM se llevó a cabo mediante el uso de técnicas de percepción remota y el análisis espacial del material cartográfico. La clasificación de los aparatos volcánicos se fundamenta en las bases teóricas descritas por Gómez-Calderón (2018), que proporciona un marco detallado para la identificación y diferenciación de estas estructuras geológicas (Figura 17).

Para esta investigación, se examinaron las características morfológicas y estructurales de los aparatos volcánicos, lo que permitió establecer una simbología adecuada para cada tipo de estructura. Esto resultó en la identificación de seis categorías principales de estructuras volcánicas:

1. Conos cineríticos o de escoria: Formaciones volcánicas compuestas principalmente de ceniza y fragmentos de lava, que se caracterizan por su forma cónica y pendientes pronunciadas.
2. Domos: Estructuras volcánicas formadas por la acumulación de lava viscosa que se desplaza lentamente, creando formas convexas en la superficie.
3. Mesas de lava (malpaís): Superficies de derrames de lava de baja pendiente que resultan de la acumulación de flujos de lava que se extienden horizontalmente, formando plataformas elevadas.
4. Volcán escudo (pequeño): Estructuras volcánicas con diámetro de base >10 veces el diámetro del cráter con pendientes, >25-35° formadas por erupciones de lava fluida que se dispersan ampliamente.
5. Volcán compuesto: Volcanes de gran volumen caracterizados por la acumulación estratiforme de derrames de lava, depósitos piroclásticos y acumulaciones epiclásticas o retransportadas.
6. Spatters: Son derrames de salpicadura de muy poco volumen <0.5 km³ con formación de cono o sin cono, conocidos también como estructuras fisurales (Hasenaka y Carmichael, 1985).

6.4 Análisis morfoestructural

Un dominio morfoestructural se refiere a una extensión del terreno que desarrolla un relieve diferente a su entorno, con características propias como pendiente, altitudes, formas de drenaje, etc. cada dominio morfoestructural presenta afinidad con las estructuras tectónicas, las cuales pueden renovar o modificar los procesos morfogenéticos.

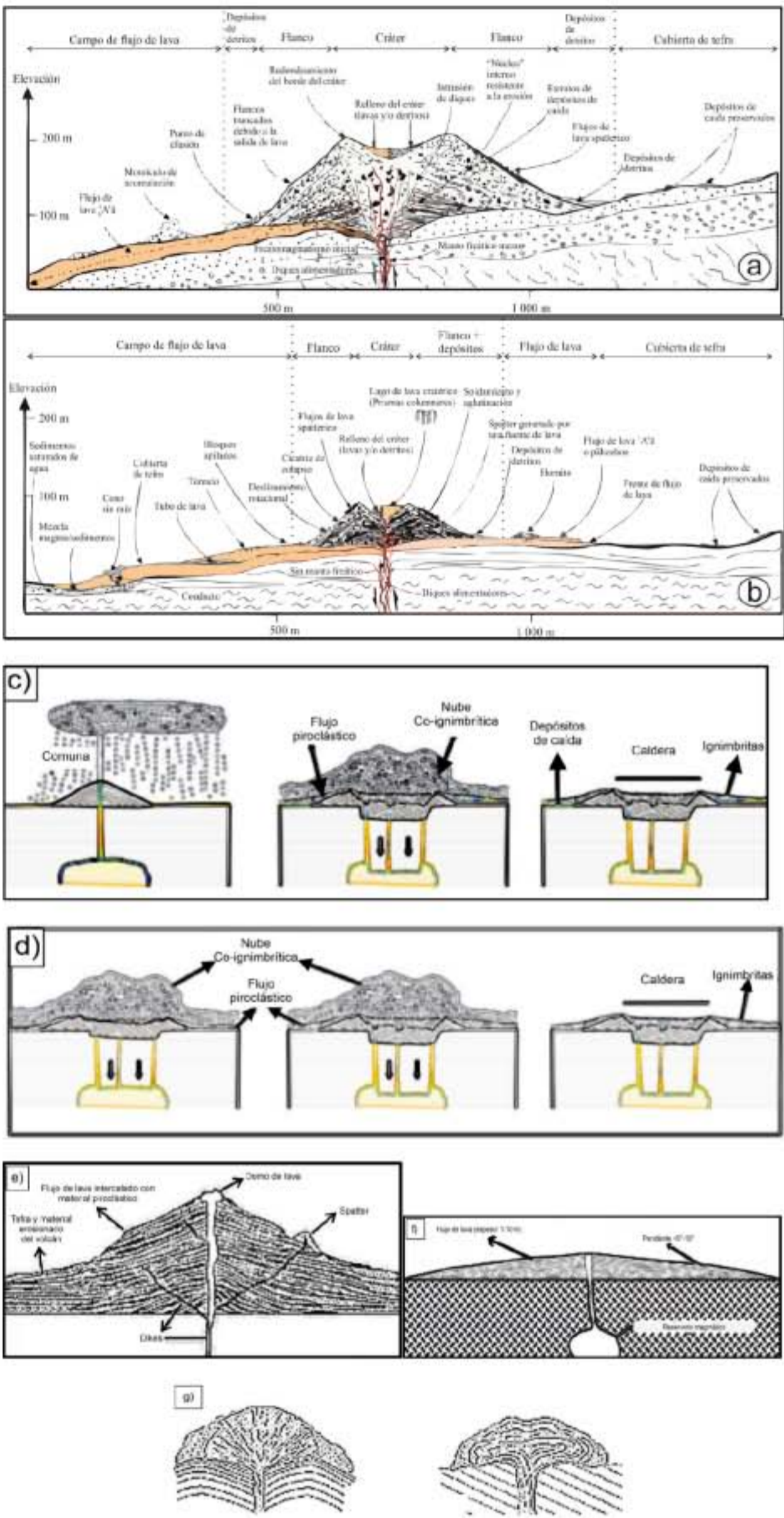


Figura 17. Esquemas de morfología y morfogénesis volcánica. a) se ilustra un cono cinerítico; en la b), un spatter; en las c) y d), se presentan dos tipos de caldera, destacando las diferentes morfologías de colapso calderico; en la e), un volcán compuesto; en la f), un volcán en escudo; y en la g), un domo. Referencias: a y b: Kereszturi y Németh (2012); c y d: Walter Báez (2015); e y f: Nelson (2018); g: basado en Williams (1932)

La importancia de un dominio morfoestructural radica en el conocimiento de la morfogénesis de cada dominio, lo cual permite agrupar elementos morfológicos, lineamientos volcánicos o tectónicos, estructuras dominantes y establecer una temporalidad relativa asociada con un modelo de evolución de paisaje para analizar los sistemas que han contribuido a la construcción del mismo.

Para delimitar los dominios se han tomado en cuenta los parámetros físicos como: altitud, pendiente, grado de erosión, patrones de drenaje, tipología volcánica, lineamientos volcánicos, orientación de emplazamiento y elongación del cráter.

6.5 Cartografía geológica

La caracterización geológica del área de estudio se llevó a cabo mediante un enfoque que combinó la recopilación de información de diversos artículos y con interpretaciones basadas en similitudes fisiográficas, morfoestructurales y un trabajo de campo para validar y refinar algunos de los datos.

En primer lugar, se realizó una exhaustiva revisión de la literatura existente, recopilando información sobre la composición litológica y las edades de las unidades geológicas presentes dentro de la región. Sin embargo, debido a la naturaleza fragmentada de los datos disponibles, no se pudo contar con información completa que cubriera la totalidad del sitio de interés. Para cubrir esta limitación, se llevó a cabo un proceso de interpretación y correlación geológica considerando como base las geoformas observadas en las diferentes zonas. Este enfoque se apoyó en el análisis morfoestructural los vacíos cartográficos o dudas de contactos y correlación observadas desde gabinete, finalmente se realizó trabajo de campo en zonas específicas para describir litologías y corroborar la información geológica.

6.6 Análisis hidrológico

El análisis hidrológico se divide en siete etapas. La primera etapa consiste en la jerarquización de escala de las unidades, desde las más grandes hasta las más pequeñas, lo que permite disgregar la información de manera sistematizada. Posteriormente, una vez comprendida la información, se llevó a cabo el reconocimiento del comportamiento de los patrones o tendencias del orden de drenaje. Después se delimitaron subcuencas reconocidas como pétalos de captación o drenaje en función de los parteaguas y el orden de drenaje.

Finalmente, se calcularon los valores de evapotranspiración, precipitación, infiltración y escurrimiento, utilizando el promedio de cada pétalo de drenaje, para proporcionar un contexto más completo sobre el comportamiento hidrológico de la ROM.

6.6.1 Jerarquización de cuencas de acuerdo con la recopilación bibliográfica

Para la delimitación de las unidades hidrológicas en el área de estudio, se emplearon diversas fuentes de información geoespacial, basado en el uso de datos establecidos y técnicas de análisis espacial. Esto permitió generar una delimitación jerárquica y coherente de las unidades hidrológicas, desde las grandes regiones hasta las subcuencas, adaptada a las características del área de estudio y alineada con los estándares nacionales. Lo cual sentó las bases para un análisis hidrológico detallado y robusto.

Se inició estableciendo el marco regional de referencia mediante la caracterización de las regiones hidrológicas definidas por diferentes instituciones. Sin embargo, para este trabajo se hace uso de la caracterización propuesta por el INEGI en 2009. Esta información se encuentra disponible en la plataforma de información espacial

IDEGeo. Posteriormente se incorporó la clasificación de subregiones hidrológicas de INEGI, 2009 para un nivel de desagregación de la información entre las regiones y las cuencas.

Se incorporaron los límites de las Cuencas Hidrológicas de México establecidos por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) en 2001. Estos datos fueron ajustados de acuerdo con los límites de las subcuencas actualizadas que interceptan el área de estudio, garantizando así la coherencia con la delimitación nacional. Posteriormente, se integraron los límites de las subcuencas definidas por el INEGI en 2014 para capturar la complejidad hidrológica a escala local.

Una vez definidos los materiales regionales o de mayor extensión, se procedió a la recopilación de insumos cartográficos que contienen datos sobre las corrientes y cuerpos de agua a escala 1:50,000, proporcionados por el INEGI 2010. Se utilizó la información topográfica y MDE de las cartas previamente mencionadas.

6.6.2 Caracterización de ordenes de drenaje

De acuerdo con el método de Arthur Newell Strahler 1957, conocido como el *orden de secuencia de Strahler* o el *orden de cuenca*, se llevó a cabo el reconocimiento de los órdenes de drenaje dentro del polígono de estudio. Sin embargo, cabe mencionar que algunos órdenes pueden presentar un margen de error, dado que algunos ríos significativos como el Lerma se originan en porciones distantes de la zona de estudio, lo que puede afectar directamente el nivel de este orden de drenaje.

El proceso de análisis comenzó con la digitalización manual de las corrientes de agua basada en imágenes satelitales o aéreas, así como el modelo digital de pendientes y curvas de nivel, lo cual implica ampliar el detalle de observación e identificar afluentes que no son reportados por los insumos tomados de INEGI, 2010. Posteriormente, se identificaron y determinaron manualmente los órdenes de drenaje con el objetivo de comprender el desplazamiento superficial del flujo hídrico

y detallar su dinámica. Este método permite clasificar la red de drenaje asignando un valor numérico a los cursos de los arroyos que la componen, facilitando la identificación y clasificación de los tipos de cursos en función de la cantidad y jerarquía de los afluentes. Para ello se dio seguimiento a las bases que dictan las reglas de la secuencia de Strahler:

- Corrientes de primer orden: Se refiere a los cuerpos de agua que escurren superficialmente sin la unión de afluentes.
- Unión de corrientes del mismo orden: Cuando se combinan dos segmentos de orden N, se genera una nueva corriente que se clasifica como de orden N+1.
- Confluencia de corrientes de distinto orden: Cuando dos corrientes de diferentes órdenes se unen, la corriente que fluye aguas abajo adopta el orden más elevado entre las corrientes que se intersecan prevaleciendo la mayor clasificación en la dirección del flujo.

A través de este enfoque, es posible inferir características clave de la distribución hidrológica, tales como la magnitud u orden de la cuenca, la ramificación del drenaje, el caudal, la capacidad de carga y la torrencialidad de los cursos, simplemente al conocer el orden asignado a cada uno.

6.6.3 Delimitación de pétalos de captación

A partir de la inferencia de los órdenes de drenaje, se establece un enfoque metodológico que amplía la interpretación hidrológica. Este análisis considera la re-delimitación precisa de las subcuencas, así como la delimitación de los "pétalos de captación" que influyen en su dinámica.

Los pétalos de captación se definen a partir del parteaguas interno de las subcuencas, que actúan como límites naturales en la distribución del agua sobre la superficie terrestre. Los pétalos se clasificaron de acuerdo con el orden que predomina en su

red de drenaje. Se establece que el orden de un pétalo está relacionado directamente con el orden que lleva cuando este se integra al caudal principal.

Este proceso se desarrolla de la siguiente manera:

1. Identificación de arroyos y afluentes: Se identifican los arroyos que se originan en las cumbres de la cuenca, lo que permite visualizar la dinámica de confluencia de los afluentes.
2. Conformación de la Red de Drenaje: Se analiza cómo estos arroyos se interconectan para formar una red de drenaje, lo que facilita la segmentación de dicha red y la identificación de los parteaguas de las cuencas.
3. Segmentación de Jerarquías: Se procede a segmentar los valores de jerarquización que definen la división en subcuencas y microcuencas. Esta segmentación es crucial para la comprensión de la estructura hidrológica del área de estudio.
4. Interpretación de "Pétalos de Captación": El nivel designado como microcuencas se interpreta en este estudio como "pétalos de captación", un término que se utilizará para describir las áreas que contribuyen al flujo hídrico como el nivel mínimo de una cuenca. Este concepto permite analizar cómo las variaciones en el orden de drenaje afectan la distribución y el comportamiento del flujo hídrico en la región a escala local.

6.6.4 Cálculos Hidrológicos

Para el análisis climatológico de la región, se utilizó la base de datos de las estaciones climatológicas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Se analizaron los promedios mensuales de precipitación, temperatura máxima, temperatura mínima y temperatura media de las siguientes estaciones ubicadas en el noreste de Michoacán y sureste de Guanajuato: El Temazcal (16045), Presa Malpaís (16096), Ucareo (16255), Huajúmbaro (16235), Jaripeo (16514), Laguna del Fresno (16061), Los Azufres (16071),

Ciudad Hidalgo (16152), Maravatío (16078), Tarandacua (11077), Presa Solís (11076), Zinapécuaro (16145). Este análisis permitió caracterizar el clima de la región utilizando datos oficiales provenientes de la red de estaciones meteorológicas de CONAGUA, lo que garantiza la calidad y representatividad de la información climática empleada para el estudio del área.

6.6.4.1. Cálculo de los valores de precipitación (P)

A. Lluvia media

Según la información proporcionada, para calcular la precipitación media anual en la región de estudio se siguieron estos pasos:

- a) Recopilación de datos de precipitación:
 - Se obtuvieron los valores de precipitación mensual de las estaciones meteorológicas para los últimos 20 años.
- b) Cálculo de la precipitación media anual por estación:
 - Para cada estación, se promedió la precipitación de los 12 meses a lo largo de los 20 años, obteniendo así la precipitación media anual.
- c) Interpolación espacial:
 - Utilizando la herramienta IDW (Inverse Distance Weighting), se realizó una interpolación espacial de los valores de precipitación media anual de las estaciones.

6.6.4.2 Cálculo de los valores de Evapotranspiración Potencial (ETP)

Se llevó a cabo el cálculo mediante el método de Thornthwaite, desarrollado en 1944, que calcula el uso consuntivo¹ mensual en función de las temperaturas medias mensuales. Este método es el más adecuado para el análisis, ya que, al considerar

únicamente la temperatura media mensual, proporciona resultados estimativos que pueden utilizarse solamente en estudios preliminares o de gran alcance.

Fórmula:

$$U_j = 1.6 K_a \left(\frac{10T_j}{I} \right)^a$$

donde:

U_j : Uso consuntivo en el mes (x) en cm.

T_j : Temperatura media en el mes (x), en °C.

a, I : Constantes.

K_a : Constante que depende de la latitud y el mes del año.

A. Determinación de T_j :

Para obtener el valor de la temperatura media en el mes (T_j), se calculó el promedio mensual de los últimos 20 años para cada una de las estaciones, considerando la media mensual de cada mes a lo largo de los años correspondientes. Esto permitió asignar un valor representativo basado en esos datos.

B. Cálculo del índice calórico mensual (i) para obtener el índice calórico anual

(I):

Para obtener el valor de la constante del valor (I) se realiza la sumatoria de los valores de (i) mensuales.

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

Para obtener “i” para cada mes, se utiliza la siguiente fórmula para calcular el índice calórico mensual:

¹Uso consuntivo: implica la extracción de agua de una fuente sin retorno, lo que significa que el agua no se devuelve al lugar de origen. Este patrón de consumo se encuentra en el uso doméstico, industrial y agrícola.

$$i_j = \left(\frac{T_j}{5}\right)^{1.514}$$

j= número de mes

Donde T es la temperatura media mensual en °C de cada mes de los últimos 20 años. Se realiza la sumatoria de los valores mensuales de "i" para obtener el índice calórico anual (I)

C. Obtener el valor la constante "a":

Finalmente, para obtener la constante "a" se utilizó la siguiente fórmula donde solo se sustituye el valor de "I".

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 179 \times 10^{-4} I + 0.492$$

Por último, se sustituyen todos estos datos en la ecuación inicial para obtener el valor de la evapotranspiración potencial.

6.6.4.3 Cálculo de los valores de Escurrimiento (Es)

Para estimar el coeficiente de escurrimiento en la cuenca en estudio, se utilizó la norma de CONAGUA mediante un método indirecto. Este enfoque implica la evaluación de la edafología a partir de las cartas topográficas a escala 1:50,000, específicamente para las secciones E14A14 y E14A24 de 1979, así como para E14A15 y E14A25 de 1983. Además, se consideró la carta de cobertura y uso de suelo a escala 1:250,000 E14-1 de INEGI de 1983.

En ausencia de información específica, se clasificaron los suelos de la cuenca en tres tipos diferentes, apoyándose en los servicios de INEGI:

- Tipo A: Suelos permeables.
- Tipo B: Suelos medianamente permeables.
- Tipo C: Suelos casi impermeables.

Estos tipos de suelo se especifican en la tabla de la norma (Tabla 1). Al considerar el uso actual del suelo, se obtiene el valor del parámetro K. Si en la cuenca existen diferentes tipos y usos de suelo, el valor de K se calcula como la resultante de subdividir la cuenca en zonas homogéneas y obtener el promedio ponderado de todas ellas.

Una vez obtenido el valor de K, el coeficiente de escurrimiento anual (Ce) se calcula mediante las siguientes fórmulas:

Tabla 2. Relación de los valores de K (dependientes del suelo) y cálculo del índice de escurrimiento anual Ce.

K: PARAMETRO QUE DEPENDE DEL TIPO Y USO DE SUELO	COEFICIENTE DE ESCURRIMIENTO ANUAL (Ce)
Si K resulta menor o igual que 0.15	$Ce = K (P-250) / 2000$
Si K e mayor que 0.15	$Ce = K (P-250) / 2000 + (K-0.15) / 1.5$

Dependiendo del valor obtenido para K, se utilizará la ecuación que corresponda según la Tabla 2. Se consideran válidas para valores de precipitación anual entre 350 y 2150 mm. Finalmente, la evapotranspiración está incluida en el coeficiente de escurrimiento, por lo que se multiplica por la precipitación (P) para calcular el escurrimiento estimado (Es):

$$Es = P \times Ce$$

6.6.4.4 Cálculo de los valores de infiltración (I)

Para calcular la infiltración (I) en una cuenca, se utiliza la siguiente relación:

$$I = P - Es - ETP$$

Donde:

I: Infiltración (en mm).

P: Precipitación total (en mm).

Es: Escurrimiento (en mm).

ETP: Evapotranspiración potencial (en mm).

Este cálculo permite obtener el valor de infiltración como la diferencia entre la precipitación y las pérdidas por escurrimiento y evapotranspiración. Así, se obtiene el valor de infiltración como la diferencia entre la precipitación y las pérdidas por escurrimiento y evapotranspiración.

A. Unión/cruce de datos

Con los datos recopilados de toda el área de estudio, se calculó un promedio para cada pétalo, estimando la cantidad de precipitación, evapotranspiración, escurrimiento e infiltración en la zona. Este análisis se realizó utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante las herramientas de “Zonal Statistics” y “Zonal Statistics as Table”. Estas herramientas permiten compilar y promediar los valores generales de cada variable, ajustándose a los datos específicos por cada pétalo. Por otro lado, los pétalos de las cuencas del norte carecieron de datos fijos por lo que se llevó a cabo la ponderación de datos para los pétalos con estos códigos PGb-01, PGb-02, PBa-01, PBa-02, PBa-03, PBa-04, PAd-01, PAc-05, PAc-02, PAc-07, PAc-04 y PAc03.

Al final, se obtuvo un conjunto de datos que refleja las condiciones hídricas promediadas para cada pétalo.

6.6.5 índice de Gravelious

Durante el año 1914, se estableció el índice de Gravelious, un valor adimensional que expresa la forma de una cuenca. Este índice se calcula mediante la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo que representa la misma área. De esta manera, se evalúa el comportamiento hidrológico dentro de una cuenca, reflejando cómo su forma influye en la respuesta hídrica, como el tiempo de

concentración, la retención y el escurrimiento. Esto permite reconocer cómo pueden verse afectados los comportamientos del agua.

El índice se interpreta a partir de valores que oscilan entre menos uno y más uno. Un valor de uno indica una forma circular, siendo este el más bajo. Los valores superiores a uno reflejan cuencas más alargadas e irregulares. Por lo tanto, si una cuenca presenta valores cercanos a uno, se interpreta que tiene una tendencia más compacta, lo que implica una mayor capacidad para almacenar escurrimientos y, en consecuencia, generar cuerpos de agua superficiales o tener mayor infiltración, dependiendo de las características geológicas. En contraste, a medida que el valor se aleja de uno, la cuenca tiende a ser más alargada, lo que minimiza su capacidad de retención y provoca un menor escurrimiento en longitudes largas.

$$Kc = \frac{P \text{ cuenca}}{2\pi \left(\frac{A \text{ cuenca}}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}}$$

Donde

P: Perímetro de la cuenca (km)

A: Área de la cuenca (km²)

El valor de Kc describe el índice de compacidad las tres categorías de clasificación de acuerdo con el valor obtenido de este parámetro.

Tabla 3. Índice de Gravelious para evaluar la forma de la cuenca

Clase	Rango	Descripción
Kc1	1 a 1,25	Redonda a oval-redonda
Kc2	1,25 a 1,5	Oval-Oblonga
Kc3	>1,5	Oval-Oblonga a rectangular-Oblonga

6.7 Trabajo de campo

Se realizaron un total de cuatro salidas al campo, cada una con una duración de tres a cuatro días, con el objetivo de verificar la clasificación de las geoformas presentes

en la región y la identificación de unidades litológicas trazadas previamente en el mapa geológico preliminar. Durante estas expediciones, se llevó a cabo un análisis detallado para determinar la composición de ciertas estructuras que, a simple vista, presentaban ambigüedades en su identificación. Además, se examinó la información relacionada con la división de los dominios morfoestructurales, lo que permitió describir con mayor precisión los límites de cada uno de ellos.

En total, se establecieron 22 puntos de muestreo, lo que facilitó la recolección de datos representativos de las características geológicas y geomorfológicas de la zona. También se visitaron algunos poblados (Aporo, Cd. Hidalgo, Zinapécuaro, San Bartolomé Coro, Tzintzingareo, Cliserio Villafuerte el Chico y Araró) lo que enriqueció la comprensión del contexto local y proporcionó información adicional sobre las interacciones entre las comunidades y su entorno geológico.

6.8 Integración de la información

En esta fase final, se llevó a cabo la integración de los datos obtenidos durante las actividades de campo, con el objetivo de describir y analizar las diversas estructuras geomorfológicas del paisaje y su influencia en la renovación del terreno.

Se interpretaron los distintos dominios morfoestructurales, identificando sus características distintivas en el paisaje, basándose en sus aspectos morfológicos y las edades de las diferentes etapas de formación.

Estos datos fueron redirigidos hacia un enfoque hidrológico, analizando cómo los dominios morfoestructurales y el trazo de las unidades geológicas influyen y se relacionan con los procesos hidrológicos. Este enfoque generó información valiosa que se incorporó en el análisis, permitiendo una comprensión más profunda de la interacción entre la geomorfología y los procesos hidrológicos en la región de estudio.

CAPÍTULO 7

RESULTADOS

7.1 Morfología volcánica de la ROM

De acuerdo con la síntesis de los parámetros morfométricos en la clasificación de volcanes realizada por Gómez-Calderón (2018), se llevó a cabo una categorización detallada de los volcanes en el área de estudio. Para la mayoría de los volcanes, se aplicó un análisis cartográfico detallado, mientras que adicionalmente en otros casos se validó su existencia mediante observaciones en campo. Sin embargo, es oportuno considerar que algunos de los conos volcánicos están afectados por la sobreposición de geoformas volcánicas más jóvenes (derrames, depósitos piroclásticos), así como procesos de erosión y deformación tectónica.

Se identificaron un total de 176 centros eruptivos en el área de estudio (Tabla 4, Figura 18): 38 conos cineríticos, 13 volcanes tipo escudo pequeño, 1 volcán compuesto, 44 spatters, 19 mesas de lava, 48 domos, 12 conos erosionados, 1 estructura de colapso caldérico. Además, se identificaron un total de ocho estructuras de colapso secundarias (epiclástica) tipo avalancha o flujo de escombros. Esta diversidad morfológica de los aparatos volcánicos refleja la complejidad de los procesos eruptivos que han tenido lugar en la región.

Se identificaron 48 domos y se distribuyen principalmente en la porción occidental, al oeste de la longitud $100^{\circ}35'$, a lo largo de una franja NNO-SSE que se extiende desde Zinapécuaro hasta San Pedro Jácuaró. En la figura 18 se observa que la mayor

concentración de domos se encuentra dentro del área del CGLA, donde se tiene una agrupación de estructuras dómicas adyacentes y superpuestas.

Tabla 4. Tipología volcánica identificada y clasificada en la Región Oriente de Michoacán.

Tipología Volcánica	Total
Conos Erosionados	12
Cono cinerítico o de escoria	38
Volcán escudo pequeño	13
Volcán compuesto	1
Spatter	44
Mesa	19
Domo	48
Estructura caldérica semicircular	1
Total	176

Los domos presentes en la Sierra de Santa Inés cubren ~40% de la sierra cortando y sobreponiéndose a la estructura semicircular de la misma. Del mismo modo se observan con frecuencia dislocados por estructuras de fallas E-O. En contraste, la presencia de domos hacia el oriente es prácticamente nula, con excepciones limitadas en la parte central de la región, al norte de Tzintzingareo en el Cerro Azul, y en la porción sureste de la ROM, al sur de la Sierra de Chincua, donde se observa una alineación NO-SE de cuatro domos pequeños.

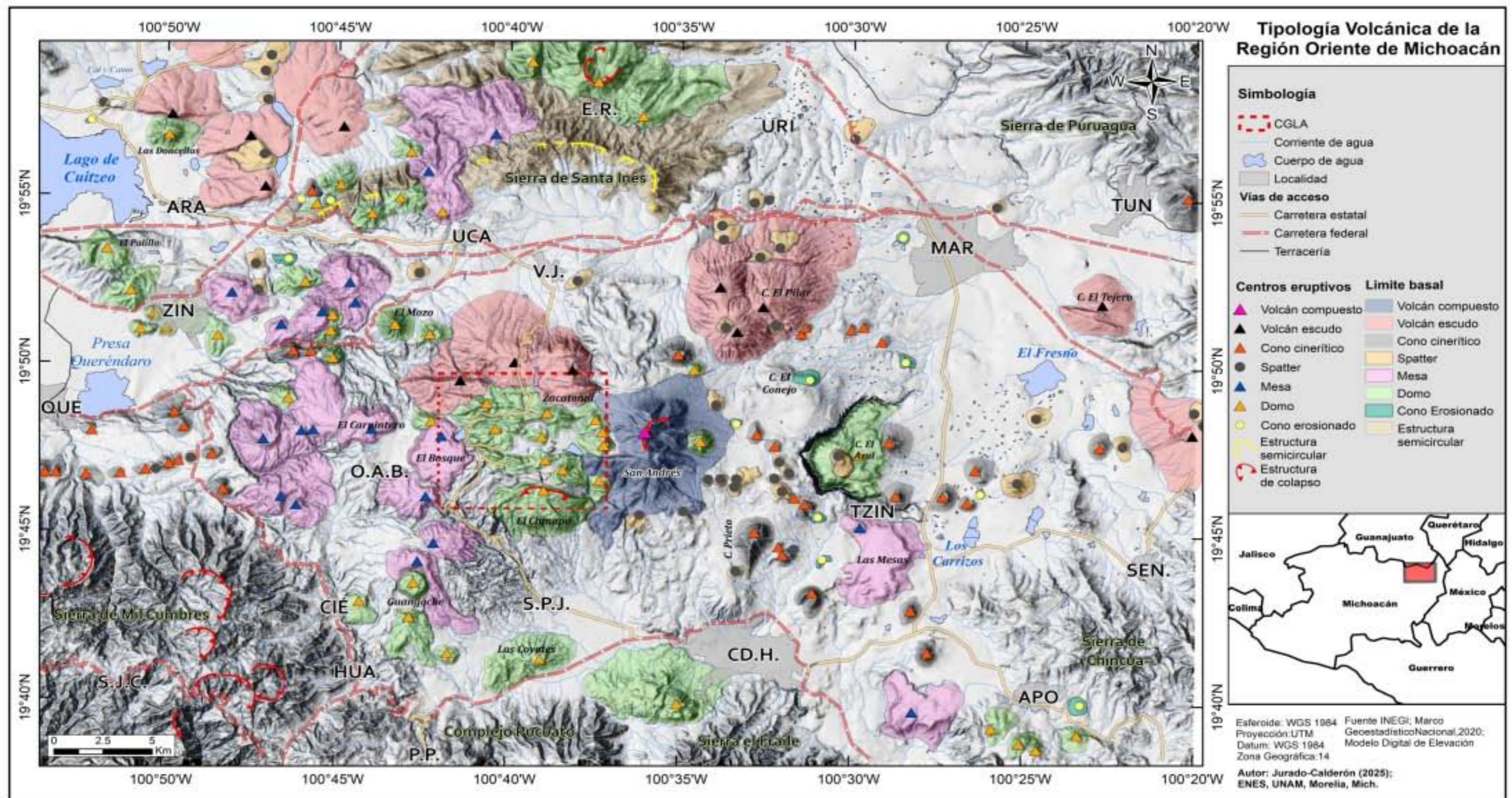


Figura 18. Clasificación de la tipología volcánica en la Región Oriente de Michoacán. Abreviaturas: MAR: Maravatío, URI: Uripitío, TUN: Tungareo, TZIN: Tzintzingareo, SEN: Senguio, APO: Aporo, CD.H.: Ciudad Hidalgo, S.P.J.: San Pedro Jácuaró, P.P.: Puerto Pucuaró, HUA: Huajúmaro, CIE: Cieneguillas, S.J.C.: San José de la Cumbre, O.A.B.: Ojo de Agua de Bucio, QUE: Queréndaro, ZIN: Zinapécuaro, ARA: Araró, UCA: Ucareo, E.R.: El Rodeo, V. J.: Valle de Juárez.

Los domos presentan diferentes geometrías, donde la mayoría son semicirculares y tienen 1-1.5 km de diámetro basal, sin embargo, hay algunos que tienen geometría elongada y alcanzan de 4.8 a 6.2 km de largo como el domo Chinapo o Los Coyotes al sur del poblado de San Pedro Jácuar, respectivamente (Figura 18). Es importante señalar que estas estructuras son afectadas considerablemente por fallamiento normal E-O, lo que dificulta su reconocimiento y caracterización precisa.

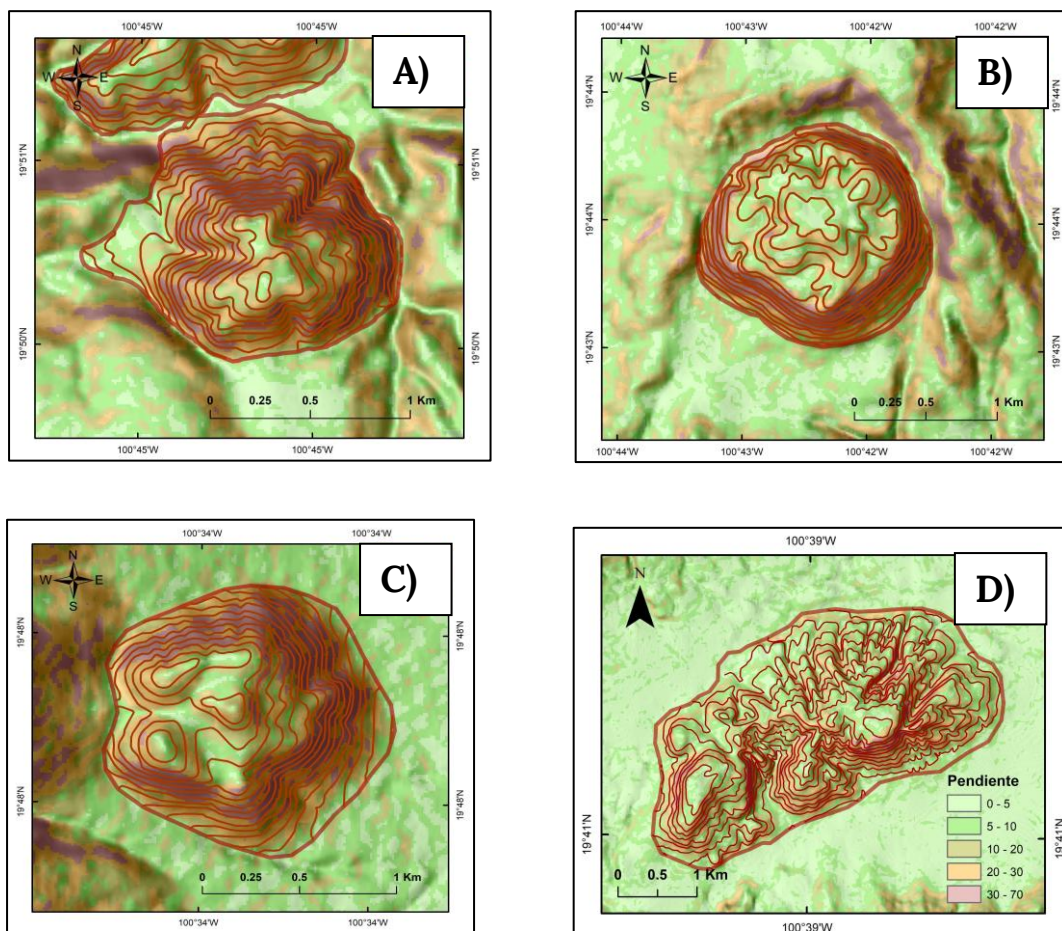


Figura 19. Representación de los domos en la ROM. Los domos etiquetados como A) y B) se localizan en el sector occidental del área de investigación, mientras que la figura C) se superpone en el Cerro de San Andrés. por otro lado, la figura D) se encuentra rellenando el graben de San Pedro Jácuar-Cd. Hidalgo. Estas figuras en particular son típicas de domos en la superficie terrestre. A partir de las curvas de nivel, es factible definir las estructuras presentes: A) Cerro el Cuate, B) El Guangoche, C) Cerro el León y D) C. Los Coyotes.



Figura 20. Ejemplos Visuales de Domos en Campo. En las imágenes se presentan cinco edificios volcánicos de los cuales tres son domos. En la A) se observa el domo El Chinapo, que se localiza al sur del CGLA, así como el volcán compuesto de San Andrés que está al este del CGLA. En la B) se muestra el domo Las Doncellas, situado al norte de Araró, mientras que la figura C) destaca el domo C. Azul, que es interrumpido en su límite este por el cono cinerítico C. Las Tunas.

Las mesas de lava incluyen un total de 19 y su distribución se concentra mayoritariamente en la porción poniente (Figura 18). En esta región, destaca la orientación predominante de las mesas, las cuales se alinean con una dirección NNO-SSE entre Zinapécuaro y Huajúbaro. De manera aislada se observan mesas de lava al norte de Ucareo, las cuales sobreyacen la porción oeste de la estructura semicircular de Santa Inés, asimismo, al sur de Tzintzingareo se presentan dos mesas aisladas.

Las mesas se caracterizan por presentar una geometría, alargada de baja pendiente con extensiones de 2 a 5 km de largo (Figura 21, 22).



Figura 21. Mesa La Comalera. Se muestra la mesa vista en campo, ubicada al este de Zinapécuaro, donde fluye el río del mismo nombre.

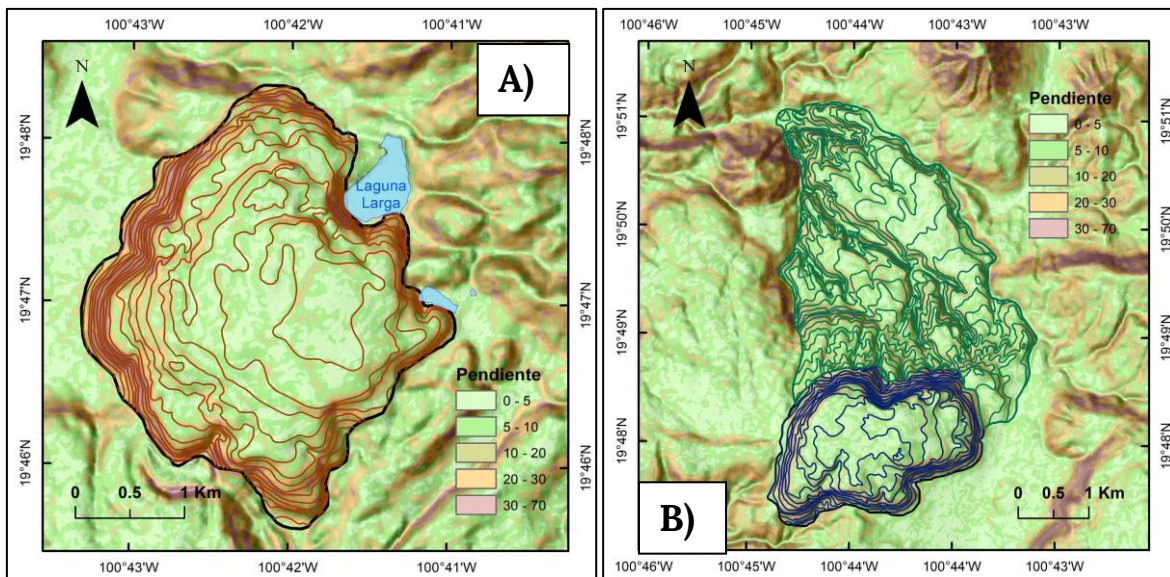


Figura 22. Representación de mesas de lava dentro de la ROM. La mesa A) se sitúa en el flanco oeste del CGLA, mientras que la mesa B) se distingue sobre el poblado de Ojo de Agua, en esta figura, se ha resaltado en color verde los productos piroclásticos asociados a estas estructuras volcánicas. Estas mesas ilustran con precisión la morfología típica de estas: A) Mesa El Bosque y B) Mesa El Carpintero.

Los conos tipo spatter son abundantes (44) y predominan principalmente al este de la longitud ($<100^{\circ}37' O$), aunque también se observan algunos al norte de Zinapécuaro.

Los spatters son geoformas volcánicas de pequeñas dimensiones con diámetros basales de <1 km y alturas de <100 m (Figuras 18 y 23) y en el sector oriente se distribuyen a lo largo de dos lineamientos principales: el primero, con una

orientación E-O, comienza al este del Cerro de San Andrés y se extiende en esa dirección hasta alcanzar las proximidades de Senguio, abarcando aproximadamente 25 km. En esta misma área, entre Tzintzingareo y Valle de Juárez, se observa un segundo lineamiento con una disposición NO-SE. Adicionalmente, en la ladera norte del Cerro El Pilar, se observan lineamientos locales (2-4 edificios) con dirección NE-SO y al norte de Zinapécuaro se observa un lineamiento de 15 km. Asimismo, al sur de Queréndaro se observan spatters alineados E-O con un conjunto de conos cineríticos.

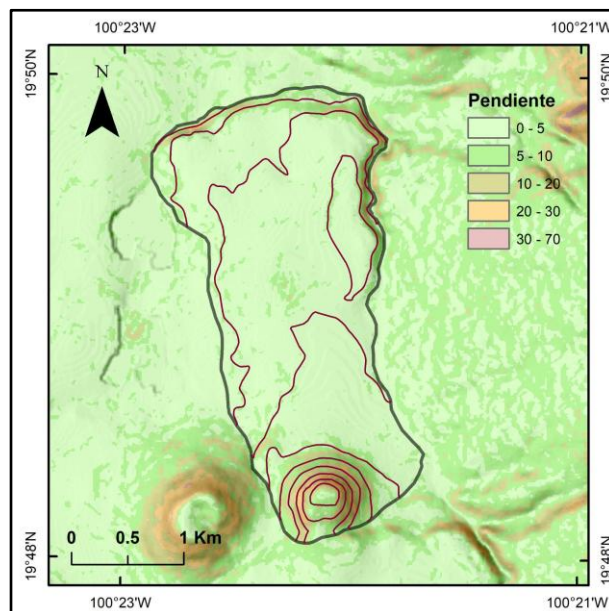


Figura 23. Representación de los spatters. Este edificio se encuentra al norte de Senguio y destaca por el flujo de lavas que se extiende hacia al norte.

La distribución espacial de los conos de cineríticos en el área de estudio es similar a la de los spatters y se identificaron un total de 38 edificios. Estos conos se concentran principalmente sobre el lineamiento de Queréndaro, así como, al este del cerro San Andrés, entre los poblados de Maravatío y Aporo sobre lineamientos E-O y NO-SE.

Los conos cineríticos presentan su máxima concentración en la porción occidental (Figura 18) formando parte del lineamiento E-O a lo largo de la falla

de Queréndaro que se extiende por más de 15 km hasta que se intercepta en el extremo oeste con las estructuras de orientación NO-SE. Asimismo, al este del cerro San Andrés, entre los poblados de Maravatío y Aporo se presentan lineamientos E-O y NO-SE de conos cineríticos (Figuras 24 y 25). Además, se identificaron conos cineríticos aislados tanto al sur como al norte del área de estudio.

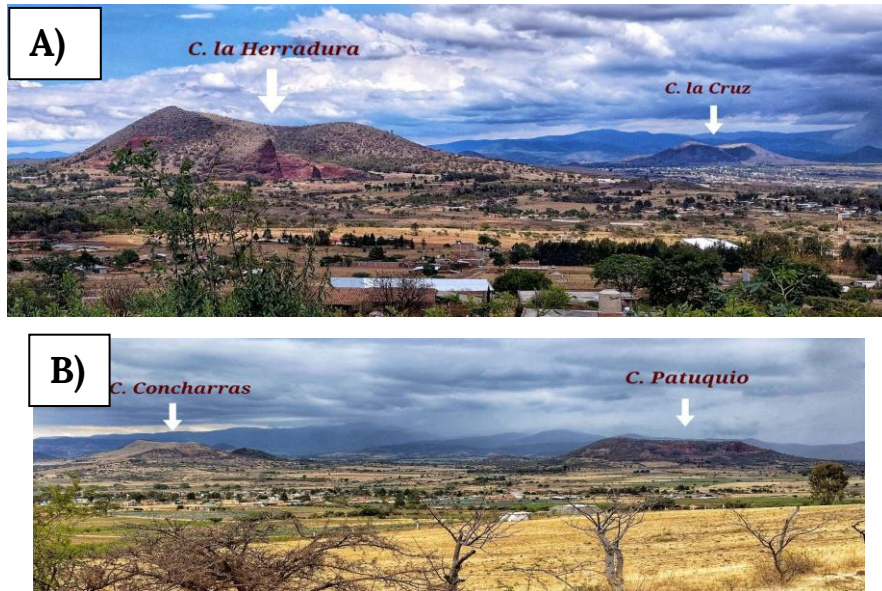


Figura 24. Conos cineríticos en campo. Las imágenes ilustran cuatro conos cineríticos: En la A) se presentan los conos La Herradura y La Cruz, ubicados al sur del Cerro de San Andrés. En la B) se muestran los cerros de Patuquio y Concharras, situados al este de Tzintzingaero.

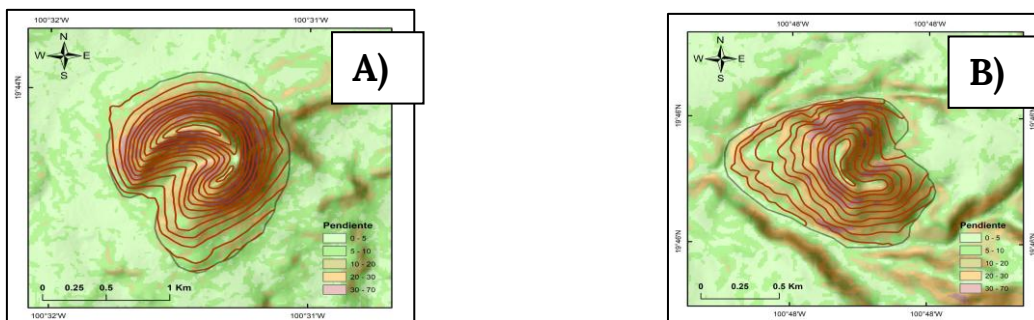


Figura 25. Representación topográfica de conos cineríticos. En la figura se presentan dos conos: en la A) se muestra el cono cinerítico La Herradura, mientras que en la B) se encuentra el C. Las Cuevas, ubicado al este del alineamiento de conos Queréndaro.

Los volcanes tipo escudo tienen menor abundancia en la ROM y se identificó un total de 13 edificios. Esta tipología se distribuye al norte de la latitud ($>19^{\circ}47'$) y se caracteriza por presentarse en grupos de 2-4 volcanes superpuestos, dislocados y fracturados. Al norte de Araró se observan 4 edificios alineados N-S, al norte de Los Azufres hay 3 escudos alineados E-O y al oeste de Maravatío se presenta el agrupamiento del C. El Pilar (Figuras 18, 26 y 27).

En el extremo este de la ROM hay dos volcanes alineados N-S y en ese mismo sector se localiza el único volcán en escudo aislado (C. Tejero). Todos los edificios de esta tipología están dislocados por estructuras E-O.

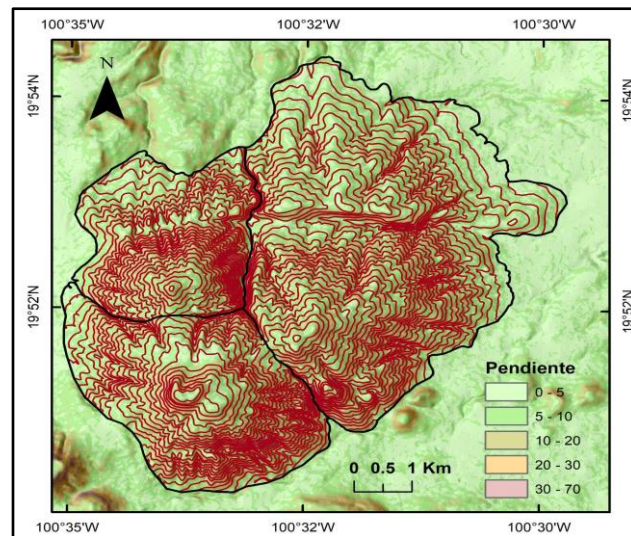


Figura 26. Topografía del agrupamiento de volcanes en escudo C. Pilar al noreste del C. de San Andrés



Figura 27. Volcanes escudo vistos de perfil en campo. En la figura, se presenta en la A) la superposición de los escudos El Pilar, mientras que en la B) destaca el volcán escudo El Tejero.

En la categoría de volcanes compuestos, el Cerro San Andrés es el único presente en la ROM. Se localiza en la zona central del área de estudio,

específicamente en la porción poniente del CGLA. Es la estructura volcánica de mayores dimensiones, con un diámetro basal de 7.5 km, con una altitud de 3,600 msnm. Presenta una morfología en forma de herradura, con una apertura hacia el este que mide aproximadamente 2 km de longitud (Figura 28)

El volcán de San Andrés exhibe la superposición del emplazamiento de un domo volcánico previamente identificado como Cerro El León, el cual corta su geometría basal. Además, el edificio volcánico se encuentra fuertemente deformado por fracturamiento y por fallas orientadas E-O, que han cortado y fragmentado su estructura, deformando así su configuración original.

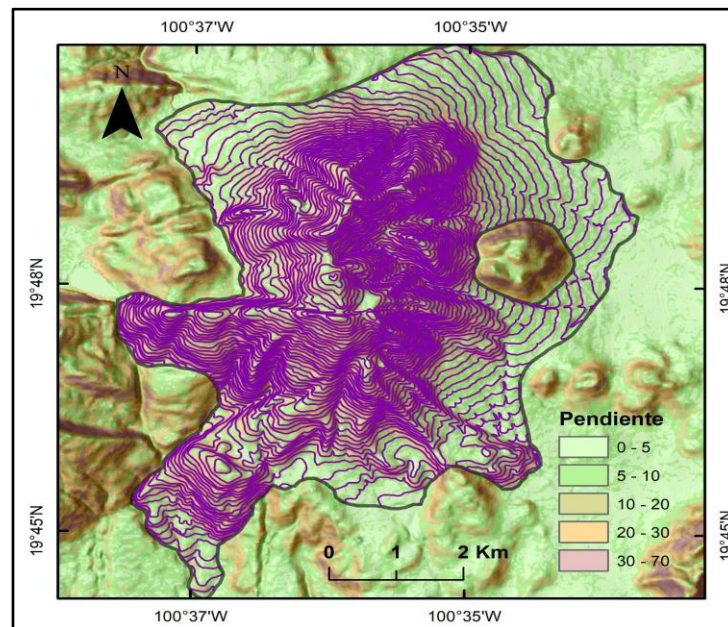


Figura 28. Topografía de la forma del volcán San Andrés.

La estructura circular interpretada como una estructura de caldera de colapso de Santa Inés fue previamente identificada previamente por Garduño-Monroy (1987). Presenta una geometría semicircular con dimensiones de 15 km de largo por 10 km de ancho, con la estructura de arco remanente abierto hacia el sur.

En la ROM también se identifican 12 conos erosionados o sepultados, cuya tipología precisa no ha podido ser determinada debido a que han sido recubiertos por material volcánico proveniente de la actividad de conos adyacentes más jóvenes.

Por otro lado, se reconocieron al menos ocho estructuras de colapso (Gómez-Vasconcelos *et al.* 2015; Rangel 2013; Arce *et al.*, 2012), de las cuales tres fueron documentadas en la Sierra de Mil Cumbres. Estas estructuras tienen diámetros basales aparentes de 4-8 km, y los depósitos asociados son de composición dacítico-riolítica, formados durante el Mioceno, entre 16.8 y 18.3 Ma (Gómez Vasconcelos *et al.*, 2015). Además, se registró una estructura de colapso en el domo El Chinapo (Rangel, 2013), que presenta un diámetro de 2.3 km y se orienta hacia el sur.

Al noroeste del poblado San José de la Cumbre, ubicado sobre la sierra de Mil Cumbres se encuentra un colapso que presenta un diámetro basal de 8 km y un diámetro en la cima de aproximadamente 3 km.

En la cima de la Sierra de San Andrés, se encuentra una estructura semicircular abierta al este la cual mide 2.35 km de diámetro y caracteriza el colapso de la porción este de la Sierra de San Andrés. Finalmente, al norte, sobre la Sierra de Santa Inés, se distingue un colapso abierto al norte, con un diámetro en la cima de 1.4 km.

7.2 Dominios Morfoestructurales

El presente apartado se dedica a la clasificación de las diversas unidades de paisaje que configuran un entorno caracterizado por una notable heterogeneidad del relieve. Esta variación en la topografía no sólo se manifiesta a través de su distribución espacial, sino también en su comportamiento superficial, lo que permite una interpretación más profunda de los procesos geodinámicos que actúan sobre la región.

Con base en esta premisa, la zona de estudio ha sido dividida en diecisiete dominios morfoestructurales (Figura 29), complementados por tres subdominios. Esta clasificación se fundamenta en criterios geológicos, geomorfológicos y estructurales que permiten identificar y caracterizar las distintas unidades que componen el paisaje. Cada dominio y subdominio se define no sólo por su morfología, sino también por su relación con las localidades adyacentes y su posición relativa respecto a los límites de los dominios establecidos.

La descripción de cada unidad se realiza de manera exhaustiva, en función de las estructuras geológicas que lo configuran, desglosando cada una de ellas según su tipología volcánica específica, así como la altitud, la pendiente y la influencia de diversos lineamientos o estructuras tectónicas que moldean el paisaje de acuerdo con la geodinámica que les afecta.

Además, es importante destacar que las geoformas presentes en la región son susceptibles a la acción de procesos exógenos, entre ellos el flujo hídrico. Estos procesos originan un sistema de drenaje diverso, que se distribuye en función de diversos patrones de drenaje asociados con la erosión.

El orden de descripción de los dominios se establece conforme a su cronología de formación, comenzando por las unidades más antiguas y concluyendo con las más recientes. Esta secuenciación temporal no solo enriquece la comprensión de la evolución del paisaje, sino que también proporciona un marco de referencia para el

análisis de las interacciones entre las distintas unidades morfoestructurales a lo largo del tiempo.

7.2.1 Dominio Sierra de Chincua

La Sierra de Chincua (SC) se localiza en el límite sureste de la ROM y se caracteriza por un paisaje de montaña donde se intercalan valles con pendientes moderadas que conforman la sierra, que se orienta en dirección NO-SE dentro de las coordenadas $19^{\circ} 45' - 19^{\circ} 39' N$ y $100^{\circ} 26' - 100^{\circ} 20' O$ (Figura 29). Este segmento representa el extremo noroeste de la Sierra de Angangueo, la cual se formó predominantemente por productos volcánicos andesíticos emitidos durante el Mioceno, con edades que abarcan de 13 a 23.9 Ma (Hernández-Bernal *et al.*, 2016).

En la parte sur del dominio se encuentra la localidad de Aporo, accesible desde Morelia a través de la carretera federal 126 Morelia-Maravatío en dirección a Maravatío. Después de pasar este último, se toma la desviación hacia el sur en la carretera federal Maravatío-Ciudad Hidalgo. Al llegar a Irimbo, se sigue la carretera estatal Irimbo-Maravatío-Aporo hasta alcanzar Aporo.

Desde una perspectiva morfoestructural, este dominio está completamente delimitado por el dominio de los Conos Senguio-Tzintzingareo, que se diferencian claramente por el contraste paisajístico entre la planicie y la sierra.

La sierra presenta variaciones paisajísticas significativas. En su porción este, se observa un paisaje montañoso con escarpes moderados que generan valles fluviales, resultado de procesos erosionales y de las estructuras tectónicas presentes. En el extremo noroeste del dominio, entre la línea diagonal que forma al oeste de Aporo y Senguio, se observa un cambio en las pendientes, con estructuras más suaves y lobulares debido a que están recubiertas por materiales erosivos, así mismo, la altitud disminuye en esta porción (2,450 msnm), donde se ha formado un valle intermontano que alberga una zona de acumulación de agua.

La sierra está afectada por diversas fallas geológicas. Predominan las fallas en dirección NO-SE que dislocan sus límites tanto norte como sur, separándose del dominio de los Conos Senguio-Tzintzingareo. También está moldeada por fallas en dirección NE-SO que afectan la parte central y occidental, dividiendo las estructuras de la sierra al este y los lomeríos al oeste. Finalmente, se identifican fallas en dirección E-O, aunque estas son menos notorias y solo se han detectado en la parte central, donde su visibilidad puede estar limitada por la escala del mapa utilizado.

El área total del dominio en nuestra cartografía es de 80.93 km², con una longitud de 12.03 km y un ancho de 8.09 km. La sierra alcanza una altitud máxima de 3,230 msnm en su segmento este y una mínima de 2,295 msnm el piedemonte cercano a la localidad de Aporo. Las pendientes más pronunciadas se encuentran en la parte central, donde superan los 40°. Hacia el oeste, estas pendientes se suavizan y no superan los 25°, mientras que el extremo oeste presenta una configuración de lomeríos, cortado por fallas de dirección NE-SO y NO-SE.

Desde el punto de vista hidrológico, se presenta un patrón de drenaje predominantemente dendrítico y moderadamente subdendrítico, aunque en las estructuras de mayor altitud de la sierra se observa un drenaje radial. En la zona este se distingue un drenaje moderadamente desarrollado, predominando el tipo dendrítico a subdendrítico, mientras que al este predomina principalmente un drenaje más subdendrítico. La sección central del segmento este de la Sierra de Chincua actúa como parteaguas entre la cuenca del río Balsas al sur y la cuenca de Lerma-Chapala al norte.

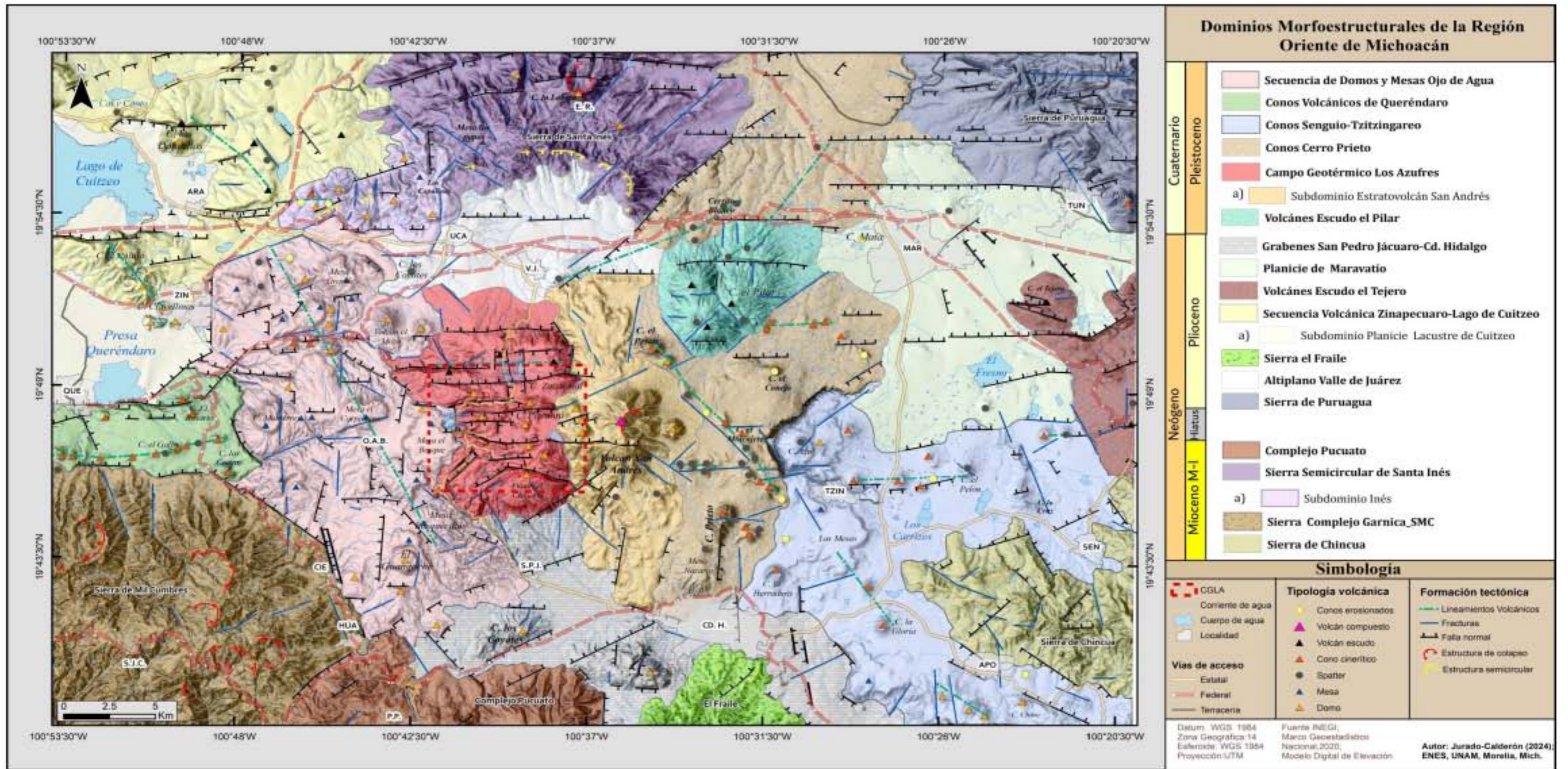


Figura 29. Clasificación de dominios morfoestructurales en la ROM. Los nombres de las principales sierras se resaltan de color negro con fondo gris, mientras que los nombres de las estructuras volcánicas se observan con letras de color negro/blanco en cursivas sobre los mismos edificios, por otro lado, las letras de color azul reflejan los nombres de los cuerpos de agua. Abreviaturas: MAR: Maravatío, URI: Uripitio, TUN: Tungareo, TZIN: Tzitzingareo, SEN: Senguio, APO: Aporo, CD.H.: Ciudad Hidalgo, S.P.J.: San Pedro Jácuaru, P.P: Puerto Pucuató, HUA: Huajúbaro, CIE: Cieneguillas, S.J.C.: San José de la Cumbre, O.A.B.:Ojo de Agua de Bucio, QUE: Queréndaro, ZIN: Zinapécuaro, ARA: Araró, UCA: Ucareo, E.R.: El Rodeo, V. J.: Valle de Juárez.

7.2.2 Dominio Complejo Garnica-Sierra de Mil Cumbres

El Complejo Volcánico Garnica, forma parte de la Sierra de Mil Cumbres (SMC), se ubica en el extremo suroeste de la zona de estudio. Este dominio abarca el borde noreste de la sierra y representa sólo una tercera parte de la totalidad de la SMC. La sierra se extiende desde el suroeste de Morelia hasta el sureste de la ROM y se ha subdividido en diversas manifestaciones volcánicas, incluyendo la caldera de Atécuaro (16.3-19.4 Ma), la caldera la Escalera (16.3-23 Ma), el Complejo Volcánico de Indaparapeo (14.1-17.5 Ma), y el Complejo Volcánico Garnica (18.3-17.9 Ma) (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015), siendo este último el que se presenta en el área de estudio (Figura 29).

Dentro del dominio se han establecido algunos poblados, como San José de la Cumbre en el centro, y Cieneguillas y Huajúbaro, ubicados hacia el límite este. Para acceder a esta porción desde Morelia, se puede tomar la carretera federal 126, que pasa por el municipio de Queréndaro. En el entronque de Santa Clara del Tule, se toma la desviación hacia el sureste para continuar por la carretera federal 120 San José-Huajúbaro, pasando por el poblado Ojos de Agua, hasta atravesar Cieneguillas y Huajúbaro en los límites este del dominio.

Este dominio se caracteriza por un paisaje rugoso y escarpado de sierra, con valles fluviales profundos bien desarrollados y geoformas semicirculares. Esta porción de la sierra se constituye a partir de un conjunto de al menos cinco edificios volcánicos superpuestos unos con otros. Presentan una forma de herradura en la cima y con diámetros de cráter que no superan los 4 km, lo que indica el colapso de las estructuras.

Este dominio alcanza una altura máxima de 3,023 msnm en los edificios erosionados y colapsados del segmento este, y una altura mínima de 2,158 msnm en el piedemonte norte de la sierra. Cubre un área de 215.20 km², con una longitud (E-O) de 16.84 km y

un ancho (N-S) de 14.845 km en su porción más extensa. El dominio exhibe pendientes pronunciadas que oscilan entre 30° y 50° en la mayor parte de su extensión, especialmente en las áreas de escarpes, donde se observa una diferencia de elevación de hasta 500 m entre las zonas altas y bajas del valle. En las áreas de piedemonte, las pendientes varían entre 15° y 25°, mientras que, hacia los límites norte y este, las pendientes son de 0-15°, así como en el valle intermontano de San José de la Cumbre. Las áreas de menor pendiente se asocian a zonas de depósito de productos volcánicos retransportados, como lahares y sedimentos (Gómez *et al.*, 2015).

Los patrones de drenaje varían según las diferentes zonas de la sierra. En general, predomina un drenaje dendrítico, sin embargo, en algunas estructuras de edificios erosionados se puede observar un drenaje radial poco desarrollado. En la porción central del dominio se encuentra el parteaguas que divide la cuenca del Lago de Cuitzeo al norte y la cuenca del Río Balsas al sur.

El dominio SMC se ve afectado por al menos dos sistemas de fallas que cortan, moldean y limitan el dominio. Hacia el norte, es limitado y dislocado por fallas normales de dirección E-O que caen hacia el norte, con longitudes de 8 km, las cuales se asocian al sistema de fallas Morelia-Acambay y ponen en contacto con el dominio de los Conos Volcánicos de Queréndaro. Hacia el noreste, las fallas normales de dirección NO-SE y NNO-SSE limitan la SMC con el dominio de la Secuencia de Domos y Mesas de Ojo de Agua; estas estructuras podrían estar asociadas con un sistema extensional desarrollado entre el Oligoceno y el Mioceno (Alaniz-Álvarez, 2002), conocido como el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTMA). Finalmente, hacia el sureste, el dominio está dislocado por fallas de dirección NE-SO que limitan con el dominio Sierra del Complejo Pucúato.

7.2.3 Domino Sierra Semicircular de Santa Inés

Este dominio se caracteriza principalmente por su forma semicircular, similar a una herradura, con una apertura clara hacia el sur (Figuras 29 y 30). Se localiza en la porción centro-norte de la ROM, al norte del altiplano Valle de Juárez. Esta geoforma semicircular representa el borde caldérico remanente de una paleo-caldera de colapso (Garduño-Monroy *et al.* 1987). La Sierra de Santa Inés (SSI) se encuentra entre la altitud $19^{\circ} 54' - 19^{\circ} 60' N$ y las longitudes $100^{\circ} 42' O$ y $100^{\circ} 31' O$.



Figura 30. Imagen panorámica de la Sierra de Santa Inés donde se considera el dominio y subdominio, tomada desde el este del Altiplano Valle de Juárez.

Dentro de este dominio se halla el poblado de El Rodeo, accesible desde Morelia a través de la carretera federal 15, que rodea el Lago de Cuitzeo por el sur. Al pasar por Araró, se conecta con la carretera federal 120 en dirección norte, y posteriormente se debe recorrer aproximadamente 10 km hacia el este por medio de terracería.

La estructura del paisaje es de sierra, de origen volcánico caldérico, resultado de una erupción explosiva que provocó el hundimiento de la porción central de la estructura, dejando expuestas las paredes que se constituyen por una secuencia de ignimbritas y lavas andesíticas-dacíticas con una edad del Mioceno de 14.5 ± 0.2 Ma en la base (Macías *et al.*, 2008).

Este dominio exhibe una geometría semicircular con orientación E-O, presentando valles moderadamente pronunciados que erosionan la estructura. En la parte norte

de la sierra, se identifican al menos tres estructuras que interrumpen brevemente la circunferencia de la sierra de Santa Inés. En el edificio cerro La Lobera se ha observado que una de las estructuras dominantes en el centro presenta signos de colapso, manifestándose como una ligera herradura abierta hacia el norte (Figura 29 y 30).

El área total del dominio es de 143 km², con una longitud de 17.02 km y un ancho de 16.56 km en dirección este. Sin embargo, se estima que la estructura semicircular alcanza una longitud de 19.49 km, interrumpida por domos al noroeste de Ucareo. La altitud máxima es de 2,800 msnm, situada en la cima de la curva sureste de la paleocaldera. La altitud mínima es de 1,950 msnm, sobre la planicie al este del Cerro La Lobera, formada por fallas E-O del SFMA.

La variabilidad en las pendientes es notable; sobre el colapso de la SSI, las pendientes oscilan entre 40° y 55°, mientras que en el piedemonte noreste se observan pendientes de 15° a 20°. Los domos presentan pendientes cercanas a 20°, excepto la mesa Las Papas, que tiene pendientes inferiores a 10°. En los escarpes de falla, las pendientes pueden alcanzar hasta 70°, evidenciando cortes abruptos con desplazamientos verticales de hasta 200 m. En el graben del sector este, se forman llanuras cortas con pendientes menores a 5°.

Se han identificado dos sistemas de fallas principales: en el límite este, una falla de gran extensión con orientación NE-SO que interrumpe la sierra y la limita con el dominio Conos Cerro Prieto. Al norte, la sierra ha sido afectada por fallas normales E-O dejando evidencias notorias de desplazamiento en los escarpes y estructuras.

La geometría del drenaje es predominantemente dendrítica y subdendrítica, hacia el oeste presenta un patrón radial y hacia el norte, el drenaje es paralelo en las partes bajas de las fallas.

Hacia el oeste, el dominio muestra un paisaje renovado por el vulcanismo más reciente, aunque los remanentes de la sierra aún son visibles. Por lo tanto, esta cobertura volcánica se define como el subdominio Inés.

c) Subdominio Inés

Este dominio forma parte de la continuidad de la Sierra de Santa Inés hacia el extremo oeste, presentando una topografía rugosa que da lugar a valles de desarrollo intermedio ya que no se observa alto grado de erosión. Su extensión abarca 34.65 km², con una longitud de 5.78 km y un ancho de 9.65 km, localizándose en las coordenadas que pertenecen a la longitud 100° 42'-100°48' O (Figuras 29 y 30).

En esta área, se superponen cinco domos, tres conos cineríticos y una mesa de lava, distribuidos sobre el borde oeste de la paleo-caldera de Santa Inés. Las pendientes predominantes son relativamente constantes, oscilando entre 20° y 30°, excepto en la cima de la mesa los Capulines, donde se observan pendientes inferiores a 10°.

Un aspecto destacado de este segmento es el drenaje radial en las estructuras volcánicas identificadas. Además, se presentan drenajes de tipo dendrítico, especialmente sobre la mesa y al suroeste de la misma.

Internamente, el dominio muestra fallas orientadas E-O y N-S. Hacia el extremo oeste, está dislocado y limitado por una falla con orientación NE-SO, que lo limita del dominio Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo.

7.2.4. Dominio Complejo Pucato

Este dominio se presenta en la región centro-sur de la ROM, abarca una superficie de 59.57 km², con una longitud de 17.5 km y un ancho de 6.53 km. Es importante señalar que estas dimensiones se acotan a la ROM dado que el polígono delimita solo la parte norte del dominio, cortando su límite sur y omitiendo así una descripción completa del complejo (Figuras 29 y 31)

Dentro de esta área se encuentra el poblado de Puerto Pucato, que marca el límite sur del área de estudio. Este dominio está situado al este del Complejo Garnica y al sur de los dominios Grábenes San Pedro Jácuaru-Cd Hidalgo, así como de la Secuencia Volcánica de Domos y Mesas Ojo de Agua.

La mayor parte del dominio está compuesta por formaciones volcánicas que configuran un paisaje montañoso formado por brechas volcánicas andesíticas e ignimbritas, fechadas en 14.47 ± 0.54 Ma (Ferrari *et al.*, 1991; Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012).

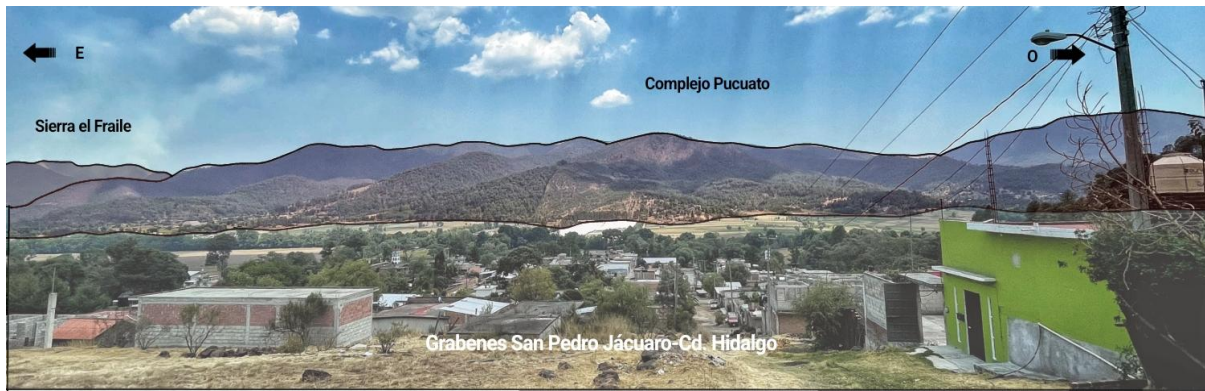


Figura 31. Imagen del complejo Pucato. Tomada desde el C. Los Coyotes. Destaca al E la Sierra El Fraile. Esta representación ilustra las características geológicas del complejo, resaltando su morfología distintiva y la disposición de las formaciones circundantes.

En la parte este, la erosión ha sido intensa, creando valles escarpados que dificultan la identificación de las estructuras geológicas. En contraste, el lado oeste presenta una continuidad en la estructura montañosa con pendientes menos pronunciadas en comparación con el sector este, donde se observan piedemontes con características colinares, formados por aluviones.

En el centro del complejo se interrumpen estas formaciones por estructuras circulares descritas como spatters y domos, que desarrollan formas lobulares en sus piedemontes, presentando un aspecto más suave y similar a lomeríos.

La altitud máxima en esta porción del complejo alcanza los 2,725 msnm en la cumbre del lado este, mientras que la altitud mínima es de 2,146 msnm en el piedemonte central. Esta variación altitudinal es resultado de una falla NO-SE que modifica significativamente el paisaje.

Las pendientes son variables: al este se encuentran las más abruptas, con inclinaciones entre 40° y 70° , donde los escarpes son marcados y presentan un

desplazamiento vertical máximo de 200 m. Al oeste, las pendientes son más suaves, oscilando entre 30° y 40°, mientras que en el centro las pendientes disminuyen a aproximadamente 15°-25°.

El dominio tiene una orientación general NE-SO. Ha sido fragmentado por fallas que se extienden en direcciones NO-SE, NE-SO y N-S. Estas últimas delimitan el dominio al oeste y al este. Como consecuencia del paisaje y el comportamiento estructural, se observa un drenaje predominantemente dendrítico a subdendrítico; sin embargo, hacia el este se presenta un drenaje paralelo.

7.2.5 Dominio Sierra de Puruagua

Al igual que el complejo Pucuate, el polígono cartográfico es una parte del dominio total, exponiendo únicamente su parte occidental. La sierra presenta una orientación NO-SE y se encuentra severamente erosionada y disectada por diversas estructuras. Esta sierra se encuentra ubicada en el polígono con longitudes 100°20'O y 100°26'O que alcanzan hasta la latitud 19°54' N y abarca un área de 95.58 km², con una longitud de 10.59 km y un ancho de 12.32 km (Figura 29).

Desde el punto de vista morfoestructural, la sierra se sitúa al este de los dominios de los Conos Cerro Prieto y al norte de la Planicie de Maravatío.

Parte del poblado de Tungareo se asienta en su ladera sur. Para acceder a esta porción del polígono se puede partir desde Morelia en dirección a Charo, tomando la carretera hacia Maravatío y luego dirigiéndose a la carretera Zinapécuaro-Guadalajara. Después de interceptar la caseta del aeropuerto de Morelia, se continúa hasta llegar al entronque con la carretera Atacomulco-Guadalajara, donde al alcanzar el retorno El Salitre y se dirige hacia Tungareo.

En el NO del polígono se distingue una estructura rugosa de grandes dimensiones que forma una sierra suave con valles poco desarrollados. Bajo los piedemontes se observan lomeríos bajos con pendientes suaves, alcanzando una altitud de 1,973

msnm y pendientes entre 10° y 15°. Por otro lado, la altura máxima se registra en la parte NE, alcanzando los 2,444 msnm, donde los escarpes presentan cortes de aproximadamente 100 m de altura y pendientes superiores a 30°.

La sierra está disectada por fallas normales E-O que afectan gran parte de su extensión, además de fallas en dirección NO-SE en menor proporción. Esta disposición genera grábenes cortos o pequeñas fosas tectónicas en la sección central. Aunque las estructuras volcánicas son escasas en esta sierra, se identifica un cono cinerítico (C. Pardo) en la porción sureste, con una elongación NO-SE de ~3 km. Se asume que la formación de esta sierra está influenciada por procesos volcánicos (Ferrari *et al.*, 1990), aunque no hay datos adicionales disponibles.

La sierra forma valles con un drenaje dendrítico hacia el este en las áreas más altas; sin embargo, al descender hacia el oeste, el drenaje se vuelve predominantemente paralelo.

7.2.6 Dominio Altiplano Valle de Juárez

El dominio se caracteriza por ser una planicie elevada intermontana, situada sobre una notable altura topográfica (2,400 msnm) a diferencia de las planicies circundantes. Este bloque es fácilmente reconocible, ya que está circundado por la imponente Sierra de Santa Inés al norte y delimitado por el alto estructural del dominio Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA), al sur, posicionándose en la zona centro-norte del área de estudio (Figuras 29 y 32).

Hacia el este, el dominio limita con los Conos Cerro Prieto y los Volcanes Escudo El Pilar. Al sureste, se encuentra el subdominio Volcán Compuesto San Andrés y el dominio Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua.

En esta región se asientan las localidades de Ucareo y Valle de Juárez (Jeráhuaro), accesibles desde Morelia a través de la carretera federal 15, que se dirige

directamente a Maravatío y entronca con las terracerías que conducen a ambas localidades.



Figura 32. Vista panorámica de los límites con los dominios Sierra de Santa Inés, Conos Cerro Prieto, Volcanes Escudo el Pilar en contraste con el Altiplano Valle de Juárez.

En esta región predomina un altiplano con al menos dos cerros clasificados como spatters, que crean escasas variaciones altitudinales (p.ej. C. Los Coyotes) debido a los depósitos de aluvión en sus alrededores que recubren estas estructuras. También se observa una geoforma circular al este de Ucareo, descrita como ignimbritas Santa Inés (Arce *et al.* 2021). Estas ignimbritas tienen una edad que oscila entre 1.31 y 4.69 ± 0.06 Ma durante el Plioceno (Pradal y Robin 1994, Arce *et al.*, 2012). Sin embargo, han sido recubiertas por materiales arrastrados provenientes de las estructuras circundantes, generando formas similares a un conjunto de colinas con pendientes bajas, sometidas a una intensa erosión.

El área total del dominio es de 84.02 km^2 , con una longitud de 7.26 km y un ancho de 16.04 km . Las pendientes son generalmente menores a 5° , aunque en algunos piedemontes de las estructuras pueden alcanzar hasta 15° . En esta porción se registra una altitud máxima de $2,538 \text{ msnm}$ en el Cerro Los Coyotes y una mínima de $2,388 \text{ msnm}$ en la parte central del dominio.

Aunque este segmento no presenta cortes de falla significativos, está afectado por fallas en direcciones NE-SO y E-O. En el centro del dominio, las fallas normales E-O presentan un corte suave con un desplazamiento vertical mínimo de 12 m con una forma escalonada (Figura 29 y 33) mientras que la falla NE-SO tiene un

desplazamiento de 15 m. Finalmente, en el costado este de Valle de Juárez se observa otra falla E-O que limita el subdominio Estratovolcán San Andrés, presentando el mayor desplazamiento con 125 m.

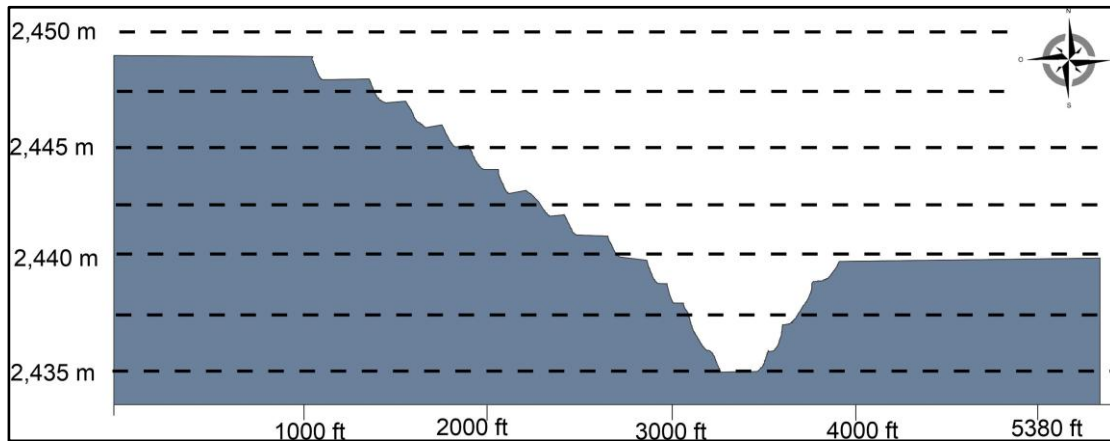


Figura 33. Perfil del desplazamiento vertical escalonado de la falla normal E-O en el área de Valle de Juárez (AVJ). El desplazamiento se midió en dirección sur-norte

Este bajo estructural intermontano recibe flujos de agua y materiales provenientes de la Sierra de Santa Inés y CGLA por lo que la distribución del drenaje es predominantemente paralela en las laderas de Santa Inés y Valle de Juárez. En Ucareo, donde se encuentran las ignimbritas Ucareo, se presenta un drenaje radial.

7.2.7 Dominio Sierra el Fraile

El dominio en cuestión representa una sierra de extensión corta, fragmentada por las limitaciones del polígono (Figura 29). Se localiza en las coordenadas $100^{\circ} 30' - 100^{\circ} 35' O$ y $<19^{\circ} 39' N$, abarcando un área de 24 km^2 , con una longitud de 4.7 km y un ancho de 7.8 km . Presenta con altura máxima de $2,780 \text{ msnm}$ sobre la sección oeste y una mínima de $1,918 \text{ msnm}$ en el piedemonte al noreste.

No se encuentran grandes poblados dentro de esta sierra, pero está rodeada en su totalidad por el dominio Grábenes San Pedro Jácuaró-Cd. Hidalgo. La sierra presenta

una orientación NO-SE y se ve limitada del Complejo Pucuateo por fallas en dirección N-S.

El paisaje se caracteriza por la combinación de valles y sierras que presentan escarpes con desplazamiento de hasta 100 m. Predomina la acción de fallas orientadas NE-SO en la porción central, que han disectado la sierra creando un valle pequeño. Al costado este, hay una falla NO-SE que delimita con el dominio Grábenes San Pedro Jácuaró-Cd. Hidalgo. Los productos volcánicos asociados a este dominio tienen una edad 5.45-4.30 Ma (Ferrari et. al 1990).

En general, la zona presenta pendientes que oscilan entre 40° y 50°, aunque en los escarpes se pueden observar pendientes más pronunciadas, alcanzando hasta 65°. El drenaje en esta área muestra una variación desde dendrítico hasta subdendrítico, aunque se encuentra poco desarrollado en general.

7.2.8 Dominio Secuencia Volcánica de Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo

En la porción occidental del área de estudio, destaca un dominio caracterizado por la combinación de relieves montañosos, lomeríos y una gran planicie lacustre, la cual se describe posteriormente como un subdominio (Figuras 29 y 34).

En los márgenes de la cuenca se encuentran las localidades de Araró, Zinapécuaro de Figueroa y Queréndaro. Para acceder desde Morelia, se toma la carretera federal 126 hacia Queréndaro; luego, se asciende al norte por una terracería que conecta con la carretera 120 hacia Zinapécuaro y se continúa hasta entroncar con la terracería que se desvía hacia Araró. Este dominio morfoestructural cubre un área de 170.67 km², con una longitud en dirección N-S de 12.53 km y una extensión E-O de 12.67 km, ubicándose en las longitudes en la parte norte de 100°53' a 100°42' O'.



Figura 34. Imagen de los dominios planicie lacustre de Cuitzeo y el cambio paisajístico con la secuencia volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo.

El paisaje se divide en dos unidades morfológicas principales: en el segmento noreste predominan los piedemontes y aparatos volcánicos, que contribuyen a formar un extenso paisaje montañoso compuesto por varios cerros dislocados.

Los edificios volcánicos presentes en este dominio se ubican principalmente en la porción norte con el emplazamiento de dos lineamientos volcánicos: i) NO-SE compuesto por los spatters al este de Araró, así como el domo Las Doncellas y ii) N-S compuesto por los spatters sobre el lineamiento anterior.

Las fallas que dislocan el bloque de este dominio han dado lugar a escarpes pronunciados de hasta 150 m que desarrollan valles profundos, así como algunos grábenes y semigrábenes que facilitan el desplazamiento y almacenamiento de flujos de agua, formando lagos como Cal y Canto y sus alrededores. Entre el lago de Cuitzeo y la presa de Queréndaro, se destaca un alineamiento de domos que atraviesa la planicie, donde se encuentra el Cerro El Palillo. Este cerro es notable por su estructura circular, que mide casi 2 km en su límite basal y presenta algunos lomeríos con pendientes moderadamente pronunciadas.

Las estructuras en esta zona muestran orientaciones de fallas en direcciones E-O, NO-SE y NE-SO.

La altitud máxima se localiza en el Cerro Las Doncellas (2,190 msnm) y una altitud mínima de 1,839 msnm en la planicie del lago Cal y Canto. En términos generales, tiene pendientes suaves variando entre 6° y 12°, mientras que en las planicies de depósito es cercana a 0°. En las laderas del Cerro El Palillo, las pendientes pueden alcanzar entre 15° y 20°.

La distribución del drenaje es predominantemente paralela; tanto al norte del subdominio Inés como sobre los spatters y escudos. Mientras que sobre las estructuras volcánicas como el C. Las Doncellas o el C. El Palillo se observa un drenaje radial. Sobre las estructuras al norte del cerro El Palillo el drenaje es subdendrítico con un desarrollo moderado, depositando la mayoría de sus afluentes en el Lago de Cuitzeo.

a) Subdominio planicie Lacustre de Cuitzeo.

área del subdominio abarca 98 km², con una longitud de 9.12 km y un ancho de 7.5 km. Las latitudes que delimitan este subdominio son 19°49' N a 19°60' N (Figuras 29, 34).

Este subdominio se caracteriza por ser una extensa planicie lacustre donde desembocan diversos afluentes provenientes de la parte alta de la cuenca. La planicie está dividida en su sector central por un alto estructural (horst) que incluye los domos del Cerro El Palillo. Hacia el norte, la planicie se extiende hasta el Lago de Cuitzeo, mientras que hacia el sur llega hasta la presa de Queréndaro. En ambas secciones, la subcuenca es de tipo endorreica, lo que permite la acumulación de agua y da lugar a lagos extensos, lagos de menor escala y algunos humedales (El Rocío).

La altitud del subdominio varía entre 1,800 y 2,000 msnm, siendo la máxima correspondiente a los domos situados al noreste de la presa Queréndaro y la más baja sobre la planicie que forma el graben del Lago de Cuitzeo.

Presenta pendientes menores a 5°, excepto en el segmento sur, donde se encuentran tres domos, incluyendo el Cerro Clavellinas (Figura 29), que presenta pendientes entre 20° y 30°. La forma del subdominio está condicionada por fallas normales en dirección E-O, que generan el semi-graben de Queréndaro hacia el sur y el graben de Cuitzeo hacia la porción norte, ambos con basculamiento hacia el norte (Figura 35). Se le atribuye una edad de formación dentro del Plioceno y Mioceno Tardío, estimándose entre 3 y 7 Ma (Israde Alcántara *et al.*, 2002).

La naturaleza de la cuenca propicia el depósito y formación de aguas lénticas, lo que resulta en una falta de flujos de drenaje significativos.

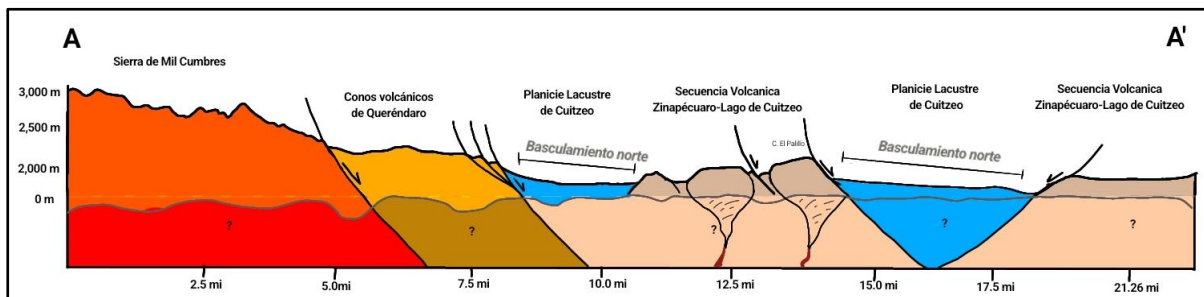


Figura 35. Perfil de los dominios morfoestructurales que atraviesan el oeste de la ROM, desde el sur hacia el norte. En la planicie lacustre de Cuitzeo, se observa un notable basculamiento orientado al norte, resultado de la actividad de las fallas normales E-O. la distancia horizontal está representada en millas. Revisar Figura 54.

Se considera una zona principalmente receptora de depósitos provenientes de los afluentes; sin embargo, en los cerros cercanos a la planicie donde se forma la presa Queréndaro, se desarrolla un escaso sistema de drenaje con apenas dos arroyos presentes.

7.2.9 Dominio Volcanes Escudo el Tejero

Al este de los dominios de la Planicie Maravatío y los Conos Senguio-Tzintzingareo, se encuentra una estructura indefinida que se corta por los límites del área de estudio (Figuras 29 y 36). Este fragmento abarca un área de 41 km², con coordenadas

19°53'-19°43'N a >100° 25' O, presentando una longitud de 11.65 km y un ancho de 5.52 km.



Figura 36. Imagen panorámica que muestra el contacto entre los dominios del volcán escudo El Tejero y la planicie de Maravatío. Tomada desde el C. Azul con vista en dirección al este.

Este dominio se caracteriza por un paisaje colinar con pendientes suaves. Dentro del dominio, se identifica un volcán en escudo (C. Tejero) con pendientes suaves ($<15^\circ$) y un diámetro basal de 4 km. El resto del área corresponde al piedemonte del cerro alto, que ya no se encuentra dentro del polígono, resultado de flujos de lava y estructuras disectadas que ya no son visibles.

Las estructuras de fallas que disectan esta zona son principalmente en direcciones E-O y NO-SE, generando las pendientes pronunciadas, que pueden alcanzar hasta 70° . Sin embargo, las pendientes generalmente oscilan entre 20° y 30° .

En la zona de escarpe de falla que divide los dominios Planicie Maravatío y Volcanes Escudo el Tejero, se encuentra una falla normal E-O que presenta un notable desplazamiento vertical de aproximadamente 200 metros.

La altitud máxima en esta área es de 2,327 msnm, ubicada en la cima del escarpe al sur del Cerro El Tejero, mientras que la altitud mínima es de 2,020 msnm en las laderas que forman el flujo al sur. En términos de drenaje, predomina un patrón paralelo a subdendrítico en la parte sur del dominio; sin embargo, sobre el Cerro El Tejero se observa un drenaje radial, lo que sugiere un sistema hídrico dinámico influenciado por la topografía local.

7.2.10 Dominio Planicie de Maravatío

Este dominio es un bloque bajo con escasas estructuras volcánicas que se caracteriza por un relieve predominantemente plano (Figura 29). Se encuentra rodeado por los dominios de los Conos Cerro Prieto y los Volcanes Escudo El Pilar, así como al sur por el dominio de los Conos Senguio-Tzintzingareo y los Volcanes Escudo el Tejero. Dentro de este dominio se establecen importantes localidades como Maravatío y el mayor segmento de Tungareo. Para acceder a esta área, se puede tomar la carretera federal 15 que proviene de Morelia y se dirige directamente hacia Maravatío.

Este bloque abarca un área de 169 km², con una longitud de 14.54 km y un ancho de 12.87 km. La altitud máxima alcanza los 2,142 msnm en la parte norte, al oeste de la Sierra de Puruagua, mientras que la mínima es de 1,959 msnm al sur de Tungareo. Esta zona es notable por presentar pendientes generalmente menores a 5°, con algunas pendientes suaves que oscilan entre 5° y 8° en algunos conos aislados tanto al norte como al sur de la planicie.

El paisaje que se extiende principalmente hacia el sur revela una vasta llanura; sin embargo, al desplazarse hacia el norte, se distingue una apariencia rugosa que indica la formación de una llanura volcánica, recubierta por una densa concentración de aluvión. En este entorno se presentan al menos dos cerros de baja altura topográfica con formas circulares, identificados como un spatter y un cono cinerítico, aunque su morfología está muy erosionada.

Este dominio está regido por fallas normales principalmente en direcciones E-O y NO-SE, con algunas ocasionales en dirección NE-SO. Estas fallas dislocan el dominio y dan lugar a la formación de grábenes y semigrábenes con desplazamientos relativamente bajos; al norte se observa el mayor desplazamiento, con un desnivel de 50 metros, mientras que al sur es de 35 metros.

En cuanto al drenaje presente en la zona, es escaso ya que el área se comporta principalmente como la zona de emisión. Sin embargo, en los límites (norte, sur, este,

oeste) del dominio se pueden observar algunos drenajes paralelos y un drenaje meándrico asociado al río Lerma.

7.2.11 Dominio Grábenes San Pedro Jacuaro-Cd. Hidalgo

El área en cuestión representa una planicie con una orientación NE-SO, que separa los dominios de los Conos de Senguio-Tzintzingareo y de la Sierra El Fraile. Al norte del C. Los Coyotes, esta planicie marca un notable cambio paisajístico que contrasta con los dominios de los Conos Cerro Prieto, el Campo Geotérmico Los Azufres, Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua, así como el subdominio Volcán Compuesto San Andrés.

La extensión del dominio es de 24.58 km en dirección E-O y presenta un ancho de 11 km. En total, engloba un área de 132.02 km², posicionada en la sección centro-sur del área de estudio, con coordenadas de longitud entre 100°42' a 100°25' O y una latitud <19°43'.

Sobre esta planicie se encuentran establecidas las localidades de Ciudad Hidalgo y el poblado de San Pedro Jácuaro. Para acceder a estas localidades desde Morelia, se puede tomar la carretera que sale hacia Charo, luego la carretera 126 hacia la carretera Morelia-Maravatío y, en la desviación de Santa Clara del Tule, dirigirse al sur por la carretera San José Huajúbaro hasta entroncar al este de la Sierra de Mil Cumbres con la carretera 15 Morelia-Toluca, que pasa por Ciudad Hidalgo.

El dominio se caracteriza por una distribución del terreno predominantemente plana, interrumpida por dos domos en su parte central. Al norte, se presentan depósitos que pertenecen a la avalancha perteneciente al domo el Chinapo (Rangel, 2013) que forman estructuras lobulares y que dan lugar a lomeríos suaves y extensos con baja erosión.

En este dominio se alcanza una altitud máxima de 2,511.58 msnm correspondiente al domo C. Pelón, mientras que la altitud mínima es de 1,776 msnm, ubicada en la parte

este de la Sierra El Fraile. Las pendientes en general son menores a 8°, aunque en los domos pueden variar entre 25° y 35°.

Este bloque se ve afectado principalmente por fallas NE-SO y N-S, y en menor medida por las NO-SE.

Las NE-SO abarcan gran parte del dominio cortando los límites norte y sur, formando un graben en la parte central. Estas fallas presentan un desplazamiento aproximado de 75 m, lo cual puede estar relacionado con la formación de la planicie donde se establecen las localidades de San Pedro Jácuaró y Cd. Hidalgo.

Presenta un drenaje mayormente subdendrítico, así como radial en los domos. El drenaje se distribuye hacia el este, continuando su trayecto a través del paisaje circundante.

7.2.12 Dominio volcanes escudo el Pilar

Este dominio se caracteriza por tres volcanes tipo escudo superpuestos que crean un cerro alargado y de alta elevación. Este cerro se ubica en el sector norte, donde no se han establecido comunidades rurales. Sin embargo, tanto al norte como al sur se superpone el dominio de los Conos Cerro Prieto, al oeste el subdominio Volcán Compuesto San Andrés, y al este se encuentra la Planicie de Maravatío.

El área que abarca es de 50.75 km², con una longitud de 8 km y un ancho de 9 km, alcanzando una altura máxima de 2,944 msnm sobre el cerro el Pilar y una mínima de 2,263 msnm al este del mismo., situándose en las coordenadas con punto intermedio en 100° 32' 28" O y 19° 52' 32" N (Figura 29 y 37). En la cima del cerro, ubicada al sureste del Cerro El Pilar, surge un spatter que renueva el paisaje, mientras que en las laderas se presenta otro spatter, indicando la influencia de nuevas estructuras volcánicas.

Este dominio es dislocado por fallas E-O que presentan desniveles de hasta 100 metros y con algunas fracturas en direcciones N-S, NO-SE y NE-SO. Predominan

pendientes entre 25° y 35°, aunque en los escarpes de falla pueden alcanzarse pendientes de hasta 70°. Presenta un drenaje radial sobre las estructuras volcánicas.



Figura 37. Imagen que muestra la confluencia de cinco dominios morfoestructurales

7.2.13 Dominio Campo Geotérmico Los Azufres

El bloque que se describe constituye la parte central del área de estudio y se destaca por ser el de mayor altitud con un paisaje de montaña, formando un alto estructural con coordenadas 100° 34' 53"- 100° 44 " O y 19° 45' 39 "- 19° 50' 9 " N (Figura 29 y 38). En la parte central del dominio se encuentra la central geotermoeléctrica Los Azufres. Se puede acceder al dominio desde Morelia a través de la carretera que lleva a Charo, continuando por la carretera Morelia-Maravatio hasta la Carretera Federal 15 Morelia-Toluca. Desde allí, se llega a San Pedro Jácuaró y posteriormente se asciende hacia el norte por la carretera libre.

Este bloque está limitado al este por el subdominio Volcán Compuesto San Andrés, al norte por el dominio Altiplano Valle de Juárez, al oeste por el dominio Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua, y al sur por el dominio Grábenes San Pedro Jácuaró-Cd. Hidalgo.

En este dominio también se han formado pequeños altiplanos en la porción somital. La configuración del paisaje favorece la acumulación de flujos de agua, que

contribuye al abastecimiento de agua en las presas que reciben el nombre de Bordos Laguna Verde al norte, Laguna Larga al oeste y Laguna Escondida al este.



Figura 38. Vista panorámica del volcán compuesto de San Andrés y el CGLA. Esta imagen fue capturada desde la parte sur, en el dominio de los Grábenes San Pedro Jácuaró-Ciudad Hidalgo, lo que permite observar el Chinapo, que conforma la parte sur del dominio del CGLA.

Dentro del dominio se distinguen pocas estructuras volcánicas, entre las cuales se encuentran tres volcanes clasificados como escudos alineados y superpuestos en dirección E-O en el norte donde se encuentra Bordos Laguna Verde. En la parte centro-sur del dominio, se observan siete domos que presentan una composición félsica. Sin embargo, tres de estos domos son difíciles de distinguir debido a que están fuertemente disectados.

Se estima que la edad de formación de estas estructuras se sitúa en el Pleistoceno, entre 1.57 y 0.8 millones de años (Pradal & Robin, 1994; Arce *et al.*, 2021).

Una característica predominante del dominio es su intenso fallamiento con orientación E-O, y en menor medida fallas N-S y NE-SO que cortan y delimitan completamente el bloque. Estas fallas generan escarpes pronunciados con desplazamientos de 55 a 95 m y forman una secuencia de grábenes (p.ej. Graben Zacatonal, Graben Agua Fría, Graben Tejamaniles) (Figura 39) dentro del alto estructural (Figuras 29 y 39).

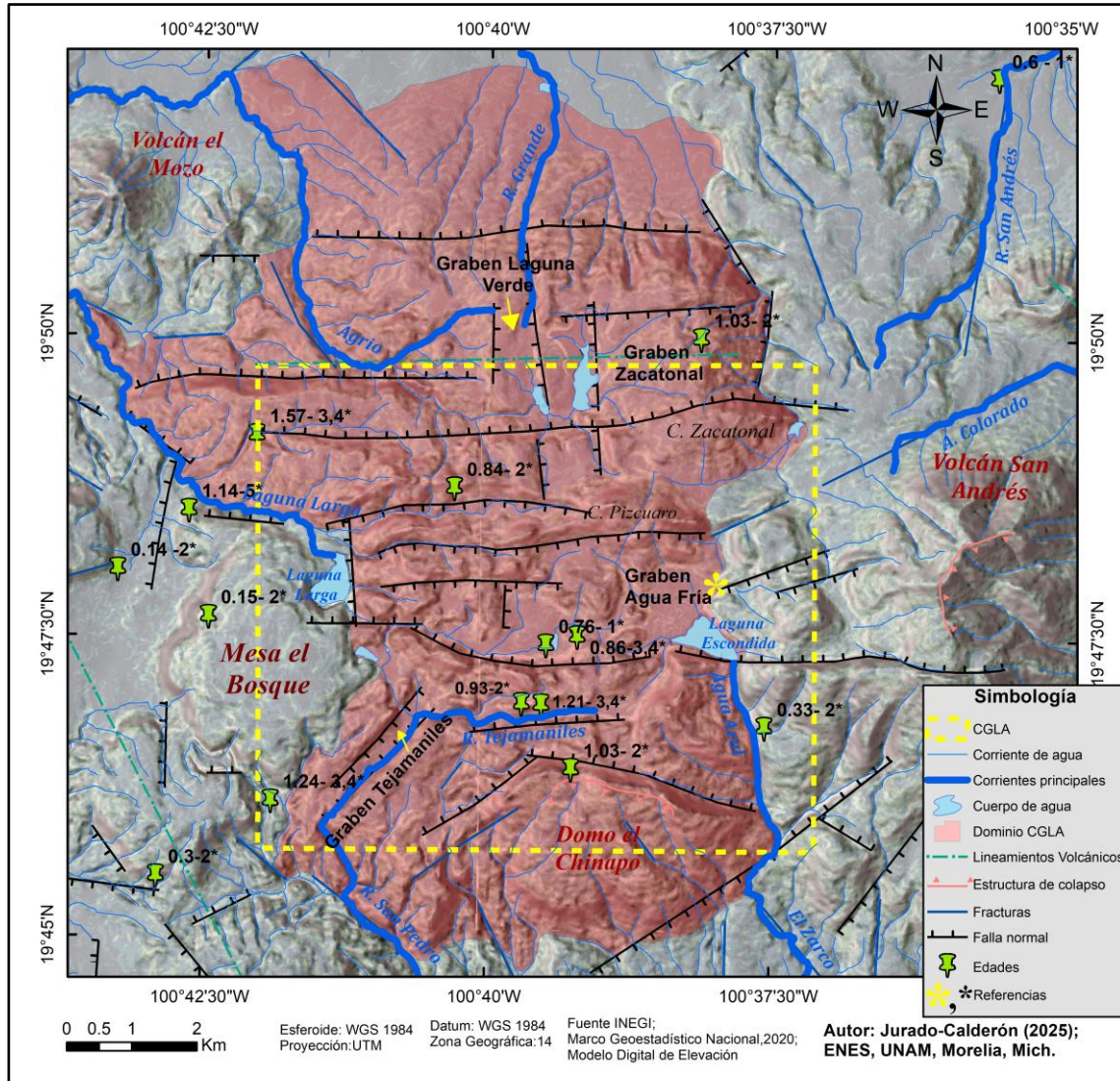


Figura 39. Representación de los grábenes somitales en el dominio CGLA. (Referencias retomadas de Arce, J. et al. 2021): 1* = Pradal y Robin (1994); 2* = Dobson y Mahood (1985); 3* = Macías et al. (2008); 4* = Arce et al. (2012); 5* = Ferrari et al. (1991) y *Castellano, A. et al. 2021, (modificado de De La Cruz et al., 1983 y Campos Medina, 2018).

El área total del bloque es de 91.52 km², con una longitud máxima de 13.36 km y un ancho máximo de 9.28 km. La altitud máxima alcanza los 3,206 msnm en el Cerro Pizcuaro, mientras que la altitud mínima es de 2,384 msnm en el graben Agua Fria. Las pendientes varían significativamente; son mayores a 65° en los escarpes de falla y menores a 5° en las zonas planas dentro de los grábenes identificados.

La distribución del drenaje en esta región es predominantemente dendrítica-subdendrítica; sin embargo, sobre el C. Zacatonal se observa un flujo radial. Al oeste de este último, el drenaje desciende paralelamente hacia el norte sobre el Altiplano Valle de Juárez. En el dominio del Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA), se encuentra el parteaguas entre tres cuencas hidrográficas: en la cumbre del Cerro Pizcuaro, se dividen la cuenca Lerma-Chapala al este, la cuenca Río Balsas al sur y la cuenca Lago de Cuitzeo al oeste.

a) Subdominio Volcán Compuesto San Andrés

La estructura montañosa en cuestión representa el sector con el nivel topográfico más elevado del área de estudio, localizada en las coordenadas 100° 34' a 100° 38'O y 19°40' a 19°50' N (Figuras 29 y 40).

Es fácilmente identificable por ser una prominencia orográfica al este del CGLA, sin que se registren localidades o municipios establecidos dentro de este dominio. Se encuentra al noreste de San Pedro Jácuaró y al norte de Ciudad Hidalgo. Desde la ciudad de Morelia, se accede a esta área tomando la carretera 15 hasta Valle de Juárez, y luego descendiendo por la carretera estatal hacia el sur, hasta conectar con el camino que lleva a San Andrés. Este dominio está flanqueado al oeste por los dominios Conos Cerro Prieto, al oeste por Campo Geotérmico Los Azufres, al norte por el Altiplano Valle de Juárez y al sur por Grábenes San Pedro Jácuaró-Ciudad Hidalgo (Figura 29).

El paisaje está dominado por una montaña alta con escarpes pronunciados que crean acantilados en las fallas, además de valles profundos que erosionan la estructura, dándole una apariencia rugosa. La montaña presenta laderas que varían de ligeras a pronunciadas. En la cumbre del estratovolcán San Andrés se destaca una estructura de colapso en forma de herradura con abertura hacia el este y con un diámetro aparente de 2.35 km.

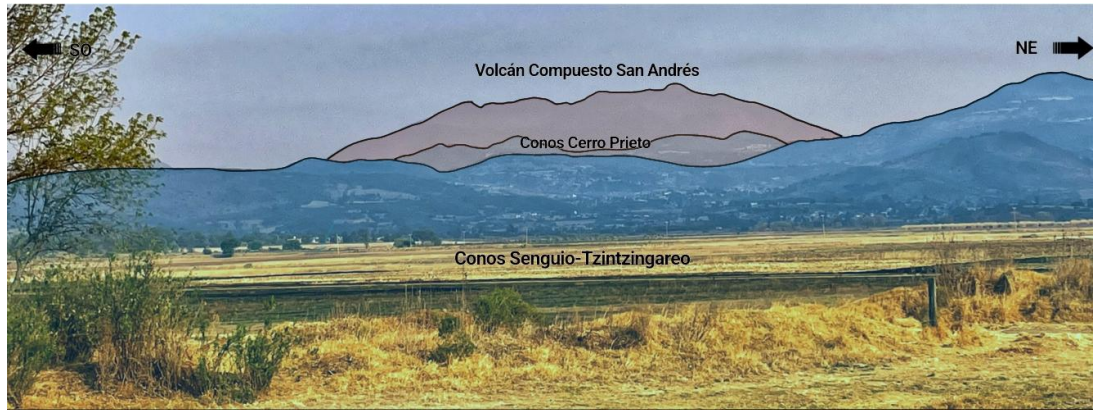


Figura 40. Imagen panorámica de tres dominios morfoestructurales donde se representan los diferentes niveles topográficos, imagen tomada desde las laderas NO de la sierra de Chincua.

Hacia el norte y sur se presentan estructuras lomeríos bajos con aspectos de flujo con longitudes amplias (~7 km). Los depósitos en el sur tienen una forma lobular y rugosa, resultantes de una avalancha asociada con el colapso del volcán San Andrés (Arce, J. et al. 2012) (Figura 41). En contraste, los depósitos del norte tienen pendientes más suaves, formando una porción llana en la cima como resultado de los flujos de lava. En la porción este del dominio se presenta una llanura (piedemonte) cubierta por materiales piroclásticos.

El volcán San Andrés es un volcán compuesto de composición dacítica, con una edad mínima de 0.33 Ma (Dobson y Mahood, 1985). Sobre este volcán y sus productos se ha renovado el paisaje debido a la superposición de algunas estructuras volcánicas. Al oeste se observan domos irregulares que interrumpen la continuidad circular de la base volcánica; también se contabiliza un domo al este del volcán y dos spatters en la ladera sur sobre los restos de la avalancha (Figura 18, 29).

El dominio está dislocado en la parte central por la falla Marítaro con orientación E-O, hacia el extremo norte es limitado por fallas E-O y hacia el sur por fallas N-S que delimitan con el dominio Conos Cerro Prieto. Además, presenta fracturas en dirección NE-SO y NO-SE.



Figura 41. Depósitos de avalancha del flujo sur de San Andrés. Sobre el corte carretero de Morelia-Toluca aflora la avalancha al sur de San Andrés (ASA-1) la cual alcanza una altura aproximada de ocho metros.

Este dominio abarca un área total de 96.02 km², con una longitud en dirección N-S de 19.87 km y un ancho de 6.22 km. La altura máxima alcanza los 3,560 msnm en el volcán compuesto de San Andrés, mientras que la mínima es de 2,200 msnm en la parte plana al este de Valle de Juárez. Presenta pendientes menores a 15° sobre las lavas y superiores a 40-60° sobre los edificios y escarpes de falla.

El patrón de distribución del drenaje varía según las estructuras: hacia el norte y sur prevalece un drenaje subdendrítico a paralelo poco desarrollado; mientras que sobre las laderas del volcán se concentra un drenaje radial. Esta estructura delimita el parteaguas entre la cuenca Lerma-Chapala al norte y el río Balsas al sur.

7.2.14 Dominio conos Cerro Prieto

Este dominio se caracteriza principalmente por una llanura con abundante distribución de aparatos volcánicos de poco volumen o monogenéticos. En esta área

se encuentran múltiples cerros relativamente jóvenes con pendientes suaves, distribuidos en trece conos cineríticos, doce spatters y cuatro conos erosionados. Aunque no se han establecido grandes comunidades en la zona, se localiza al norte de Ciudad Hidalgo y al oeste de Tzintzingareo, destaca en las coordenadas $100^{\circ} 35'$ a $100^{\circ}27'$ O y $19^{\circ} 42'$ a $19 560$ N (Figura 42). Para acceder a este punto, se puede partir desde Morelia tomando la carretera federal 15 Morelia-Maravatío hasta interceptar con la carretera T.C. (Morelia-Maravatío)-Santiago Puriatzícuaru.

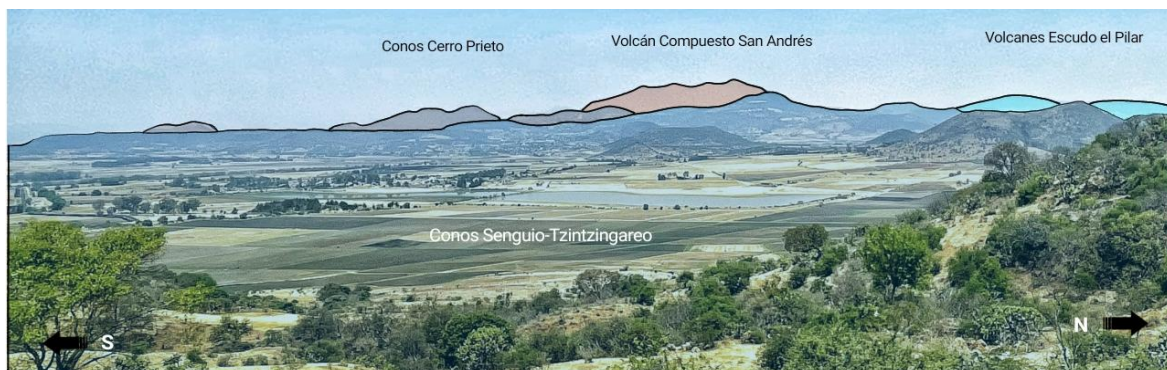


Figura 42. Imagen panorámica de los dominios morfoestructurales visto desde el cerro la Cruz, al norte de Senguio.

En términos de morfoestructura, el área se encuentra interrumpida por el dominio Volcanes Escudo El Pilar que lo divide en dos secciones, la Conos Cerro Prieto- norte (CCP-N) ($>19^{\circ}54'N-100^{\circ}31'O$) y Conos Cerro Prieto- sur (CCP-S) ($<19^{\circ}54'N-100^{\circ}31'O$). Al este de la Sierra de Santa Inés, se encuentra el CCP-N convergiendo con los límites oeste del Altiplano Valle de Juárez y al este con la Planicie de Maravatío y el dominio Sierra de Puruagua; mientras que en CCP-S se limita al oeste con el volcán compuesto de San Andrés; al este con la Planicie de Maravatío y los Conos Senguio-Tzintzingareo y al sur se encuentra el dominio Grábenes San Pedro Jácuaro-Cd. Hidalgo.

En el límite sur se observa una estructura semicircular con dimensiones de 2.4 x 2.7 km de nombre Mesa Nazario (Figura 18, 29), esta se caracteriza por presentar una

cima casi plana y se constituye por depósitos de avalancha probablemente relacionados con el estratovolcán San Andrés (ASA-1), así como por depósitos piroclásticos (Figura 43).

El dominio presenta cuatro orientaciones de fallas y alineamientos volcánicos: las estructuras E-O se observan en el extremo NE del dominio, al norte del cerro El Conejo. En la porción central se presenta un alineamiento NO-SE de 12 km de longitud con al menos 13 edificios volcánicos, así como un lineamiento local E-O de 4 volcanes. En la porción sur del dominio hay una falla N-S que condiciona la forma elongada del cerro Prieto.

El dominio se extiende hacia el norte del dominio Volcanes Escudo El Pilar, donde se observa una alineación de volcanes tipo spatter en dirección NE-SO, en este sector predominan flujos de lava que se extienden hacia el norte sobre las laderas de los volcanes en escudo.

La distribución de estos aparatos volcánicos está relacionada con la actividad tectónica generada por al menos cuatro fallas. Al sur, se distinguen estructuras elongadas en dirección N-S visibles en Cerro Prieto; además, se forman lineamientos volcánicos constantes NO-SE en Cerro El Molcajete que son interrumpidos por un lineamiento volcánico E-O dividido en dos segmentos: uno al sur y otro central con Cerro El Conejo. Finalmente, hay un lineamiento NE-SO sobre el dominio Volcanes Escudo El Pilar que incluye Cerrito Blanco.

Este dominio abarca un área total de 250 km², extendiéndose 15.10 km en la sección CCP-S y 4.38 km hacia el norte en CCP-N; en dirección E-O mide 9.30 km en la porción sur y 8.62 km en el norte. La altura máxima es de 2,760 msnm en Cerro Prieto y la mínima es de 2,143 msnm en el piedemonte bajo el Cerro El Conejo. Las pendientes generales tienden a ser constantes: en CCP-S oscilan entre 10° y 15°, mientras que sobre las estructuras volcánicas pueden variar entre 20° y 30°, excepto en Cerro Prieto donde alcanzan hasta 60°. En el sector CCP-N, las pendientes pueden oscilar entre 20° y 25°, conservando aún la forma de los flujos de lava.

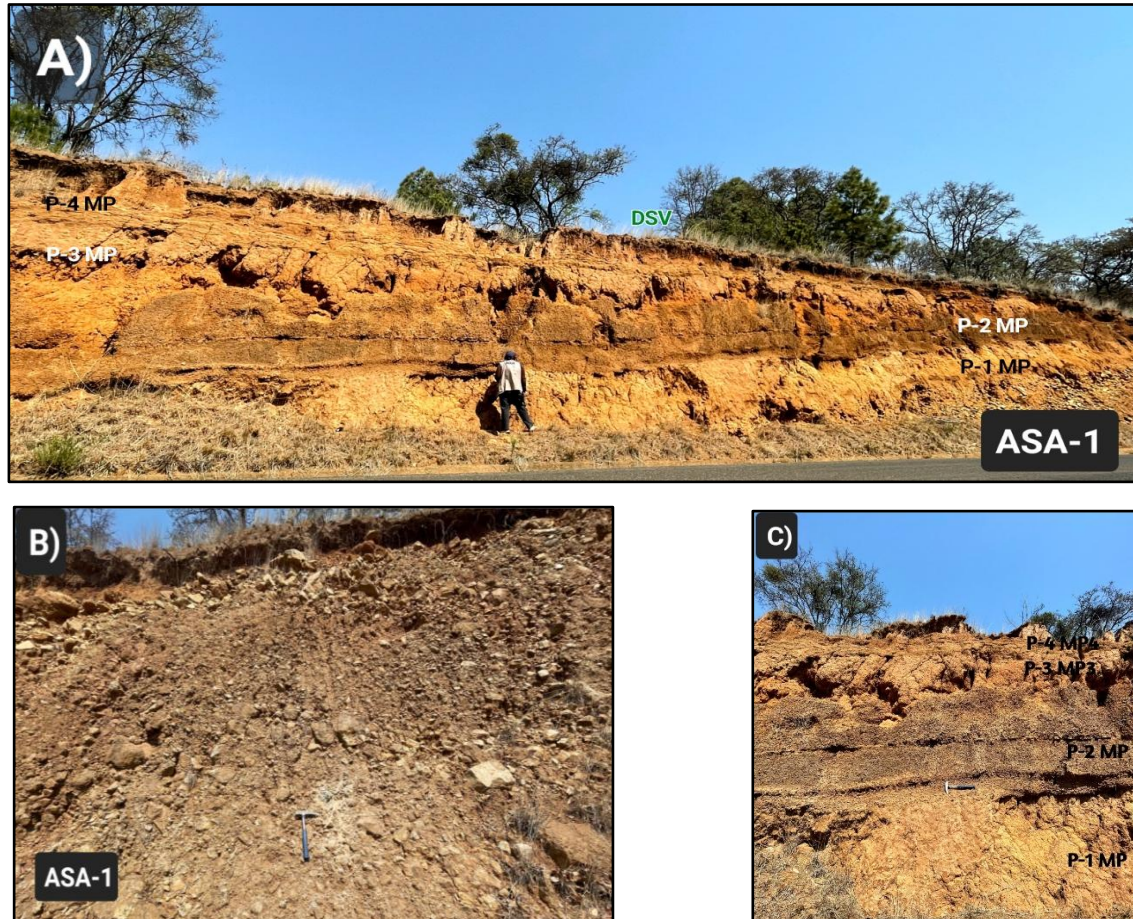


Figura 43. Depósitos piroclásticos y de avalancha que cubren la estructura de la mesa El Nazario. **A)** Se observa el afloramiento general donde se identifican los distintos depósitos presentes. En la parte inferior izquierda, se distinguen los depósitos de avalancha que se supone podría pertenecer a San Andrés ASA-1 y que serían la continuación al este de la avalancha que se encuentra al sur del subdominio volcán compuesto San Andrés. Posteriormente están cubiertos por P-1 MP (Material Piroclástico), seguido por P-2 MP, P-3 MP y P-4 MP. En la parte superior, se desarrolla un suelo con vegetación (DSV) **B)** En esta sección, se presenta la avalancha mejor conservada en el afloramiento, con una altura aproximada de tres metros. **C)** Se identifican al menos seis episodios de depósitos de materiales piroclásticos. En P-1 MP, se registra una capa de 1.3 metros de depósitos de ceniza; en P-2 MP, se encuentran depósitos de lapilli con un grosor del depósito aproximado de 1 metro, los cuales fueron depositados en tres eventos distintos ya que se ven separados por una franja menor a 5 cm. A continuación, en P-3 MP también se observa ceniza, y finalmente en P-4 MP hay ceniza con una textura apelmazada, lo que sugiere que experimentó momentos de hidratación que la hicieron tipo lodo.

El patrón de drenaje es variable en este dominio; en cerros bien formados como Cerro Prieto y Mesa Nazario se observa un drenaje radial bien definido. En el centro no se desarrollan drenajes significativos, resultando algunos escasos drenajes

paralelos. Por otro lado, en el piedemonte bajo el cerro El Conejo predomina un drenaje paralelo a subdendrítico, mientras que, en CCP-N, en Cerrito Blanco hay un drenaje principalmente paralelo.

7.2.15 Dominio Conos Senguio-Tzintzingareo

Este dominio se caracteriza por la aparición de diversos aparatos volcánicos que se asientan sobre un relieve plano intercalado con la presencia de edificios volcánicos que interrumpen la planicie. Se localiza en las coordenadas $100^{\circ}31'$ a $100^{\circ}20'13.074''$ O y $19^{\circ}49''$ N (Figuras 29 y 44). Las localidades principales en esta área son Senguio y Tzintzingareo. Para acceder a este punto, se puede tomar la carretera federal 15 de Morelia a Maravatío, que conecta con la carretera Leona Vicario hasta llegar al camino Nogales, que conduce a Tzintzingareo.

Morfoestructuralmente, este dominio interrumpe la continuidad de la Sierra de Chincua, situada al suroeste, y limita al oeste con los dominios Conos Cerro Prieto y Grábenes San Pedro Jácuaró-Cd. Hidalgo. Al norte, se limita con el dominio Planicie de Maravatío y al este con Volcanes Escudo El Tejero.

Este dominio alberga nueve conos cineríticos, tres conos erosionados, tres spatters, un domo y una mesa que se extiende por 4.2 km. Al NO de Senguio, se observa un



Figura 44. Vista panorámica tomada desde la mesa el Nazario al cono cinerítico la Herradura

remanente de la Sierra de Chincua con orientación NNO-SSE. En la zona centro-norte predominan cuerpos de agua, destacando dos grandes lagos; el más notable es el Lago Los Carrizos, que mide 1.68 km de largo.

En la porción norte del dominio los aparatos volcánicos están dislocados por fallas orientadas principalmente en direcciones E-O y NE-SO, las cuales fracturan el dominio y forman un pequeño graben entre Senguio y Tzintzingareo. Esta configuración estructural permite la acumulación de cuerpos de aguas en esta área. Al sur, las fallas en dirección NO-SE también generan un graben en la localidad de Aporo.

Este dominio abarca un área total de 198 km², con una longitud de 17.56 km y un ancho de 18.66 km. La altura máxima es de 2,788 msnm en el volcán Cerro Azul y la mínima es de 2,080 msnm sobre la planicie. Las pendientes en general son menores a 5°, excepto sobre las estructuras volcánicas donde pueden variar entre 20° y 30°.

La distribución del drenaje está influenciada por los aparatos volcánicos presentes. En el sector noroeste se observa un drenaje predominantemente radial sobre Cerro Azul, que está delimitado por la erosión provocada por un río que forma un valle escarpado con cortes de hasta 250 m de profundidad. Al noreste y al sur de Aporo prevalece un drenaje paralelo a subdendrítico; sin embargo, en el centro no se evidencia un drenaje claro, lo que sugiere un comportamiento de depósito en esa área.

7.2.16 Dominio Conos Volcánicos de Queréndaro

Este dominio se caracteriza por un notable cambio en el relieve entre la Sierra Complejo Garnica y la planicie que lo rodea, donde sobreyacen cerros de origen volcánico. Se ubica al sur de la localidad de Queréndaro, en las coordenadas 100° 48'a 100°54' O y 19°44' 19° 46' N accesible desde la ciudad de Morelia a través de la carretera federal 126 Maravatío-Morelia, que conecta directamente con Queréndaro.

En términos morfoestructurales, se observa un cambio en la distribución estructural al norte del dominio Complejo Garnica-SMC, al sur del subdominio Planicie Lacustre del Lago de Cuitzeo y al oeste del dominio Secuencia Volcánica de Domos y Mesas Ojo de Agua. Predomina un ambiente volcánico del Pleistoceno, con una edad inferior a 1 Ma (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2015), formando una sucesión de conos volcánicos alineados en dirección E-O. Estas estructuras están parcialmente cubiertas por sus propios flujos de lava, creando lomeríos bajos con algunos malpaíses asociados.

Se identificaron un total de doce conos cineríticos y dos spatters, donde la mayoría se alinean en el mismo eje, aunque también se encuentran conos aislados al norte del lineamiento de Queréndaro. Este dominio abarca un área de 48.98 km², con una longitud de 10.22 km y un ancho de 6.03 km. La altura máxima se alcanza en Cerro Las Cuevas, con 2,420 msnm, mientras que la mínima es de 2,040 msnm en las zonas afectadas por fallas en dirección NO-SE, cerca de Queréndaro.

La zona está afectada por fallas normales orientadas E-O que forman parte del sistema de fallas Morelia-Acambay. Estas fallas dislocan el bloque tanto al norte como al sur, desarrollando un semi-graben donde se emplazaron los edificios volcánicos (semi-graben de Queréndaro), lo que crea un paisaje plano con pendientes generales menores a 15°. Sin embargo, en los escarpes de falla hacia el norte se observan pendientes pronunciadas que alcanzan hasta 60°, con un desplazamiento vertical de hasta 200 m; al sur, donde limita con la Sierra Complejo Garnica, el bloque se desplaza 120 m. En menor proporción se presentan fallas NE-SO en el extremo NE del dominio, las cuales forman un semi-graben. Además, una falla NO-SE limita el sector este del dominio. En cuanto a la hidrología, el drenaje es predominantemente paralelo-dendrítico. Esta sección pertenece a la cuenca del Lago de Cuitzeo.

7.2.17 Dominio Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua

Este dominio se caracteriza por la presencia de domos y mesas de lava de composición félsica, las cuales se distribuyen a lo largo de una franja NNO-SSE con coordenadas 19°44'-19°54' N y 100°36'-100°46' O. Se extiende a lo largo de 22.92 km y tiene un ancho de 12.66 km, formando un área total de 234.19 km².

Dentro del dominio, se encuentran localidades como Ojo de Agua de Bucio, ubicada en la parte central. Para acceder a esta localidad desde Morelia, se puede tomar la carretera federal 126 Morelia-Maravatío que va de Charo hasta llegar al camino ubicado al sur Ramal Ojo de Agua de Bucio que conduce directamente al poblado.

En términos morfoestructurales, el dominio está situado al sur de los dominios Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo y Altiplano Valle de Juárez; al oeste limita con los dominios Conos Volcánicos de Queréndaro, Sierra Complejo Garnica-SMC y el subdominio Lago de Cuitzeo; al sur colinda con el dominio Grábenes San Pedro Jácuaro-Cd. Hidalgo, y al este se encuentra el dominio CGLA, que representa un cambio significativo en la altitud.

En total, se han contabilizado doce domos, trece mesas, dos spatters y un cono erosionado. La composición predominante en este dominio es riolítica.

La altitud máxima alcanza los 2,761.52 msnm en el volcán El Mozo, mientras que la mínima es de 2,096.70 msnm en la planicie cercana a Ojo de Agua de Bucio. Las pendientes varían significativamente: al norte se observan pendientes aproximadas de 40° sobre los límites de los domos, mesas (El Carpintero, Mesa Grande, El Bosque). Mientras que, al sur, predominan áreas con pendientes menores entre 10-20°. En la cima de las mesas las pendientes son suaves (<5°).

La actividad tectónica en el dominio está marcada por fallas predominantemente orientadas E-O, aunque también hay una fuerte influencia de fallas en direcciones NO-SE, NE-SO, NNE-SSO, NNO-SSE y N-S. Estas fallas dislocan el área creando un relieve rugoso con escarpes que alcanzan desplazamientos de hasta 250 m en el

límite con el Complejo Garnica. Mediante el análisis morfoestructural se sugiere que este dominio está delimitado por estructuras NNO-SSE, las cuales generaron una depresión en la misma orientación, la cual fue rellenado por mesas y domos y sus productos piroclásticos asociados.

El drenaje es radial en los domos y en algunas mesas (p.ej. Mesa Grande y en el volcán El Mozo mientras que en otras áreas predominan drenajes poco desarrollados de tipo paralelo. Sobre los depósitos de la Mesa Bosquecillos, el drenaje puede variar entre paralelo y subdendrítico.

7.3 Análisis Hidrológico de la ROM

El área de estudio es de gran relevancia hidrológica, ya que el alto estructural (horst) del CGLA sirve como el parteaguas entre dos grandes e importantes regiones hidrológicas las RH12 Lerma-Santiago al norte y de la RH18 Balsas al sur. Esta red se compone de un sistema de ríos principales que recorren extensas distancias (24-9 km) desde su origen hasta su desembocadura con un conjunto de afluentes que fluyen hasta cortar con el polígono que forma la ROM. Los ríos principales de la ROM se forman dentro de las subcuencas del Lago de Cuitzeo, Tarandacuaao, Cavichi y Atlacomulco-Paso de Ovejas. Mientras que, al sur, la subcuenca de Tuxpan (Figura 45).

La mayoría de estos ríos tienen origen en la cuenca alta de la ROM (R. Grande, R. San Andrés, Tejamaniles, A. Colorado, R. Agrio, Laguna Larga y Agua Azul), que conforman el dominio CGLA y el subdominio Volcán Compuesto San Andrés. A medida que estos ríos descienden hacia la parte baja de las subcuencas, sus nombres varían, aunque todos están conectados al río principal correspondiente.

Adicionalmente, se identifican ríos que nacen en otras áreas dentro de la ROM. Por ejemplo, al sur ($<19^{\circ}45' N$), surge el Río Tajimaroa, proveniente de la Sierra del Complejo Pucuaato. En el centro, cerca de San Pedro Jácuaro (S.P.J. abreviado en el mapa), a este río se le unen otros afluentes como el Río San Pedro y el Zarco provenientes del CGLA. En la Sierra de Chincua, se origina la corriente conocida como Aporo, que fluye hacia el oeste hasta confluir con el Río Chiquito, alimentando así la parte sur, siendo estos ríos cruciales ya que pertenecen a los ríos que comienzan a alimentar a la cuenca Cutzamala. Al norte de la sierra de Chincua en el parteaguas que forman la subcuenca Cavichi, se forma el Río San Ramón. En esa misma dirección ($>19^{\circ}45' N$), fluye el Río Cavichi hacia el norte, que se une al Río Lerma ($19^{\circ}55' N$) que desemboca hasta el Lago de Chapala en Jalisco.

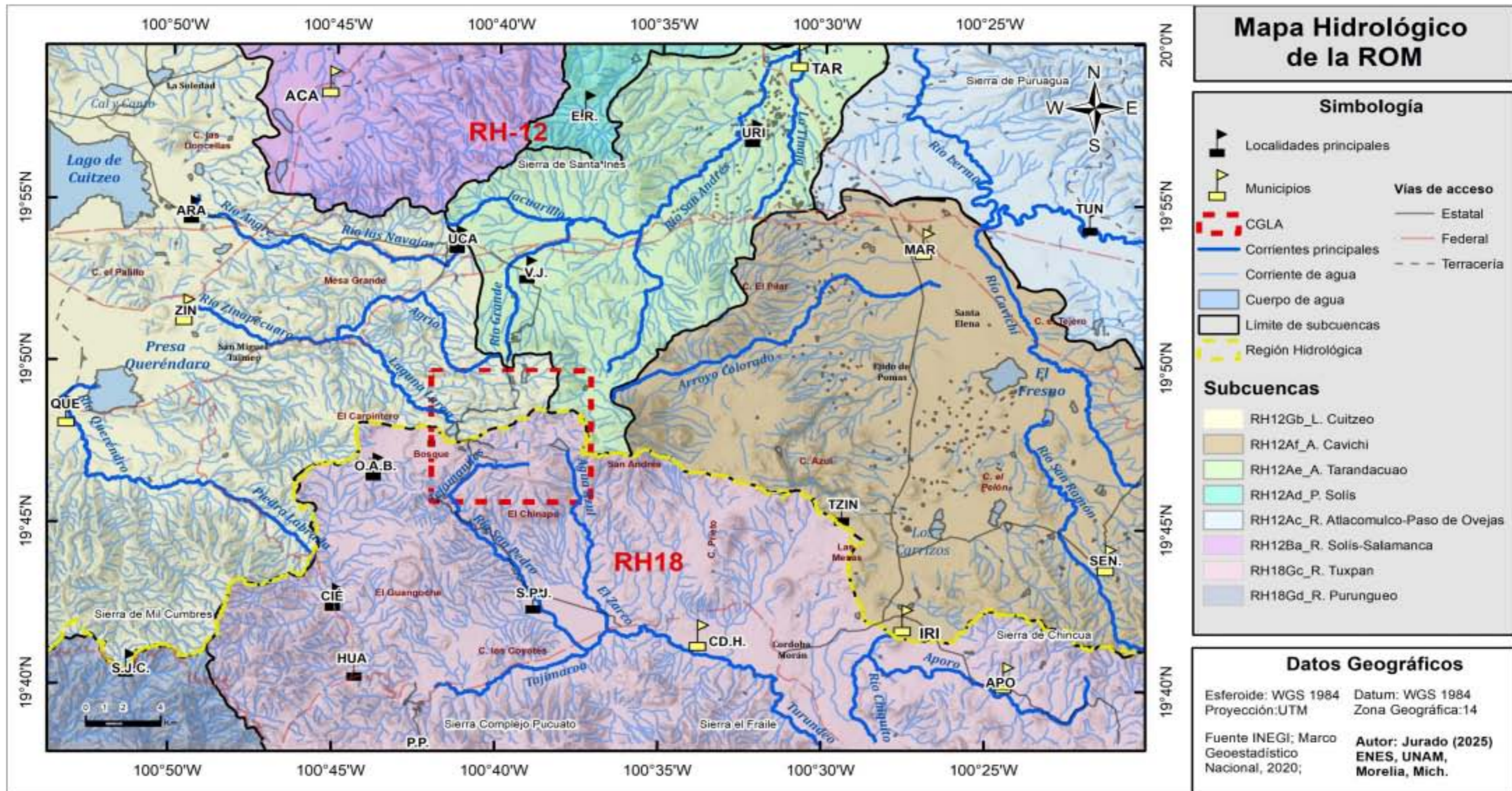


Figura 45. Mapa Hidrológico de la Región Oriente de Michoacán. Las letras en color rojo indican las RH de la zona, delimitadas por la línea punteada amarilla. Las letras en color guinda identifican los edificios volcánicos, mientras que las letras en negritas destacan algunos de los poblados más relevantes en el área. Abreviaturas: MAR: Maravatío, URI: Uripitío, TUN: Tungareo, TZIN: Tzintzingareo, SEN: Senguio, APO: Aporo, CD.H.: Ciudad Hidalgo, S.P.J.: San Pedro Jácuaró, P.P: Puerto Pucuató, HUA: Huajúmbaro, CIE: Cieneguillas, S.J.C.: San José de la Cumbre, O.A.B.: Ojo de Agua de Bucio, QUE: Queréndaro, ZIN: Zinapécuaro, ARA: Araró, UCA: Ucareo, E.R.: El Rodeo, V. J.: Valle de Juárez, ACA: Acámbaro

Al oeste, en la subcuenca del Lago de Cuitzeo, se desarrollan ríos como las Navajas en Ucareo mientras que, al sur, cerca de Cieneguillas, se forma el río Piedra Labrada, que desemboca como el Río Queréndaro en la presa del mismo nombre. Estos ríos principales delimitan las direcciones preferentes del flujo, las cuales son fundamentales para el enfoque de este estudio.

7.3.1 Clasificación de los órdenes de drenaje

A través del análisis del orden de drenaje se determinaron seis órdenes de drenaje (Figura 46), destacando como el más abundante el primer orden, que presenta una longitud corta (~1-2 km) e inicia en las partes orográficas altas. Los ríos de primer orden, en general, tienden a no desembocar, sino que forman un nuevo orden antes de llegar a la zona de descarga. Sin embargo, hay áreas, como al oeste sobre el cerro Las Doncellas, el cerro El Palillo o cerca de Queréndaro, donde logran desembocar antes de formar otro orden sobre estas planicies, mientras que al este sólo desembocan en este orden proveniente de la estructura las Mesas.

El drenaje de segundo orden también tiene una longitud de desplazamiento corta (~2-3km) y se presenta principalmente en las laderas altas de las diferentes geoformas. En el caso del segundo orden, también son escasos los que desembocan antes de formar otro orden, destacando algunos al oeste en El Palillo y otros sobre el Lago Cal y Canto al norte, así como al oeste cerca de Los Carrizos y El Fresno.

Los ríos de tercer orden muestran una mayor longitud, con flujos que muestran longitudes entre 4 y 7 km, se presentan en geoformas de tipo piedemonte. Los ríos de tercer orden tienen una mayor presencia en la desembocadura, con descargas observables sobre Maravatío, la presa Queréndaro y Los Carrizos.

El cuarto orden de drenaje se extiende considerablemente con longitudes aproximadas entre 8 y 12 km y se distribuyen con fuerte abundancia en todas las direcciones. Los de cuarto orden tienden a desarrollar otro orden al desembocar,

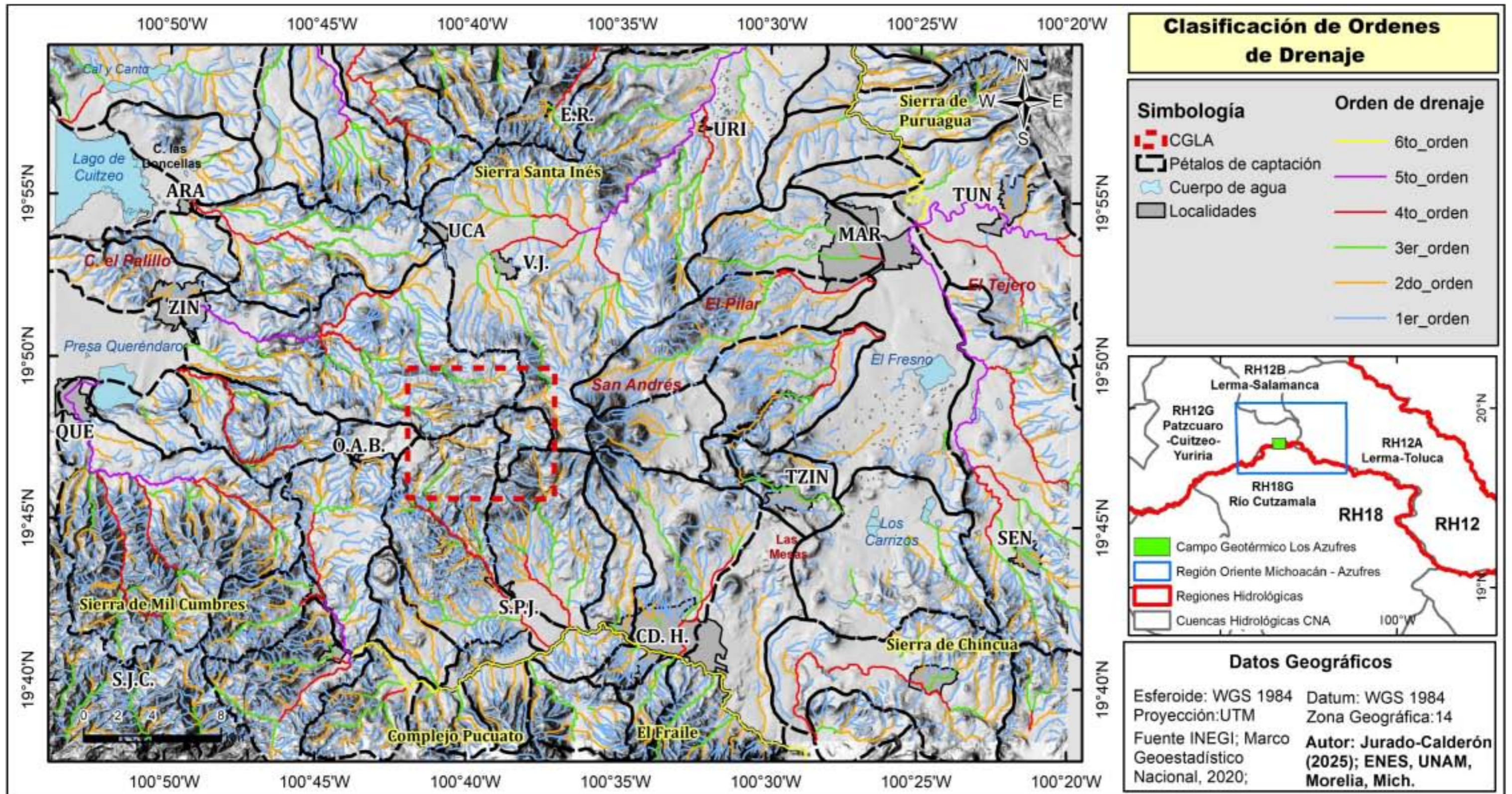


Figura 46. Mapa que ilustra los diferentes órdenes de drenaje en la ROM.

aunque también desembocan en Maravatío, cerca de El Fresno y en el Lago de Cuitzeo, así como en la presa Queréndaro.

Los ríos de quinto orden prevalecen principalmente en las zonas de ligera planicie, presentando una extensión mayor con longitudes de 13 a 15 km. Se identifican dos ríos de orden cinco que desembocan en la subcuenca del Lago de Cuitzeo; en las periferias, también se encuentran ríos de orden cinco que se unen para formar un orden seis o que son interrumpidos por los límites del polígono de estudio, como los ríos que se encuentran al norte.

Finalmente, los de sexto orden son menos frecuentes, pero tienen un desarrollo amplio, ya que se alargan hacia las salidas del polígono tanto al norte como al sur con longitudes variables entre 30 km sobre el río Tajimaroa al sur de Cd-Hidalgo y de 11 km al norte de Maravatío en el Río Lerma (Figura 45 y 46). Por otro lado, aunque los ríos de orden seis son menos frecuentes, ambos inician su desarrollo en la porción central, en las áreas elevadas de Los Azufres, desplazándose hacia el noreste y sureste, transportando grandes volúmenes de agua hacia las zonas periféricas. Sin embargo, no se tienen más datos sobre su comportamiento, ya que en ese orden cortan la salida del polígono de estudio.

7.3.2 Clasificación de los pétalos de captación

Para caracterizar adecuadamente la importancia y repercusión de la distribución del flujo hídrico y su impacto ambiental, se realizó un análisis detallado de las subcuencas involucradas (Tabla 5, Figura 47).

Para las seis subcuencas que pertenecen a la Región Hidrológica 12 (RH12-Lerma Santiago) y las dos subcuencas de la Región Hidrológica 18 (RH18-Balsas) se clasificaron 53 pétalos de captación, a los cuales se les asignaron claves específicas (p.ej. PAc-01, PGc-01) que reflejan su nivel jerárquico dentro del sistema hídrico (Tabla 5, Figura 47).

La distribución hídrica está influenciada por una serie de parámetros morfométricos que permiten un análisis profundo del comportamiento de la cuenca y sus pétalos de captación.

Tabla 5. Disgregación jerárquica de las unidades hidrológicas. Se establecieron considerando las subcuencas como el nivel mínimo, lo que simplifica la clasificación en pétalos de captación. En la Subcuenca 12 Ac, se identificaron seis pétalos; en la subcuenca 12 Ad, uno; en la 12 Ae, uno; en la 12 Af, siete; en la 12 Ba, cuatro; en la 12 Gc, nueve; y en la Subcuenca 18 Gc, veinte, siendo esta última la que presenta la mayor cantidad de pétalos definidos. Por otro lado, en la subcuenca 18 Gd no se definieron pétalos, dado que no influyen directamente en los parteaguas del área de estudio. Así mismo, se establecen las claves para cada uno de los pétalos, que permitan identificar el comportamiento diferido de cada uno.

		Cuencas Hidrológicas	Subcuencas	No. De Pétalos	Clave
R.H.12	SBRH 12 A Alto Lerma	RH12A Lerma Toluca	12 Ac. Atlacomulco Paso de Ovejas	7	PAc-01, PAc-02, ... , PAc-07
			12 Ad. Presa Solís	1	PAd-01
			12 Ae.Tarandacuao	1	PAe-01
			12 Af. Cavichi	7	PAf-01, PAF-02 , ... , PAF-07
		RH12 B Lerma Salamanca	12 Ba. Río. Solís Salamanca	4	PBa-01, PBa-02, ... , PBa-04
		RH12 G L. Pátzcuaro-Cuitzeo-Yuriria	12 Gc. Lago de Cuitzeo	9	PGb-01, PGb-02, ..., PGb-09
R.H. 18	SBRH 18 B Medio Balsas	RH18 G Cutzamala	18 Gc. Tuxpán	23	PGc-01, PGc-02, ..., PGc-23
			18 Gd. Purungueo	No definido	

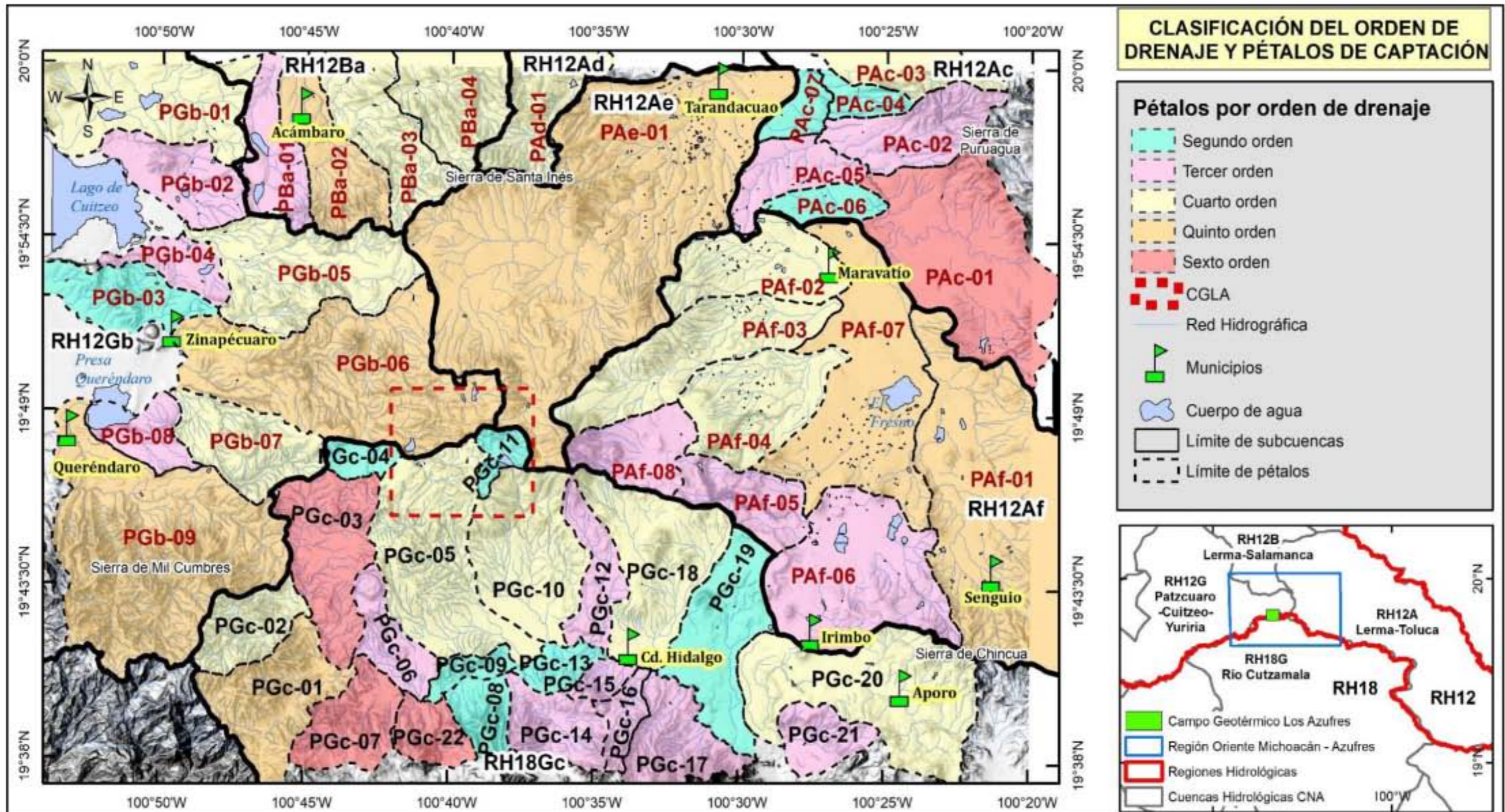


Figura 47. Código de los pétalos de drenaje con base a la subcuenca a la que pertenecen.

En la zona de estudio, se observa una variabilidad en la forma de los pétalos; por lo que se calcularon los índices de compacidad o índice de Gravelius para cada pétalo (Anexo 1, 2), el cual está relacionado estrechamente con el tiempo de concentración del sistema hidrológico. Se observa que 5 pétalos se clasifican con una forma de redonda a oval-redonda (PGc-08, PGc-10, PGc-21, PGc-22, PGc-23), lo cual implica tiempos de concentración cortos con gastos en ápices intensos y recesiones rápidas. 17 pétalos presentan formas que va de oval oblonga a rectangular oblonga, (PAf-03, PAf-07, PAe-01, PAd-01, PBa-01, PBa-03, PAc-03, PGb-04, PGb-05, PGb-06, PGc-09, PGc-11, PGc-12, PGc-16, PGc-20, PGc-17, PGc-19). Los 31 pétalos restantes presentan forma oval redonda a oval oblonga.

7.3.3 Análisis de los patrones de drenaje por pétalos en subcuencas

Con el propósito de analizar la dinámica de flujo de cada subcuenca, se presenta a continuación una descripción detallada del tipo de drenaje de cada una y sus correspondientes características asociadas.

7.3.3.1 Subcuenca Lago de Cuitzeo 12Gb

Esta subcuenca abarca el sector oeste-noroeste de la ROM y se clasificaron un total de nueve pétalos de captación (Figura 47) (PGb-01, PGb-02, PGb-03, PGb-04, PGb-05, PGb-06, PGb-07, PGb-08, PGb-09), los cuales desembocan el flujo de agua hacia el lago de Cuitzeo. Estos pétalos exhiben una notable variabilidad en sus patrones de drenaje:

- Drenaje Dendrítico: Predomina en la parte alta de la subcuenca e incluye a los pétalos PGb-06, PGb-09 y PGb-05, donde se observa bien desarrollado y se asocia a la porción norte de la Sierra de Mil Cumbres (PGb-09) y al dominio Domos Ojo de Agua (PGb-06 y 05). Este tipo de drenaje es característico de

áreas donde el relieve es más acentuado y más desarrollado, facilitando el transporte de sedimentos hacia cuerpos de agua.

- Drenaje Radial y Paralelo: Este tipo de drenaje se manifiesta en los pétalos PGb-08, PGb-07 y PGb-02, donde se observa la influencia de pocos edificios volcánicos que presentan drenajes subdesarrollados, lo que facilita el drenaje radial. En contraste, en la porción inferior del terreno se evidencia un drenaje paralelo principalmente
- Drenaje Subdendrítico a Paralelo: Esta configuración se manifiesta en los pétalos PGb-01 y PGb-03. En el primero se observa una predominancia de un patrón de drenaje subdendrítico que deposita las aguas hacia el lago Bordo Prieto. Por otro lado, en la porción occidental del pétalo, el drenaje paralelo es más predominante, dirigiéndose hacia el lago Cal y Canto. Mientras que en PGb-03 se tiene un drenaje paralelo, en los costados E y O del pétalo y subdendrítico en el centro, dentro del valle que se forma al este del C. el Palillo
- Drenaje Lagunar: Característico del pétalo PGb-04, este patrón sugiere la existencia de áreas de acumulación de agua.

7.3.3.2 Subcuenca Solís Salamanca 12 Ba

En la porción noroeste del área de estudio, se han identificado cuatro pétalos de captación (PBa-01, PBa-02, PBa-03 y PBa-04) que drenan hacia el río Lerma hacia el norte. Estos pétalos presentan un mismo patrón de drenaje.

- Drenaje Subdendrítico-paralelo: Todos los pétalos en esta parte de la subcuenca exhiben un patrón de drenaje Subdendrítico-paralelo, indicando un flujo que sigue líneas de pendiente más suaves. Este patrón tiende a generar una menor erosión en comparación con los sistemas dendríticos.

7.3.3.3 Subcuenca Presa Solís 12 Ad

En esta subcuenca se ha identificado un único pétalo de captación (PAd-01), el cual presenta una combinación de diversos patrones de drenaje. En la parte alta del pétalo, se observa un drenaje dendrítico-subparalelo, conforme se dirige a la parte baja se presenta un drenaje más paralelo, sin embargo, es cortado por el límite del área de estudio.

7.3.3.4 Subcuenca Tarandacua 12Ae

El pétalo PAe-01 presenta características únicas en comparación con los otros pétalos identificados en la zona de estudio. A diferencia del resto, este pétalo conforma por sí solo toda una subcuenca, ya que sus afluentes se unen directamente al río principal (R. San Andrés), formando una estructura bien desarrollada que evidencia visualmente la confluencia de los cursos de agua tributarios. Debido a su extensión, exhibe una amplia variación en los patrones de drenaje. En la parte alta del pétalo, se observa un drenaje dendrítico-subparalelo que fluye hacia la parte intermedia entre la Sierra de Santa Inés y el Cerro El Pilar, donde el drenaje experimenta modificaciones. En el Cerro El Pilar, el drenaje adopta un patrón radial, mientras que en la Sierra de Santa Inés se manifiesta como paralelo. Estos flujos hídricos continúan su curso hasta confluir en la parte baja, donde predominan características de drenaje paralelo, que a su vez se forma un tipo de drenaje conocido como nido de golondrinas.

7.3.3.5 Subcuenca Atlacomulco Paso de Ovejas 12Ac

La subcuenca 12 Ac cuenta con siete pétalos de captación (PAc-01, PAc-02, PAc-03, PAc-04, PAc-05, PAc-06, PAc-07) que se dirigen principalmente hacia el noroeste.

Estos pétalos presentan una notable variación en sus patrones de ramificación y drenaje:

- El pétalo PAC-01 se caracteriza por la presencia de un amplio río que atraviesa desde el inicio hasta el final del pétalo (R. Lerma), y fluye con un drenaje meándrico, lo que indica un desarrollo geomorfológico avanzado. Al sur, en el Cerro El Tejero, se establece un drenaje subparalelo, mientras que, al norte, en las laderas de la Sierra de Puruagua, se manifiesta un drenaje paralelo. Estos afluentes se descargan en el río Lerma, contribuyendo a su caudal y permitiendo que continúe su recorrido a través de la región.
- Los pétalos PAC-02 y PAC-03 presentan un patrón de drenaje subdendrítico-paralelo, sin embargo, en el límite de la ladera oeste del pétalo PAC-02 es totalmente paralelo.
- Los pétalos PAC-05 y PAC-06 muestran un drenaje subparalelo.
- Los pétalos PAC-04 y PAC-07 se caracteriza por un patrón asimétrico.

7.3.3.6 Subcuenca Cavichi 12Af

La sección analizada presenta un dominio relativamente equitativo en la distribución de los diferentes órdenes de drenaje, aunque la proporción varía entre los pétalos. Se clasificaron ocho pétalos (PAf-01, PAf-02, PAf-03, PAf-04, PAf-05, PAf-06, PAf-07, PAf-08), cada uno con características distintivas en sus patrones de drenaje.

- Drenaje Subdendrítico-Paralelo-Lagunar: En el pétalo PAf-01 se observa una variación en los tipos de drenaje. Sobre la Sierra de Chincua, cerca de Senguio, se manifiesta un drenaje subdendrítico que, al descender hacia la parte baja del pétalo, adopta un comportamiento más paralelo. Los afluentes que se descargan en el R. Cavichi forman un drenaje predominantemente paralelo,

mientras que, en el centro, cerca del Cerro La Cruz, se desarrolla un drenaje lagunar.

- Drenaje Subdendrítico-Nido de Golondrinas: En los pétalos PAF-02, PAF-03 y PAF-04, se presenta predominantemente un drenaje subdendrítico, el cual se ve afectado dentro de las latitudes 19°48' N-19°55' N por un drenaje de tipo nido de golondrinas.
- Drenaje subparalelo poco desarrollado: Los pétalos PAF-05, PAF-06 presentan un drenaje subparalelo poco desarrollado, que sugieren un flujo que sigue líneas de pendiente más suaves.
- Drenaje Subdendrítico-Lagunar-Nido de golondrinas: En el pétalo PAF-07, se identifican variaciones en el tipo de drenaje, destacando la presencia de un drenaje lagunar, con variaciones de nido de golondrinas, que a su vez se acompañan de secciones cortas de drenaje fantasma, que son canales que han perdido su capacidad de transporte de agua.
- Drenaje Fantasma: En el pétalo PAF-08, se presenta un drenaje fantasma, ya que los afluentes no logran conectarse a un cauce principal.

7.3.3.7 Subcuenca Tuxpan 18 Gc

- La subcuenca Tuxpan se destaca por tener la mayor cantidad de pétalos en comparación con otras subcuencas evaluadas, estableciéndose un total de 23 pétalos, que han sido clasificados con las siguientes claves: de PGc-01 a PGc-23.
- Esta subcuenca presenta una variabilidad notable en los patrones de drenaje, y a diferencia de otros pétalos, exhibe dos orientaciones principales en la distribución del flujo: los afluentes del norte se dirigen hacia el sur (PGc-03, PGc-05, PGc-06, PGc-09, PGc-10, PGc-12, PGc-18, PGc-19, PGc-20, PGc-21,

PGc-23), mientras que los del sur fluyen hacia el norte (PGc-01, PGc-02, PGc-07, PGc-022, PGc-08, PGc-014, PGc-013, PGc-15, PGc-16, PGc-17), coincidiendo posteriormente en el cauce principal (R. Tajimaroa) y redirigiéndose hacia el sureste.

- Los pétalos PGc-04 y PGc-11: No tienen drenajes bien desarrollados, más bien actúan como una microcuenca que almacena agua, por lo que se atribuye un drenaje lagunar
- El drenaje dendrítico es el más predominante, representado por los pétalos PGc-01, PGc-02, PGc-03, PGc-05, PGc-10, PGc-21 y PGc-23. Estos pétalos exhiben una red ramificada que facilita el transporte eficiente de agua y sedimentos.
- Además, se identifican patrones de drenaje combinados dendrítico-subparalelo en los pétalos PGc-06, PGc-12, PGc-14 PGc-18, PGc-16 y PGc-15, donde se integran características de diferentes tipos de drenaje, lo que sugiere una interacción compleja entre los flujos.
- Los pétalos PGc-08, PGc-09, PGc-13 y PGc-19 presentan un drenaje paralelo, indicando un flujo más uniforme a lo largo de pendientes suaves. Por su parte, el pétalo PGc-17 muestra un drenaje dendrítico-paralelo, que combina elementos de ambos patrones.
- El pétalo PGc-07 presenta una combinación de drenaje dendrítico que simula un comportamiento enrejado.

7.3.4 Estaciones climatológicas y climogramas

En este apartado se presentan los valores de precipitación (mm) y temperatura media mensual promediada a los datos disponibles de los últimos años obtenidos de las doce estaciones climatológicas operadas por CONAGUA (Figura 48). Los datos disponibles de las estaciones abarcan hasta el 2019, por lo que se utilizó el periodo

de tiempo de 2000-2019 para aquellas estaciones que dispusiera de esta información, algunas presentan registro más antiguo (p.ej. Azufres_1976-1996, Maravatío_1960-2004; Cd. Hidalgo_1986-2006; Jaripeo_1995-2015, Huajumbaro_1995-2005). En el caso de la estación Presa Malpaís, los datos disponibles abarcan el periodo comprendido entre 2000-2018, lo que implica que solo falta un año para completar la serie temporal utilizada.

La localización de las estaciones analizadas en la ROM, así como los climogramas, se muestran en la Figura 48 y los valores promedio por mes de cada estación se muestran en la tabla 6. En general, los climogramas reflejan dos periodos: la estación lluviosa, que abarca de mayo a octubre, y la estación seca, que se extiende desde mediados de noviembre hasta abril.

En general, todas las estaciones presentan un promedio de precipitación bajo durante los meses de enero, febrero, marzo, abril, mayo, noviembre y diciembre (<60 mm, temporada de secas). Por otro lado, durante la época de lluvias en los meses de junio, julio, agosto y septiembre se presentan precipitaciones altas (120-300 mm), en particular la estación Ucareo (UCA), muestra valores promedio más bajos para el mes de junio (85 mm).

En el mes de octubre se observan algunas variaciones, en las estaciones localizadas en zonas de montaña como Azufres (AZU) y Temazcal (TEM) se presentan valores de precipitación ligeramente mayores (100 mm) en comparación con el resto de las estaciones que tienen valores bajos (37-70 mm). Excepcionalmente, la estación Maravatío que se localiza en una planicie, presenta valores similares a las estaciones de montaña (100 mm).

Asimismo, en las zonas de montaña la precipitación en época de lluvias es mayor y se caracterizan por los registros más altos en las estaciones Temazcal, Los Azufres, Huajúbaro y Jaripeo (260-300 mm). En contraste, las estaciones presentes en zonas de planicie presentan valores de 155-220 mm (p.ej. Presa Solís (PSO), Tarandacuao (TAR), Laguna de Fresno (LFR), CDH y Ucareo (UCA).

Para facilitar la identificación y comparación de las estaciones, se ha clasificado en dos grupos: estaciones del sur, ubicadas por debajo de la latitud $19^{\circ}48'$ N, y estaciones del norte, situadas por encima de esta latitud. Esta clasificación permite un análisis más claro de las variaciones en patrones de precipitación y sus implicaciones climáticas en cada región. En la figura 48 y en la tabla 6 se observa una clara diferencia entre ambos sectores, las estaciones del sur presentan los valores más altos de precipitación en épocas de lluvias (145-300 mm) en comparación con las estaciones del norte (85-220 mm).

En el análisis de la temperatura, se muestran los valores máximos y mínimos (línea roja y línea gris) del promedio mensual de la temperatura (Figura 48).

Se observa que todos los registros se encuentran dentro de un rango de 0 a 35°C en la barra del costado izquierdo, donde estos valores constituyen los límites mínimo y máximo en la zona estudiada. Las estaciones de monitoreo presentan un comportamiento térmico similar a lo largo del promedio mensual valorado en los últimos años, evidenciando patrones distintivos durante los meses de temperaturas elevadas.

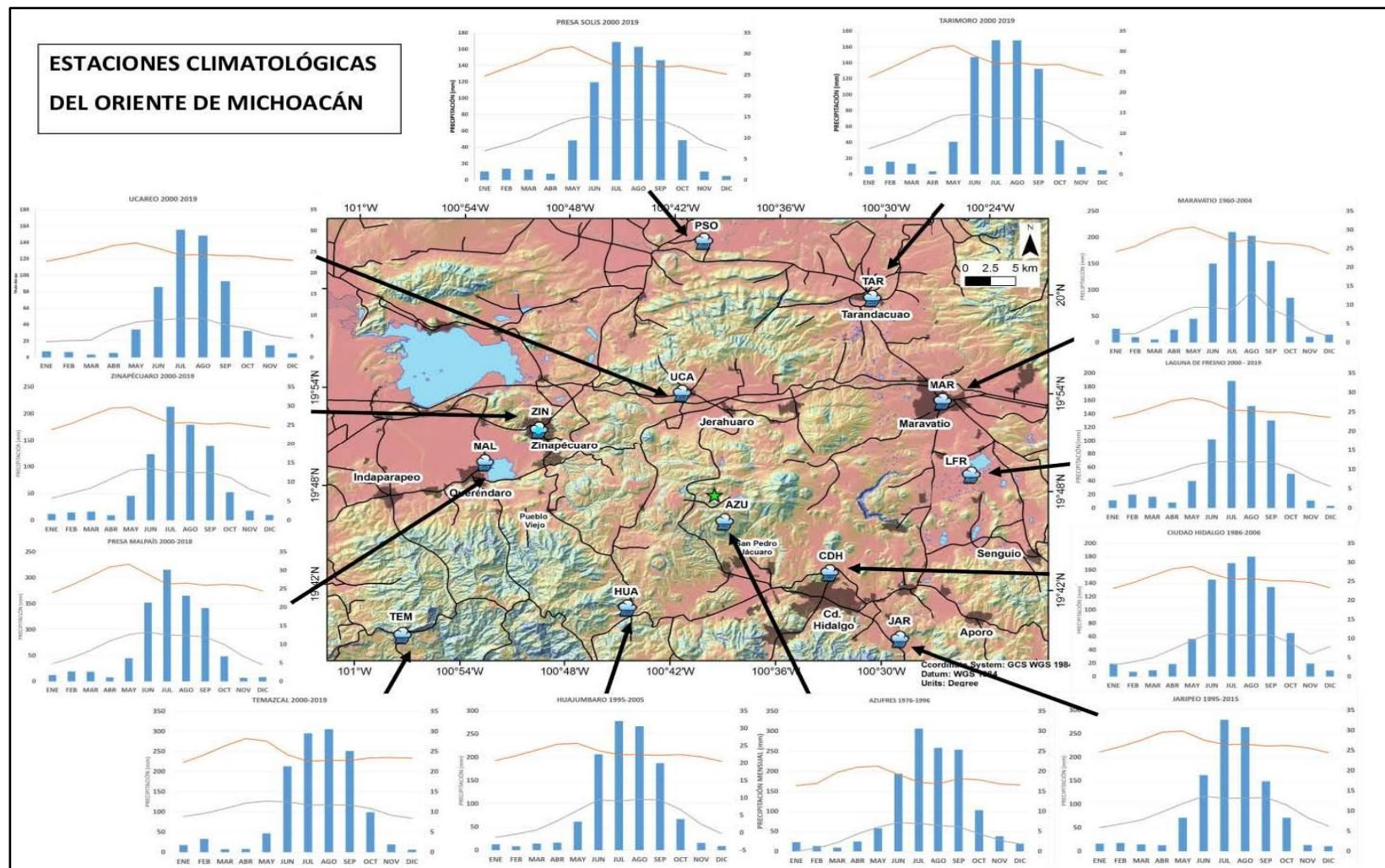


Figura 48. Estaciones meteorológicas de la ROM. La estrella color verde en el mapa refleja el centro del CGLA mientras que la simbología de nube la ubicación de las diferentes estaciones meteorológicas. Las gráficas que sobresalen para cada estación exponen los valores de precipitación para dicho intervalo de tiempo el cual se representa en las gráficas mientras que la línea roja representa la temperatura máxima registrada en cada mes, y la línea gris indica la temperatura mínima, la cual se muestra en el borde derecho en °C.

Tabla 6. Secciones norte y sur de los valores de precipitación mensual promedio (mm) de las estaciones climatológicas

Estaciones Climatológicas	No.	Sector	Intervalo temporal	Ene	Feb	Mar	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic
Estación Temazcal (TEM)	1	Sur	(2000-2019)	20	30	10	10	40	210	290	300	250	100	20	10
Estación Huajumbaro (HUA)	2	Sur	(1995-2005)	20	10	20	20	55	210	280	260	190	55	20	10
Estación Los Azufres (AZU)	3	Sur	(1976-1996)	20	10	8	20	50	190	300	250	249	100	45	20
Estación Jaripeo (JAR)	4	Sur	(1995-2015)	20	20	20	20	60	160	270	260	160	60	20	20
Estación Ciudad Hidalgo (CDH)	5	Sur	(1986-2006)	20	10	10	20	55	145	165	180	135	59	20	10
Estación Laguna de Fresno (LFR)	6	Norte	(2000-2019)	15	20	18	10	40	100	190	155	140	50	15	10
Estación Malpaís (MAL)	7	Norte	(2000-2018)	10	15	15	8	47	140	210	180	150	49	10	8
Estación Zinapécuaro (ZIN)	8	Norte	(2000-2019)	10	10	15	8	45	140	220	190	148	50	15	8
Estación Ucareo (UCA)	9	Norte	(2000-2019)	15	15	8	10	37	85	158	155	90	37	18	8
Estación Presa Solís (PSO)	10	Norte	(2000-2019)	10	15	15	10	45	120	160	158	150	45	10	8
Estación Tarimoro (TAR)	11	Norte	(2000-2019)	10	15	15	8	40	150	165	165	145	40	10	8
Estación Maravatío (MAR)	12	Norte	(1960-2004)	35	10	8	35	45	145	210	205	150	90	8	10

Durante los primeros meses del año (enero y febrero), las temperaturas máximas tienden a ser relativamente bajas ($\leq 25^\circ$), las temperaturas mínimas son de 5 a 10° , pero se identifica una tendencia ascendente en este periodo. En contraste, durante las temporadas secas (marzo, abril y mayo), se registran las temperaturas máximas más elevadas, que superan los 25°C al igual que las mínimas tienden a ser más altas ($\geq 15^\circ$). A partir de julio, se observa un descenso gradual en los valores térmicos, retornando a las temperaturas ($\leq 25^\circ\text{C}$ y 5 a 10°) observadas al inicio del año.

A pesar de que las gráficas reflejan un comportamiento similar en términos de tendencia, se presentan variaciones en los valores registrados en la estación de Los Azufres (AZU) que muestran una ligera anomalía térmica. Aunque el patrón de variación entre las temporadas secas y húmedas es comparable al de otras estaciones, las temperaturas en Los Azufres son consistentemente más bajas. En este caso, durante enero y febrero, se registran temperaturas promedio de 15°C y $<5^\circ$. Durante los meses secos (marzo, abril y mayo), las temperaturas alcanzan un máximo de 20°C y un mínimo de 8° , y posteriormente, tras el mes de julio, se estabilizan nuevamente en torno a 15°C y $<5^\circ$, similar a los valores iniciales.

7.3.5 Cálculos hidrológicos

Con base en los datos de precipitación y temperatura de las estaciones climatológicas se llevó a cabo una evaluación detallada de parámetros hidrológicos de cada pétalo de captación, incluyendo la evapotranspiración potencial (ETP), la precipitación (P) el escurrimiento (Es) y la Infiltración (I) expresados en milímetros. El detalle de cada cálculo está desarrollado en el apartado 6.6.4 de metodología. Para cada uno de estos parámetros, se elaboró un mapa específico que representa su distribución espacial en el área de estudio. Esta cartografía permite una visualización clara de las variaciones en los valores hidrológicos, facilitando el análisis y la interpretación de los datos en el contexto del comportamiento hídrico de la región.

7.3.5.1 Precipitación

La distribución de la precipitación en esta región es variable, influenciada por un paisaje diverso que contribuye a su heterogeneidad. En términos generales, la zona se clasifica en cinco rangos de precipitación de los datos de los últimos años: rango bajo (777 - 877 mm), intermedio-bajo (877 - 977 mm), intermedio (977 - 1,077 mm), intermedio-alto (1,077 - 1,177 mm) y alto (1,177 - 1,277 mm). En general, la zona presenta una predominancia de precipitaciones intermedio bajas, seguidas de precipitaciones bajas, y en menor proporción las categorías intermedio-alto y alto, siendo las precipitaciones intermedias las que menos impacto tienen en la región (Figura 49).

Las precipitaciones intermedio-altas y altas son más comunes en la sección centro-sur de la región, especialmente en la localidad de San Pedro Jácuaró y en la zona sur del CGLA. En esta área, se destacan lugares como la parte sureste de la Sierra de Mil Cumbres, Ojo de Agua de Bucio y el área norte del Complejo Pucúato.

La precipitación intermedia solo se observa de manera local en un pequeño fragmento de la Sierra de Chincua.

En la ROM principalmente se presentan áreas de precipitación intermedia-baja, las cuales rodean el bloque descrito previamente. Este rango de precipitaciones abarca los municipios de Queréndaro, Irímbo, Aporo, Zinapécuaro y gran parte de Senguio sobre la Sierra de Chincua.

Por último, en las regiones noreste y noroeste, se observa una predominancia de precipitaciones bajas, en los alrededores en Araró, Acámbaro y San Bartolomé Coro, así como entre las planicies del Lago de Cuitzeo, la presa Queréndaro y Maravatío.

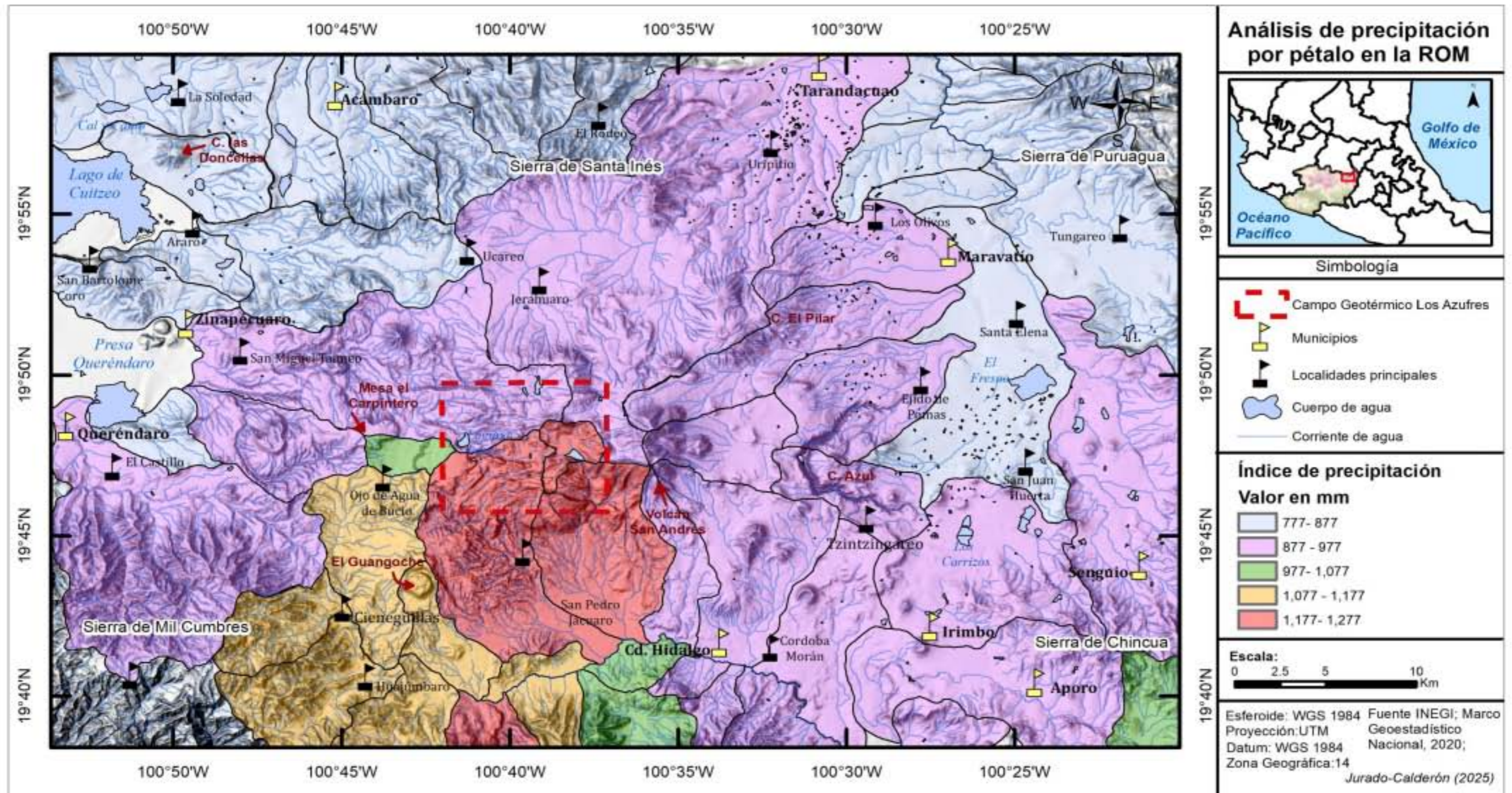


Figura 49. Rango de precipitación por pétalo. Las banderas de color negro indican la ubicación de las principales localidades, mientras que las banderas amarillas marcan los municipios y su ubicación central. La línea punteada roja delimita el área del campo geotérmico de Los Azufres, mientras que las líneas delgadas negras representan los límites de los pétalos de captación definidos en este estudio. En el recuadro se presentan los valores de precipitación por rango con valores en mm: los valores más bajos se indican en azul, los intermedios-bajos en morado, los intermedios en verde, los intermedios-altos en naranja, y los altos en color rojo.

7.3.5.2 Evapotranspiración

La evapotranspiración en la zona de estudio presenta una distribución variable y se dividió en 5 clases. Los valores más bajos se encuentran en el rango de 706 a 740 mm, seguidos por los valores intermedios bajos (741-770 mm), valores intermedios (771-800 mm), intermedios altos (800-840 mm) y altos (841-1125 mm) (Figura 50).

En términos generales, predominan los valores intermedios, mientras que los valores altos son casi nulos. El rango más alto se registra de manera aislada en el extremo sureste sobre las laderas de la Sierra de Chincua.

El rango intermedio alto se extiende como una franja N-S en la porción este de la ROM, asimismo, se observa en el límite noroeste, en la localidad de La Soledad, y en la porción centro-norte, sobre la región de El Rodeo, al norte de la Sierra de Santa Inés, la cual actúa como límite divisorio para este cambio de ETP (Figura 50).

El rango intermedio predomina entre las longitudes $100^{\circ}40'$ y $100^{\circ}25'$, llegando hasta el Valle de Juárez y Ciudad Hidalgo. Este rango se ve interrumpido y se reanuda en el lado oeste, en la Sierra de Mil Cumbres, San Bartolomé Coro y sobre el Cerro Las Doncella. A continuación, se encuentra el rango intermedio bajo, que se observa principalmente en la parte noroeste, sobre Zinapécuaro, San Miguel Taiméo y Acámbaro, así como al norte del CGLA. En menor proporción, se identifican manchas de este rango en el centro-sur y noreste.

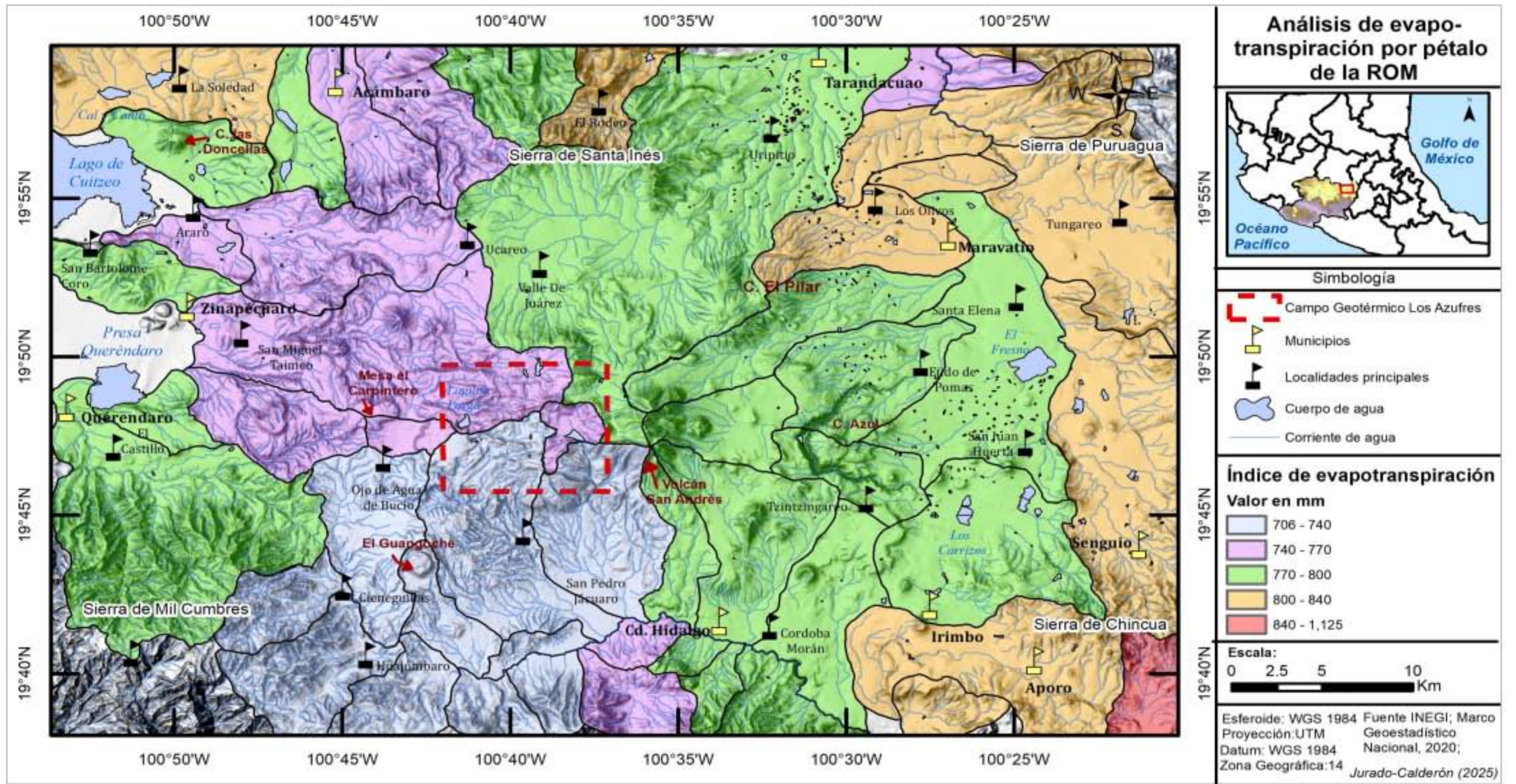


Figura 50. Rango de evapotranspiración. Las banderas de color negro indican la ubicación de las principales localidades, mientras que las banderas amarillas marcan los municipios y su ubicación central. La línea punteada roja delimita el área del campo geotérmico de Los Azufres, mientras que las líneas delgadas negras representan los límites de los pétalos de captación definidos en este estudio. En el recuadro se presentan los valores de evapotranspiración por rango con valores en mm: los valores más bajos se indican en azul, los intermedios-bajos en morado, los intermedios en verde, los intermedios-altos en naranja, y los altos en rojo..

7.3.5.3 Infiltración

Los valores de infiltración son predominantemente bajos en la ROM (<130 mm) y se presentan principalmente en las regiones altas y en particular en el CGLA. (Figura 51). La infiltración es casi nula en los alrededores de los poblados La Soledad y Acámbaro, así como al oeste de la Sierra de Puruagua, y se vuelven a observar en un segmento casi nulo de la Sierra de Chincua.

Los valores intermedios se dispersan al oeste del CGLA, extendiéndose hasta la presa Queréndaro, al norte de la Sierra de Mil Cumbres, y al este, sobre el Complejo Pucuató, así como al sur y este de San Andrés. Por otro lado, los valores intermedio-altos predominan fuertemente en el sur de la Sierra de Mil Cumbres (SMC), en El Guangoche y en la parte central del Complejo Pucuató. Finalmente, los valores altos de infiltración se sitúan en el CGLA, sobre San Pedro Jácuaro y en la parte oeste del Complejo Pucuató.

7.3.5.4 Escurrimiento

En términos generales, la zona de estudio presenta una variabilidad en los rangos de escorrentía; sin embargo, la distribución es relativamente equitativa, ya que el volumen de los polígonos en cada rango es similar. A diferencia de los mapas anteriores, los polígonos que representan un mismo rango están muy dispersos entre sí.

Los valores se expresan en rangos de milímetros (Figura 52). El rango bajo se sitúa entre 1.62 y 15 mm, representado en color azul claro, mientras que el rango intermedio bajo abarca de 16 a 30 mm, indicado en color morado. El rango intermedio se extiende de 31 a 45 mm, resaltado en tono verde; el rango intermedio alto va de 46.

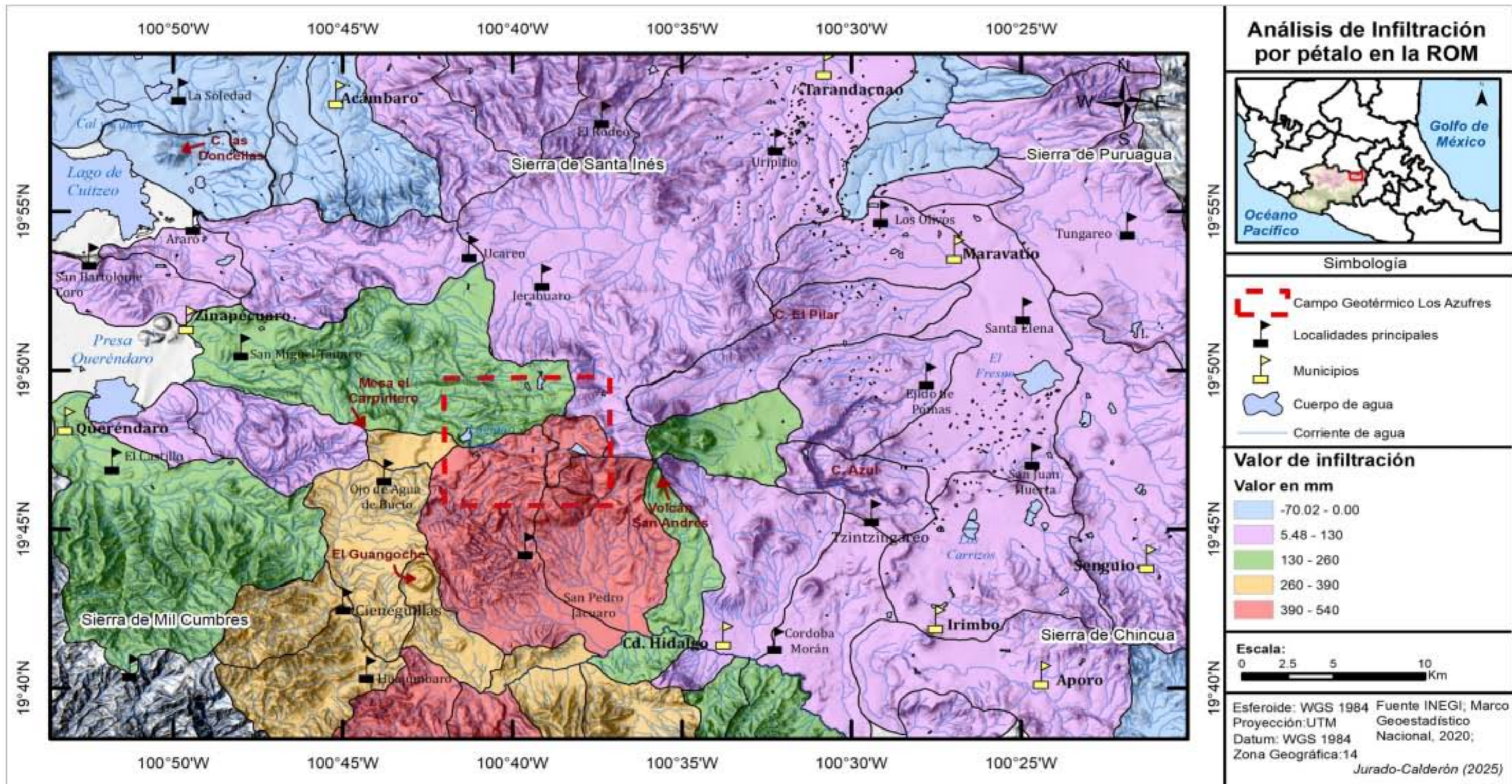


Figura 51. Rango de Infiltración. Las banderas de color negro indican la ubicación de las principales localidades, mientras que las banderas amarillas marcan los municipios y su ubicación central. La línea punteada roja delimita el área del Campo Geotérmico de Los Azufres, mientras que las líneas delgadas negras representan los límites de los pétalos de captación definidos en este estudio. En el recuadro se presentan los valores de Infiltración por rango con valores en mm: los valores más bajos se indican en azul, los intermedios-bajos en morado, los intermedios en verde, los intermedios-altos en naranja, y los altos en rojo.

a 55 mm, en color naranja; y el rango alto abarca de 56 a 111 mm, representado en color rojo (Figura 52). Predomina una distribución de escorrentía baja, principalmente en las regiones este, norte y oeste. A continuación, se encuentra la escorrentía intermedia baja, que presenta una distribución similar a la de los rangos intermedios, aunque con una mayor predominancia en la mesa al este de San Andrés, posteriormente se vuelve a observar sobre Aporo, al norte del CGLA y en el noroeste, cerca de Acámbaro y del Cerro Las Doncellas. Por otro lado, el rango intermedio de los valores de escorrentía muestra una notable presencia en el norte, en el altiplano de Valle de Juárez, aunque su distribución es menor en Ojo de Agua de Bucio, en una parte de la Sierra de Mil Cumbres y en algunos segmentos del Complejo Pucúato. Finalmente, los rangos intermedio-alto y alto de escorrentía presentan una distribución similar en cuanto a cantidad. El rango intermedio alto predomina en el sureste del CGLA, en Huajúmbaro, y en un segmento del Complejo Pucúato, así como al este en Córdoba Morán y al norte en Ucareo. El rango alto, por su parte, se concentra en el sureste del CGLA, al este de San Pedro Jácuaro.

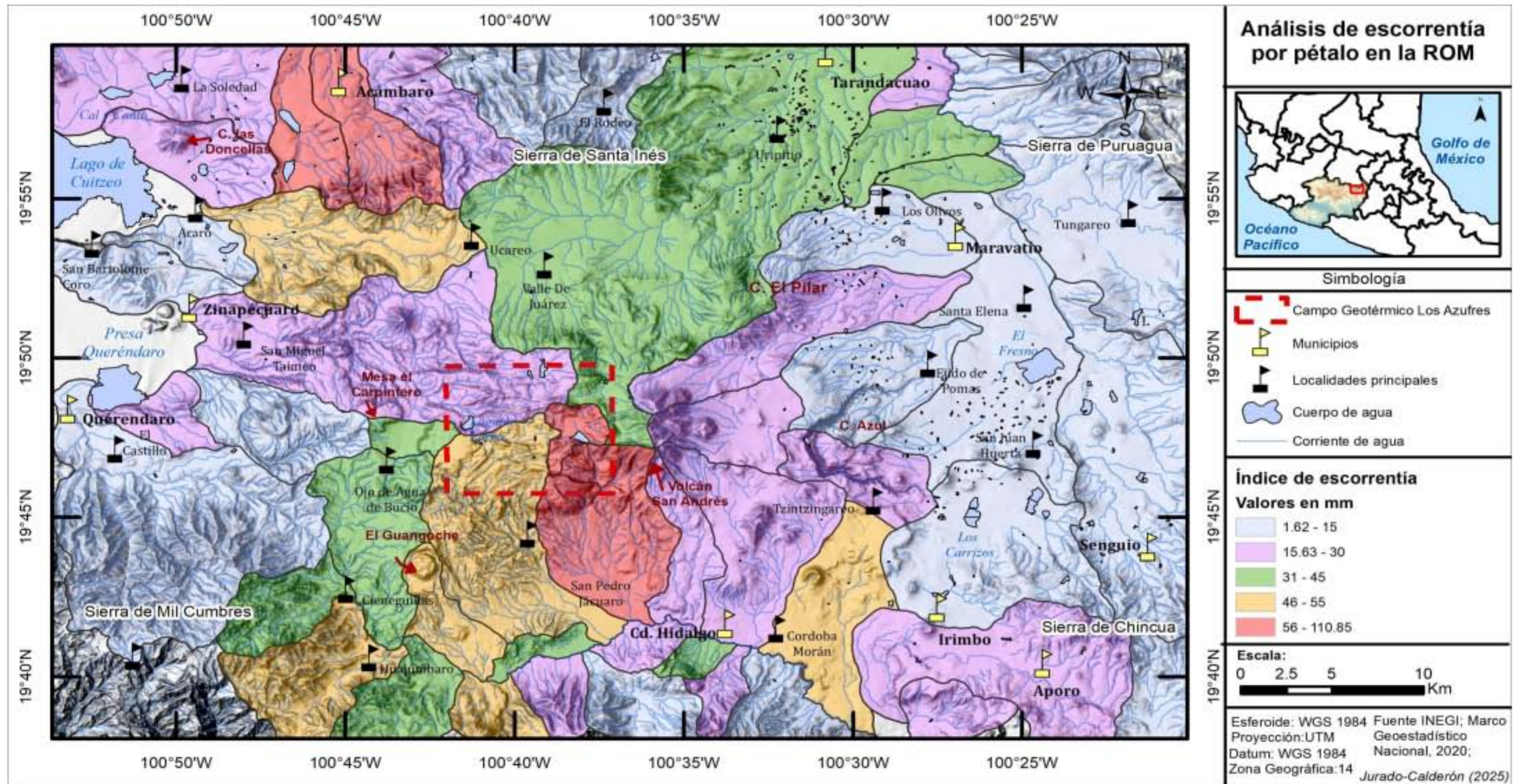


Figura 52. Rango de escorrentía. Las banderas de color negro indican la ubicación de las principales localidades, mientras que las banderas amarillas marcan los municipios y su ubicación central. La línea punteada roja delimita el área del Campo Geotérmico de Los Azufres, mientras que las líneas delgadas negras representan los límites de los pétalos de captación definidos en este estudio. En el recuadro se presentan los valores de escorrentía por rango con valores en mm: los valores más bajos se indican en azul, los intermedios-bajos en morado, los intermedios en verde, los intermedios-altos en naranja, y los altos en rojo.

CAPÍTULO 8

DISCUSIÓN

8.1 Cartografía geológica y principales eventos volcánicos en relación con la morfoestructura

La geología de la ROM está predominantemente compuesta por productos volcánicos dacítico-riolítico, aunque también presenta depósitos asociados al vulcanismo basáltico-andesítico, cuya expresión es menor en comparación con las principales unidades. Además, se identifican depósitos relacionados con flujos piroclásticos, avalanchas y secuencias fluvio-lacustres.

Las unidades geológicas descritas reflejan una diversidad de productos que convergen en la ROM, representando una variabilidad temporal que indica diferentes etapas de evolución magmática. Esta evolución no solo se manifiesta a través de la composición de los productos, sino también mediante el fallamiento y fracturamiento que determinan la orientación preferencial de las estructuras. Estas se evidencian en alineaciones y elongaciones sobre las estructuras tectónicas y en los diversos sistemas de fallas, lo que resulta en una morfometría variada. La morfodinámica también juega un papel crucial al modificar la representación topográfica.

Las características morfométricas, morfológicas y geológicas que delimitan los dominios morfoestructurales reflejan el último episodio del ciclo evolutivo del magma y marcan el inicio de nuevos procesos. Por ejemplo, los dominios de la Sierra de Chincua, Mil Cumbres, Santa Inés, Pucato y Puruagua representan la unidad magmática andesítica, que alberga sistemas caldéricos formados durante el Mioceno.

Estas unidades morfoestructurales evidencian una evolución espacio-temporal miocénica con grandes estructuras que se extienden varios kilómetros dentro de la ROM (< 20 km).

Las sucesiones volcánicas de composición intermedia a félsica se extienden hasta el Plioceno en unidades como las andesitas Tarimoro, las ignimbritas Senguio y el domo El Fraile (Resendiz-Zarco 2024; Rangel 2013). Durante este pulso magmático, también se reportan los primeros emplazamientos de productos basáltico-andesíticos, tales como el dominio del Volcán Escudo El Pilar, donde se superponen tres volcanes escudo. La Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo incluye *spatters* ubicados al noroeste cerca de Araró, extendiéndose en dirección NNO-SSE.

Por su parte, en el dominio del CGLA, se observa un cierto predominio de productos félsicos al sur (<19°49'N), mientras que al norte (>19°49'N), coexisten secuencias bimodales y son predominantes las secuencias andesítico-basálticas.

El cambio composicional donde predomina la composición máfica se manifiesta gradualmente durante el Pleistoceno en dominios como los conos volcánicos de Queréndaro, los conos Senguio-Tzintzingareo y los conos volcánicos Cerro Prieto.

Finalmente, el último estadio magmático de la ROM se sitúa en una franja NNO-SSE que aflora de Zinapécuaro a San Pedro Jácuaró, donde solo se refleja magmatismo félsico representado por la unidad domo El Guangoche, compuesto por avalanchas, escombros, flujos piroclásticos y riolitas y dacitas. Así, los dominios morfoestructurales determinan el límite relacionado con el emplazamiento de una serie de sucesiones volcánicas de diferentes composiciones y morfologías volcánicas en tiempo y espacio que se refleja con una variación y renovación paisajística significativa en la evolución espacio-temporal de la ROM.

8.2. Relación morfoestructural y vulcano tectónica de la Región Oriente de Michoacán.

La interacción de diversos procesos tectónicos, que abarcan diferentes épocas geológicas, tales como la evolución mesozoica del Terreno Guerrero, la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Transmexicano han definido los diversos dominios morfoestructurales en la región.

La ROM se caracteriza por la presencia de diferentes eventos de deformación, principalmente en régimen frágil con la formación de varias familias de fallas normales las cuales dislocan ubicuamente en toda la región. En el área de estudio se identifican dos sistemas de fallas principales: el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA).

El SFMA está compuesto por aproximadamente un centenar de fallas normales laterales izquierdas activas que se extienden en direcciones E-O y NE-SO, distribuidas a lo largo de 200 km entre las ciudades de Morelia y Acambay (Suter *et al.*, 1992, 1995, 2001; Garduño *et al.*, 2009; Mendoza-Ponce *et al.*, 2018; Ortuño *et al.*, 2019). En la ROM, las estructuras asociadas al SFMA se expresan principalmente al norte de la latitud 19°45'N a lo largo de fallas normales con longitudes de 3 a 20 km y con escarpes profundos (~200 m) (Figura 53).

Entre la latitud 19°45'N a 19°50'N las fallas E-O son muy abundantes, especialmente en el dominio CGLA (Figura 39,53), donde se presentan fallas prominentes como Agua Fría y Marítaro (Aray, *et al.* 2021). Estas fallas poseen longitudes entre 11 y 9 km que dislocan intensamente el CGLA. Sobre la falla Marítaro se observa el alineamiento de tres volcanes tipo escudo superpuestos y fracturados.

Un claro ejemplo de las relaciones morfoestructurales y vulcano tectónicas del SFMA se observa, con el lineamiento de Queréndaro (Gómez Vasconcelos *et al.*, 2015) con una longitud de 12 km, y el cual alberga más de 10 conos cineríticos y spatters.

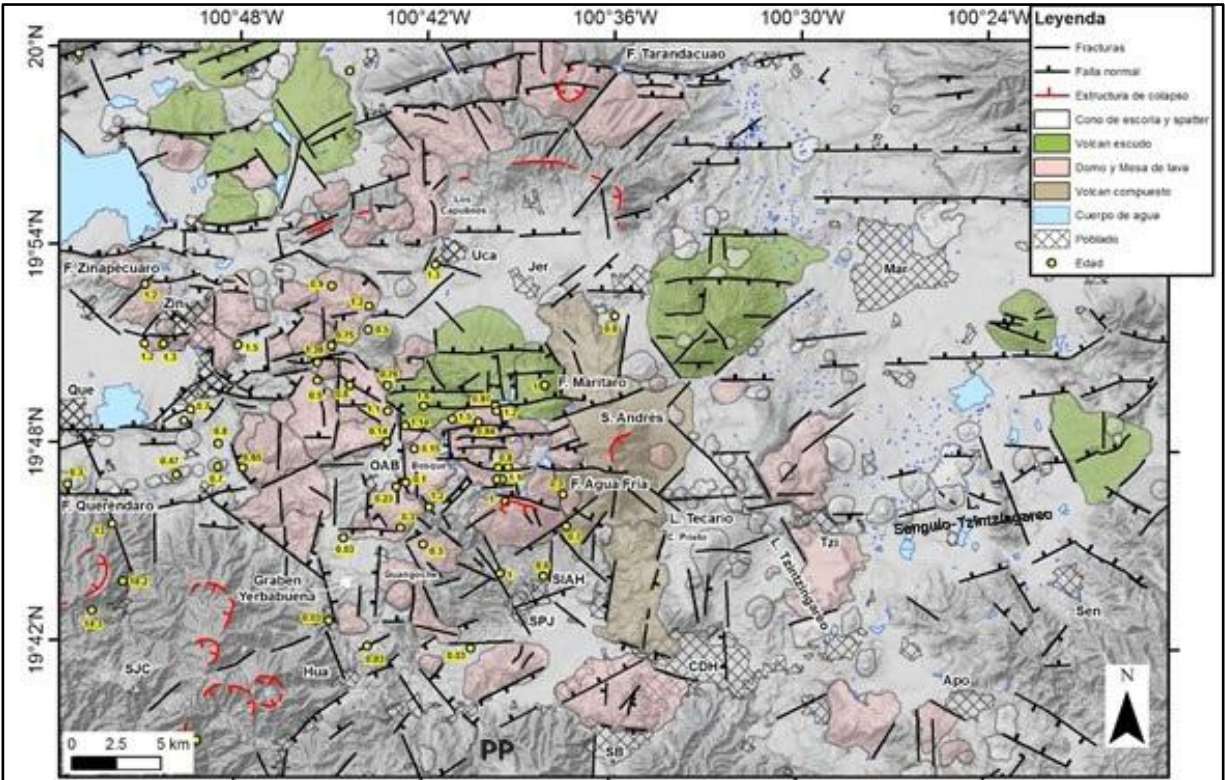


Figura 53. Relación morfoestructural y volcanotectónica de la ROM. Abreviaturas: MAR: Maravatío, URI: Uripitio, TUN: Tungareo, TZIN: Tzintzingareo, SEN: Senguio, APO: Aporo, CD.H.: Ciudad Hidalgo, S.P.J.: San Pedro Jácuaró, P.P: Puerto Pucuaró, HUA: Huajúbaro, CIE: Cieneguillas, S.J.C.: San José de la Cumbre, O.A.B.:Ojo de Agua de Bucio, QUE: Queréndaro, ZIN: Zinapécuaro, ARA: Araró, UCA: Ucareo, E.R.: El Rodeo, V. J.: Valle de Juárez.

Este lineamiento está obliterado por el vulcanismo félsico del dominio Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua. Sin embargo, la falla Agua Fría sugiere la continuidad hacia el este del lineamiento de Queréndaro y la cual disloca al volcán compuesto de San Andrés. La estructura se continúa hacia el este a través del lineamiento Tecario (Figura 53) y concluye hacia el este mediante el lineamiento de conos Senguio-Tzintzingareo entre Tzintzingareo y el volcán escudo Tecamate (Figura 53). Si se considera este lineamiento como una misma estructura volcanotectónica E-O (con estructuras de relevo ONO-ESE), alcanza una longitud de 58 km, similar en magnitud a las prominentes fallas de Valle de Bravo o Pastores (Ortuño *et al.*, 2019). Esta franja de deformación ha sido crucial para el emplazamiento de edificios volcánicos durante el Cuaternario (1.5 Ma a 0.3 Ma) (Gómez Vazconcelos *et al.*, 2015, 2020; Arce

et al., 2021). A su vez durante el Mioceno se emplaza la Sierra de Santa Inés (14.5 Ma) (Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012) con una tendencia de orientación E-O.

Por otro lado, las fallas E-O también condicionaron la configuración de las (paleo)cuenas lacustres como el lago de Cuitzeo, la presa Queréndaro y la planicie de Maravatío (Garduño Monroy *et al.*, 2009) así como la falla E-O presente en el dominio Altiplano Valle de Juárez

Por su parte, el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende forma parte del límite este de la ROM ($<100^{\circ}29'$) (Alaniz Álvarez *et al.*, 2002). A este sistema de fallas se le atribuye una actividad que se remonta al Mioceno (Demant, 1978), formando un conjunto de sierras durante su actividad como la Sierra de Anganguero (18-24 Ma) (Hernández, *et al.*, 2016) con orientación NNO-SSE. A pesar de que se ha descrito que el SFMA no es eficiente para la reactivación del SFTSM, se han reflejado estructuras presentes con orientación NNO-SSE posteriores al Mioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). En la ROM se reflejan estructuras pliocénicas como la Sierra del Fraile (5.45-4.30 Ma) (Ferrari *et al.*, 1990), lo cual sugiere una reactivación como estructuras conjugadas del SFMA (Alaniz Álvarez *et al.* 2002).

Las relaciones morfoestructurales y vulcanotectónicas asociadas al SFTSMA también se pueden observar en la ROM durante el Pleistoceno en al menos cuatro escenarios morfoestructurales: i) la porción occidente se constituye por un conjunto de domos y mesas alineados NNO-SSE, desde Zinapécuaro, hasta el soroeste de San Pedro Jácuar (~25 km), este agrupamiento constituye el dominio Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua. Mediante el análisis morfoestructural se sugiere que los domos y productos piroclásticos rellenaron un paleograbén formado por fallas NNO-SSE aquí definido como La Yerbabuena (Figura 53); ii) la geoforma elongada N-S del volcán San Andrés; iii) entre Tzintzingareo y el volcán San Andrés se presenta un alineamiento NNO-SSE de conos de escoria, spatters y un domo denominado como el lineamiento Tzintzingareo (Figura 53). Este lineamiento se extiende 12 km y se compone por 13 volcanes iv) por último, de manera particular se observa la influencia

de las estructuras N-S, en la elongación del domo Los Capulines sobre la Sierra de Santa Inés y en el cono de escoria Cerro Prieto al noreste de Cd. Hidalgo.

La Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua tiene un registro geocronológico que permite identificar al menos dos periodos eruptivos félsicos condicionados por estructuras NNO-SSE: i) un conjunto de domos al sureste de Zinapécuaro, entre los cuales está el domo al SE de Clavellinas (1.534 Ma), la Mesa Grande (1.22 Ma) y el Cerro Monterrey (0.66 Ma) (Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994; Gómez Vasconcelos *et al.*, 2020); ii) las estructuras más jóvenes se agrupan al sur de la localidad Ojo de Agua de Bucio e incluyen los domos El Rosario (0.30–0.23 Ma), El Carpintero (0.14 Ma) y El Bosque (0.15–0.10 Ma) (Dobson y Mahood, 1985; Macías *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2012), así como el domo El Guangoche y sus productos piroclásticos (0.0267–0.0306 Ma) (Pradal y Robin, 1994; Arce *et al.*, 2012; Rangel, 2013).

En síntesis y de manera general, este análisis morfoestructural y vulcanotectónico revela que las edades más antiguas se localizan al NO, mientras que las más jóvenes se encuentran al SE, sugiriendo una evolución vulcanoestructural que ha sido influenciada por una tendencia de NNO a SSE.

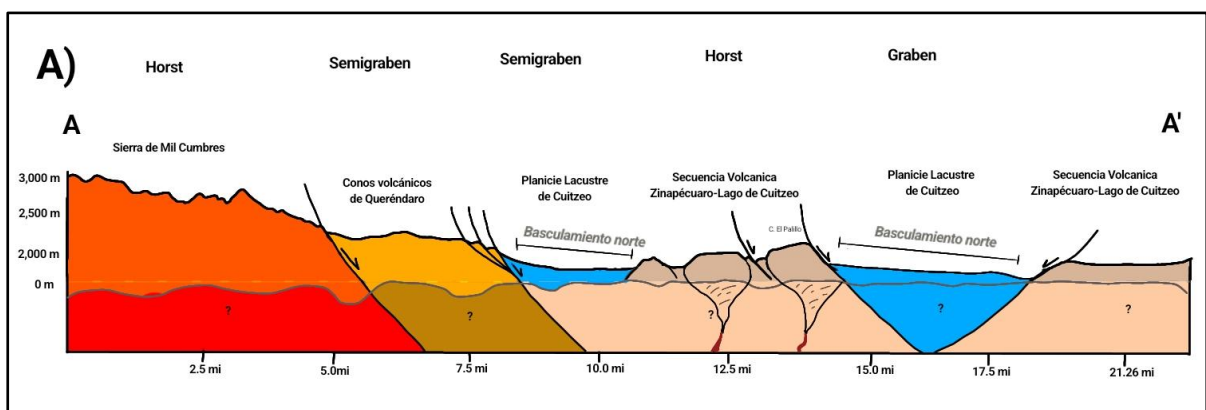
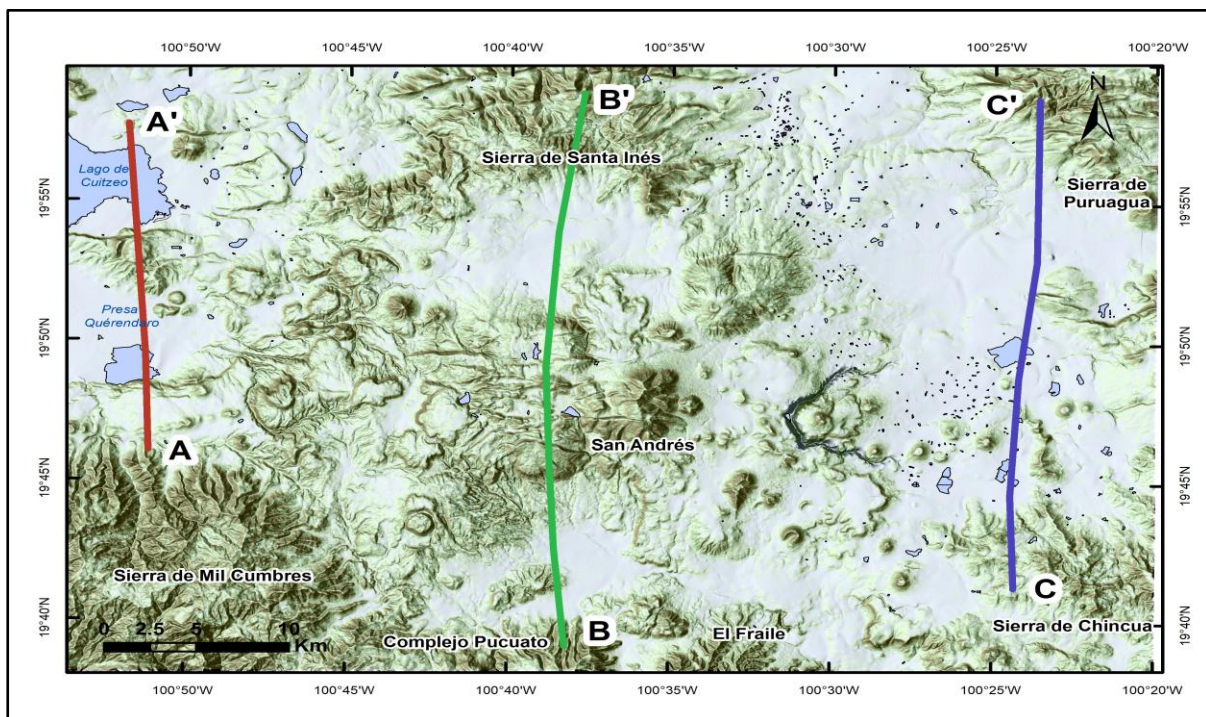
Es oportuno señalar que para la familia de fallas con orientación NE-SO se tienen pocas estructuras visibles, por lo que se considera que pueden ser estructuras conjugadas de alto ángulo (R') del SFMA. En la ROM, estas estructuras se expresan principalmente al sur, donde forman el graben de San Pedro Jácuaró y el fallamiento que limita el norte de la sierra de Chincua.

Es posible que las fallas NE-SO se extiendan desde las fallas que atraviesan el centro del Complejo Pucuato hasta el norte de la sierra de Chincua (~34.8 km), pero que el escarpe haya sido ocultado por productos volcánicos recientes.

Hacia el este de la Sierra de Santa Inés, se observa una estructura NE-SO de 15 km de longitud marcando el límite entre el dominio sierra de Santa Inés con el dominio conos cerro Prieto que alberga el spatter cerrito Blanco.

Los lineamientos volcánicos asociados a esta familia de fallas son escasos; solo se observa una estructura geológica significativa de edad miocénica, la porción del Complejo Garnica que pertenece a la Sierra de Mil Cumbres (Robles Pereznegrón, 2023) (18.3 - 17.6 Ma) (Gómez Vasconcelos *et al.*, 2015).

Sin embargo, el impacto de los sistemas de fallamiento en la ROM ha dado lugar a que esta región se configure en superficie por la expresión de horsts, grabenes y semigraben en la ROM (Ver perfiles de la Figura 54).



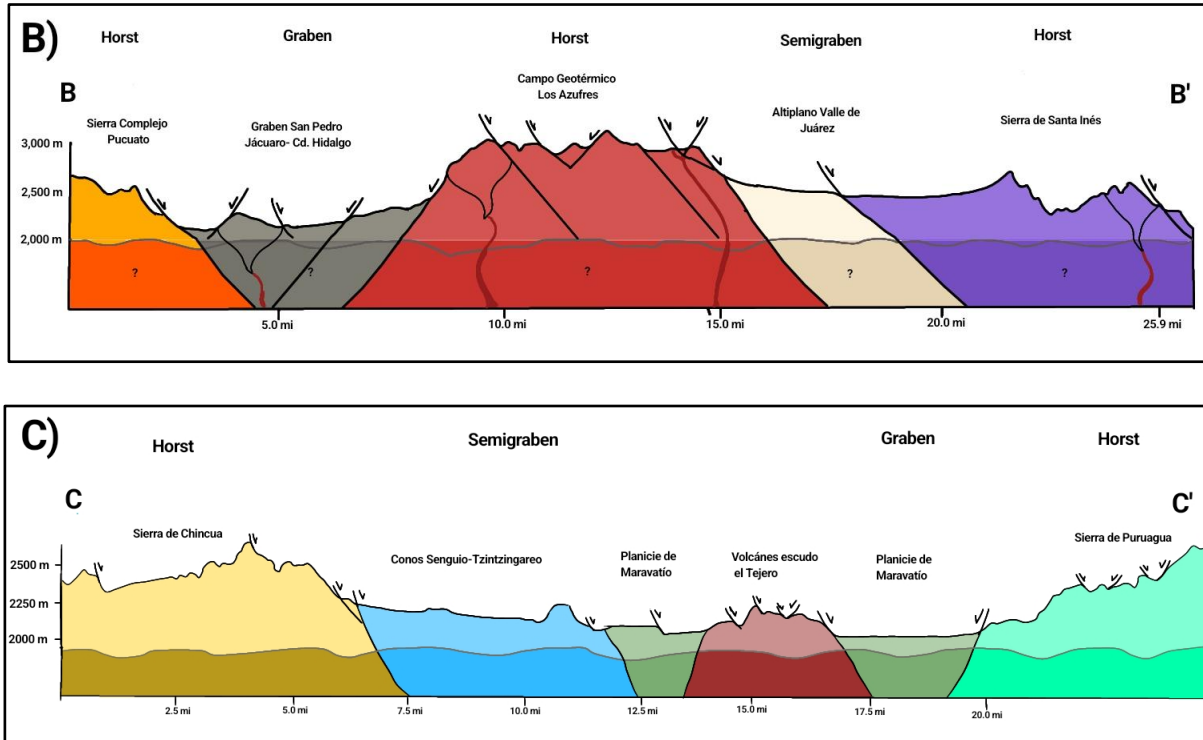


Figura 54. Perfiles de los dominios morfoestructurales. a) Perfil de la sección oeste de la ROM, b) Perfil de la zona central de la ROM. c) Perfil de la zona este de la ROM. La distancia horizontal se ve representada en millas.

Finalmente, las fallas NNO-SSE pueden interpretarse como una reactivación reciente debido a su edad y a los lineamientos volcánicos asociados que generan pequeños volcanes o alargadas mesas y domos (p.ej. domos como el Guangoche y mesas como el Bosque, el Bosquesillo, el Carpintero, Monterrey y Mesa Grande) que representan un impacto significativo en esta época geológica con un comportamiento diferente de estructuras volcánicas en comparación con las grandes sierras de los lineamientos de las familias del Mioceno NO-SE y NE-SO. Esto nos ayuda a comprender cómo las grandes estructuras tectónicas influyen directamente en la formación de volcanes y en los productos asociados a las distintas épocas geológicas. Estas estructuras de fallamiento no solo condicionan el desplazamiento del terreno, sino que también moldean el paisaje desarrollado, resultando en una variación significativa del entorno geográfico a lo largo del tiempo, definiendo la morfoestructura.

Un ejemplo de esta dinámica se observa en los límites de los dominios geológicos, que no solo se definen por cambios geomorfológicos, sino también por la interrupción y corte de las estructuras tectónicas. En algunos casos, estas estructuras pueden dar lugar a bloques separados que, aunque parecen independientes, están intrínsecamente relacionados a través de procesos tectónicos y volcánicos.

8.3 Relación espacial y geológica de los parámetros hidrológicos

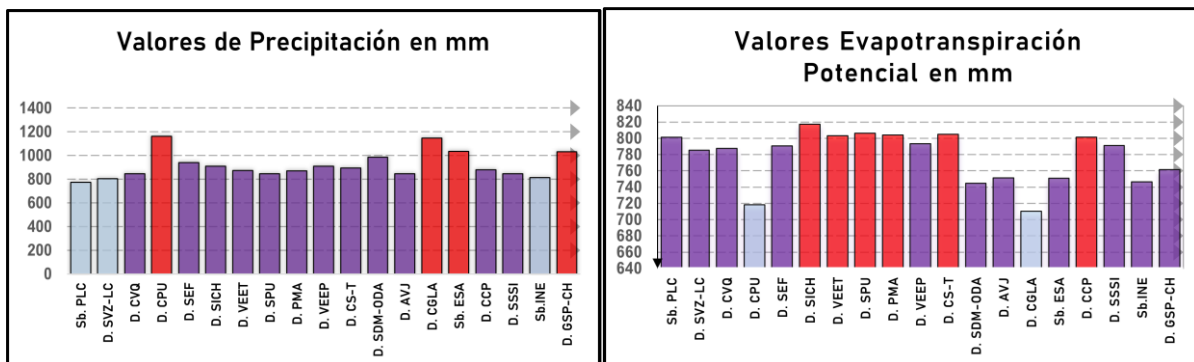
El paisaje de la ROM y su dinámica hídrica se manifiestan en importantes sierras, como la de Mil Cumbres, Puruagua, Chincua, Sierra de Santa Inés, el Complejo Pucato y el Fraile que se distribuyen alrededor de la ROM. En el centro, se destaca el alto estructural que corresponde a la sierra de Los Azufres que incluye el CGLA, y a la sierra de San Andrés. Entre los límites de estas sierras se desarrollan amplias planicies, como los grábenes de Cuitzeo, Maravatío, San Pedro Jácuaró-Cd. Hidalgo y La Yerbabuena, este último rellenado por el lineamiento de domos y mesas Ojo de Agua (Figura 53). Esta configuración vulcano tectónica ha dado lugar a una región caracterizada por la configuración de grábenes y horsts, los cuales desde el punto de vista hidrológico representan zonas de (micro) cuencas y, por ende, parteaguas.

En la figura 54 se muestran histogramas con la síntesis de los valores de los cuatro parámetros principales: precipitación, evapotranspiración, infiltración y escorrentía; mientras que en la Figura 55 se han proyectado bajo forma de traslape con la finalidad de mostrar la distribución de los mismos parámetros de agua y su relación con las estructuras volcánicas y tectónicas. Es importante tener en cuenta que los valores obtenidos de ETP, infiltración y escorrentía están estrechamente relacionados con la precipitación, ya que este es uno de los principales parámetros de entrada al momento de modelar la disponibilidad hídrica. Sin embargo, existen otros parámetros asociados a la variación de los procesos del ciclo hidrológico:

1. La precipitación está condicionada por dos procesos meteorológicos fundamentales: la convección y el efecto orográfico. La convección se asocia a áreas planas donde el aire caliente asciende, se enfría y forma nubes (Glickman, 2000). Por otro lado, el efecto orográfico ocurre cuando los vientos húmedos son forzados a ascender por montañas, lo que provoca lluvias al barlovento (Barry & Chorley, 2009).
2. La latitud influye significativamente en el clima regional al determinar la cantidad de radiación solar que recibe una región, sin embargo, se pueden presentar variaciones de acuerdo con el gradiente térmico (García, J. 2012)
3. El tipo de vegetación afecta al clima a través de tres mecanismos principales: el albedo superficial, la pérdida de calor latente, y la ubicación dentro del relieve en superficie (Ligia de la Parra).

En la zona de estudio, convergen diversas formas de paisaje que presentan variaciones significativas entre sierras y planicies, lo que condiciona el relieve y, a su vez, genera variaciones meteorológicas notables.

El promedio de precipitación por dominio presenta un valor máximo de aproximadamente 1,189 mm y un valor mínimo de 777 mm. Las zonas con mayor precipitación se localizan en las sierras altas, donde los valores intermedios oscilan entre 800 y 1,000 mm (Figuras 55 y 56).



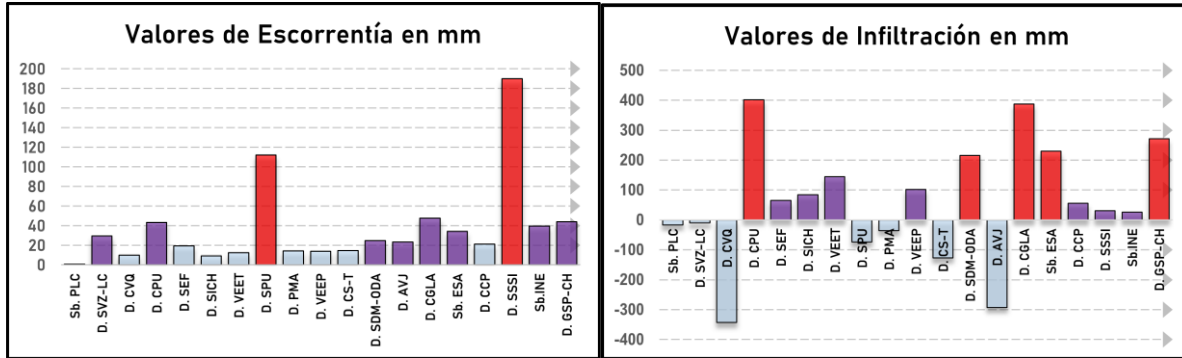


Figura 55. Representación de los valores de Evapotranspiración Potencial (ETP), Precipitación (P), Infiltración (In) y Escorrentía (Es). Los valores bajos se representan en color azul, reflejando índices bajos según el rango alcanzado en cada factor. Los colores morados indican valores intermedios, mientras que el rojo representa valores altos. Sb. PLC = Subdominio Planicie Lacustre de Cuitzeo; D. SVZ-LC= Dominio Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo; D. CVQ= Dominio Conos Volcánicos de Queréndaro; D. CPU= Dominio Complejo Pucuat, D. SEF= Dominio Sierra el Fraile; D. SICH= Dominio Sierra de Chincua, D. VEET= Dominio Volcanes Escudo el Tejero, D. SPU: Dominio Sierra de Puruagua, D. PMA= Dominio Planicie de Maravatío, D. VEEP: Dominio Volcanes Escudo el Pilar, D. CS-T= Dominio Conos Senguio-Tzintzingareo, D. SDM-ODA= Dominio Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua, D. AVJ= Dominio Altiplano Valle de Juárez, D. CGLA= Dominio Campo Geotérmico Los Azufres, Sb. ESA= Subdominio, Volcán Compuesto San Andrés D. CCP= Dominio Conos Cerro Prieto, D. SSSI: Dominio Sierra Semicircular de Santa Inés, Sb.INE= Subdominio Inés, D. GSP-CH= Dominio Grábenes San Pedro Jácuaró-Cd. Hidalgo.

Geográficamente los valores de precipitación máxima se presentan en la parte centro sur de la ROM ($19^{\circ}50'$ y $100^{\circ}49'-100^{\circ}36'$), esto se debe a que los dominios Volcán Compuesto de San Andrés, CGLA, Sierra de Mil Cumbres, Secuencia Volcánica de Domos y Mesas Ojo Agua, Complejo Pucuat, y el Fraile actúan como barrera orográfica, dando lugar a una zona de barlovento donde el aire húmedo asciende y precipita.

A pesar de que el dominio Graben San Pedro Jácuaró-Cd. Hidalgo es una zona baja, se considera como un valle intermontano afectado por la zona de barlovento y, por lo tanto, también presenta valores altos de precipitación.

A pesar de que existen más sierras en la ROM (p.ej. Santa Inés, Puruagua, Chincua), tienen precipitación intermedia ya que no representan un barlovento tan bien desarrollado como el que forman la barrera orográfica descrita anteriormente.

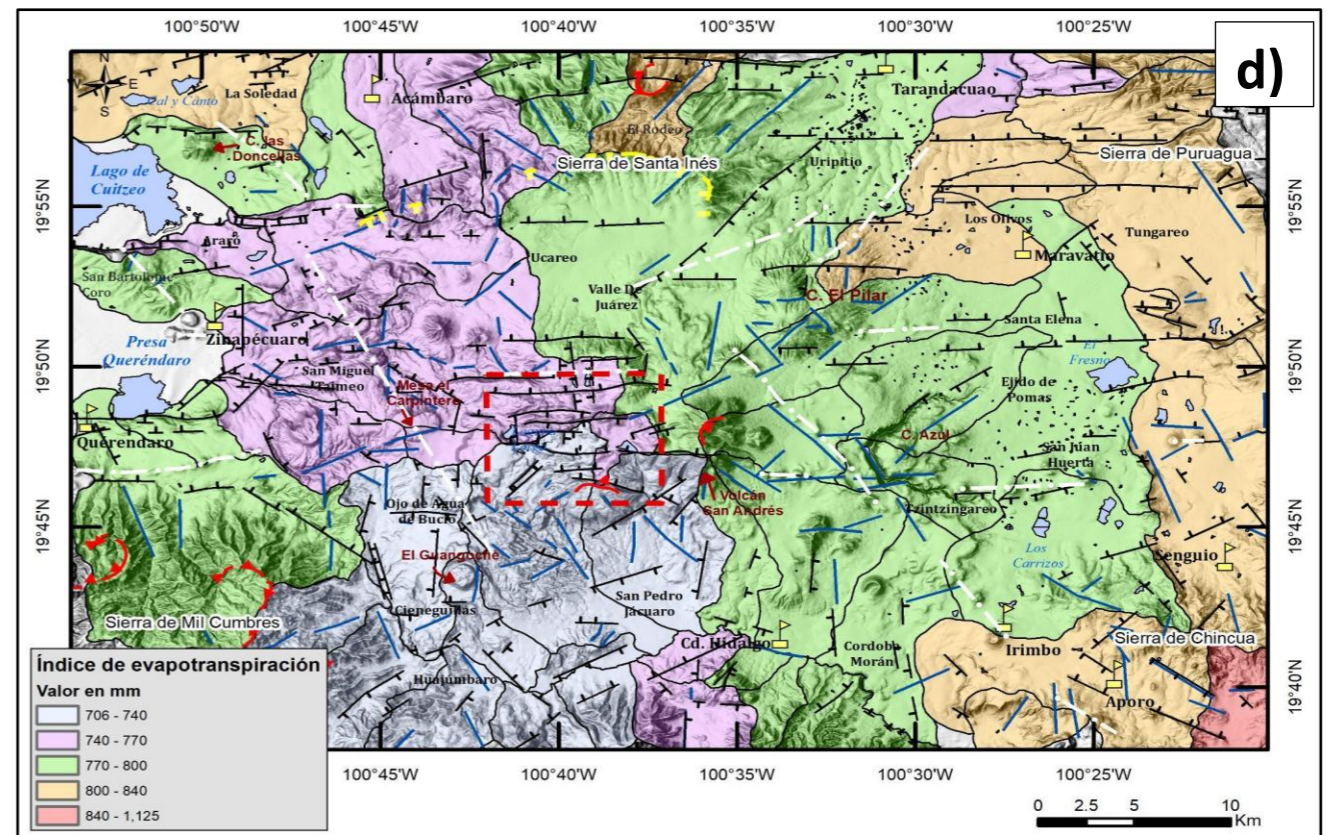
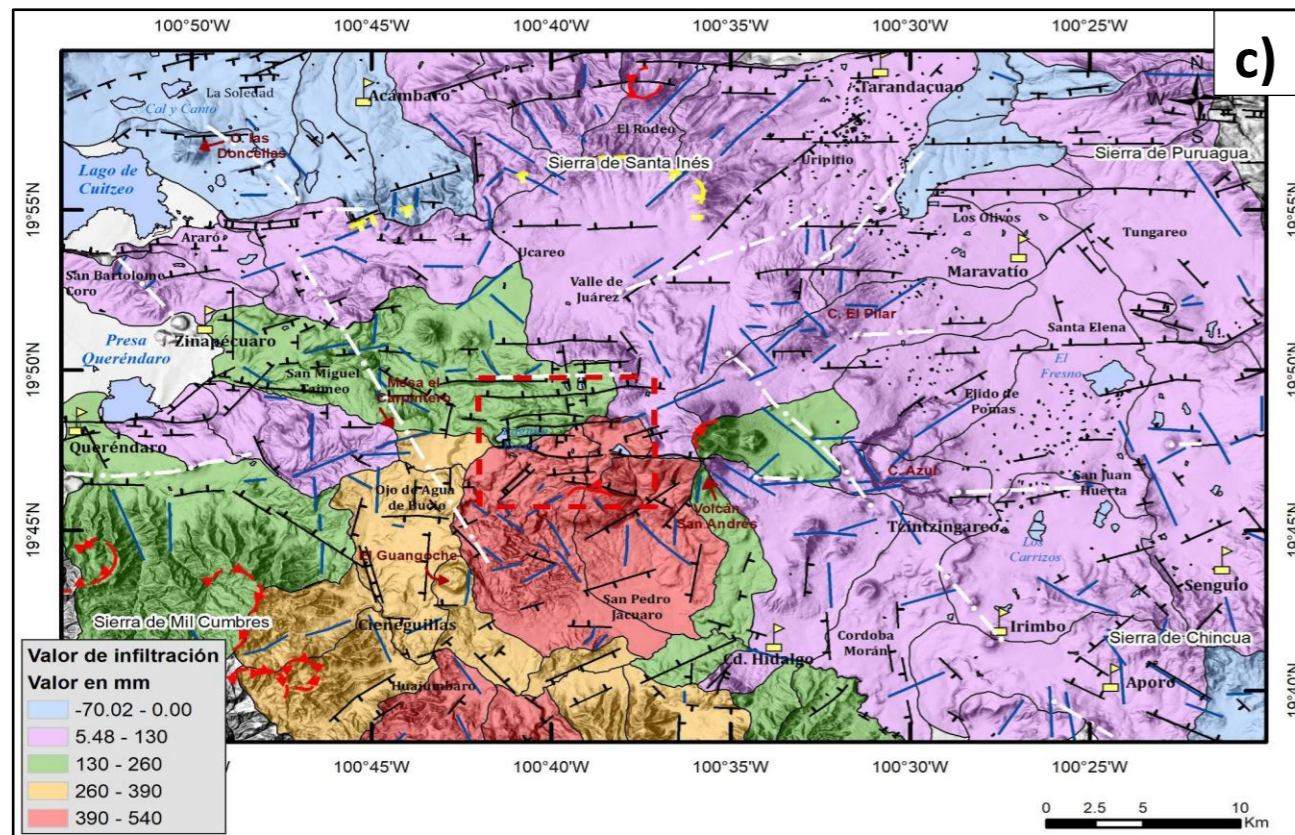
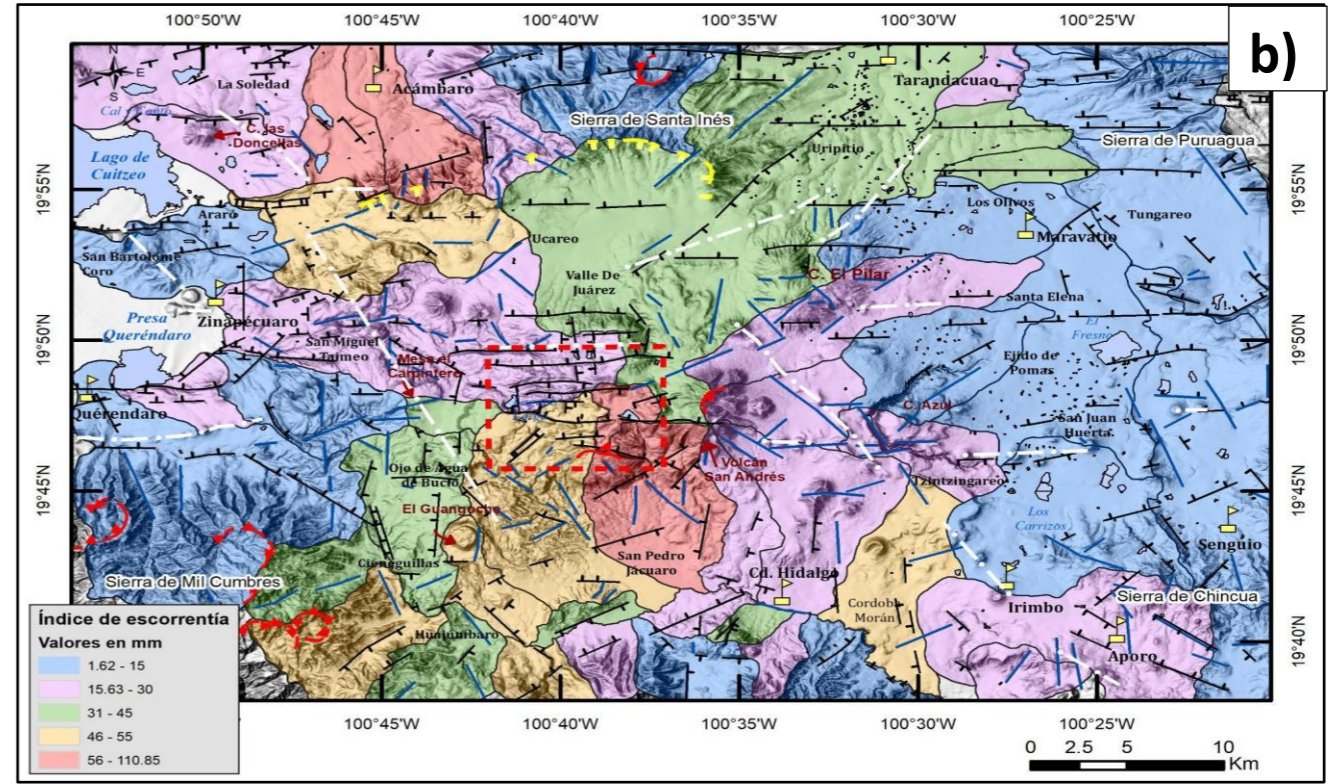
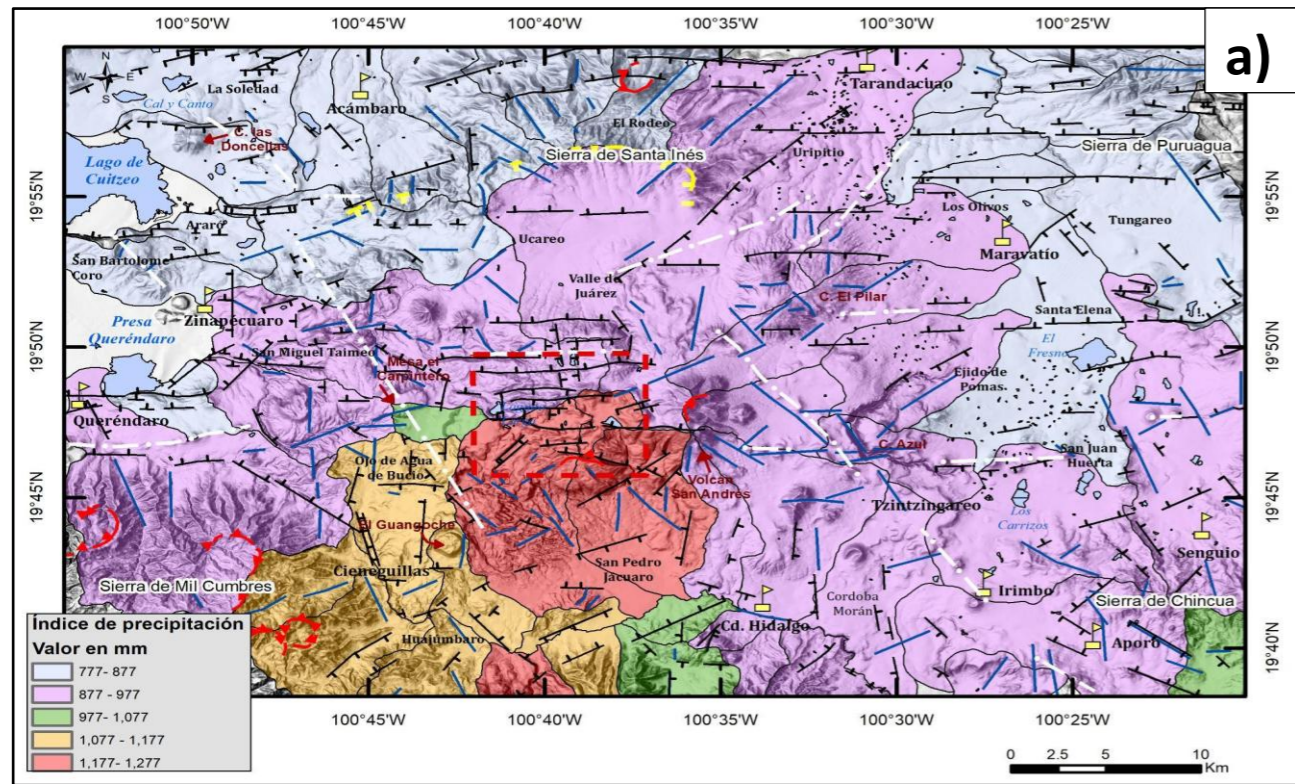


Figura 56. Parámetros Hidrológicos vs estructuras de fallamiento. Las banderas amarillas en la figura representan los municipios. Las localidades principales están indicadas con letras en negritas. La línea roja punteada simboliza el CGLA. Los lagos se identifican con letras en azul, mientras que las fallas normales están representadas por líneas de color negro y el fracturamiento por líneas de color azul. Las líneas blancas punteadas indican los lineamientos volcánicos, y la línea amarilla representa el colapso calderico. Por último, los colapsos están marcados con líneas rojas semicirculares que tienen triángulos.

Sobre las zonas de planicie se tienen precipitaciones bajas debido a que predomina un efecto de convección, por ejemplo, en los dominios Subdominio Planicie Lacustre de Cuitzeo, Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo, Sierra el Fraile, Sierra de Chincua, Volcán Escudo el Tejero, Conos Senguio-Tzintzingareo, Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua, Altiplano Valle de Juárez, CGLA, Volcán Compuesto San Andrés, Conos Cerro Prieto y Sierra de Santa Inés.

Existe una excepción en el Altiplano Valle de Juárez el cual es una región plana, sin embargo, se encuentra sobre una altitud mayor y está semicerrado por dos sierras en sus extremos norte y sur (sierra de Santa Inés y CGLA) lo que permite mayor precipitación si se compara con las demás zonas de planicie.

La precipitación y evapotranspiración en la ROM son inversamente proporcionales. Los dominios descritos previamente con mayor precipitación presentan los valores más bajos de ETP (Figura 56, a,b). Es importante mencionar que, de manera general, $\frac{2}{3}$ o el 67% de lo que precipita se evapotranspira en la ROM.

La mayor ETP se presenta en los bajos estructurales o dominios de planicie con conos de poco volumen dispersos, sin embargo, existen excepciones notables como los dominios Sierra de Chincua y Sierra Puruagua, que presentan altos valores de ETP, a pesar de ser sierras. Este alto valor se atribuye a que presentan laderas suaves recubiertas por aluvión que disminuye el efecto orográfico provocando los aires calientes y secos.

La infiltración es significativa (40%) en la misma región de mayor precipitación (<19°48'N a 100°35'-100°5'O) donde se presentan fallas importantes (p.ej. F. Agua Fría, F. Marítaro, F. Chinapo, F. San Alejo, F. El Chino, F. Rancho Viejo, F. Los Bueyes, F. Las Bolsas; Figura 57).

Además, en esta zona predominan litologías de avalanchas y flujos piroclásticos, que también contribuyen a la infiltración. La diversidad litológica incluye basaltos,

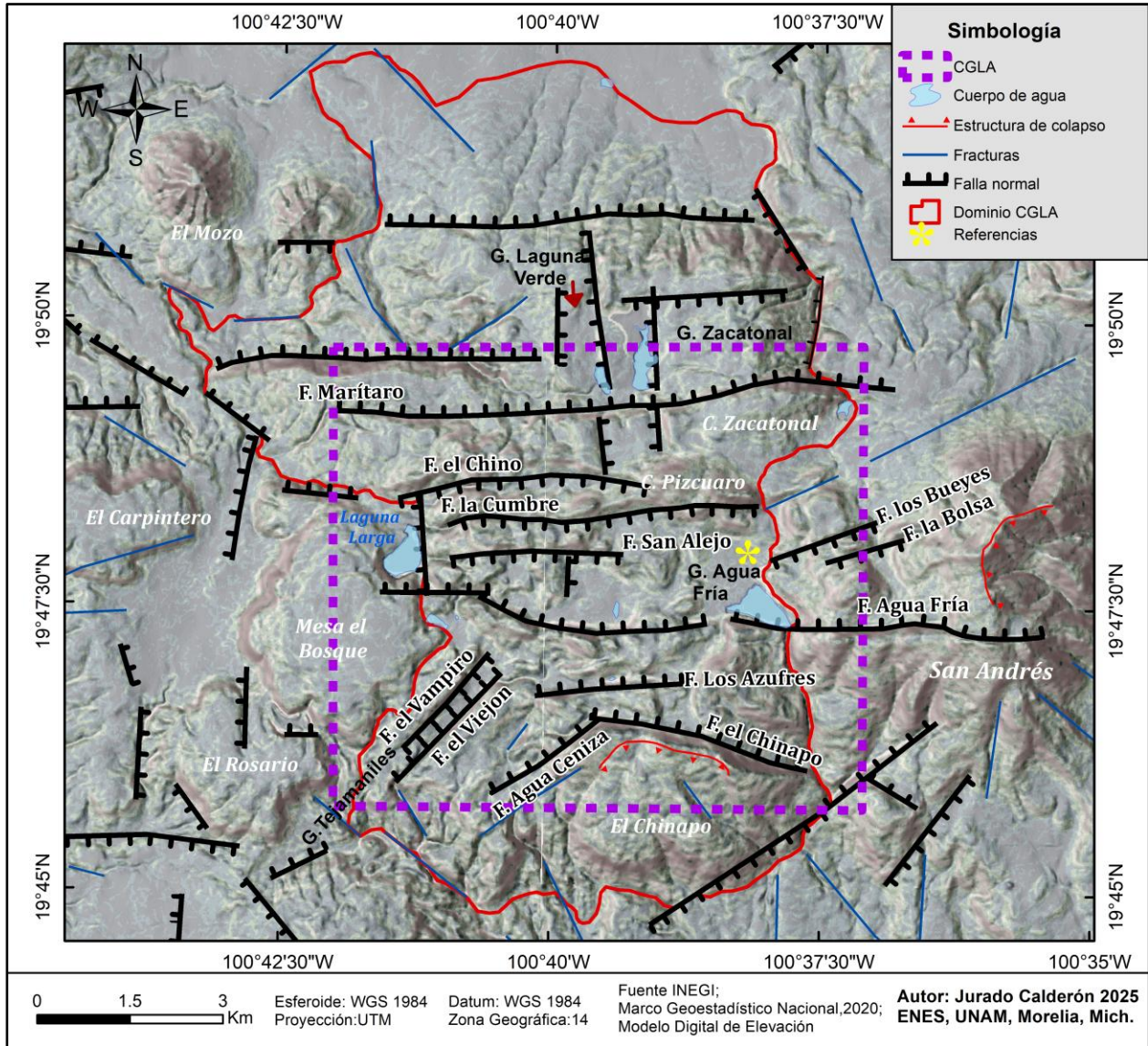


Figura 57. Fallas en el CGLA Modificado de Castellano-Aray *et al* 2021

andesitas, riolitas y dacitas fuertemente falladas, incrementando su capacidad de absorción e infiltración.

Otro aspecto hidrológico importante es el escurrimiento. La presencia de estructuras volcánicas con pendientes fuertes o fallamientos escarpados favorecen el escurrimiento al facilitar la unión de afluentes con el cauce principal.

La escorrentía en la ROM es baja (< 110 mm). El mayor escurrimiento está hacia el sur del CGLA (Figura 56 d), tanto al este como al oeste del domo El Chinapo donde se

registran inclinaciones de hasta 70° que se forman debido a la combinación de las estructuras volcánicas y de fallamiento. Al oeste del Chinapo (<100°40' O) se encuentran fallas que crean cauces propicios para el flujo de agua. Un ejemplo es el graben Tejamaniles influenciado por las fallas NNE-SSO que forman un cauce bien definido que alberga el río Tejamaniles, un río perenne que evidencia el impacto de las estructuras geológicas en la dinámica fluvial (Figura 45).

El graben San Pedro Jácuaró también es relevante; está segmentado por fallas normales orientadas NE-SO que dividen el bloque y forman un cauce importante que recibe aguas tanto del norte como del sur, creando el río Tajimaroa (flujo perenne de orden 6) que forman un valle importante (Figura 45).

El hecho de que el escurrimiento en la zona sur (<19°50'N) entre las longitudes (100°49'-100°35'O) sea mayor se debe a dos razones principales:

- i) Topografía circundante: las sierras que limitan la circunferencia del graben San Pedro Jácuaró- Cd. Hidalgo forman una zona cóncava en la que recae el flujo de agua producto del escurrimiento.
- ii) La zona orográfica del barlovento que permite mayor concentración de agua para escurrir.

Sobre el Altiplano Valle de Juárez se presenta una escorrentía intermedia, esto se debe a que el altiplano actúa como una cuenca exorreica hacia el este y al oeste por la diferencia de alturas entre las planicies laterales (Lago Cuitzeo. 1800 msnm, Maravatío. 2000 msnm, Valle de Juárez 2500 msnm) además concavidad que forma el corte E-O que atraviesa el norte del altiplano.

En suma, se puede concluir que las unidades geológicas del ROM no sólo determinan las variaciones entre las partes altas y bajas del terreno de la ROM, sino que también influye en el comportamiento del agua en superficie y en el subsuelo, influenciada por la tectónica regional y local, así como por las estructuras volcánicas.

8.4. La relación geológica e hidrológica en los procesos de Impacto Ambiental en la ROM

A pesar de que los sistemas geotérmicos representan una fuente de energía renovable, conllevan desafíos ambientales que requieren un manejo cuidadoso para minimizar el impacto en el ambiente. La extracción y almacenamiento de fluidos geotérmicos pueden generar efectos adversos como subsidencia, contaminación de aguas superficiales y subterráneas por pérdidas de emisiones líquidas, dispersión de emisiones atmosféricas durante los procesos operativos de cualquier planta geotérmica (Bayer *et al.*, 2013; Bosnovic *et al.*, 2019). En esta investigación, se analiza brevemente el impacto ambiental del CGLA en la región oriente de Michoacán, basada en su contexto morfoestructural y en los procesos que controlan la movilidad de contaminantes en cuerpos de agua superficiales.

El CGLA se divide en dos zonas productivas: norte y sur (Molina, 2013). Desde el punto de vista estructural y geológico, la zona norte (N1) es la más profunda, con pozos que superan los 1,200 m de profundidad, mientras que la zona sur (S1) es más somera, con profundidades de hasta 700 m (Esquivias *et al.*, 2010). Desde una perspectiva que analiza al CGLA como un establecimiento geotérmico la zona norte (N2) alberga los principales reservorios de líquido comprimido, mientras que la zona sur (S2) se caracteriza por la extracción de vapor (Birkle & Merkel, 2000). En total, el campo geotérmico cuenta con 67 pozos que llevan a cabo las actividades geotérmicas (González Partida, 2001; Figura 58).

Como se puede ver en la Figura 58, la concentración de los pozos del CGLA se concentran en la parte alta de la Sierra de San Andrés y coexisten con el sistema estructural E-O del SFMA que facilita las condiciones de permeabilidad del propio yacimiento geotérmico. Es importante señalar esta yuxtaposición, ya que las

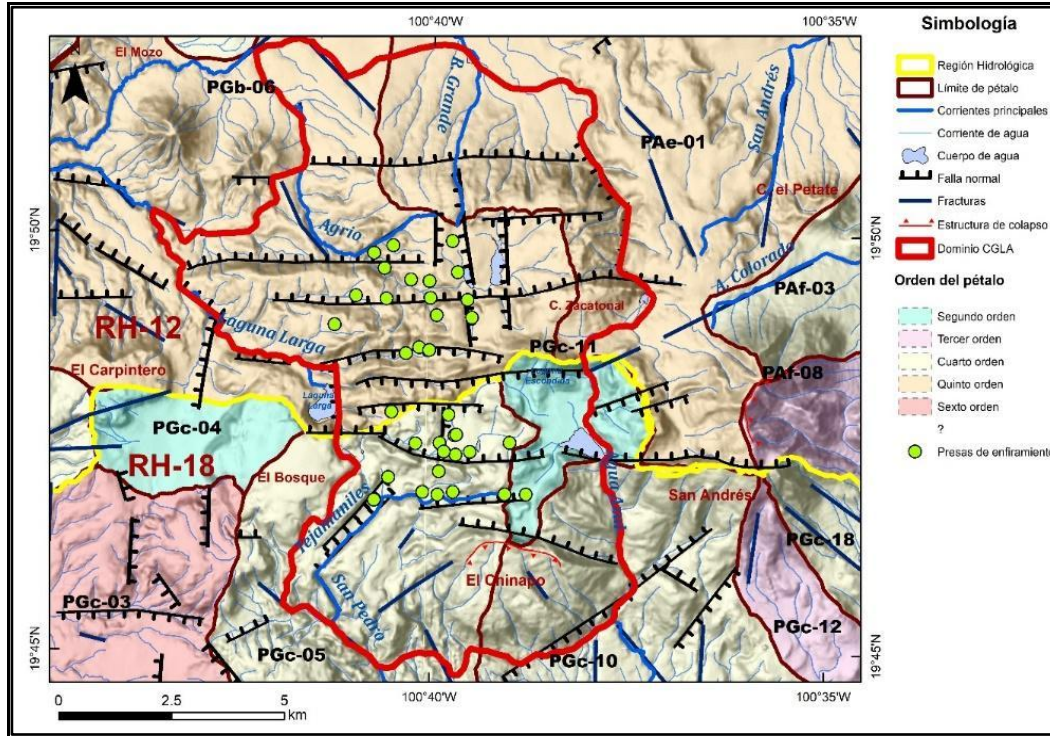


Figura 59. Distribución de las presas de enfriamiento en el CGLA

Tabla 7. Límite permisible en agua potable de elementos potencialmente tóxicos

NOM-127-SSA1-2021								
Parámetro	As	Cd	Fe	Mn	Pb	Se	SO ₄	Hg
Límite permisible (mg/L)	0.025	0.005	0.3	0.15	0.01	0.04	400	0.006

En la consideración que los elementos contaminantes pueden movilizarse a través de la infiltración de agua, a través del escurrimiento superficial o la acumulación en cuerpos de agua en superficie (ej. presas de enfriamiento) o incluso en cuerpos de agua subterránea. En el CGLA, la presencia de fallas y fracturas en la corteza terrestre facilita la permeabilidad del yacimiento, también da lugar al transporte de estos elementos hacia acuíferos someros y profundos.

Un problema recurrente de impacto ambiental que ha sido señalado en la ROM (Birkle y Merkel, 2000), se refiere a la identificación de elementos potencialmente tóxicos en ríos y manantiales, así como la infiltración de fluidos geotérmicos debido

a una gestión inadecuada de estanques, tuberías y presas de enfriamiento (34 en total, Figura 59).

Estos autores han documentado fugas en las presas de enfriamiento del CGLA, las cuales aún persisten 25 años después, como se corroboró además en el trabajo de campo realizado durante esta esta investigación. Desafortunadamente, estas características de operación obsoletas sugieren un posible impacto ambiental negativo asociado al CGLA en la ROM, el cual hasta el momento no ha sido ni reconocido ni atendido por la empresa responsable de las operaciones en la planta geotérmica los Azufres.

Con base en los resultados del análisis morfoestructural e hidrológico de este estudio, se observa que la dinámica hídrica en la ROM está influenciada por la morfoestructura del CGLA, el cual actúa como un alto estructural (2,800-3,000 msnm), asociado con un sistema estructural con intensas fallas y fracturas.

Este rasgo morfoestructural condiciona el escurrimiento y la infiltración del agua de la Sierra de San Andrés y en consecuencia del CGLA, como se observa en las figuras 49, 50, 51 y 52 (sección 7.3), la mayor precipitación, infiltración y escurrimiento se presentan en el CGLA y al sur del mismo; estos elementos hidrológicos están condicionados por el rango altitudinal, la litología del CGLA (piroclastos, avalanchas andesitas y dacitas) y su configuración estructural facilitando el transporte de EPT desde el campo geotérmico hacia zonas circundantes que mantienen una menor altitud (1,800-2,000 msnm).

Para evaluar la dispersión de estos contaminantes, se compilaron y proyectaron los datos hidrogeoquímicos de Birkle y Merkel, 2000 (Figura 60; Anexo 5). En esta figura y en particular en la tabla 11 del Anexo 5 , se muestran y resaltan los valores que exceden los límites de la NOM-127-SSA1-2021, con anomalías concentradas en el centro del CGLA para los elementos de Cd, Hg, Se, Pb, Fe, SO₄, As, Mn.

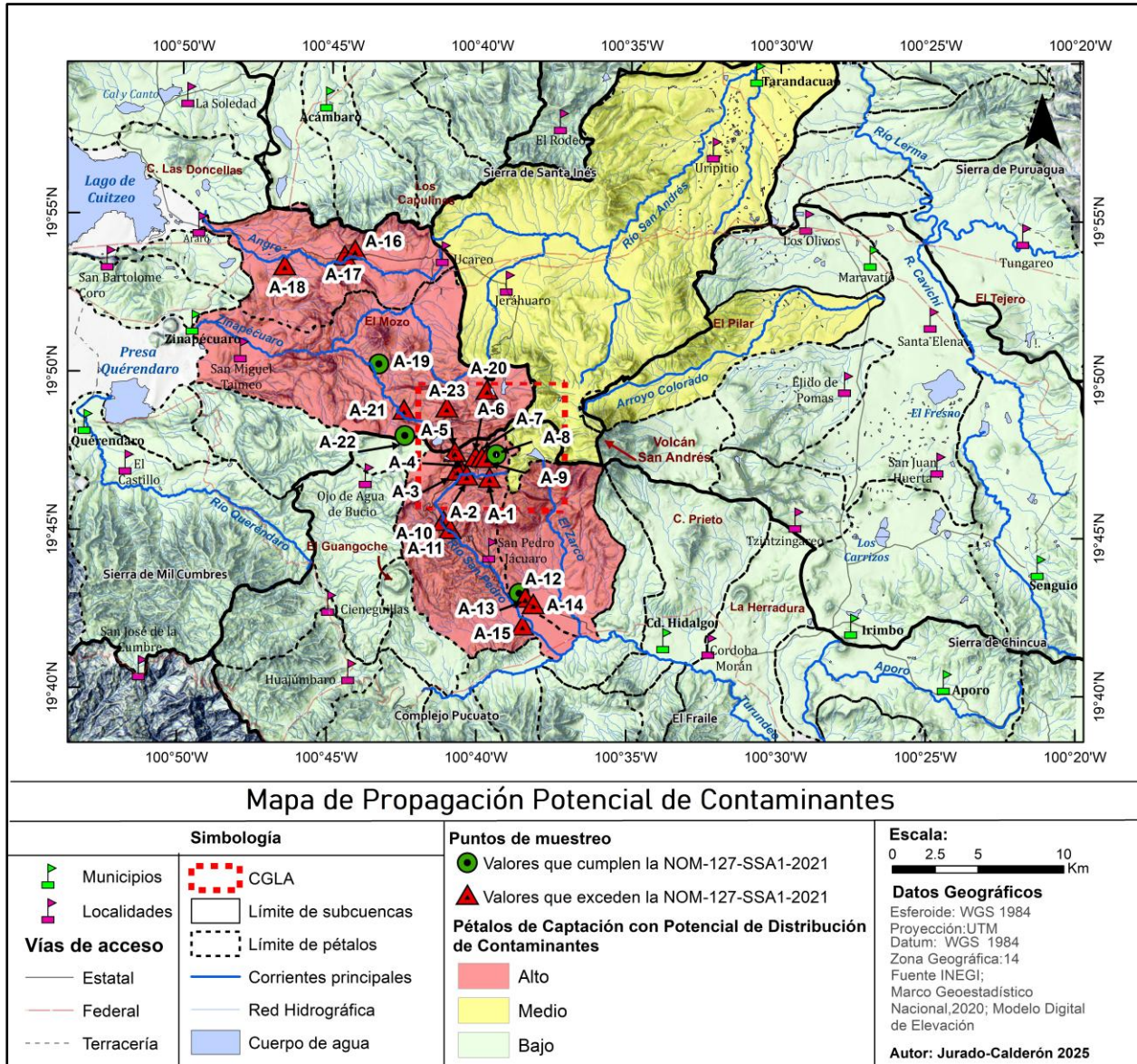


Figura 60. Estimación de la propagación potencial de contaminantes en la ROM. Las claves subrayadas en blanco muestran los puntos de muestreo por Birkle y Merkel en el 2000, el nombre de los edificios volcánicos está representados por letras pequeñas en color rojo, y los nombres de los ríos principales en azul cursiva. Para desglosar la información de los pozos ver Anexo 5.

Dado que esta área actúa como parteaguas regional, es probable que los contaminantes se desplacen radialmente dentro de los pétalos PGb-06 (116,76 km²), PGb-05 (63,01 km²), PGc-05 (72,73 km²) y PGc-10 (54,61 km²) (Figura 47 y 60). Aunque estos datos abarcan principalmente el noroeste y sureste de la zona de estudio con un área total de 307.11 km²; existe una zona al noreste carente de datos (pétalo PAe). Sin embargo, dado que el parteaguas de la Sierra de San Andrés y del CGLA

interactúan con este pétalo, hay una alta probabilidad de contaminación en PGc-11 (8.20 km²), PAe-01 (273.59 km²) y PAF-03 (53.87 km²), aunque se requieren datos adicionales para confirmar esta suposición.

Es oportuno mencionar que el agua que fluye desde el CGLA se distribuye aguas abajo hacia las cuencas hidrográficas regionales, incluyendo la cuenca de Tuxpan (ríos San Pedro y Zarco), la cuenca del Lago de Cuitzeo (ríos Zinapécuaro y Angre) y la cuenca de Tarandacua (río San Andrés). Estos ríos podrían ser los principales transportadores de contaminantes hacia comunidades como San Pedro Jácuar, Ciudad Hidalgo, Zinapécuaro Ucareo, Jeráhuaro y Maravatío.

Sin embargo, se desconoce la longitud exacta que pueden alcanzar los EPT mientras conservan su toxicidad. No obstante, la presencia de arsénico en sedimentos del Lago de Cuitzeo (Heydrich *et al.*, 2010) sugiere que estos elementos pueden recorrer varios kilómetros antes de diluirse en su totalidad (~18 km) si se toma como referencia de la cima del CGLA a la desembocadura del río Zinapécuaro, a su vez el impacto en la calidad del agua y la salud humana aún no se ha cuantificado debido a la falta de estudios recientes.

Finalmente, otro factor importante es que los pozos para extraer energía geotérmica son muy profundos, alcanzando entre 700 y 1,200 metros. Estas profundidades coinciden con la posición y altitud de los manantiales en superficie, de los cuales se abastecen principalmente las comunidades de la parte media/baja como San Pedro Jácuar y Cd. Hidalgo, esto indicaría que la química estaría determinada por las condiciones de tratamiento y manejo de residuos geotérmicos en la parte alta del CGLA lo cual apunta a un impacto ambiental inminente de contaminación de agua por yacimiento geotérmico.

CAPÍTULO 9

CONCLUSIONES

1. El sector este de la ROM ($>100^{\circ}35'$) ha sido poco estudiado, ya que la mayoría de las investigaciones se han concentrado en el Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA). Este enfoque ha dejado vacíos significativos en el conocimiento geológico del área oriental, lo que limita la comprensión integral del sistema volcánico y sus características.
2. El CGLA representa una zona de montaña con una altitud promedio de 2875-3,000 msnm, está rodeado por las planicies de (1800-2000 msnm) y por las sierras de Mil Cumbres, Chincua, Santa Inés. Esta configuración orográfica permite que el CGLA sea un parteaguas local y regional.
3. Se identificaron y clasificaron un total de 176 edificios volcánicos en la ROM, que incluyen 48 domos, 44 spatters, 37 conos cineríticos, 19 mesas, 12 conos erosionados, 12 volcanes escudo, 1 volcán compuesto, 1 paleocaldera y adicionalmente 8 estructuras de colapso.
4. La ROM es una región crucial que marca un cambio magmático significativo, en la zona del Campo Volcánico Los Azufres donde predomina la presencia de domos, mesas de lava y el volcán compuesto San Andrés de composición dacítica-riolítica; mientras que en los alrededores se presenta el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, en el que predominan volcanes de poco volumen (conos de escoria y spatters) y volcanes tipo escudo de composición basáltico-andesítica.

5. La actividad magmática más joven se desplaza hacia el oeste del CGLA, pues durante el Pleistoceno se desarrolla al NNO del poblado Ojo de Agua de Bucio, mientras que, en el Holoceno, esta actividad se dirige hacia el SSE, con su manifestación más notable en el domo el Guangoche.
6. La ROM es un área donde convergen dos sistemas de fallamiento regionales importantes: i) Sistema de Fallas Morelia-Acambay con orientación E-O y ii) Sistema Taxco-San Miguel de Allende en dirección NNE-SSO. El CGLA estructuralmente se configura como un bloque de alto estructural o horst, compuesto por al menos cuatro grábenes: Tejamaniles, Agua Fría, Zacatonal y Laguna Verde.
7. El CGLA se caracteriza por ser la porción de la ROM más afectada por el fallamiento normal en dirección E-O. Este sistema de fallas generó un alto estructural (horst) con grábenes en la parte central somital con desplazamientos de hasta 200 m en la cima. La presencia predominante de rocas del Pleistoceno sugiere que el sistema de fallas es activo y reciente, lo que favorece ampliamente la permeabilidad en el CGLA.
8. El CGLA representa un parteaguas regional entre las regiones hidrológicas RH-12 Lerma Santiago y RH-18 Balsas, así como un parteaguas local que influye fuertemente en la distribución hídrica, permitiendo que el agua se distribuya principalmente hacia los municipios de Zinapécuaro, San Pedro Jácuaró, Cd. Hidalgo y Valle de Juárez (Jeráhuaro).
9. Los órdenes de drenaje de mayor jerarquía en la ROM (6) reflejan las estructuras tectónicas de la región, ya que, al tratarse de una zona de corte (baja), forman canales donde confluyen las aguas de los afluentes provenientes de las cuencas altas. Este proceso da origen a un río principal que, a su vez, refleja las estructuras geológicas subyacentes. El flujo del agua se orienta según estas estructuras, condicionando su dirección y comportamiento en el paisaje.

10. La distribución hídrica está relacionada con la tipología volcánica, ya que la cima de las estructuras permite que el agua se escurra en diferentes direcciones, especialmente en las zonas altas donde se produce el efecto orográfico abasteciendo así una cuenca u otra. Esto puede dar lugar a diversas relaciones hídricas que contribuyen al ciclo hidrológico.
11. Las subcuencas pueden dividirse en pétalos de captación para facilitar la relación sobre los posibles efectos ambientales. La subcuenca Tuxpan se divide en 23 pétalos de captación, mientras que la subcuenca Lago de Cuitzeo se divide en 9, la de Tarandacuao en 1, la de Solís-Salamanca en 4, la de Cavichi en 7, y la de Atlacomulco-Paso de Ovejas también en 7, generando un total de 53 pétalos que crean diferentes condiciones. Estas cinco subcuencas han sido bien caracterizadas y presentan diferencias que tienen implicaciones directas en el estudio del impacto del CGLA.
12. Los pétalos que se dirigen al sur son los que representan un mayor impacto en los índices hidrológicos, ya que la conjugación de estructuras facilita este fenómeno, especialmente por la alta precipitación resultante del efecto orográfico.
13. El CGLA constituye una anomalía geológica por sus diversos parámetros, destacándose como una zona con un clima singular dentro de la ROM. Este lugar presenta el fracturamiento más intenso de la región, y actúa como un parteaguas regional. En este contexto, se observa la convergencia de productos félsicos y máficos, caracterizándose por cambios en su composición.
14. La región es también un punto de intersección de sistemas de fallas. Además, se identifica como la zona con la mayor infiltración y escurrimiento, así como la más alta precipitación y la menor tasa de evapotranspiración en la ROM. Esto implica que en el CGLA se producen fenómenos hidrotermales significativos, donde las interacciones entre los componentes geológicos y

climáticos resultan en un entorno donde ocurren procesos geológicos e hidrotermales de manera intensa.

15. Los sistemas de información geográfica (SIG) son una herramienta que permiten reconocer factores multidisciplinarios. En el presente trabajo, se generaron 16 mapas de trabajo (hidrológicos, geológicos, de tipología volcánica, dominios morfoestructurales, etc.)
16. Los dominios morfoestructurales junto con la delimitación de pétalos, constituyen un marco altamente eficaz para el diagnóstico del impacto ambiental. Es aconsejable tener en cuenta estos aspectos en estudios futuros relacionados con evaluaciones de impacto ambiental.
17. Tomando en cuenta lo anterior, se recomienda realizar un estudio que considere las concentraciones de elementos potencialmente tóxicos, comenzando con los pétalos de captación que drenan del CGLA. Este análisis permitirá evaluar cómo las variaciones en la composición química pueden influir en el entorno geotérmico y en la gestión sostenible de los recursos hídricos.

CAPÍTULO 10.

REFERENCIAS

- Abril Gaspar, A. (2004). Generación de energía eléctrica de origen geotérmico en México. *GEOS*, 24(2), SE15-1. Comisión Federal de Electricidad.
- Aguirre Díaz, G., Ferrari, L., Nelson, S. A., Carrasco Núñez, G., López Martínez, M., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1998). El cinturón volcánico mexicano: un proyecto multidisciplinario. *Geos*, Unión Geofísica Mexicana A.C., 18(2), 1-15.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, Ma. T., Vassallo, L. F., & Xu, S. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29. <http://www.jstor.org/stable/24920368>
- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vasallo-Morales, L. F., 2001, Estratigrafía y deformación de la región San Miguel de Allende-Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129-148.
- Aray Castellano, J. C., Lacan, P., Garduño Monroy, V. H., Ávila García, J., Gómez Cortés, J., Audemard M., F. A., Lázaro Mancilla, O., & Bandy, W. (2021). Geophysical characterization of a potentially active fault in the Agua Fria micro-graben, Los Azufres, Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 73(2), A040121. <https://doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a040121>
- Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., & Jiménez-Domínguez, F. J. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps*, 15(2), 320-332. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>
- Arce, J. L., Macías, J. L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V. H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., & Pérez-Esquivias, H. (2012). Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico. En J. J. Aranda-Gómez, G. Tolson, & R. S. Molina-Garza (Eds.), *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide 25* (pp. 45-82). [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(04\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(04))
- Arce, J. L., Rangel, E., Valdez-Moreno, G., Saucedo, R., Castro-Govea, R., & Macías, J. L. (2021). Caracterización geoquímica, petrográfica y evolución magmática

- del Campo Volcánico de Los Azufres, Michoacán, durante el Pleistoceno. *Geotermia*, 18(2), 1-15.
- Báez, W. (n.d.). Supererupciones: definición, mecanismos, productos e impacto. GEONORTE - INENCO (Universidad Nacional de Salta - CONICET). Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado, H., Takaoka, N. (1992). K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México. *Geofísica internacional*, 31(4), 467-473.
- Barbier E. (2002). Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 6, 3-65.
- Barraza Macías, A. (2005). Una conceptualización comprensiva de la innovación educativa. *Innovación Educativa*, 5(28), 19-31. Instituto Politécnico Nacional.
- Bayer, P., Rybach, L., Blum, F., & Brauchler, R. (2013). Review of life-cycle environmental effects of geothermal power generation, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 26, 446-463. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2013.05.039>
- Birkle, P., & Merkel, B. (1999). Environmental impact by spill of geothermal fluids at the geothermal field of Los Azufres, Michoacán, México. Technical University of Freiberg, Institute of Geology. Received 12 July 1999; accepted 20 December 1999.
- Birkle, P., Torres-Rodríguez, V., González-Partida, E., & Guevara-García, M. (1996). Impacto ambiental en campos geotérmicos. Instituto de Investigaciones Eléctricas, Depto. Geotermia, A.P. 1-475, Cuernavaca, Morelos, 62001 México.
- Brophy, P. (1997). Environmental advantages to the utilization of geothermal energy. *Renewable Energy*, 10(2-3), 367-377.
- Burgassi, PD, 1999. Esquema histórico de la tecnología geotérmica en la región de Larderello hasta mediados del siglo XX. En: *Historias de una Tierra Calentada*, R. Cataldi, S. Hodgson, JW Lund eds., Consejo de Recursos Geotérmicos, Sacramento, CA. págs. 195-219. (ISBN: 0934412197)
- Bošnjaković, M. Stojkov, M. Jurjević, M. 2019. Environmental Impact of Geothermal Power Plants. *Tehnički vjesnik* 26, 5, , 1515-1522. ISSN 1330-3651
- Burr, D. M., Drummond, S. A., Cartwright, R., Black, B. A., & Perron, J. T. (2013). Morphology of fluvial networks on Titan: Evidence for structural control. *Geological Society of America Bulletin*, 125(3-4), 302-314. <https://doi.org/10.1130/B30789.1>
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000, Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico: *Journal of Geology*, 108, 427-446.

- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000, Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico: *Journal of Geology*, 108, 427-446.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.010>
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123 (9/10), 1776-1797.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane—A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México, *Geologic Transects across Cordilleran México: Guidebook for Field Trips of the 99th Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial*, 1, 201-228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero composite terrane of western Mexico; collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds.), *Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper*, 436, 279-308
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21(5), 419-422. Geological Society of America.
- Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., & Watters, R. J. (2005). Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote–Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology*, 72(1-4), 19-39. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.05.004>
- Connor, C. B. (1987). Structure of the Michoacán–Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33(1-3), 191-200. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90061-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90061-8)
- Corona Chávez, P. (1999). El basamento litológico y tectónico del estado de Michoacán. *Carta geológica de Michoacán, escala 1:250 000. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo*, 10-26.

- Corona Chávez, P., Alfaro Cuevas Villanueva, R., Gómez Vasconcelos, G., González Arqueros, M. L., Figueroa Soto, A. G., & Ramos Arroyo, Y. R. (2022). Diagnóstico de la calidad del agua e impacto ambiental en la tenencia de San Pedro Jácuaró, Municipio de Ciudad Hidalgo. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo; Universidad de Guanajuato.
- Cram-Heydrich S, Ponce de León C, Fernández-Lomelín P, Sommer-Cervantes I. 2010. River Sediments. In: Ramsey G, McHugh S, editors. Geogenic and anthropogenic differentiation of potentially toxic elements in superficial sediments from Cuitzeo Lake, Mexico. Ed. Hauppauge, NY, USA: Nova Science Publishers. p. 37-75.
- Dávalos-Álvarez, O., 2004, Evolución de las fallas mayores del NeógenoCuaternario en la región de Huimilpan, Querétaro, San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 93 p.
- Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 217-222
- Demant, Alain (1976). Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico: Acapulco (México), CONG. *Latinoamer. Geología*, 3, Resúmenes, p.41 (resumen); texto en Memoria (en prensa).
- Demant, Alain, (1978), Características del Eje Neovolcánico Transmexicano; sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma, México, *Inst. Geología, Revista*, v. 2, p.172-187.
- Díaz Yépez, S. (2018). Evolución de la geotermia en Michoacán: Campo Geotérmico Los Azufres. CFE/Generación VI, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. 4 de octubre.
- Dobson, P. F., & Mahood, G. A. (1985). Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(3-4), 273-287. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90017-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90017-4)
- Dobson, P. F., & Mahood, G. A. (1985). Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(3-4), 273-287. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90017-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90017-4)
- Duque-Escobar, G., & Escobar Potes, CE (2002). *Mecánica de los Suelos*. Universidad Nacional de Colombia.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303-306. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0303:STPOCA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0303:STPOCA>2.3.CO;2)

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, en Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 42-64.*
- Ferrari, L., V.H. Garduño, G. Pasquaré, and A. Tibaldi, 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 47, pp. 129-148.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Flores, T., 1920, Estudio Geológico Minero de los distritos de El Oro y Tlalpuhahua, *Boletín del Instituto de Geología*, 37, 40 p.
- García-Palomo, A., Macías, J. L. Garduño, V. H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central México: *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- García-Zarate, M. A., González-Acevedo, Z. I., & Orozco-Durán, A. (2023). Potentially toxic elements in waters from Los Humeros geothermal power plant: Natural or anthropogenic? *Groundwater for Sustainable Development*, 20, 100869.
- Garduño-Monroy, V. H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., & Rodríguez-Torres, G. M. (2001). Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(1), 37-54.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykaruk, E., Hernández-Madrugal, V. M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V. H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., & Mora Chaparro, J. C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México. *Geofísica Internacional*, 48(3), 263-276. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2009.48.3.01>
- Garduño-Monroy, V.H., 1987. Estudio geológico regional para conocer las características de las rocas del basamento relativo del campo geotérmico de los Azufres. Reporte interno de la CFE No. 20-87, 73
- Gaspar-Patarroyo, T.L. 2017. Modelo conceptual geológico-vulcanológico-estructural de la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores, Michoacán-

México. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México, tesis maestría, 153 pp.

- Gómez Calderón, D. A. (2021). Coexistencia de magmas shoshoníticos y calciocalinos en la Región Volcánica Graben del Cahulote de Santa Ana – Pedernales, Michoacán, México. Petrografía, geoquímica e implicaciones tectónicas (Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México). Morelia, Michoacán.
- Gómez, Calderón, D.A. (2018). Relación morfométrica y estructural del vulcanismo mono/poligenético en la porción sureste del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma De México, Morelia, Michoacán, México, tesis licenciatura 167 pp.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*, 183, 153-181. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006>
- Gómez-Tuena, A., Orozco Esquivel, T., Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea e la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario, (LVII(3) 227-283
- Gómez-Vasconcelos, M. G. (2018). El volcán Parícutín en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato: una revisión. *Ciencia Nicolaita*, 74, 15-30.
- 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, 128-147.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., Cisneros-Máximo, G., ... & Pertou, M. (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Bulletin*, 132(11-12), 2455-2474.
- González Acevedo, I. (2018). La sustentabilidad de la energía geotérmica y sus impactos ambientales. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geología/Geociencias Ambientales.
- González-Partida, E. (2001). Especies sulfurosas del sistema hidrotermal actual del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: distribución y comportamiento isotópico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(1), 103-110.

- González-Partida, E., Birkle, P., & Torres-Alvarado, I. S. (2000). Evolution of the hydrothermal system at Los Azufres, Mexico, based on petrologic, fluid inclusion and isotopic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(3), 277-296. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00211-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00211-0)
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74(5), 1091-1107. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0594-0>
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., & Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.005>
- Hasenaka, T. & Carmichael I.S. (1985) The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico:their age, volumen and distriubition, and mama discharge rate. *Jounal of Volcanology and Geothermal Research*, 25 (1-2), 105-124
- Hasenaka, T. & Carmichael I.S. (1985). A compilation of location size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan- Guanajuato Volcanic field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(4)
- Hasenaka, T., Ban, M., & Granados H.D. 1994 Contrasting volcanism in the Michoacn-Guanajuato Volcanic Field , central Mexico:shield volcanoes vs cinder cones- *Geofísica Internacional*, 33 (1)
- Hernández Santana, J. R., & Ortiz Pérez, M. A. (2005). Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (56), 7-25.
- Hernández Santana, J. R., & Ortiz Pérez, M. A. (2005). Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (56), 7-25.
- Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez y J. J. Zamorano Orozco (1996), "Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 31, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 45-67.
- Hernández Santana, J. R., Méndez Linares, A. P., & Bollo Manent, M. (2011). Análisis morfoestructural del relieve noroccidental del estado de Chiapas, México. *Investigaciones Geográficas*, 58, 1-22. Recibido: agosto 2010 / Aceptado: abril 2011.

- 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 de Angangueo: A petrological, geochemical, and geochronological approach to arc magmatism in Central Mexico. *International Geology Review*, 58(5), 603-625. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1101356>
- Israde Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., & Ortega Murillo, R. (2002). Paleambiente lacustre del cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica*, 12(1), 61-78. ISSN 0188-8897.
- Keeman-Werre, F., Estrada-Rodarte, G., 1999, Monografía Geológico-Minera del estado de Guerrero: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 262 p.
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: Genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems* (pp. 3-88). inTech Open. <https://doi.org/10.5772/51387>.
- Lorenzo Pulido, C., Soto Peredo, J., Palma Guzmán, H., Diez León, H., & Pérez Esquivias, H. (2013). Registro perfilado sísmico vertical (VSP) en el pozo inyector AZ-03 del campo geotérmico de Los Azufres. *Geotermia*, 26(1), 3-13.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(3), 379-424.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño, V.H., Castro, R., García-Tenorio, F., Saucedo, R., 2008, Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de los Azufres, Michoacán: Morelia, Mich., México, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 73 pp.
- Maderey-R.L.E. y C. Torres-Ruata. 1990. Hidrografía. Extraído de Hidrografía e hidrometría, IV.6.1 (A). Atlas Nacional de México. Vol. II. Escala 1: 4000000. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V. A., & Serrano-Durán, L. (2009). Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. In *The Geological Society of America Memoir* 204.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., 2010, Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3), 412-430.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L., Camprubí, A., Cienfuegos-Alvarado, E., & Morales-Puente, P. (2011). Geocronología y geoquímica del Complejo Arteaga, Guerrero, México: implicaciones para la evolución paleográfica del Terreno Guerrero durante el Mesozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(1), 23-43.

- Mendoza, M. E., Bocco, G., López Granados, E., & Bravo, M. (2007). Tendencias recientes de las superficies ocupadas por el lago de Cuitzeo. Un enfoque basado en percepción remota, sistemas de información geográfica y análisis estadístico. *Investigaciones Geográficas*, (64), 37-54.
- Mendoza-Ponce, A., Figueroa-Soto, A., Soria-Caballero, D., & Garduño-Monroy, V. H. (2018). Active faults sources for the Pátzcuaro–Acambay fault system (Mexico): Fractal analysis of slip rates and magnitudes Mw estimated from fault length. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(11), 3121–3135. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-3121-2018>
- Mendoza-Rangel, E., & Hernández-Ayala, C. (2004). La protección ambiental en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 17(1), 2-9.
- Mennella, L., Garduño-Monroy, V. H., Giner Robles, J. L., Liotta, D., & Brogi, A. (2022). Definición del campo de esfuerzos-deformación y sismotectónica del sistema de fallas Morelia-Acambay, México. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Molina Martínez, A. III. (2013). Case history of Los Azufres conceptual modelling in a Mexican geothermal field. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 26(2), 3-16.
- Montes Alva, O., Garduño Monroy, V. H., Cervantes Solano, M., Gogichaishvili, A., Morales Contreras, J., Soler-Arechalde, A. M., Maciel-Peña, R., Alva-Valdivia, L., Rosas Elguera, J., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2015). Estudio paleomagnético de la secuencia volcánica Mil Cumbres (Michoacán, México). *Latinmag Letters*, 5(5), LL15-0501Rs, 1-19.
- Mora, M. (1997). Volcanic geology and preliminary chemical character of the rocks of the Tula-Polotitlán region, states of Hidalgo, Mexico and Querétaro, México. *Geofísica Internacional*, 36(1), 1-12.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S. L., Pérez-Arvizu, O., & Solís-Pichardo, G. (2009). Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50(11), 2157–2186. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp072>
- Morrone, J. J. (2019). Regionalización biogeográfica y evolución biótica de México: encrucijada de la biodiversidad del Nuevo Mundo
- Nájera-Rocha, G. I., Caetano, E., & Totolhua-Ramírez, V. (2023). Delimitación de zonas con potencial geotérmico aplicando técnicas de percepción remota que correlacionan las características físicas de temperatura de superficie terrestre y densidad del subsuelo: Caso de estudio Nayarit. Quivera. *Revista de Estudios Territoriales*, 25(1), 67-95. Universidad Autónoma del Estado de México. Recepción: 29 octubre 2021; Aprobación: 19 agosto 2022.

- Nelson, E. W. (2018). Introduction and texture and structure of igneous rocks. TULANE.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., 1994, La Falla de San Miguel de Allende: características y evidencias de su actividad cenozoica (resumen), en Tercera Reunión Nacional de Geomorfología: Guadalajara, Jal., México, Sociedad Mexicana de Geomorfología, 139-142.
- Núñez Hernández, S. (2019). Comportamiento isotópico de S18O y SD de fluidos del campo geotérmico Los Azufres, Michoacán (Tesis de doctorado). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería Química.
- Ortuño, M., Corominas, O., Villamor, P., Zúñiga, R. F., Lacan, P., Aguirre-Díaz, G., Perea, H., Štěpančíková, P, Ramírez-Herrera, M. T., 2019, Evidence of recent ruptures in the central faults of the Acambay Graben (central Mexico): *Geomorphology*, 326, 17-37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.010>.
- Pardo M. y Suárez G. (1993). Steep undulation geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophys.Res.Lett.*, 20(21), 2.391-2.394.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Tibaldi, A., & Vezzoli, L. (1991). Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán, Mexico. Geological Society of America Map and Chart Series, MCH072.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., & Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1-4), 353-364. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90099-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90099-6)
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., & Zanchi, A. (1987). Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(2), 159-174.
- Pérez Esquivias, H., Macías Vázquez, J. L., Garduño Monroy, V. H., Arce Saldaña, J. L., García Tenorio, F., Castro Govea, R., Layer, P., Saucedo Girón, R., Martínez, C., Jiménez Haro, A., Valdés, G., Meriggi, L., & Hernández, R. (2010). Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geotermia*, 23(2), 51-63.
- Pérez-Orozco, J. D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., & Avellán, D. R. (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 81-96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.021>
- Phillips J. (2010). Evaluating the level and nature of sustainable development for a geothermal power plant. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 14, 2414-2425.

- Ponce L., Gaulon R., Suárez G. y Lomas L. (1992). Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophys.Res.Lett.*, 19, 773-776.
- Pradal, E., Robin, C., 1994, Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 201-215
- Prol-Ledesma, R. M. (1988). *El calor de la tierra*. Fondo de Cultura Económica.
- Pulido, L., Soto Peredo, J., Palma Guzmán, H., Diez León, H. D., & Pérez Esquivias, H. (2013). Registro perfilado sísmico vertical (VSP) en el pozo inyector AZ-03 del campo geotérmico de Los Azufres. *Geotermia*, 26(1), 3-13.
- Rangel Granados, E. (2013). *Volcán Guangoche, campo volcánico Los Azufres, Michoacán, México: Estratigrafía y parámetros eruptivos de erupciones plinianas-subplinianas del Pleistoceno tardío (Tesis de maestría)*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rangel Granados, E. (2019). *Origen y condiciones pre-eruptivas de magmas riolíticos del volcán Guangoche, campo volcánico Los Azufres, Michoacán (Tesis de doctorado)*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rivera Carranza, E., Aguilera Martínez, M. A., Vergara Martínez, Á., Lemus Bustos, O., & Moctezuma Salgado, M. D. (1998). ZIHUATANEJO E14-7-10 ESTADO DE GUERRERO 2006 SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO CARTA GEOLÓGICO-MINERA ESCALA 1:250,000. Consejo de Recursos Minerales
- Robles-Pereznegrón, M. & Corona-Chávez, P. (2024). Mapas geológicos, morfoestructural y de tipología volcánica de la región de Morelia. *Terra Digitalis*, 8(1), 111-124.
- Rolleri, E. O., 1975. Provincias geológicas bonaerenses. VI Congreso Geológico Argentino, Relatorio sobre la Geología de la Provincia de Buenos Aires, p. 24-54.
- Romero Mosqueda, S. J. (2017). *Análisis morfoestructural de las relaciones petrológicas del Graben de Peribán, Michoacán [Tesis de licenciatura, Universidad de Guanajuato]*. División de Ingenierías - Campus Guanajuato.
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389-402.
- Săndulescu, V. (2011). The geological and morphological structural control in the Cricovul Dulce River Basin. *Forum Geografic*, 10(1), 25-30. <https://doi.org/10.5775/fg.2067-4635.2011.025.i>

- Santoyo, E y Barragán-Reyes R. (2010). Energía geotérmica. *Ciencia - Academia Mexicana de Ciencias*. 61 (2), 40-51. Recuperado de: <https://biblat.unam.mx/es/revista/ciencia-academia-mexicana-de-ciencias/articulo/energia-geotermica>
- Shaxson, F. y Barber, R. (2005). Optimización de la humedad del suelo para la producción vegetal: El significado de la porosidad del suelo . Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma.
- Siebe, C., & Macías, J. L. 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 402, 253.
- Siebe, C., Abrams, M., & Sheridan, M. F. (1993). Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1-2), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90075-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90075-3)
- Siebe, C., Pereira, G., Dorison, A., Reyes-Guzmán, N., Ramírez-Urbe, I., & Quezada-Ramírez, O. (2023). Guía de campo de la excursión asociada al congreso “Celebración del 80 aniversario del volcán Parícutin: preservar nuestro patrimonio y prepararnos para futuras erupciones”. Morelia, México.
- Steven E. Ownby, Rebecca A. Lange, Chris M. Hall, Hugo Delgado-Granados; Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancitaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *GSA Bulletin* 2011; 123 (1-2): 274–294. doi: <https://doi.org/10.1130/B30124.1>
- Suter, M., López Martínez, M., Quintero Legorreta, O., & Carrillo Martínez, M. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *GSA Bulletin*, 113(6), 693–703.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico, *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- ThinkGeoEnergy. (2023). Los 10 principales países geotérmicos: capacidad instalada de generación de energía geotérmica. ThinkGeoEnergy.
- Tristán-González, M., 1986. Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 107, 91 p
- Valentine, G. A., & Connor, C. B. (2015). Basaltic volcanic fields. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (2nd ed., pp. 423-439). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00023-7>

- Valentine, G. A., & Connor, C. B. (2015). Basaltic volcanic fields. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 423-439). Academic Press
- Valverde Ramírez, J. (2003). *Inventario físico de los recursos minerales del municipio León, Gto.* Consejo de Recursos Minerales, Dirección de Minas de Guanajuato.
- Vidal, S. R. (1984). *Carta geológica-minera Lázaro Cárdenas. Informe técnico.*
- Vidal-Serratos, R., 1984, *Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur, México: Tesis Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, 155 pp.*

**Análisis morfoestructural de la Región Oriente de Michoacán, México y su relación
con los procesos hidrológicos e impacto ambiental**

Daniela Jurado Calderón

Tesis de Licenciatura

ANEXOS

Anexo 1

Definición de cuerpos de agua superficiales

1. Cuerpos de agua (descripción)

Se define un cuerpo de agua como cualquier acumulación de agua, ya sea en extensas áreas o en pequeñas formaciones, que permite el almacenamiento o el transporte del recurso hídrico. Los cuerpos de agua se clasifican en aguas continentales, que incluyen tanto las superficiales como las subterráneas, así como en cuerpos costeros, dependiendo de las características del entorno. Sin embargo, este estudio se enfocará exclusivamente en algunos de los cuerpos de agua continentales de tipo superficial.

La formación de cuerpos de agua está intrínsecamente relacionada con las características morfológicas del terreno y la acción de los accidentes geográficos que permiten la existencia de aguas lóaticas (fluyentes) y aguas lénticas (estancadas). Las aguas lóaticas se caracterizan por su movimiento continuo, como es el caso de ríos y arroyos, mientras que las aguas lénticas se encuentran en cuerpos de agua estancada, como lagos y estanques. Esta clasificación es fundamental para entender las dinámicas ecológicas e hidrológicas de cada tipo de cuerpo de agua.

2. Aguas Lóaticas

Ríos y Arroyos

Tanto los ríos como los arroyos representan flujos de agua superficiales que se desplazan desde áreas de mayor elevación hacia zonas de menor altitud. Cuando se produce precipitación en las regiones montañosas, el agua puede infiltrarse en el suelo o escurrir superficialmente, lo que da lugar a la formación de ríos y arroyos que finalmente desembocan en una zona de emisión. La longitud del trayecto que recorre estos cuerpos de agua puede variar considerablemente, dependiendo de las características del terreno.

La principal diferencia entre un río y un arroyo radica en su tamaño y caudal. Un río es un cuerpo de agua más grande que recibe afluentes, lo que contribuye a aumentar su caudal. Estos ríos generalmente mantienen un flujo de agua durante todo el año, a diferencia de los arroyos, que pueden ser más pequeños y tener un caudal variable, dependiendo de las condiciones climáticas y de la época del año. La capacidad de un río para transportar agua de manera continua lo convierte en un componente vital del sistema hidrológico, desempeñando un papel crucial en la erosión, el transporte de sedimentos.

Manantiales

Se entiende por manantial el brote natural de agua subterránea que emerge en la superficie en un punto específico. La surgencia de esta agua puede ser atribuida a diversas causas, dado que los manantiales pueden localizarse en diferentes secciones del terreno, como en el fondo de un valle o en laderas. Estos brotes de agua emergen de manera casi espontánea, manteniendo un flujo constante que impide su almacenamiento en los recipientes. La formación de un manantial se origina generalmente en áreas donde existe una heterogeneidad en el terreno que permite canalizar las descargas de agua subterránea hacia un punto específico, donde posteriormente esta agua emerge (Figura 18)

De acuerdo con Sánchez San Román (2022), la exposición de un manantial en la superficie puede originarse por al menos tres causas principales:

1. Intersección de la superficie topográfica con la superficie freática: Un manantial se produce cuando el relieve terrestre corta el nivel del agua subterránea, permitiendo que esta fluya hacia la superficie.
2. Contacto entre formaciones geológicas permeables e impermeables: La surgencia de agua subterránea puede ocurrir en el punto de contacto entre una formación geológica que permite el paso del agua (permeable) y otra que no lo permite (impermeable), lo que facilita la acumulación y posterior emergencia del agua.
3. Combinación de pliegues y fallas geológicas: La interacción de estructuras geológicas como pliegues y fallas puede dar lugar a la formación de manantiales significativos, ya que estas características pueden crear espacios donde el agua subterránea se acumula y se canaliza hacia la superficie.

La variabilidad en la profundidad de los manantiales puede estar influenciada por los accidentes geográficos y las características geológicas del entorno, lo que a su vez puede resultar en una composición química diversa del agua emergente.

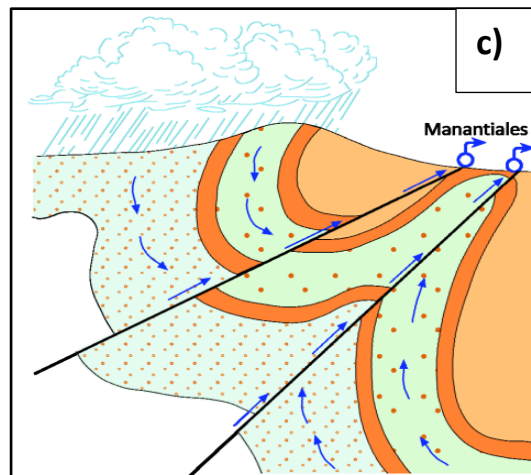
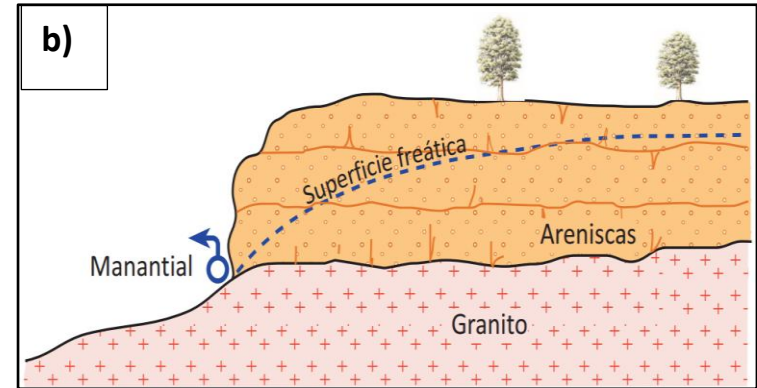
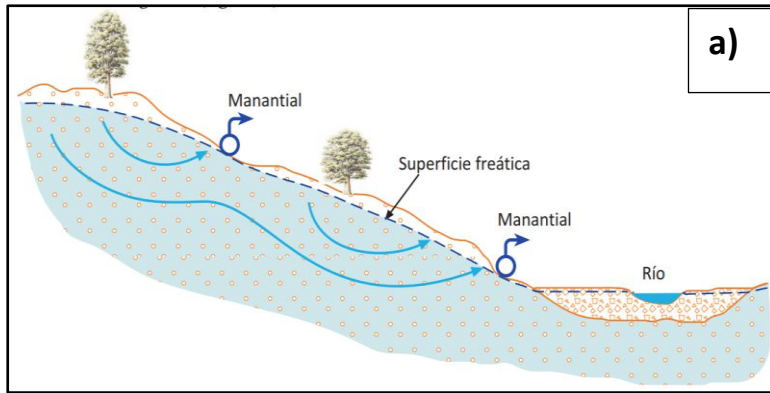


Figura 61. Representación de los tres procesos de desarrollo de un manantial. a) Intersección de la superficie topográfica con la superficie freática, b) Contacto entre formaciones geológicas permeables e impermeables, c) Combinación de pliegues y fallas geológicas. Sánchez San Román (2022).

3. Aguas Lénticas

Lagos y Lagunas

Un lago se define como un cuerpo de agua continental, generalmente separado del mar, que se deposita en zonas planas de baja altitud en comparación con el terreno circundante. Los lagos forman parte de la zona de emisión de una cuenca hidrográfica, específicamente en la sección correspondiente a la cuenca baja, donde confluyen los afluentes transportados desde las partes altas de la cuenca.

Por otro lado, una laguna es un depósito natural de agua que presenta dimensiones menores que un lago. Una de las principales características que diferencian a una laguna de un lago radica en que las lagunas tienden a carecer de salidas o desagües visibles. Esta ausencia de una salida definida puede generar condiciones de estancamiento y acumulación de sedimentos, lo que favorece la formación de humedales y ecosistemas especializados.

Estanques

Un estanque es una formación natural o artificial en la que una cantidad de agua se almacena dentro de una depresión en el terreno, generalmente de proporciones pequeñas. Los estanques se caracterizan por retener el agua de lluvia y mantener una profundidad relativamente corta en comparación con otros cuerpos de agua continentales.

Jagüeyes

Los jagüeyes se pueden interpretar como estructuras de almacenamiento de agua, que pueden ser artificiales o formadas por infiltraciones naturales en el terreno. Estas formaciones permiten acumular agua principalmente para el abastecimiento de ganado en comunidades rurales. Los jagüeyes, que pueden asemejarse a balsas, pozos o zanjas llenas de agua, son cruciales en regiones donde la disponibilidad de agua es limitada, ya que facilitan la retención de agua de lluvia y otras fuentes.

La acumulación de agua en un jagüey puede depender de varios factores, incluyendo la cantidad de precipitación, las características del suelo y la presencia de vegetación circundante que puede influir en la evaporación. Además, los jagüeyes pueden desempeñar un papel en la recarga de aguas subterráneas, ya que el agua almacenada puede infiltrarse en el suelo y contribuir a los acuíferos subyacentes (Fundación Aquae, 2023).

ANEXO 2

Tipología Volcánica de la ROM

Tabla 8. Tipología volcánica. Características de la nomenclatura, ubicación y tipología de estructuras volcánicas en la Región Oriente de Michoacán (ROM). De izquierda a derecha, se presenta el número de edificaciones volcánicas, seguido por su denominación, coordenadas geográficas, clave topográfica 1:50,000, tipología y dominio geológico correspondiente.

No	Nombre	Longitud	Latitud	Carta	Tipo	Dominios Morfoestructurales
1	C. Mata	100° 28' 32.556" W	19° 53' 53.808" N	E14A15	Conos erosionados	Planicie de Maravatío
2	C. Los Coyotes	100° 28' 25.976" W	19° 50' 11.048" N	E14A15	Conos erosionados	Conos Cerro Prieto
3	C. El Conejo	100° 31' 13.351" W	19° 49' 38.288" N	E14A15	Conos erosionados	Conos Cerro Prieto
4	*	100° 33' 20.798" W	19° 48' 19.391" N	E14A15	Conos erosionados	Conos Cerro Prieto
5	*	100° 30' 57.533" W	19° 45' 33.238" N	E14A15	Conos erosionados	Conos Cerro Prieto
6	*	100° 30' 49.564" W	19° 44' 17.441" N	E15A25	Conos erosionados	Conos Senguio-Tzintzingareo
7	*	100° 26' 14.188" W	19° 46' 15.625" N	E14A15	Conos erosionados	Conos Senguio-Tzintzingareo

8	C. Orta	100° 23' 17.567" W	19° 40' 0.691" N	E15A25	Conos erosionados	Conos Senguio-Tzintzingareo
9	*	100° 45' 13.992" W	19° 54' 52.597" N	E14A14	Conos erosionados	Inés
10	c. Palos Amarillos	100° 46' 26.203" W	19° 53' 7.777" N	E14A14	Conos erosionados	Ojo de Agua
11	*	100° 49' 32.200" W	19° 51' 48.216" N	E14A14	Conos erosionados	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
12	*	100° 46' 5.305" W	19° 54' 54.706" N	E14A14	Conos erosionados	Inés
13	C. La Cruz	100° 52' 12.833" W	19° 57' 12.938" N	E14A14	Conos erosionados	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
14	C. El Pilar	100° 32' 35.257" W	19° 51' 48.445" N	E14A15	Volcán Escudo	Volcanes escudo el Pilar
15	C. La Calabaza	100° 33' 50.467" W	19° 52' 23.110" N	E14A15	Volcán Escudo	Volcanes escudo el Pilar
16	*	100° 33' 20.297" W	19° 51' 3.432" N	E14A15	Volcán Escudo	Volcanes escudo el Pilar
17	C. Zacatonal	100° 38' 7.792" W	19° 49' 53.277" N	E14A15	Volcán Escudo	Campo Geotérmico Los Azufres
18	C. Agua Escondida	100° 41' 24.020" W	19° 49' 32.749" N	E14A14	Volcán Escudo	Campo Geotérmico Los Azufres

19	*	100° 39' 49.206" W	19° 50' 5.934" N	E14A15	Volcán Escudo	Campo Geotérmico Los Azufres
20	*	100° 49' 51.638" W	19° 57' 25.488" N	E14A14	Volcán Escudo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
21	C. El Tejero	100° 22' 43.369" W	19° 51' 55.085" N	E14A15	Volcán Escudo	Volcanes Escudo el Tejero
22	*	100° 20' 4.338" W	19° 48' 2.476" N	E14A15	Volcán Escudo	Volcanes Escudo el Tejero
23	*	100° 44' 51.228" W	19° 57' 5.398" N	E14A14	Volcán Escudo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
24	*	100° 47' 34.943" W	19° 56' 47.534" N	E14A14	Volcán Escudo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
25	C. Frentón	100° 48' 13.270" W	19° 59' 48.052" N	E14A14	Volcán Escudo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
26	*	100° 47' 7.536" W	19° 55' 17.812" N	E14A14	Volcán Escudo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
27	C. Chato	100° 51' 52.665" W	19° 57' 44.161" N	E14A14	Spatter	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
28	*	100° 38' 0.316" W	19° 52' 32.477" N	E14A15	Spatter	Altiplano Valle de Juárez

29	*	100° 33' 45.237" W	19° 53' 48.365" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
30	*	100° 32' 52.069" W	19° 54' 54.292" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
31	*	100° 32' 27.147" W	19° 54' 59.672" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
32	La Capilla	100° 33' 40.328" W	19° 51' 11.614" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
33	*	100° 34' 52.321" W	19° 45' 41.877" N	E14A15	Spatter	Subdominio Estratovolcán San Andrés
34	*	100° 33' 19.527" W	19° 46' 40.454" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
35	*	100° 33' 22.995" W	19° 46' 26.331" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
36	*	100° 33' 47.149" W	19° 46' 40.343" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
37	*	100° 34' 9.147" W	19° 46' 39.912" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
38	C. Azul	100° 30' 22.788" W	19° 47' 23.343" N	E14A15	Spatter	Conos Senguio-Tzintzingareo
39	Cerro Bermejo	100° 24' 37.197" W	19° 48' 31.793" N	E14A15	Spatter	Planicie de Maravatío
40	Cerro Pelón	100° 25' 9.641" W	19° 46' 35.812" N	E14A15	Spatter	Conos Senguio-Tzintzingareo

41	*	100° 50' 14.320" W	19° 46' 50.634" N	E14A14	Spatter	Conos Volcánicos de Queréndaro
42	*	100° 36' 8.562" W	19° 45' 35.183" N	E14A15	Spatter	Subdominio Estratovolcán San Andrés
43	*	100° 25' 48.789" W	19° 54' 49.048" N	E14A15	Spatter	Planicie de Maravatío
44	*	100° 31' 39.218" W	19° 44' 35.838" N	E14A25	Spatter	Conos Cerro Prieto
45	C. El Molinero	100° 33' 19.925" W	19° 43' 56.332" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
46	C. La Vibora	100° 33' 56.450" W	19° 48' 52.152" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
47	C. Chilacayote	100° 32' 5.181" W	19° 47' 11.187" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
48	*	100° 31' 48.230" W	19° 46' 51.498" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
49	*	100° 32' 12.908" W	19° 46' 41.821" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
50	*	100° 31' 59.509" W	19° 46' 19.132" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
51	C. Colorado	100° 32' 12.990" W	19° 51' 15.295" N	E14A15	Spatter	Volcanes escudo el Pilar
52	*	100° 20' 1.040" W	19° 48' 43.120" N	E14A15	Spatter	Volcanes Llano Grande

53	*	100° 22' 5.412" W	19° 47' 42.087" N	E14A15	Spatter	Conos Senguio-Tzintzingareo
54	*	100° 29' 57.573" W	19° 56' 49.824" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
55	*	100° 32' 41.537" W	19° 53' 17.350" N	E14A15	Spatter	Volcanes escudo el Pilar
56	*	100° 32' 6.934" W	19° 53' 34.353" N	E14A15	Spatter	Volcanes escudo el Pilar
57	*	100° 19' 44.467" W	19° 48' 21.869" N	E14A16	Spatter	Volcanes Escudo el Tejero
58	*	100° 47' 9.966" W	19° 58' 43.491" N	E14A14	Spatter	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
59	*	100° 46' 59.721" W	19° 59' 11.497" N	E14A14	Spatter	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
60	*	100° 47' 4.919" W	19° 57' 52.356" N	E14A14	Spatter	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
61	Cerro Pelón	100° 48' 27.840" W	19° 59' 53.893" N	E14A14	Spatter	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
62	*	100° 49' 9.071" W	19° 59' 57.773" N	E14A14	Spatter	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo

63	*	100° 47' 18.852" W	19° 52' 12.130" N	E14A14	Spatter	Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua
64	Cerro Chato	100° 49' 13.507" W	19° 47' 10.782" N	E14A14	Spatter	Conos Volcánicos de Queréndaro
65	*	100° 33' 48.558" W	19° 54' 13.274" N	E14A15	Spatter	Conos Cerro Prieto
66	C. La Mina	100° 53' 36.369" W	19° 46' 16.944" N	E14A14	Spatter	Sierra Complejo Garnica
67	C. La Cruz	100° 54' 42.764" W	19° 46' 43.370" N	E14A14	Spatter	*
68	*	100° 47' 10.069" W	19° 56' 14.825" N	E14A14	Spatter	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
69	C. Los García	100° 47' 23.344" W	19° 52' 58.628" N	E14A14	Spatter	Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua
70	C. Los Coyotes	100° 42' 37.332" W	19° 52' 44.307" N	E14A14	Spatter	Altiplano Valle de Juárez
71	C. San Andrés	100° 36' 0.512" W	19° 48' 2.086" N	E14A15	Estratovolcán	Estratovolcán San Andrés
72	El Palillo	100° 51' 43.949" W	19° 53' 24.653" N	E14A14	Domo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo

73	Lomas de la Alberca	100° 51' 1.388" W	19° 52' 10.465" N	E14A14	Domo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
74	C. Clavellinas	100° 50' 21.085" W	19° 51' 30.135" N	E14A14	Domo	Planicie Lacustre Lago de Cuitzeo
75	*	100° 48' 28.825" W	19° 50' 50.373" N	E14A14	Domo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
76	Puerto los Lobos	100° 45' 8.697" W	19° 51' 28.307" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
77	*	100° 45' 11.338" W	19° 51' 1.001" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
78	Cerro Cuate	100° 45' 7.239" W	19° 50' 11.833" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
79	El Rosario	100° 42' 18.269" W	19° 50' 55.130" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
80	C. la Tetilla	100° 42' 14.387" W	19° 48' 20.625" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
81	*	100° 46' 24.762" W	19° 48' 59.716" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua

82	C. el Guangoche	100° 42' 42.740" W	19° 43' 31.181" N	E14A24	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
83	EL Mirto	100° 44' 17.249" W	19° 42' 56.641" N	E14A24	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
84	*	100° 41' 42.141" W	19° 41' 26.235" N	E14A24	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
85	C. El León	100° 34' 23.577" W	19° 47' 47.081" N	E14A15	Domo	Estratovolcán San Andrés
86	C. Pedregoso	100° 37' 12.163" W	19° 47' 38.675" N	E14A15	Domo	Estratovolcán San Andrés
87	*	100° 37' 14.666" W	19° 48' 2.047" N	E14A15	Domo	Estratovolcán San Andrés
88	Los Bueyes	100° 37' 26.091" W	19° 48' 24.026" N	E14A15	Domo	Estratovolcán San Andrés
89	*	100° 38' 51.875" W	19° 48' 35.534" N	E14A15	Domo	Campo Geotérmico Los Azufres
90	C. La Hierbabuena	100° 39' 0.496" W	19° 47' 53.173" N	E14A15	Domo	Campo Geotérmico Los Azufres
91	*	100° 38' 53.762" W	19° 47' 11.804" N	E14A15	Domo	Campo Geotérmico Los Azufres
92	C. el Jilguero	100° 38' 23.248" W	19° 46' 54.620" N	E14A15	Domo	Campo Geotérmico Los Azufres

93	C. el Molcajete	100° 37' 19.260" W	19° 46' 36.440" N	E14A15	Domo	Estratovolcán San Andrés
94	C. el Chinapo	100° 38' 56.637" W	19° 46' 17.270" N	E14A15	Domo	Campo Geotérmico Los Azufres
95	C. las Peñitas	100° 41' 58.370" W	19° 54' 34.417" N	E14A14	Domo	Inés
96	C. La Manga	100° 44' 55.962" W	19° 55' 21.444" N	E14A14	Domo	Inés
97	*	100° 45' 37.872" W	19° 54' 46.721" N	E14A14	Domo	Inés
98	C. Viejo	100° 44' 0.970" W	19° 54' 30.209" N	E14A14	Domo	Inés
99	El Cantor	100° 43' 11.669" W	19° 54' 59.209" N	E14A14	Domo	Inés
100	C. el Terrero	100° 42' 50.266" W	19° 42' 30.673" N	E14A24	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
101	C. La Campana	100° 36' 8.253" W	19° 57' 27.993" N	E14A15	Domo	Sierra de Santa Inés
102	C. La Lobera	100° 37' 26.779" W	19° 58' 28.657" N	E14A15	Domo	Sierra de Santa Inés
103	La Alta	100° 39' 22.178" W	19° 59' 3.446" N	E14A15	Domo	Sierra de Santa Inés
104	*	100° 24' 33.489" W	19° 38' 40.087" N	E14A25	Domo	Conos Senguio-Tzintzingareo

105	C. Mendoza	100° 25' 3.515" W	19° 38' 51.302" N	E14A25	Domo	Conos Senguio-Tzintzingareo
106	C. el Chilacayote	100° 25' 52.673" W	19° 39' 18.175" N	E14A25	Domo	Conos Senguio-Tzintzingareo
107	C. las Doncellas	100° 49' 56.971" W	19° 56' 49.190" N	E14A14	Domo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
108	C. el Pedrillo	100° 50' 44.308" W	19° 51' 1.212" N	E14A14	Domo	Planicie Lacustre Lago de Cuitzeo
109	C. el Piojo	100° 49' 59.106" W	19° 51' 3.662" N	E14A14	Domo	Planicie Lacustre Lago de Cuitzeo
110	*	100° 34' 35.112" W	19° 49' 55.825" N	E14A15	Domo	Conos Cerro Prieto
111	C. el Gallo	100° 42' 52.964" W	19° 56' 21.212" N	E14A14	Domo	Secuencia Volcánica Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo
112	C. el Gallo	100° 40' 37.401" W	19° 48' 52.208" N	E14A14	Domo	Campo Geotérmico Los Azufres
113	C. la Providencia	100° 40' 21.557" W	19° 48' 7.093" N	E14A14	Domo	Campo Geotérmico Los Azufres
114	El Mozo	100° 43' 18.799" W	19° 51' 11.978" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua
115	*	100° 45' 56.893" W	19° 52' 27.501" N	E14A14	Domo	Secuencia Domos y Mesas Ojo de Agua

116	C. Chino	100° 23' 22.341" W	19° 39' 6.781" N	E14A25	Domo	Conos Senguio-Tzintzingareo
117	C. Pelón	100° 35' 0.962" W	19° 39' 58.914" N	E14A25	Domo	Graben San Pedro Jacuro-Cd Hidalgo
118	C. los Coyotes	100° 39' 0.489" W	19° 41' 17.301" N	E14A25	Domo	Graben San Pedro Jácuaro-Cd Hidalgo
119	*	100° 29' 47.158" W	19° 47' 24.421" N	E14A15	Domo	Conos Senguio-Tzintzingareo
120	Mesa la Comalera	100° 48' 4.676" W	19° 52' 7.528" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
121	Mesa de Lucas	100° 46' 38.243" W	19° 51' 10.445" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
122	Mesa Picada	100° 45' 26.772" W	19° 51' 34.113" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
123	Mesa el Carpintero	100° 43' 58.500" W	19° 48' 4.598" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
124	*	100° 45' 40.737" W	19° 48' 3.013" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua

125	*	100° 46' 0.523" W	19° 48' 1.414" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
126	C. Monterrey	100° 47' 7.616" W	19° 47' 46.183" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
127	Mesa Grande	100° 44' 38.427" W	19° 52' 26.777" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
128	Puerto Los Lobos	100° 44' 28.889" W	19° 51' 50.474" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
129	Mesa El Bosque	100° 41' 56.481" W	19° 47' 52.979" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
130	Mesa El Rosario	100° 42' 22.741" W	19° 46' 5.084" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
131	C. Cruz de Yari	100° 42' 8.227" W	19° 44' 42.154" N	E14A24	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
132	Mesa Los Oyameles	100° 42' 35.942" W	19° 44' 9.398" N	E14A24	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
133	Mesa La Cebolla	100° 46' 8.796" W	19° 45' 48.946" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua

134	C. Pedregoso	100° 46' 35.732" W	19° 46' 3.173" N	E14A14	Mesa	Secuencia de domos y mesas Ojo de Agua
135	Mesa Las Papas	100° 40' 25.433" W	19° 56' 53.782" N	E14A14	Mesa	Sierra de Santa Inés
136	Mesa Capulines	100° 42' 23.037" W	19° 55' 46.041" N	E14A14	Mesa	Inés
137	Las Mesas	100° 28' 11.237" W	19° 39' 46.869" N	E14A25	Mesa	Conos Senguio-Tzintzingareo
138	*	100° 29' 43.970" W	19° 45' 15.172" N	E14A25	Mesa	Conos Senguio-Tzintzingareo
139	C. El Molcajete	100° 45' 47.208" W	19° 55' 10.075" N	E14A14	Cono Cinerítico	Subdominio Inés
140	C. Colorado	100° 46' 16.746" W	19° 50' 24.414" N	E14A14	Cono Cinerítico	Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua
141	C. Cuate	100° 45' 45.658" W	19° 50' 23.974" N	E14A14	Cono Cinerítico	Secuencia de Domos y Mesas Ojo de Agua
142	C. Los Cuates	100° 53' 28.260" W	19° 46' 43.852" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
143	*	100° 53' 9.066" W	19° 46' 42.875" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro

144	*	100° 52' 16.421" W	19° 46' 40.951" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
145	*	100° 51' 16.233" W	19° 46' 43.406" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
146	C. El Gallo	100° 50' 32.222" W	19° 46' 49.669" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
147	C. Guajolotera	100° 49' 51.327" W	19° 47' 0.754" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
148	*	100° 49' 35.140" W	19° 47' 6.253" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
149	C. El Barco	100° 48' 36.730" W	19° 47' 17.904" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
150	*	100° 49' 42.980" W	19° 48' 34.139" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
151	C. Las Rosas	100° 49' 25.941" W	19° 48' 7.290" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
152	C. Las Cuevas	100° 48' 16.936" W	19° 46' 16.511" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro

153	*	100° 52' 7.256" W	19° 47' 59.054" N	E14A14	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Queréndaro
154	C. La Gloria	100° 27' 45.312" W	19° 41' 33.179" N	E14A25	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo
155	C. La Herradura	100° 31' 6.813" W	19° 43' 18.120" N	E14A25	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo
156	*	100° 32' 5.566" W	19° 44' 39.548" N	E14A25	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
157	C. Pelón	100° 31' 58.523" W	19° 44' 25.037" N	E14A25	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
158	C. Prieto	100° 32' 48.001" W	19° 45' 5.758" N	E14A15/E14 A25	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
159	*	100° 31' 20.922" W	19° 45' 56.819" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
160	*	100° 31' 38.952" W	19° 46' 6.976" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
161	*	100° 32' 44.633" W	19° 48' 0.212" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
162	C. El Petate	100° 35' 3.180" W	19° 50' 21.845" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
163	*	100° 31' 29.797" W	19° 51' 0.809" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto

164	*	100° 31' 22.552" W	19° 51' 12.449" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
165	C. Colorado	100° 30' 2.114" W	19° 51' 8.546" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
166	*	100° 29' 40.193" W	19° 51' 13.186" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
167	El Zopilote	100° 29' 8.806" W	19° 50' 47.038" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
168	C. Pardo	100° 20' 14.478" W	19° 55' 6.692" N	E14A15	Cono Cinerítico	Sierra de Puruagua
169	C. Patuquio	100° 28' 42.648" W	19° 46' 11.839" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo
170	C. Las Tunas	100° 28' 54.082" W	19° 47' 47.692" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo
171	C. Concharras	100° 27' 19.589" W	19° 46' 11.170" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo
172	C. Los Nogales	100° 26' 23.100" W	19° 46' 58.773" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo
173	C. La Cruz	100° 22' 46.233" W	19° 47' 40.326" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo

174	C. La Cruz	100° 28' 14.361" W	19° 42' 47.546" N	E14A25	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo
175	C. El Molcajete	100° 32' 13.010" W	19° 47' 39.906" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Cerro Prieto
176	C. Las Tunas	100° 26' 37.429" W	19° 46' 0.685" N	E14A15	Cono Cinerítico	Conos Volcánicos de Tzintzingareo

ANEXO 3.

Parámetros y clasificación de los pétalos de drenaje de la ROM

Tabla 9. Características de los pétalos de captación. En esta tabla se presentan las diversas características hidrológicas asociadas a los pétalos. De izquierda a derecha, se incluye el nombre de cada pétalo, la subcuenca correspondiente, el tipo de drenaje, la clave de los pétalos, las coordenadas geográficas y, finalmente, la clasificación basada en su forma, considerando el Índice de Gravelius.

Número	Nombre del Pétalo	Subcuenca	Orden de drenaje	Código de Pétalo	Latitud	Longitud	Clasificación
1	Ojo de Agua	RIO TUXPAN	6	PGc-03	19° 44' 32.474" N	100° 44' 5.138" W	Oval redonda a oval oblonga
2	San Pedro Jácuaró	RIO TUXPAN	4	PGc-05	19° 44' 25.887" N	100° 40' 20.945" W	Oval redonda a oval oblonga
3	San Isidro Alta Huerta - San Matías	RIO TUXPAN	4	PGc-10	19° 44' 36.166" N	100° 37' 16.570" W	Redonda a oval-redonda
4	Oeste Cd. Hidalgo	RIO TUXPAN	3	PGc-12	19° 43' 56.550" N	100° 35' 0.824" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
5	Cd. Hidalgo	RIO TUXPAN	4	PGc-18	19° 44' 19.811" N	100° 32' 55.023" W	Oval redonda a oval oblonga
6	Tzintzingareo	ARROYO CAVICHI	3	PAf-05	19° 46' 20.677" N	100° 29' 43.104" W	Oval redonda a oval oblonga
7	Ejido de Pomas (Dolores)	ARROYO CAVICHI	4	PAf-04	19° 49' 24.953" N	100° 29' 27.574" W	Oval redonda a oval oblonga

8	Sur Maravatio	ARROYO CAVICHI	4	PAf-03	19° 50' 54.131" N	100° 31' 46.515" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
9	Santa Clara del Tule	LAGO DE CUITZEO	4	PGb-07	19° 47' 54.662" N	100° 47' 0.312" W	Oval redonda a oval oblonga
10	Valle de Juarez-Tarandacuao	TARANDACUAO	5	PAe-01	19° 54' 35.630" N	100° 35' 20.214" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
11	Zinapécuaro-Bocaneo	LAGO DE CUITZEO	5	PGb-06	19° 50' 10.372" N	100° 43' 40.017" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
12	Los Desmontes	R. SOLIS-SALAMANCA	5	PBa-02	19° 57' 0.335" N	100° 44' 11.354" W	Oval redonda a oval oblonga
13	Presa Solis	R. SOLIS-SALAMANCA	4	PAd-01	19° 59' 9.844" N	100° 36' 44.266" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
14	San Nicolas de Tolentino	R. SOLIS-SALAMANCA	4	PBa-04	19° 59' 47.963" N	100° 40' 8.246" W	Oval redonda a oval oblonga
15	Acámbaro	R. SOLIS-SALAMANCA	4	PBa-03	19° 58' 11.378" N	100° 42' 26.300" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
16	Cieneguillas	RIO TUXPAN	4	PGc-02	19° 42' 9.822" N	100° 46' 54.322" W	Oval redonda a oval oblonga
17	Huajumbaro	RIO TUXPAN	5	PGc-01	19° 39' 53.674" N	100° 45' 58.885" W	Oval redonda a oval oblonga
18	Rincon del Escobal (La Boveda)	RIO TUXPAN	6	PGc-07	19° 39' 8.225" N	100° 43' 18.274" W	Oval redonda a oval oblonga
19	Cruz de Caminos	RIO TUXPAN	6	PGc-22	19° 38' 50.683" N	100° 40' 34.134" W	Redonda a oval-redonda
20	Guangoche	RIO TUXPAN	3	PGc-06	19° 41' 49.410" N	100° 41' 58.301" W	Oval redonda a oval oblonga
21	Maravatio	ARROYO CAVICHI	4	PAf-02	19° 53' 42.966" N	100° 29' 27.033" W	Oval redonda a oval oblonga

22	Ocampo	RIO TUXPAN	-	PGc-23	19° 37' 59.283" N	100° 18' 59.046" W	Redonda a oval-redonda
23	Presa Santa Clara	R. SOLIS-SALAMANCA	3	PBa-01	19° 57' 8.610" N	100° 46' 9.502" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
24	El Bosque	RIO TUXPAN	2	PGc-04	19° 47' 31.867" N	100° 43' 5.683" W	Oval redonda a oval oblonga
25	Andocutin	LAGO DE CUITZEO	3	PGb-02	19° 56' 21.488" N	100° 49' 20.883" W	Oval redonda a oval oblonga
26	El Gigante	ATLACOMULCO-PASO DE OVEJAS	3	PAc-02	19° 58' 4.717" N	100° 23' 58.795" W	Oval redonda a oval oblonga
27	Yurecuaro	ATLACOMULCO-PASO DE OVEJAS	2	PAc-06	19° 55' 43.185" N	100° 27' 3.162" W	Oval redonda a oval oblonga
28	Sureste Puruagua	ATLACOMULCO-PASO DE OVEJAS	4	PAc-03	20° 0' 26.845" N	100° 24' 16.894" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
29	Tziritzicuaro (Nativitas)	ATLACOMULCO-PASO DE OVEJAS	3	PAc-05	19° 56' 38.630" N	100° 28' 24.157" W	Oval redonda a oval oblonga
30	Huanimoro	RIO TUXPAN	3	PGc-21	19° 38' 50.198" N	100° 27' 8.799" W	Redonda a oval-redonda
31	La Estancia	LAGO DE CUITZEO	3	PGb-08	19° 48' 16.147" N	100° 50' 35.288" W	Oval redonda a oval oblonga
32	Zinapécuaro	LAGO DE CUITZEO	2	PGb-03	19° 52' 35.724" N	100° 51' 30.052" W	Oval redonda a oval oblonga
33	San Nicolás Simirao	LAGO DE CUITZEO	3	PGb-04	19° 53' 32.883" N	100° 49' 22.187" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
34	Este Maravatioi	ARROYO CAVICHI	5	PAf-07	19° 49' 54.201" N	100° 25' 44.060" W	Oval oblonga a rectangular oblonga

35	San Bartolo Cuitareo	RIO TUXPAN	3	PGc-14	19° 39' 6.106" N	100° 36' 16.416" W	Oval redonda a oval oblonga
36	Suroeste Cd. Hidalgo	RIO TUXPAN	3	PGc-15	19° 40' 34.639" N	100° 34' 40.542" W	Oval redonda a oval oblonga
37	Llano el Ejido (El Mirador)	RIO TUXPAN	3	PGc-16	19° 39' 21.728" N	100° 33' 56.907" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
38	Tacario	RIO TUXPAN	3	PAf-08	19° 47' 53.008" N	100° 33' 31.440" W	Oval redonda a oval oblonga
39	Aporó	RIO TUXPAN	4	PGc-20	19° 40' 15.689" N	100° 25' 24.017" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
40	Huaniqueo	RIO TUXPAN	3	PGc-17	19° 38' 36.371" N	100° 32' 10.503" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
41	El Porvenir	RIO TUXPAN	2	PGc-08	19° 39' 27.637" N	100° 38' 46.229" W	Redonda a oval-redonda
42	Magallanes (Los Pinos)	RIO TUXPAN	2	PGc-19	19° 41' 57.281" N	100° 30' 30.555" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
43	Casa Blanca	RIO TUXPAN	2	PGc-13	19° 41' 0.000" N	100° 36' 8.938" W	Oval redonda a oval oblonga
44	Las Pilas	RIO TUXPAN	2	PGc-09	19° 40' 50.588" N	100° 39' 13.518" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
45	Araró	LAGO DE CUITZEO	4	PGb-05	19° 53' 28.150" N	100° 45' 4.152" W	Oval oblonga a rectangular oblonga
46	Garnica	LAGO DE CUITZEO	5	PGb-09	19° 44' 36.639" N	100° 50' 13.509" W	Oval redonda a oval oblonga
47	Cal y Canto	LAGO DE CUITZEO	4	PGb-01	19° 59' 6.533" N	100° 50' 57.422" W	Oval redonda a oval oblonga
48	San Francisco Epunguio	ARROYO CAVICHI	3	PAf-06	19° 43' 56.699" N	100° 25' 56.455" W	Oval redonda a oval oblonga

49	Senguio	ARROYO CAVICHI	5	PAf-01	19° 45' 47.042" N	100° 20' 44.954" W	Oval redonda a oval oblonga
50	Tungareo	ARROYO CAVICHI- ATLACOMULCO	6	PAC-01	19° 54' 3.424" N	100° 22' 13.655" W	Oval redonda a oval oblonga
51	Tziritzícuaró	ATLACOMULCO-PASO DE OVEJAS	2	PAC-07	19° 58' 41.003" N	100° 28' 1.561" W	Oval redonda a oval oblonga
52	El Gigante II	ATLACOMULCO-PASO DE OVEJAS	2	PAC-04	19° 59' 3.287" N	100° 25' 52.042" W	Oval redonda a oval oblonga

ANEXO 4

Parámetros y estimaciones meteorológicas de la ROM

Tabla 10. Valores Hidrológicos. A continuación, se describen los valores relacionados con la precipitación, evapotranspiración potencial, escurrimiento e infiltración, en función de sus características y jerarquías hidrológicas. De izquierda a derecha, se presenta el número de pétalos, seguido por las regiones hidrológicas (R.H.), el orden del pétalo, el nombre de los pétalos junto con su respectiva clave, las coordenadas geográficas y, finalmente, los cuatro valores hidrológicos con el valor promedio correspondiente para cada pétalo.

No.	R.H.	Subcuenca	Orden del pétalo	Pétalos de captación	Clave	Longitud	Latitud	Precipitación (mm)	Valores de Evapotranspiración (mm)	Escurrimiento (mm)	Infiltración (mm)
1	Balsas	RIO TUXPAN	6	Ojo de Agua	PGc-03	100° 44' 5.138" W	19° 44' 32.474" N	1087.030047	732.491369	43.737738	310.80094
2	Balsas	RIO TUXPAN	4	San Pedro Jácuaró	PGc-05	100° 40' 20.945" W	19° 44' 25.887" N	1214.223084	706.620913	53.105886	454.496285
3	Balsas	RIO TUXPAN	4	San Isidro Alta Huerta - San Matías	PGc-10	100° 37' 16.570" W	19° 44' 36.166" N	1188.48164	714.469947	56.453768	417.567872
4	Balsas	RIO TUXPAN	3	Oeste Cd. Hidalgo	PGc-12	100° 35' 0.824" W	19° 43' 56.550" N	955.340378	771.718117	27.889705	155.732556
5	Balsas	RIO TUXPAN	4	Cd. Hidalgo	PGc-18	100° 32' 55.023" W	19° 44' 19.811" N	897.96305	784.077529	16.439466	97.446055
6	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI	3	Tzintzingareo	PAf-05	100° 29' 43.104" W	19° 46' 20.677" N	903.396261	787.903427	18.344741	97.148093
7	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI	4	Ejido de Pomas (Dolores)	PAf-04	100° 29' 27.574" W	19° 49' 24.953" N	899.090718	793.605231	14.067431	91.418056

8	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI	4	Sur Maravatio	PAF-03	100° 31' 46.515" W	19° 50' 54.131" N	932.169292	788.876019	19.523465	123.769808
9	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	4	Santa Clara del Tule	PGb-07	100° 47' 0.312" W	19° 47' 54.662" N	908.499939	769.675949	12.214723	126.609267
10	Lerma Santiago	TARANDACUA O	5	Valle de Juarez-Tarandacuao	PAe-01	100° 35' 20.214" W	19° 54' 35.630" N	882.790208	785.578292	39.119158	58.092758
11	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	5	Zinapecuaro-Bocaneo	PGb-06	100° 43' 40.017" W	19° 50' 10.372" N	928.879717	750.243901	20.308005	158.327811
12	Lerma Santiago	R. SOLIS-SALAMANCA	5	Los Desmontes	PBa-02	100° 44' 11.354" W	19° 57' 0.335" N	828.503897	763.878761	110.859998	-46.234862
13	Lerma Santiago	R. SOLIS-SALAMANCA	4	Presa Solis	PAd-01	100° 36' 44.266" W	19° 59' 9.844" N	848.846417	799.822803	15	34.023614
14	Lerma Santiago	R. SOLIS-SALAMANCA	4	San Nicolas de Tolentino	PBa-04	100° 40' 8.246" W	19° 59' 47.963" N	850.697764	784.240847	15	51.456917
15	Lerma Santiago	R. SOLIS-SALAMANCA	4	Acámbaro	PBa-03	100° 42' 26.300" W	19° 58' 11.378" N	834.335152	766.259037	25	43.076115
16	Balsas	RIO TUXPAN	4	Cieneguillas	PGc-02	100° 46' 54.322" W	19° 42' 9.822" N	1092.927335	735.787883	30.682089	326.457363
17	Balsas	RIO TUXPAN	5	Huajumbaro	PGc-01	100° 45' 58.885" W	19° 39' 53.674" N	1147.512694	717.891042	45.233976	384.387676
18	Balsas	RIO TUXPAN	6	Rincon del Escobal (La Boveda)	PGc-07	100° 43' 18.274" W	19° 39' 8.225" N	1173.887154	711.670205	44.169252	418.047697
19	Balsas	RIO TUXPAN	6	Cruz de Caminos	PGc-22	100° 40' 34.134" W	19° 38' 50.683" N	1198.960712	709.93623	45.892527	443.131955
20	Balsas	RIO TUXPAN	3	Guangoche	PGc-06	100° 41' 58.301" W	19° 41' 49.410" N	1142.094012	722.20043	52.151022	367.74256
21	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI	4	Maravatio	PAF-02	100° 29' 27.033" W	19° 53' 42.966" N	898.703231	809.604982	14.97259	74.125659
22	Lerma Santiago	RIO TUXPAN	?	Ocampo	PGc-23	100° 18' 59.046" W	19° 37' 59.283" N	1057.198264	1125.773082	1.626323	-70.201141

23	Lerma Santiago	R. SOLIS-SALAMANCA	3	Presa Santa Clara	PBa-01	100° 46' 9.502" W	19° 57' 8.610" N	828.891085	775.251596	110.470198	-56.830709
24	Lerma Santiago	RIO TUXPAN	2	El Bosque	PGc-04	100° 43' 5.683" W	19° 47' 31.867" N	1049.503451	739.494722	39.247337	270.761392
25	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	3	Andocutin	PGb-02	100° 49' 20.883" W	19° 56' 21.488" N	792.570087	788.224637	25.656001	-21.310551
26	Lerma Santiago	ATLACOMULCO -PASO DE OVEJAS	3	El Gigante	PAC-02	100° 23' 58.795" W	19° 58' 4.717" N	827.453058	802.463692	15	9.989366
27	Lerma Santiago	ATLACOMULCO -PASO DE OVEJAS	2	Yurecuaro	PAC-06	100° 27' 3.162" W	19° 55' 43.185" N	866.737078	810.061159	44.90867	11.767249
28	Lerma Santiago	ATLACOMULCO -PASO DE OVEJAS	4	Sureste Puruagua	PAC-03	100° 24' 16.894" W	20° 0' 26.845" N	831.460624	806.289005	5	20.171619
29	Lerma Santiago	ATLACOMULCO -PASO DE OVEJAS	3	Tziritzicuaro (Nativitas)	PAC-05	100° 28' 24.157" W	19° 56' 38.630" N	829.24015	806.718336	57.148135	-34.626321
30	Balsas	RIO TUXPAN	3	Huanimoro	PGc-21	100° 27' 8.799" W	19° 38' 50.198" N	969.067089	834.671256	25	109.395833
31	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	3	La Estancia	PGb-08	100° 50' 35.288" W	19° 48' 16.147" N	819.982642	792.828556	21.670197	5.483889
32	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	2	Zinapécuaro	PGb-03	100° 51' 30.052" W	19° 52' 35.724" N	794.659925	781.079088	5.891621	7.689216
33	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	3	San Nicolás Simirao	PGb-04	100° 49' 22.187" W	19° 53' 32.883" N	804.123395	752.411766	2.492343	49.219286
34	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI	5	Este Maravatioi	PAF-07	100° 25' 44.060" W	19° 49' 54.201" N	860.649963	796.647065	7.385647	56.617251
35	Balsas	RIO TUXPAN	3	San Bartolo Cuitareo	PGc-14	100° 36' 16.416" W	19° 39' 6.106" N	1053.537489	758.993634	10.400343	284.143512
36	Balsas	RIO TUXPAN	3	Suroeste Cd. Hidalgo	PGc-15	100° 34' 40.542" W	19° 40' 34.639" N	912.850999	780.083488	41.767432	91.000079

37	Balsas	RIO TUXPAN	3	Llano el Ejido (El Mirador)	PGc-16	100° 33' 56.907" W	19° 39' 21.728" N	944.957712	781.819622	20.111146	143.026944
38	Balsas	RIO TUXPAN	3	Tacario	PAf-08	100° 33' 31.440" W	19° 47' 53.008" N	973.93642	772.146288	17.654156	184.135976
39	Balsas	RIO TUXPAN	4	Aporó	PGc-20	100° 25' 24.017" W	19° 40' 15.689" N	928.45404	840.477074	28.596497	59.380469
40	Balsas	RIO TUXPAN	3	Huaniqueo	PGc-17	100° 32' 10.503" W	19° 38' 36.371" N	959.266222	797.433774	12.719282	149.113166
41	Balsas	RIO TUXPAN	2	El Porvenir	PGc-08	100° 38' 46.229" W	19° 39' 27.637" N	1139.943522	731.493718	18.905041	389.544763
42	Balsas	RIO TUXPAN	2	Magallanes (Los Pinos)	PGc-19	100° 30' 30.555" W	19° 41' 57.281" N	889.921952	787.595963	45.998592	56.327397
43	Balsas	RIO TUXPAN	2	Casa Blanca	PGc-13	100° 36' 8.938" W	19° 41' 0.000" N	985.707108	767.991169	18.650074	199.065865
44	Balsas	RIO TUXPAN	2	Las Pilas	PGc-09	100° 39' 13.518" W	19° 40' 50.588" N	1115.035581	736.575538	36.620213	341.83983
45	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	4	Araró	PGb-05	100° 45' 4.152" W	19° 53' 28.150" N	820.196455	747.973486	51.33547	20.887499
46	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	5	Garnica	PGb-09	100° 50' 13.509" W	19° 44' 36.639" N	946.559309	777.51258	9.964758	159.081971
47	Lerma Santiago	LAGO DE CUITZEO	4	Cal y Canto	PGb-01	100° 50' 57.422" W	19° 59' 6.533" N	776.664294	811.248616	15.631124	-50.215446
48	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI	3	San Francisco Epunguio	PAf-06	100° 25' 56.455" W	19° 43' 56.699" N	879.722189	789.547757	15	75.174432
49	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI	5	Senguio	PAf-01	100° 20' 44.954" W	19° 45' 47.042" N	889.381369	801.585985	13.782144	74.01324
50	Lerma Santiago	ARROYO CAVICHI-ATLACOMULCO	6	Tungareo	PAC-01	100° 22' 13.655" W	19° 54' 3.424" N	871.871111	809.933158	13.614235	48.323718
51	Lerma Santiago	ATLACOMULCO -PASO DE OVEJAS	2	Tziritzícuaro	PAC-07	100° 28' 1.561" W	19° 58' 41.003" N	791.451001	802.102029	28.741694	-39.392722

52	Lerma Santiago	ATLACOMULCO -PASO DE OVEJAS	2	El Gigante II	PAC-04	100° 25' 52.042" W	19° 59' 3.287" N	889.381369	777.51258	5	-2.46
53	Balsas	RIO TUXPAN	2	Laguna Escondida	PGc-11	100° 38' 15.316" W	19° 47' 42.501" N	1275.729573	688.874474	56.507017	530.348082

ANEXO 5

Datos Hidrogeoquímicos relacionados con el impacto ambiental

Tabla 11. Datos hidrogeoquímicos de acuerdo con Birkle y Merkel (2000).

A continuación, se presentan los datos hidrogeoquímicos de elementos químicos potencialmente tóxicos proyectados en el mapa de la figura 60, sección 8.4. Se incluyen las claves utilizadas por Birkle y las empleadas para la ROM. Algunos datos corresponden a las mismas coordenadas, pero fueron tomados en diferentes años. Estos registros se desglosan en la tabla 8. Sin embargo, los valores proyectados en el mapa corresponden únicamente a los muestreos realizados en 1996 y consideran solo los elementos **SO₄**, **Mn**, **As**, **Se**, **Cd**, **Hg**, **Pb** y **Fe**. Los valores se codifican por color según su relación con la NOM-127-ASS1-2021: **Verde**: Dentro de la NOM; **Naranja**: En el valor de la NOM; **Rojo**: Supera el valor de la NOM. Finalmente se clasifica su estatus.

Clave Birkle&Merkel 2000	Clave_ROM	Fecha	Año Proyectado en el mapa	Longitud	Latitud	Elementos Potencialmente Tóxicos							Estatus	
						SO ₄	Mn	As	Se	Cd	Hg	Pb		Fe
T-1	A-5	1996	1996	-100.679847	19.7929785	42.2	0.213	0.008	0.0605	0.0422	0.00387	0.0005	0.5	Sobre la Norma
T-3	A-21	jun_1995		-100.708525	19.8149702	58.1	0.85	3.2	0.62	0.222	0.0221	0.005	1.05	Sobre la Norma
T-3	A-21	jan_1996	1996	-100.708525	19.8149702	37.7	0.0656	0.008	0.043	0.0371	0.00071	0.0005	0.27	Sobre la Norma
T-3	A-21	may_1996	1996	-100.708525	19.8149702	31.7	0.156	0.002	0.0547	0.0511	0.00039	0.0005	0.038	Sobre la Norma
T-4	A-5	jun_1995		-100.679847	19.7929785	14	0.134	0.3	0.0909	0.0502	0.0361	0.0005	0.31	Sobre la Norma
T-5	A-18	jun_1995		-100.775795	19.8902671	11.5	0.0444	0.005	0.0281	0.0182	0.00555	0.0005	0.21	Sobre la Norma
T-5	A-18	jan_1996	1996	-100.775795	19.8902671	15.3	0.0135	0.007	0.0268	0.0109	0.00071	0.0005	0.12	Sobre la Norma
T-5	A-18	may_1996	1996	-100.775795	19.8902671	18.9	0.0165	0.004	0.0371	0.0131	0.0028	0.0005	0.17	Sobre la Norma
A-1	A-8	nov_1994		-100.656798	19.7915318	3	0.00255	0.004	0.00507	0.00253	0.00367	0.00768	0.026	Bajo la Norma
A-1	A-8	may_1996	1996	-100.656798	19.7915318	3.9	0.00216	0.001	0.003	0.0005	0.0009	0.00073	0.1	Bajo la Norma
A-2	A-9	jun_1995		-100.662225	19.7899747	4.1	0.0639	0.006	0.00436	0.0005	0.00135	0.00366	0.68	Sobre la Norma

A-2	A-9	may_1996	1996	-100.662225	19.7899747	2	0.143	0.004	0.003	0.0005	0.0009	0.004	2.04	Sobre la Norma
A-3	A-7	jun_1995		-100.664852	19.7902106	4.5	0.108	0.19	0.00489	0.0005	0.00227	0.00386	0.78	Sobre la Norma
A-3	A-7	may_1996	1996	-100.664852	19.7902106	3.9	0.204	0.018	0.003	0.0005	0.0009	0.00176	1.67	Sobre la Norma
A-4	A-6	nov_1994		-100.668288	19.7906375	4	0.0371	-0.30014286	0.03	0.005	0.009	0.008	0.28	Sobre la Norma
A-4	A-6	jun_1995		-100.668288	19.7906375	13.7	0.151	-0.37594286	0.03	0.005	0.009	0.0177	2.06	Sobre la Norma
A-4	A-6	may_1996	1996	-100.668288	19.7906375	4.7	0.134	-0.45174286	0.003	0.0005	0.0009	0.0022	1.02	Sobre la Norma
A-5	A-3	jun_1995		-100.678506	19.7830887	22.5	0.0434	-0.52754286	0.003	0.00061	0.00352	0.0124	1.78	Sobre la Norma
A-5	A-3	jan_1996	1996	-100.678506	19.7830887	4.4	0.00401	-0.60334286	0.003	0.0005	0.0009	0.00069	0.46	Sobre la Norma
Ag-1	A-23	jun_1995		-100.684626	19.8163533	660	1.454	-0.67914286	0.03	0.005	0.009	0.0097	20.9	Sobre la Norma
Ag-1	A-23	may_1996	1996	-100.684626	19.8163533	38.4	0.3	-0.75494286	0.003	0.0005	0.0009	0.00208	0.5	Sobre la Norma
Ag-2	A-16	jun_1995		-100.736584	19.8987808	120	0.138	-0.83074286	0.00504	0.0005	0.00081	0.00732	1.17	Sobre la Norma
Ag-3	A-17	jan_1996	1996	-100.74237	19.8957452	20	0.0322	-0.90654286	0.003	0.0005	0.0009	0.00123	0.75	Sobre la Norma
Az-1	A-4	jun_1995		-100.676305	19.7834062	72	1.055	-0.98234286	0.0208	0.005	0.009	0.0131	0.79	Sobre la Norma
Az-1	A-4	aug_1995		-100.676305	19.7834062	0	0.284	-1.05814286	0.00423	0.0005	0.0009	0.00129	0.16	Sobre la Norma
Az-1	A-4	may_1996	1996	-100.676305	19.7834062	24.3	1.056	-1.13394286	0.00412	0.0005	0.0009	0.00154	20.1	Sobre la Norma
Aj-1	A-4	aug_1995		-100.676305	19.7834062	0	0.142	-1.20974286	0.003	0.0005	0.00156	0.00105	1.12	Sobre la Norma
Aj-1	A-4	may_1996	1996	-100.676305	19.7834062	34.6	0.0156	-1.28554286	0.003	0.0005	0.0009	0.00073	0.13	Bajo la Norma
Y-1	A-19	jun_1996	1996	-100.722705	19.8386384	8.8	0.0206	-1.36134286	0.00433	0.0005	0.00081	0.00613	0.11	Bajo la Norma
Y-1	A-19	jan_1996	1996	-100.722705	19.8386384	7	0.0101	-1.43714286	0.003	0.0005	0.0009	0.0014	0.11	Bajo la Norma
Y-1	A-19	may_1996	1996	-100.722705	19.8386384	8.1	0.002	-1.51294286	0.003	0.0005	0.0009	0.0004	0.039	Bajo la Norma
Az-2	A-20	nov_1994		-100.662265	19.8258269	18	12.21	-1.58874286	1.121	1.212	0.139	0.0029	142	Sobre la Norma
Az-2	A-20	ene_1996	1996	-100.662265	19.8258269	31.4	11.034	-1.66454286	1.691	1.634	0.00406	0.00301	220	Sobre la Norma
Az-2	A-20	may_1996	1996	-100.662265	19.8258269	32.2	4.077	-1.74034286	5.289	2.921	0.0087	0.0012	3	Sobre la Norma
P-1	A-2	may_1996	1996	-100.673123	19.780623	190	2.922	-1.81614286	0.03	0.005	0.0147	0.0217	4.2	Sobre la Norma
P-1	A-2	may_1996	1996	-100.673123	19.780623	123	1.109	-1.89194286	0.003	0.0005	0.0009	0.0011	1.47	Sobre la Norma
P-2	A-1	jun_1995		-100.660483	19.7794616	155	0.264	-1.96774286	0.03	0.005	0.009	0.0088	0.57	Sobre la Norma
P-2	A-1	aug_1995		-100.660483	19.7794616	0	0.695	-2.04354286	0.00593	0.0005	0.0009	0.00138	0.79	Sobre la Norma
P-2	A-1	may_1996	1996	-100.660483	19.7794616	40.2	0.0675	-2.11934286	0.003	0.0005	0.0009	0.00105	0.28	Bajo la Norma
P-3	A-22	jun_1996	1996	-100.707836	19.8010606	72	0.0407	-2.19514286	0.00475	0.0005	0.00147	0.0074	0.28	Bajo la Norma

P-3	A-22	may_1996	1996	-100.707836	19.8010606	34.9	0.0218	-2.27094286	0.003	0.0005	0.0009	0.00113	0.15	Bajo la Norma
P-4	A-11	jun_1995		-100.682085	19.7523715	22	0.0389	-2.34674286	0.00503	0.0005	0.00144	0.00796	0.2	Bajo la Norma
P-4	A-11	may_1996	1996	-100.682085	19.7523715	21.3	0.022	-2.42254286	0.003	0.0005	0.0009	0.00115	0.31	Sobre la Norma
P-5	A-12	jun_1995		-100.643346	19.7185532	21.7	0.0465	-2.49834286	0.0039	0.0005	0.0013	0.00799	0.19	Bajo la Norma
P-5	A-12	jan_1996	1996	-100.643346	19.7185532	21	0.019	-2.57414286	0.003	0.0005	0.0009	0.0008	0.18	Bajo la Norma
P-5	A-12	may_1996	1996	-100.643346	19.7185532	19.1	0.0307	-2.64994286	0.003	0.0005	0.0009	0.00086	0.24	Bajo la Norma
E-1	A-10	jun_1995		-100.685864	19.7566426	16	0.112	-2.72574286	0.00363	0.0005	0.00176	0.00772	1.33	Sobre la Norma
E-1	A-10	may_1996	1996	-100.685864	19.7566426	8.4	0.046	-2.80154286	0.003	0.0005	0.0009	0.00347	0.42	Sobre la Norma
C-1	A-13	jun_1995		-100.639936	19.7165901	10.1	0.0539	-2.87734286	0.00499	0.00047	0.00083	0.00968	0.38	Sobre la Norma
C-1	A-13	may_1996	1996	-100.639936	19.7165901	10.9	0.0454	-2.95314286	0.003	0.0005	0.0009	0.00111	0.44	Sobre la Norma
Z-1	A-15	jun_1995		-100.641325	19.7019706	22.4	0.13	-3.02894286	0.00515	0.0005	0.0009	0.00741	0.5	Sobre la Norma
Z-2	A-14	jun_1995		-100.635406	19.7131989	14.8	0.169	-3.10474286	0.00382	0.0005	0.00083	0.0024	1.05	Sobre la Norma
Z-2	A-14	jan_1996	1996	-100.635406	19.7131989	23.6	0.0905	-3.18054286	0.003	0.0005	0.0009	0.00259	0.84	Sobre la Norma
Z-2	A-14	may_1996	1996	-100.635406	19.7131989	6.5	0.0726	-3.25634286	0.003	0.0005	0.0009	0.00127	0.65	Sobre la Norma
S_1	A-5	jun_1994		-100.679847	19.7929785	77.9	0.0753	-3.33214286	0.003	0.00071	0.00356	0.00772	1.19	Sobre la Norma
S_1	A-5	may_1996	1996	-100.679847	19.7929785	36.3	0.0335	-3.40794286	0.003	0.0005	0.0009	0.00063	0.58	Sobre la Norma
L_1	A-23	jan_1996	1996	-100.684626	19.8163533	268	0.122	-3.48374286	0.0315	0.002	0.00055	0.0005	8.8	Sobre la Norma
L_2	A-23	jun_1995		-100.684626	19.8163533	344	0.223	-3.55954286	0.0423	0.0511	0.0134	0.00068	16	Sobre la Norma
L_2	A-23	jan_1996	1996	-100.684626	19.8163533	344	0.229	-3.63534286	0.0382	0.0511	0.00111	0.00043	18.2	Sobre la Norma
L_2	A-23	may_1996	1996	-100.684626	19.8163533	51.6	0.209	-3.71114286	0.0406	0.0415	0.00139	0.0006	20.9	Sobre la Norma