



POSGRADO EN **GEOLOGÍA**

Modelado geológico 3D de la caldera de La Primavera, México

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Victor Manuel Del Ángel Hernández

CVU/Becario Conacyt: 1075532/787074

Asesor Interno:

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz

Facultad de Ingeniería, UASLP

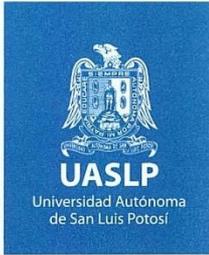
Asesor Externo:

Dr. Xavier de Bolós Granados

Hawai'i Institute of Geophysics and Planetology -

University of Hawai'i

San Luis Potosí, Septiembre 2022



16 de junio de 2022

**ING. VÍCTOR MANUEL DEL ÁNGEL HERNÁNDEZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz y Xavier de Bolós Granados** Asesor y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de junio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

“Modelado geológico 3D de la caldera La Primavera, México”

1. Introducción.
2. Contexto geológico de la caldera La Primavera, occidente de Guadalajara, Jalisco.
3. Metodologías empleadas para realizar el modelo geológico 3D.
4. Lineamientos estructurales de la Caldera La Primavera.
5. Geomorfología de la Caldera La Primavera.
6. Estructura interna de la Caldera La Primavera visualizada con el modelo geológico 3D.
7. Volúmenes de las unidades litoestratigráficas de la Caldera La Primavera
8. Discusión.
9. Conclusiones.
Bibliografía.

“MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO”

A T E N T A M E N T E



DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336

Copia. Archivo
*etn.

“Rumbo al centenario de la autonomía universitaria”

Agradecimientos

Agradezco al CONACYT y a los contribuyentes que pagan sus impuestos por los recursos otorgados para la realización de esta tesis.

Al Dr. Xavier de Bolós y el Dr. Yam Zul Ocampo Díaz, asesores de esta tesis, por sus consejos, enseñanzas y dedicación durante el desarrollo de este proyecto de investigación. Gracias por confiar en mí desde un primer momento para llevar a cabo esta tesis.

Al Dr. José Luis Macías y al Dr. Giovanni Sosa del Instituto de Geofísica de la UNAM, por sus recomendaciones y facilidades para el desarrollo de este trabajo proporcionando los recursos para obtener el *software* con el que se realizó este trabajo.

A los profesores, intendentes y personal administrativo del Instituto de Geología de la UASLP, por las enseñanzas y facilidades para realizar mi proyecto en San Luis Potosí.

A mis compañeros de Posgrado Daniel, Felipe, Karla, Karen, Juan Pablo, Eduardo y Helios, por brindarme su amistad, sus consejos en momentos complicados y sentirme como en casa en S.L.P.

Al Dr. Jorge, Dr. Miguel y Dr. Saucedo por sus comentarios y sugerencias en el escrito y desarrollo de esta tesis.

A mis amistades de Morelia Doña Antonia, Mario, Salvador, Néstor, Omar, Gerardo, Dahian y Rebe muchas gracias por aconsejarme y escucharme en algunos momentos difíciles durante mis dos años de maestría.

A mis roomies de San Luis Potosí, Alfredo y Lalo por brindarme su amistad y consejos en estos últimos meses.

A mi amigo Mariano por estar siempre ahí a pesar de la distancia. Gracias por escucharme cuando más difícil se ponía las cosas.

A mi amigo Javier, por siempre brindarme sus buenos consejos y apoyo, a pesar de ya no vernos seguido, siempre ahí estabas, gracias.

A Erick y Evelyn por ser grandes amigos y apoyarme en momentos difíciles.

A Rebeca (Zoé) por creer siempre en mí y apoyarme en estos últimos meses, gracias por brindarme tu confianza y cariño.

A mis padres, Victor y Amada, por apoyarme durante todos estos años, ya que gracias a ustedes me he convertido en la persona que hoy soy. Los quiero mucho.

Contenido

Resumen	1
Abstract	2
1. Introducción	4
2. Contexto geológico de la Caldera de La Primavera, Occidente de Guadalajara, Jalisco	8
2.1 Geología regional.....	8
2.2 Sistema estructural	10
2.3 Cronología y evolución de la caldera La Primavera	11
2.4 Estratigrafía de la caldera	13
2.5 Sistema hidrotermal.....	14
3. Metodologías empleadas para realizar el modelo geológico 3D	15
Introducción	15
3.1 Modelización geológica en 3D mediante <i>GeoModeller</i>	15
3.2 Datos de entrada al <i>GeoModeller</i>	17
3.2.1 Lineamientos estructurales geomórficos y geofísicos	18
3.2.2 Cortes geológicos	19
3.3 Construcción del modelo geológico en 3D de la caldera de La Primavera en <i>GeoModeller</i>	22
3.3.1 Generación del proyecto en <i>GeoModeller</i>	22
3.3.2 Importación y digitalización de los datos de entrada en <i>GeoModeller</i>	24
3.3.3 Cómputo del modelo geológico 3D de la caldera de La Primavera	33
3.3.4 Cálculo del volumen de las unidades geológicas en <i>GeoModeller</i>	36
4. Lineamientos estructurales de la Caldera La Primavera	38
5. Geomorfología de la Caldera La Primavera	43
6. Estructura interna de la Caldera La Primavera visualizada con el modelo geológico 3D	46
7. Volúmenes de las unidades litoestratigráficas de la Caldera La Primavera	49
8. Discusión	50
8.1 Análisis de la información previa sobre la geología subsuperficial en la CLP	50
8.2 Relación de la estructura interna y la geomorfología con el contexto tectónico, mecanismo de formación y tipo de caldera	63
8.3 Vulcanismo post-caldera y su relación con el sistema estructural intra-caldera.....	65
9. Conclusiones.....	67
Bibliografía	69

Índice de figuras

FIGURA 1. LOCALIZACIÓN DE LA CLP JUNTO CON LOS VOLCANES MÁS REPRESENTATIVOS EN MÉXICO: CALDERA DE ACOCULCO (AC), COLIMA (C), TANCÍTARO (T), CALDERA DE AMEALCO (AM), NEVADO DE TOLUCA (TO), POPOCATÉPETL (PO), HUICHAPAN (HC), CALDERA DE LOS HUMEROS (HM), MALINCHE (M), PICO DE ORIZABA (O).....	5
FIGURA 2. LOCALIZACIÓN DE LA CALDERA DE LA PRIMAVERA (LP). SE OBSERVA COMO LA SUBDUCCIÓN ENTRE LA PLACA DE COCOS Y LA NORTEAMERICANA CONTROLA Y AFECTA EL VULCANISMO A LO LARGO DEL CVTM. VOLCANES: CALDERA DE ACOCULCO (AC), COLIMA (C), TANCÍTARO (T), CALDERA DE AMEALCO (AM), NEVADO DE TOLUCA (TO), POPOCATÉPETL (PO), HUICHAPAN (HC), CALDERA DE LOS HUMEROS (HM), MALINCHE (M), PICO DE ORIZABA (O) (GÓMEZ-TUENA ET AL., 2005)...	8
FIGURA 3. MAPA TECTÓNICO REGIONAL CON UBICACIÓN DE LA CALDERA LA PRIMAVERA (CLP) (COMPILACIÓN DE LURH, 1997; BOLÓS ET AL., 2019; OCAMPO-DÍAZ ET AL., 2021). CIUDADES DE GDL, GUADALAJARA; COL, COLIMA. PRINCIPALES VOLCANES DE LA ZONA: CA, CERRO ALTO; CE, CEBORUCO; TE, TEQUILA; CO, COLIMA; NC, NEVADO DE COLIMA; PA, PARICUTÍN. CIRCULO AMARILLO: UBICACIÓN DEL POZO GEOTÉRMICO SM-2 EN LA LAGUNA DE SAN MARCOS.....	9
FIGURA 4. LOCALIZACIÓN DE LA CLP DENTRO DEL GRABEN DE PLAN DE BARRANCAS-SANTA ROSA. FALLA SANTA ROSA-CINCO MINAS (SRCM), SISTEMA DE FALLAS PLAN DE BARRANCAS (PB), SISTEMAS DE ALINEAMIENTOS VOLCÁNICOS DE TEQUILA (STE), CADENA VOLCÁNICA DEL SURESTE DE GUADALAJARA (CVSG). FLECHAS NARANJAS INDICAN LA ORIENTACIÓN DE LA EXTENSIÓN EN LA ZONA (MÁXIMO ESFUERZO EXTENSIONAL) TOMADO DE ROSAS-ELGUERA ET AL., 1997.....	11
FIGURA 5. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COMPUESTA DE LA CLP REALIZADA A PARTIR DE LOS DATOS OBTENIDOS DEL POZO GEOTÉRMICO PR-9 REALIZADO EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRITOS COLORADOS (ADAPTADA DE ROSAS-ELGUERA ET AL., 1997).....	13
FIGURA 6. EJEMPLO EN 2D DE LA INTERPOLACIÓN POR CAMPO POTENCIAL. A) CUERPO GEOLÓGICO LOCALIZADO A PARTIR DE SUS PUNTOS DE CONTACTO (CÍRCULOS Y CUADRADOS) Y BUZAMIENTOS (FLECHAS CON GUIÓN). B) CUERPO GEOLÓGICO MODELADO POR LA INTERPOLACIÓN DE CAMPO POTENCIAL. CURVAS GRUESAS REPRESENTAN LOS LÍMITES, MIENTRAS QUE LAS CURVAS DELGADAS LAS TRAYECTORIAS DENTRO Y FUERA DEL CUERPO. SE OBSERVA COMO LAS CURVAS (ISOLÍNEAS) RESPETAN LOS PUNTOS DE CONTACTO Y LOS VECTORES (BUZAMIENTOS). TOMADO DE CALCAGNO ET AL., (2006).....	16
FIGURA 7. EJEMPLOS DE LA UTILIZACIÓN DE CAMPOS POTENCIALES PARA ESTABLECER RELACIONES DE SUPERPOSICIÓN Y EROSIÓN ENTRE LAS INTERFACES GEOLÓGICAS. A) FORMACIÓN 1 INTERPOLADA (BASAMENTO) CON LA INFORMACIÓN DE LA FORMACIÓN 2. B) FORMACIÓN 2 INTERPOLADA CON UNA RELACIÓN DE SUPERPOSICIÓN CON LA INFORMACIÓN DE LA FORMACIÓN 3. C) FORMACIÓN 3 INTERPOLADA CON UNA RELACIÓN DE EROSIÓN. TOMADO DE CALCAGNO ET AL. (2006).	16
FIGURA 8. ELABORACIÓN DEL PERFIL TOPOGRÁFICO EN ILLUSTRADOR® DE ADOBE.....	20
FIGURA 9. DIBUJADO DE LA GEOLOGÍA SUPERFICIAL EN EL CORTE GEOLÓGICO A PARTIR DEL MAPA GEOLÓGICO (MACÍAS ET AL., EN PREPARACIÓN).....	21
FIGURA 10. CORTE GEOLÓGICO FINAL QUE MUESTRA LOS SISTEMAS ESTRUCTURALES Y LAS UNIDADES GEOLÓGICAS EN SUPERFICIE Y PROFUNDIDAD.	21
FIGURA 11. CUADRO DE PROPIEDADES DEL PROYECTO CON LAS DIMENSIONES Y PROYECCIÓN CARTOGRÁFICA.....	22
FIGURA 12. VISTA DEL PROYECTO EN 3D DESDE GEOMODELLER JUNTO CON EL MDE CARGADO.	23
FIGURA 13. VISTA DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DENTRO DEL SOFTWARE GEOMODELLER.....	24
FIGURA 14. A) MAPA GEOLÓGICO DEL CEMIEGEO (MACÍAS ET AL., EN PREPARACIÓN) JUNTO CON LOS LINEAMIENTOS Y FALLAS DEL MAPA ESTRUCTURAL. B) EJEMPLO DEL DIGITALIZADO DE FALLAS Y LINEAMIENTOS.	25
FIGURA 15. EJEMPLO DEL DIGITALIZADO DE FALLAS A PARTIR DE LOS CORTES GEOLÓGICOS. EJEMPLO: FALLA DE BORDE DE CALDERA (LÍNEA AMARILLA) CORRESPONDIENTE A UN CORTE E-O.....	26
FIGURA 16. PESTAÑA DE LA CREACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE LA FALLA ASOCIÁNDOLA CON SU ORIENTACIÓN Y BUZAMIENTO.	26
FIGURA 17. ARREGLO DE FALLAS CON LONGITUDES Y PROFUNDIDADES FINITAS.	27
FIGURA 18. CREACIÓN DE LA FALLA DE BORDE DE CALDERA COLOCANDO UN BUZAMIENTO ORTOGONAL A LA FALLA DIGITALIZADA.	28
FIGURA 19. CONFIGURACIÓN DE LA RED DE FALLAS EN GEOMODELLER.....	28

FIGURA 20. ACOMODO DE LAS FALLAS CON LAS UNIDADES DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA.....	29
FIGURA 21. CORTES GEOLÓGICOS GEORREFERENCIADOS E IMPORTADOS EN EL SOFTWARE <i>GEOMODELLER</i>	29
FIGURA 22. A) CORTE GEOLÓGICO JUNTO CON LA UBICACIÓN DE LOS CONTACTOS GEOLÓGICOS Y LAS FALLAS. B) CONTACTOS GEOLÓGICOS Y FALLAS DIGITALIZADAS A PARTIR DEL CORTE GEOLÓGICO EN EL <i>GEOMODELLER</i>	30
FIGURA 23. VINCULACIÓN DE CONTACTOS GEOLÓGICOS DIGITALIZADOS CON LA UNIDAD GEOLÓGICA CORRESPONDIENTE, AGREGANDO SU DATO DE ORIENTACIÓN, EN ESTE CASO ORTOGONAL AL CONTACTO GEOLÓGICO DIGITALIZADO.....	30
FIGURA 24. PESTAÑA DONDE SE IMPORTÓ EL ARCHIVO SHAPEFILE CON LAS POLILÍNEAS Y LOS CONTACTOS GEOLÓGICOS SUPERFICIALES.	31
FIGURA 25. A) MAPA GEOLÓGICO DE LA CLP GEORREFERENCIADO EN <i>GEOMODELLER</i> (TOMADO DE MACÍAS ET AL., EN PREPARACIÓN). B) DIGITALIZADO DE GEOLOGÍA SUPERFICIAL A PARTIR DEL MAPA GEOLÓGICO Y CON AYUDA DEL ARCHIVO SHAPEFILE.....	32
FIGURA 26. DIGITALIZACIÓN DE UN DOMO (LÍNEAS ROJAS EN LA PARTE SUPERIOR) A PARTIR DE UN CORTE GEOLÓGICO.....	33
FIGURA 27. PESTAÑA PARA EL CÓMPUTO E INTERPOLACIÓN DE MODELO GEOLÓGICO 3D.....	33
FIGURA 28. COMPARATIVA ENTRE LOS CORTES IMPORTADOS Y LO OBTENIDO UNA VEZ MODELADO EL PROYECTO. SE PRESENTA TRES CORTES PARA COMPROBAR LA BUENA DIGITALIZACIÓN Y MODELIZACIÓN DE LOS CONTACTOS.....	34
FIGURA 29. VISTA EN 2D DEL MODELO YA INTERPOLADO DONDE SE VE UNA BUENA SIMILITUD EN LAS GEOMETRÍAS DE LAS UNIDADES SUPERFICIALES COMPARADAS CON LAS DEL MAPA PREVIAMENTE DIGITALIZADO (FIGURA 25).....	35
FIGURA 30. PESTAÑA PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LOS VOLÚMENES EN 3D CON LOS PARÁMETROS NECESARIOS PARA SU CONSTRUCCIÓN.....	35
FIGURA 31. A) PESTAÑA DE LA HERRAMIENTA <i>CREATE 3D GRID WITH PHYSICAL PROPERTIES</i> . B) PESTAÑA PARA LA CREACIÓN DE LA MALLA CON PROPIEDADES FÍSICAS.....	36
FIGURA 32. A) PESTAÑA PARA LA CREACIÓN DEL MODELO EN FORMA DE GRID. B) PESTAÑA PARA CONSULTAR EL HISTOGRAMA A PARTIR DEL MODELO EN FORMA DE GRID GENERADO DONDE SE OBSERVA LOS VOLÚMENES DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS.	37
FIGURA 33. MAPA DE LINEAMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS DE LA CLP (MDE TOMADO DE INEGI). INFORMACIÓN DE LA ROSETA: VALOR MÁXIMO = 20.80537% ENTRE 041° Y 060° AZIMUT. VECTOR MEDIO = 033.9° ± 18.2°; LONGITUD PROMEDIO = 0.1816. VARIACIÓN CIRCULAR = 0.8184; KAPPA = 0.366. [MEDIA AXIAL DE KRUMBEIN; LA INCERTIDUMBRE ES UN ERROR ESTÁNDAR, PARA UN NIVEL DE CONFIANZA DEL 95 %, MULTIPLIQUE POR 1.96], INFORMACIÓN TOMADA DE STERONET.	39
FIGURA 34. MAPA DE LINEAMIENTOS A PARTIR DE GRAVIMETRÍA RESIDUAL DE LA CLP (JICA, 1989). LÍNEAS AZULES VALORES NEGATIVOS, LÍNEAS ROJAS VALORES POSITIVOS, LÍNEAS NARANJAS: REPRESENTAN 0 MGAL. CADA LÍNEA TIENE UN VALOR DE UN MGAL. TOMADO DE JICA, 1989. INFORMACIÓN DE LA ROSETA: VALOR MÁXIMO = 19.04762% ENTRE 016° Y 030° AZIMUTH. VECTOR MEDIO = 025.0° ± 66.0°; LONGITUD PROMEDIO = 0.1367. VARIACIÓN CIRCULAR = 0.8633; KAPPA = 0.2622. MEDIA AXIAL DE KRUMBEIN; LA INCERTIDUMBRE ES UN ERROR ESTÁNDAR, PARA UN NIVEL DE CONFIANZA DEL 95 %, MULTIPLIQUE POR 1.96], INFORMACIÓN TOMADA DE STERONET.	40
FIGURA 35. MAPA MAGNÉTICO DE CAMPO TOTAL DE LA CLP, TOMADO DEL SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO (2005). CADA ISOLÍNEA TIENE UN VALOR DE 20 NANOTESLAS. INFORMACIÓN DE LA ROSETA: VALOR MÁXIMO = 28.57143% ENTRE 301° Y 315° AZIMUT. VECTOR MEDIO = 300.7° ± 41.6°; LONGITUD PROMEDIO = 0.2101. VARIACIÓN CIRCULAR = 0.7899; KAPPA = 0.4296 [MEDIA AXIAL DE KRUMBEIN; LA INCERTIDUMBRE ES UN ERROR ESTÁNDAR, PARA UN NIVEL DE CONFIANZA DEL 95 %, MULTIPLIQUE POR 1.96], INFORMACIÓN TOMADA DE STERONET.	41
FIGURA 36. MAPA ESTRUCTURAL DE LA CLP (MDE TOMADO DE INEGI). INFORMACIÓN DE LA ROSETA: VALOR MÁXIMO = 28.35821% ENTRE 041° Y 060°. VECTOR MEDIO = 058.7° ± 11.8°; LONGITUD PROMEDIO = 0.4013. VARIACIÓN CIRCULAR = 0.5987; KAPPA = 0.8741 [MEDIA AXIAL DE KRUMBEIN; LA INCERTIDUMBRE ES 1 ERROR ESTÁNDAR, PARA UN NIVEL DE CONFIANZA DEL 95 %, MULTIPLIQUE POR 1.96], INFORMACIÓN TOMADA DE STERONET.....	42
FIGURA 37. A) VISTA DE LOS DOMOS POST-CALDERA Y SUS DIQUES ALIMENTADORES EN CONJUNTO CON EL GRANITO Y EL SALTO DE FALLA GENERADO POR LAS FALLAS DE ANILLO DE CALDERA. B) VISTA DE LOS DOMOS, DIQUES Y LOS PLANOS DE FALLA DE LOS ANILLOS DE CALDERA. C) BASAMENTO GRANÍTICO CON LA DEFORMACIÓN CÓNCAVA DE LAS UNIDADES CON UN RECTÁNGULO. D) UBICACIÓN DEL DOMO PRE-CALDERA COINCIDIENDO CON LA UBICACIÓN DE LA DEFORMACIÓN CÓNCAVA DE LAS UNIDADES. E) VISTA DE LA SUPERFICIE Y SUBSUPERFICIE DEL MODELO. DOMOS: 1. CERRO ALTO, 2. NEJAHUETE, 3. CERRITOS COLORADOS, 4. PINAR, 5. LA CUARTILLA, 6. LA LOBERA, 7. CHAPULÍN, 8. DOS COYOTES, 9. COLLÍ, 10. PEDERNAL, 11. CULEBREDO, 12. TULE, 13. IXTAHUATONTE, 14. ARROYO LAS PILAS, 15. BURRO, 16. DOMO PRE-CALDERA.	44

FIGURA 38. A) HISTOGRAMA DONDE SE OBSERVA EL VALOR PROMEDIO DEL ESPESOR DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES. B) VISTA EN 3D DE LAS SECCIONES MODELADAS DONDE SE MARCA LA ZONA EN QUE SE ENCUENTRAN ESPESORES GRANDES DE SEDIMENTOS LACUSTRES.....45

FIGURA 39. VISTA AÉREA DEL MODELO GEOLÓGICO 3D DE LA CLP MOSTRANDO LA ESTRUCTURA INTERNA. A) ANILLOS PARCIAL Y EXTERNO DE LA CALDERA (PLANOS AMARILLOS). B) ANILLOS DE CALDERA JUNTO CON LAS FALLAS PROFUNDAS NO-SE (PLANOS VERDES) Y SOMERAS NE-SO (PLANOS AZULES). C) VISTA DEL MODELO CON LAS UNIDADES DESDE LA 10 A LA 6 ASÍ COMO LAS FALLAS DE ANILLO DE CALDERA, NO-SE Y NE-SO. D) VISTA DEL MODELO CON LAS UNIDADES DESDE LA 10 A LA 3 CON LOS TRES GRUPOS DE FALLAS. E) BASAMENTO GRANÍTICO CON EL SALTO DE FALLA (LÍNEAS PUNTEADAS) GENERADO POR LOS ANILLOS DE CALDERA. F) BASAMENTO GRANÍTICO CON LA UBICACIÓN DE LOS ANILLOS DE CALDERA Y FALLA PROFUNDAS NO-SE.....47

FIGURA 40. A) CORTE DEL MODELO GEOLÓGICO CON DIRECCIÓN O-E DONDE SE OBSERVA LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS, FALLAS Y LA GEOMETRÍA EN PROFUNDIDAD B) CORTE DEL MODELO GEOLÓGICO CON DIRECCIÓN S-N. LÍNEAS VERDES: FALLAS NO-SE, LÍNEAS AZULES: FALLAS NE-SO.....48

FIGURA 41. CORTES ESTRATIGRÁFICOS X-X' Y Y-Y' REPORTADOS POR JICA, 1989., DONDE SE REPRESENTA LA DISTRIBUCIÓN DEL ESPESOR DE LAS UNIDADES DENTRO DE LA ZONA DE CERRITOS COLORADOS. SE OBSERVA LA UBICACIÓN DE LOS POZOS (LÍNEAS NEGRAS GRUESAS). LÍNEAS ROJAS: FALLAS.54

FIGURA 42. MAPA GEOLÓGICO DE LA CLP (MACÍAS ET AL., EN PREPARACIÓN) CON LA UBICACIÓN DE LOS POZOS Y LOS PERFILES REALIZADOS POR JICA, 1989. LÍNEA NEGRA: FALLAS DE ANILLO DE CALDERA. SE OBSERVA LOS CORTES GEOLÓGICOS X-X' Y Y-Y' QUE REALIZÓ JICA EN 1989.....55

Índice de tablas

TABLA 1. DATOS DE ENTRADA PARA LA CONSTRUCCIÓN DEL MODELO GEOLÓGICO 3D.	18
TABLA 2. VOLÚMENES DE TODAS LAS UNIDADES DENTRO DEL MODELO GEOLÓGICO EN 3D DE LA CLP.	49
TABLA 3. DIFERENTES DEFINICIONES DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DEBAJO DE LA CLP, SIGUIENDO UNA SECUENCIA DESDE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES (1) AL GRANITO CRETÁCIICO (10).	51
TABLA 4. NUEVAS DEFINICIONES PARA LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DEBAJO DE LA CLP.	52
TABLA 5. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-1.	56
TABLA 6. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-2.	56
TABLA 7. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-4.	57
TABLA 8. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-5.	58
TABLA 9. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-8.	59
TABLA 10. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-9.	59
TABLA 11. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-10.	60
TABLA 12. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-11.	61
TABLA 13. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-12.	62
TABLA 14. REEVALUACIÓN DE ESPESORES POZO PR-13.	62

Resumen

La caldera de La Primavera es un complejo volcánico peralcalino ubicado dentro del rift de Tepic-Zacoalco que alberga un sistema hidrotermal activo de gran interés geotérmico, explorado desde los años 80's. Sin embargo, hasta la fecha no se tiene una imagen de la geometría de la caldera en profundidad a pesar de la gran cantidad de estudios realizados. Con el objetivo de visualizar y caracterizar su estructura interna en detalle, se ha construido por primera vez, un modelo geológico 3D de la caldera. Este modelado se ha realizado empleando registros de pozos geotérmicos y cartografía geológica previamente publicada, junto con nueva información generada por cortes geológicos y un mapa de lineamientos estructurales combinando información geofísica y geomorfológica. El modelo permite identificar un colapso mixto en bloques y bisagra provocado por la presencia de un anillo de caldera parcial con dirección ~NO-SE. Se visualiza una elongación en el anillo de caldera externo con una orientación NO-SE, lo cual, coincide con la dirección de las principales estructuras regionales que conforman el rift. Esto sugiere un fuerte control tectónico regional en la formación y evolución de la caldera. El volumen parcial mínimo calculado de la ignimbrita Tala (erupción syn-caldera) para los límites del modelo es de 43.8 km^3 , lo cual, duplica los volúmenes estimados previamente para el conjunto de esta unidad litoestratigráfica. A partir del tipo de colapso identificado, la estimación de los espesores intra y extra-caldera de la ignimbrita Tala y la ubicación de los domos post-caldera a lo largo de los anillos caldéricos, se ratifica que los emplazamientos de material piroclástico ocurrieron desde varios puntos emisores con un mayor espesor dentro de la caldera. Además, se identifican dos eventos magmáticos sub-superficiales post-caldera. El primero como una intrusión de diques máficos en el sector NO de la caldera, sin la presencia de vulcanismo en superficie e identificado en el modelo como una anomalía que presenta una deformación cóncava de todas las unidades en profundidad. El segundo mediante una resurgencia de la caldera localizada en la parte centro-sur (Cerritos Colorados) con una migración de este magmatismo hacia la parte sur extra-caldera donde se ubica el vulcanismo más reciente de la zona. Esta intrusión magmática es la causante de la fuente de calor del sistema hidrotermal activo de Cerritos Colorados. La circulación convectiva de este sistema hidrotermal está controlada por un aumento de la permeabilidad de las unidades litoestratigráficas U2 hasta U7, debido a un sistema de fallas locales con profundidades menores a los 1000 m. Esto genera importantes implicaciones para futuros objetivos de

explotación geotérmica en el área. Los resultados obtenidos evidencian la utilidad de los modelos geológicos 3D para una mejor comprensión del origen y evolución de este tipo de sistemas volcánicos complejos.

Palabras claves: Caldera de La Primavera; Modelo geológico 3D; Caldera de colapso; Estructura interna; Sistema estructural.

Abstract

La Primavera caldera is a peralkaline volcanic complex located within the Tepic-Zacoalco rift that hosts an active hydrothermal system of great geothermal interest, explored since the 1980s. However, to date there is no image of the geometry of the caldera in depth despite the large number of studies carried out. To visualize and characterize the internal structure in detail, a 3D geological model of the caldera has been constructed for the first time. This modeling has been carried out using geothermal wells and previously published geological mapping, together with new information generated by geological cross-sections and a map of structural lineaments combining geophysical and geomorphological information. The model allows to identify a mixed blocky and hinged collapse caused by the presence of a partial ring fault with ~NO-SE direction. An elongation is visualized in the outer caldera ring with a NW-SE orientation, which coincides with the direction of the main regional structures that form the rift. This suggests a strong regional tectonic control in the formation and evolution of the caldera. The calculated minimum partial volume of the Tala ignimbrite (syn-caldera eruption) for the limits of the model is 43.8 km³, which doubles the volumes previously estimated for the whole of this lithostratigraphic unit. Based on the type of collapse identified, the estimation of the intra and extra-caldera thicknesses of the Tala ignimbrite and the location of the post-caldera domes along the caldera rings, it is confirmed that the emplacements of pyroclastic material occurred from several emitting points with a greater thickness within the caldera. In addition, two sub-surface post-caldera magmatic events are identified. The first as an intrusion of mafic dikes in the NW sector of the caldera, without the presence of volcanism on the surface and identified in the model as an anomaly that presents a concave deformation of all the units at depth. The second is a resurgence of the caldera located in the central-southern part (Cerritos Colorados) with a migration of this magmatism towards the extra-caldera southern part where the most recent volcanism in the area is located. This magmatic intrusion is the cause of the heat source of the active hydrothermal system of Cerritos Colorados. The convective

circulation of this hydrothermal system is controlled by an increase in the permeability of the lithostratigraphic units U2 to U7, due to a system of local faults with depths less than 1000 m. This generates important implications for future geothermal exploitation targets in the area. The results obtained show the usefulness of 3D geological models for a better understanding of the origin and evolution of this type of volcanic complex.

Keywords: Caldera de La Primavera; 3D geological model; collapse caldera; Internal structure; Structural system.

1. Introducción

Las calderas volcánicas son el producto de grandes y violentas erupciones, distribuidas en todos los ambientes geodinámicos del planeta (Cole *et al.*, 2005; Geyer y Martí, 2008). Estas estructuras volcánicas son el resultado del vaciado total o parcial de una cámara magmática somera o profunda (2 hasta 15 km) (Druitt y Sparks, 1984; Lipman, 1997), provocado por el colapso o subsidencia subvertical del techo de la cámara magmática, generando una depresión circular o subcircular. Las calderas pueden presentar profundidades de cientos de metros hasta kilómetros, y diámetros que varían de 1 hasta 80 km (Limpan *et al.*, 2000; Cole *et al.*, 2005). Además, este tipo de erupciones pueden eyectar de 1 a 5000 km³ de material, formando depósitos de ignimbrita (Sparks *et al.*, 1985; Lipman, 2000; Cole *et al.*, 2005). En tiempos históricos han sido pocas las erupciones de este tipo documentadas, y se han asociado a la desaparición de civilizaciones e importantes cambios climáticos a escala global (Simkin y Howard, 1970; Druitt *et al.*, 1999; Michon *et al.*, 2009). Los efectos catastróficos de estas erupciones han sido ampliamente estudiados (e.g., Martí *et al.*, 1994b; Lipman, 2000; Cole *et al.*, 2005; Aguirre-Díaz, 2008; Geyer y Martí, 2008). Sin embargo, este tipo de complejos volcánicos tienen también beneficios para la sociedad mediante el aprovechamiento de sus sistemas hidrotermales activos para fines de generación de energía eléctrica (Cole *et al.*, 2005; Geyer y Martí, 2008; Branney y Acocella, 2015).

Gran parte de los estudios en calderas han sido orientados a la geología de sus depósitos, sus sistemas estructurales e hidrotermales (Ferriz y Mahood, 1984; Walker, 1984; Lipman, 2000; Cole *et al.*, 2005; Martí *et al.*, 2013; Arzate *et al.*, 2018; Bolós *et al.*, 2019; Avellán *et al.*, 2020, Bolós *et al.*, 2022). Al igual que modelados numéricos y análogos se han realizado con el objetivo de entender los procesos que las originan, así como para poder comprender su estructura interna (Martí *et al.*, 1994a; Acocella *et al.*, 2004; Geyer *et al.*, 2006; Maestrelli *et al.*, 2021). No obstante, pocos trabajos han sido enfocados a la visualización y caracterización de su estructura interna mediante la compilación de toda la información geológica y geofísica existente empleando *softwares* de modelización geológica en 3D (Milicich *et al.*, 2018; Calcagno *et al.*, 2018). La elaboración de modelos geológicos 3D, permite juntar toda la información disponible en forma de base de datos para localizar y visualizar la geometría de un objeto geológico tanto en superficie como en profundidad, lo cual ayuda a generar interpretaciones consistentes y confiables (Milicich *et al.*, 2018; Calcagno *et al.*, 2018; Thornton *et al.*,

2018; Bolós *et al.*, 2021). La aplicación de *softwares* de modelización y visualización geológica 3D en el campo de la vulcanología nos abre la posibilidad de combinar la información topográfica, geofísica y geológica superficial y de subsuelo, dando como producto final modelos geológicos 3D sólidos.

La caldera de La Primavera (CLP) en Jalisco, México (Figura 1) presenta un sistema hidrotermal activo de gran interés geotérmico. Esto ha permitido la elaboración de una gran cantidad de estudios de diversas disciplinas. Sin embargo, hasta la fecha no se ha tenido una idea clara de la geometría presente debajo de la caldera. Por lo cual, este trabajo se encargará de generar un primer modelo geológico 3D de la CLP que a) se basa en datos de varias disciplinas, b) permitirá visualizar, por primera vez su geometría interna, ayudando a comprender su estratigrafía, sistema estructural y su relación con el sistema hidrotermal (Milicich *et al.*, 2018; Calcagno *et al.*, 2018), c) ayudará a entender su evolución eruptiva y el tipo de colapso calderico que le originó así como obtener volúmenes y espesores litoestratigráficos (Milicich *et al.*, 2018) y d) servirá de referencia para trabajos posteriores e.g. cálculo y simulación de temperatura (Blöcher *et al.*, 2010; Schilling *et al.*, 2013).

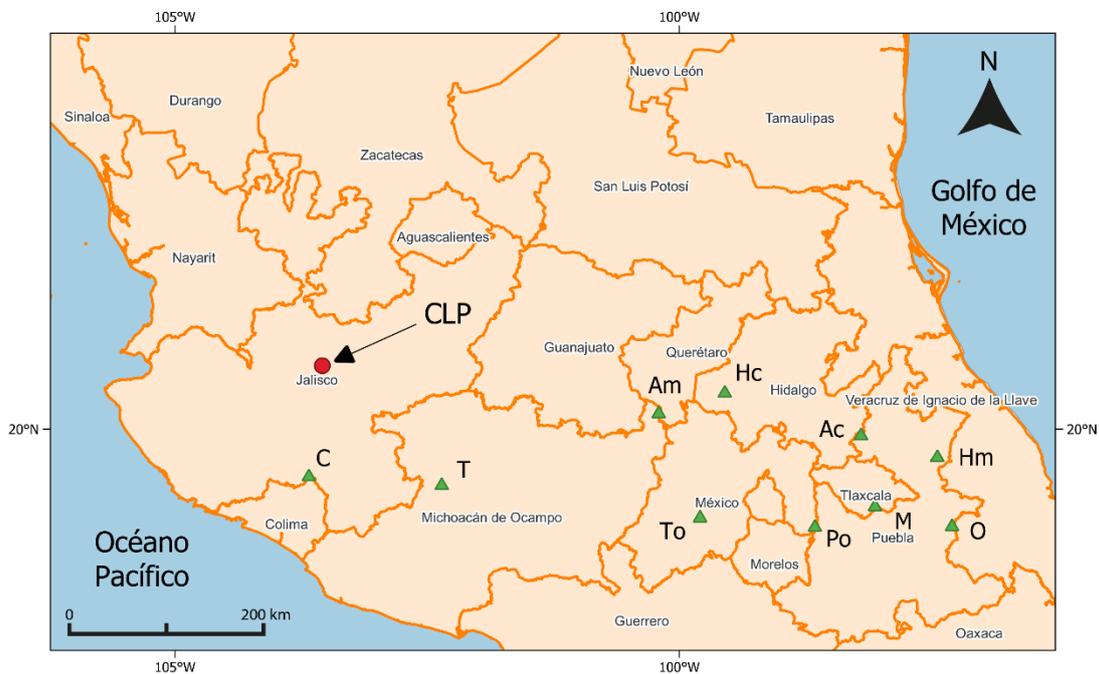


Figura 1. Localización de la CLP junto con los volcanes más representativos en México: Caldera de Acozulco (Ac), Colima (C), Tancitaro (T), Caldera de Amealco (Am), Nevado de Toluca (To), Popocatepetl (Po), Huichapan (Hc), Caldera de los Hornos (Hm), Malinche (M), Pico de Orizaba (O).

Justificación

En los últimos años el uso y aceptación de modelos geológicos en 3D ha ido en aumento debido a sus óptimos resultados de visualización estratigráfica y estructural, y a la posibilidad de obtener aproximaciones precisas de volúmenes de yacimientos, reservorios y/o depósitos. Su creciente uso se extiende en varias disciplinas, por ejemplo, minería, industria del petróleo, hidrogeología, geotermia, vulcanología y geología estructural (e.g., Jones *et al.*, 2009; Milicich *et al.*, 2018; Calcagno *et al.*, 2018; Thornton *et al.*, 2018; Bolós *et al.*, 2021; Calcagno *et al.*, 2022).

La modelización geológica en 3D de estructuras volcánicas tiene una gran complejidad debido a cambios laterales de facies, complejos sistemas estructurales y sistemas intrusivos subsuperficiales con geometrías irregulares. No obstante, la implementación de esta metodología para el estudio vulcanológico debe adaptarse y aplicarse como una herramienta esencial, considerando la gran cantidad de zonas volcánicas del planeta y su peligro asociado, y la exploración creciente de nuevos y mejores recursos energéticos sustentables y renovables e.g. la energía geotérmica. El modelado geológico 3D en el ámbito geotérmico resulta ser una herramienta esencial en el aprovechamiento y entendimiento de yacimientos geotérmicos (Milicich *et al.*, 2018; Calcagno *et al.*, 2018; Calcagno *et al.*, 2022).

A partir del gran interés geotérmico de la CLP una gran cantidad de estudios geológicos y geofísicos se han llevado a cabo desde los años 80 por parte de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y más recientemente los elaborados por el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo). Sin embargo, varios de estos estudios han sido presentados de manera aislada o en semi-conjunto. Por otro lado, la geometría interna, así como el rol que jugó el marco tectónico en la formación de la caldera y en el desarrollo del vulcanismo post-caldera ha sido propuesto a partir de la geomorfología, geología superficial, datos geofísicos y de pozo sin una visualización clara en profundidad (Mahood, 1980; JICA, 1989; Almaguer *et al.*, 2019; Bolós *et al.*, 2019; Salinas-Ocampo, 2019). Por lo tanto, un modelo geológico 3D nos permitirá juntar toda esta información disponible en un mismo sitio en forma de base de datos, con el objetivo de tener una visualización más clara y confiable de la estructura interna de la CLP.

Hipótesis del trabajo

Debido a la complejidad estratigráfica y estructural que presenta la CLP su morfología interna no ha sido definida con claridad hasta la fecha. Por tal motivo una visualización de su estructura interna a detalle mediante un modelo geológico 3D a partir de la recopilación de toda la información geológica y geofísica disponible nos permitirá entender las relaciones vulcano-estructurales y su estratigrafía pre, syn y post-caldera. Esto ayudará a comprender mejor su evolución eruptiva. Además, podremos definir la geometría y orientación del sistema estructural intra-caldera, la morfología interna de la caldera y espesores de cada litología. Esto será de gran ayuda para comprender su sistema hidrotermal activo.

Objetivos

General

Generar un modelo geológico tridimensional de la estructura interna de la CLP mediante la compilación de toda la información geológica y geofísica disponible.

Específicos

1. Compilar toda la información geológica y geofísica disponible en artículos científicos, cartas geológicas, tesis y reportes.
2. Transformar y unificar el conjunto de datos en el formato adecuado para introducirlo al *software Geomodeller*TM.
3. Introducir los datos al *software Geomodeller*TM para el modelamiento geológico en 3D.
4. Generar un modelo geológico 3D sólido, coherente y robusto de la CLP.
5. Visualizar, describir y caracterizar la geometría interna de la CLP.
6. Proponer el tipo de caldera a partir de la imagen obtenida en el modelado.
7. Proponer la evolución eruptiva de la caldera.

2. Contexto geológico de la Caldera de La Primavera, Occidente de Guadalajara, Jalisco

2.1 Geología regional

La CLP está ubicada en la intersección de dos provincias volcánicas (Figura 2): i) la Sierra Madre Occidental (SMO) descrita como un altiplano de edad Eoceno temprano a Mioceno, caracterizada por grandes volúmenes de ignimbritas metaluminosas (Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Ferrari *et al.*, 2005), y ii) el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) que sobreyace regionalmente a la SMO, compuesto por rocas calcoalcalinas del Mioceno tardío al Cuaternario (Mahood, 1980; Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Ferrari *et al.*, 2012). El CVTM es un arco volcánico con más de 1000 km de longitud, orientado E-O que se extiende desde la costa del Golfo de México hasta la costa del océano Pacífico (Demant, 1981). El CVTM es resultado de la subducción oblicua de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Figura 2) (Pardo y Suárez, 1995; Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996; Pérez-Campos *et al.*, 2008; Ferrari *et al.*, 2012).

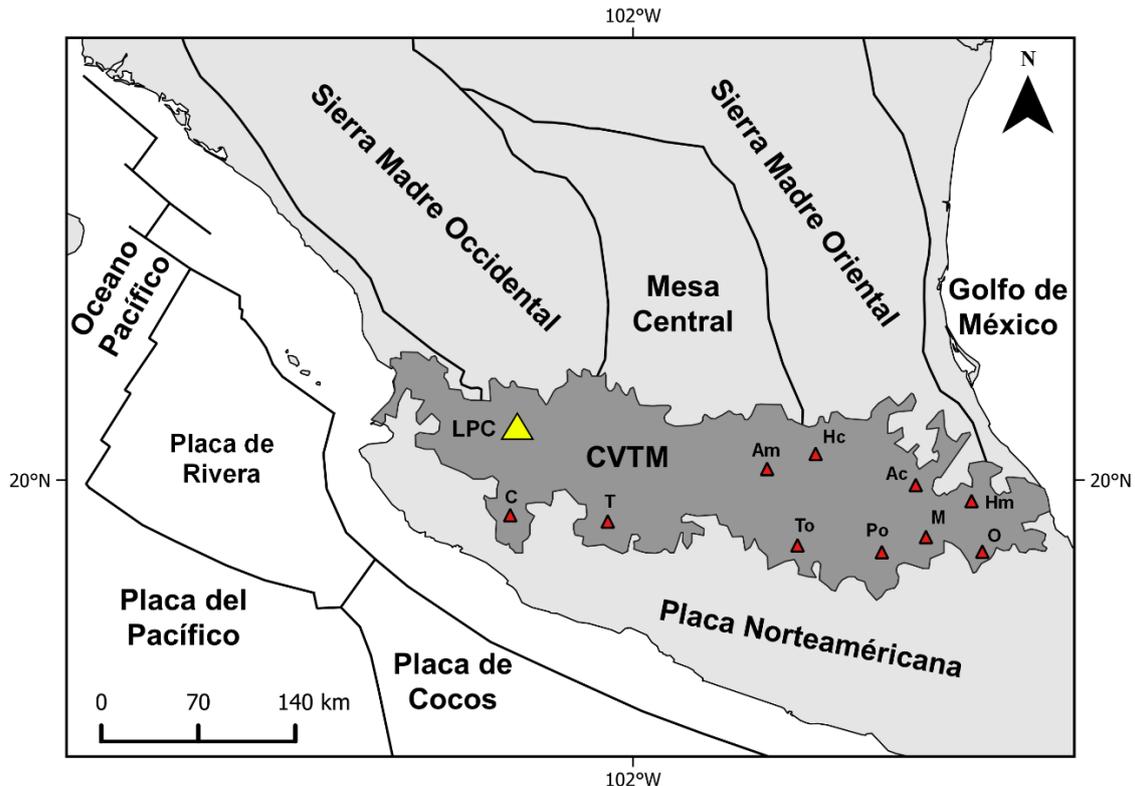


Figura 2. Localización de la caldera de La Primavera (LP). Se observa como la subducción entre la Placa de Cocos y la Norteamericana controla y afecta el vulcanismo a lo largo del CVTM. Volcanes: Caldera de Acoculco (Ac), Colima (C), Tancitaro (T), Caldera de Amealco (Am), Nevado de Toluca (To), Popocatepetl (Po), Huichapan (Hc), Caldera de los Humeros (Hm), Malinche (M), Pico de Orizaba (O) (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La CLP se encuentra a ~ 50 km al norte de la triple unión de los rifts de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala (Figura 3) (Moore *et al.*, 1994; Ferrari *et al.*, 2012). Esta triple unión ha afectado la evolución tectónica de la CLP, principalmente el rift de Tepic-Zacoalco, generando el vulcanismo per-alkalino característico en la CLP, así como un gran número de fallas normales con direcciones en su mayoría NO-SE y *grabens* que se encuentran afectando toda el área (Figura 3) (Luhr y Carmichael, 1980; Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 2006). La caldera además se ubica dentro del Bloque Jalisco (BJ), considerado como una microplaca formada entre el Cretácico y el Paleoceno temprano, y que actualmente se encuentra separándose de la parte oeste del territorio mexicano, producto de un régimen tectónico extensional provocado por la triple unión de los rifts.

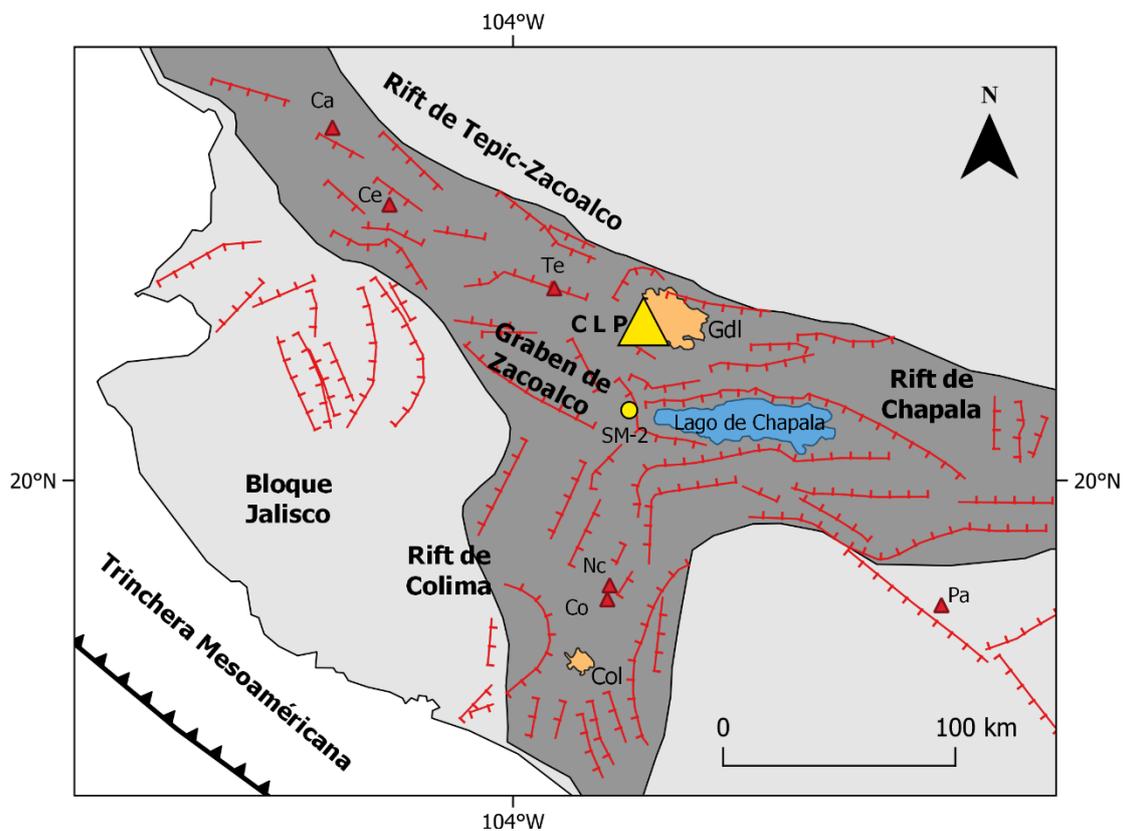


Figura 3. Mapa tectónico regional con ubicación de la caldera La Primavera (CLP) (Compilación de Luhr, 1997; Bolós *et al.*, 2019; Ocampo-Díaz *et al.*, 2021). Ciudades de Gdl, Guadalajara; Col, Colima. Principales volcanes de la zona: Ca, Cerro Alto; Ce, Ceboruco; Te, Tequila; Co, Colima; Nc, Nevado de Colima; Pa, Parícutín. Círculo amarillo: ubicación del pozo geotérmico SM-2 en la laguna de San Marcos.

2.2 Sistema estructural

La CLP se encuentra dentro del *graben* de Plan de Barrancas-Santa Rosa (PBSR) (Figura 4) que forma parte del rift de Tepic-Zacoalco, desarrollada a largo del límite entre la SMO y el BJ (Rosas-Elguera *et al.*, 1997). El PBSR consiste en una depresión estructural con un ancho de 20 km formado por la falla Santa Rosa–Cinco Minas (SRCM) al norte y el sistema de fallas Plan de Barrancas (PB) con su prolongación enterrada al sur (Figura 4) (Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). La falla SRCM es una estructura normal con un rumbo de 120-130° inactiva desde el Plioceno tardío, por otro lado, el sistema de estructuras PB consiste en varias fallas normales con un rumbo de 120° y un buzamiento al NE con actividad reciente (0.63 Ma) (Nixon *et al.*, 1987; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Cabe mencionar que a partir de estudios gravimétricos se ha propuesto que el sistema PB podría continuar hacia el sur por debajo del volcán Tequila hasta la parte sur de la CLP (Alatorre-Zamora y Campos-Enrique, 1992). Dentro de este *graben* también se presentan el sistema de alineamientos volcánicos de Tequila (STe) y la Cadena Volcánica del Sureste de Guadalajara (CVSG) del Cuaternario (Figura 4) (Rosas-Elguera *et al.*, 1997). El sistema de STe se localiza al noroeste de la CLP, formado por el alineamiento de centros volcánicos, entre ellos el volcán Tequila y pequeños conos de escoria, con una orientación NO y edades entre los 1.8 a 0.2 Ma (Gilbert *et al.*, 1985; Nixon *et al.*, 1987) (Figura 4). Se considera al STe como la expresión superficial del sistema de fallas de PB (Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). El sistema de STe y la CVSG son interrumpidos por la actividad de la CLP (95 ka) (Figura 4) (Rosas-Elguera *et al.*, 1997). A partir de la orientación de los alineamientos volcánicos se ha determinado el máximo esfuerzo extensional (σ_3) en la zona (Nakamura, 1977; Bosworth, 2003) con una dirección NE (Suter, 1991, Rosas-Elguera *et al.*, 1997).

El sistema estructural de la CLP está representado por las fallas de anillo de caldera generadas durante el colapso, así como por fallas originadas durante la etapa de resurgencia (Mahood, 1980; Bolós *et al.*, 2019; Salinas-Ocampo, 2019). Se han reportado fallas normales con dirección NE-SO que afectan a las unidades superficiales (JICA, 1989; Bolós *et al.*, 2019), con un esfuerzo principal (σ_1) vertical y un σ_3 casi horizontal con una dirección NO-SE, producto de un campo de esfuerzos generado por el colapso y levantamiento de la CLP (JICA, 1989). En estas mismas fallas se presentan varias manifestaciones hidrotermales ubicadas principalmente al sur del domo Nejahuete y oeste del dique de Cerritos Colorados que conforman el campo geotérmico de Cerritos

Colorados (JICA, 1989; Bolós *et al.*, 2019). Por otro lado, se presenta un sistema de fracturas tensionales superficiales afectando a la ignimbrita Tala (JICA, 1989). Además, se ha reportado fallas de desplazamiento con dirección NO-SE (JICA, 1989; Bolós *et al.*, 2019). Por último, JICA (1989) reporta fallas profundas con una dirección NO-SE.

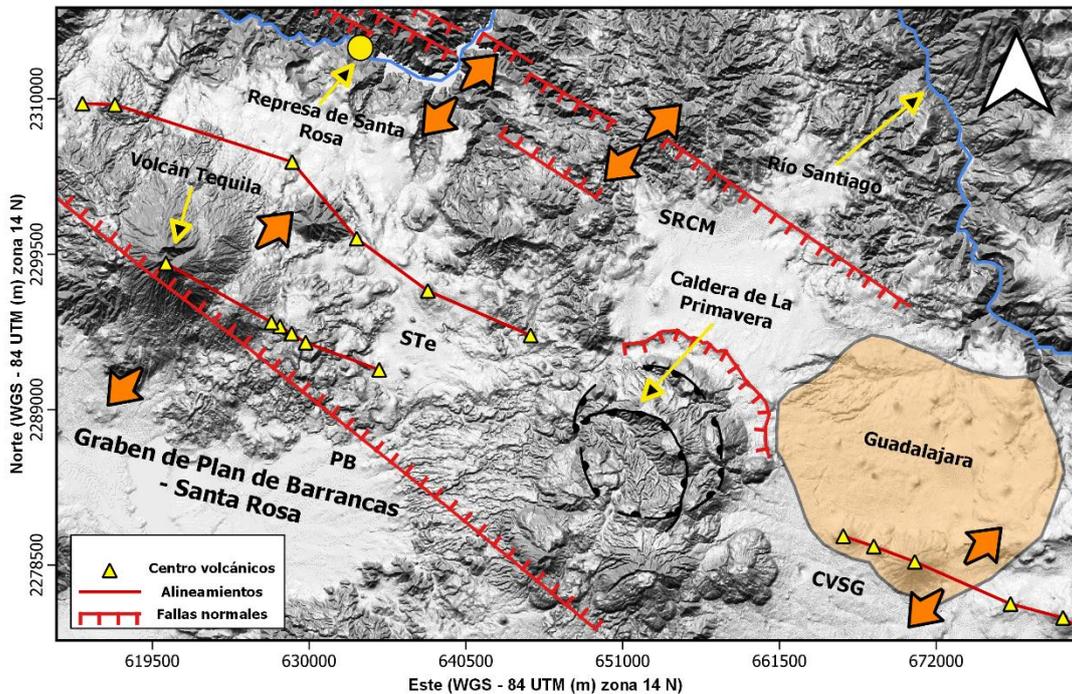


Figura 4. Localización de la CLP dentro del *graben* de Plan de Barrancas-Santa Rosa. Falla Santa Rosa-Cinco Minas (SRCM), sistema de fallas Plan de Barrancas (PB), sistemas de alineamientos volcánicos de Tequila (STe), Cadena Volcánica del Sureste de Guadalajara (CVSG). Flechas naranjas indican la orientación de la extensión en la zona (máximo esfuerzo extensional) tomado de Rosas-Elguera *et al.*, 1997.

2.3 Cronología y evolución de la caldera La Primavera

La CLP es una caldera de colapso formada hace 95 ka por la erupción de la ignimbrita riolítica Tala que produjo una depresión de ~11 km de diámetro (Mahood, 1980; 1981; Walker, 1981; Salinas-Ocampo, 2019). La evolución de la caldera ha sido agrupada en etapas pre, syn y post-caldera. La etapa pre-caldera consiste en una serie de domos y lavas riolíticas (domos Río Salado, Cañón de la Flores y Mesa el León) con edades entre los 145 a 100 ka, localizados en la parte NO de la caldera (Mahood, 1980; 1981). La etapa syn-caldera consiste en la ignimbrita Tala (95 ka), la cual cubre un área de ~700 km² con un volumen de entre los 20 a 27 km³ (Walker, 1981; Mahood y Truesdell 1983; Salinas-Ocampo, 2019). Esta ignimbrita presenta espesores intra-caldera entre los 400 a 700 metros (JICA, 1989; Yokoyama y Mena, 1991; Rosas-Elguera *et al.*, 1997) y espesores extra-caldera de ~70 metros cerca del arroyo de Las Animas al oeste de la CLP (Mahood, 1980; Salinas-Ocampo, 2019). Sin embargo, de este último no se logró

observar su base por lo que su espesor podría ser mayor (Mahood, 1980; Salinas-Ocampo, 2019). La etapa post-caldera inicia con una fase de resurgencia mediante la erupción de domos riolíticos dentro y en los límites de la CLP aprovechando estructuras preexistentes y fallas generadas durante la formación de la caldera (Mahood, 1980; Sandoval-Velázquez, 2018; Sourisseau *et al.*, 2020) que como resultado generó el levantamiento de 260 m del piso de la caldera (Mahood, 1980). Esta etapa comienza con el emplazamiento del domo central intra-caldera el Nejahuete de 93.8 ka. A los ~93 ka, se forma un lago caldérico con un área de ~10 km² en el cual se depositaron sedimentos lacustres intercalados con depósitos piroclásticos con un espesor de hasta ~70 metros (Ocampo-Díaz *et al.*, 2021). El domo Nejahuete continuó su actividad a los 86.4 ka mediante la erupción y depósito de la Pómez Gigante dentro del lago (Mahood, 1980; Clough *et al.*, 1981; Tinoco-Murillo, 2017; Radilla-Albarrán, 2018; Sourisseau *et al.*, 2020; Ocampo-Díaz *et al.*, 2021). La actividad post-caldera en el centro de la CLP continuo con las erupciones del domo Cerro Alto (82.8 ka), el dique Cerritos Colorados (75.8 ka) y nuevamente el domo Nejahuete (72.7 y 71.5 ka) (Mahood, 1980; Mahood y Drake, 1982; Sourisseau *et al.*, 2020). Además de la actividad en la parte central de la caldera, varios domos fueron emplazados a lo largo de las fallas del anillo de caldera: el domo Chapulín (97.7 y 93.3 ka), Las Pilas (92 ka), Ixtahuantonte (83.6 ka), Culebreado (77.2 ka), El Pederal (73 ka) y La Cuesta (71.3 ka) (Mahood, 1980; Mahood y Drake, 1982; Mahood y Halliday, 1988; Vázquez *et al.*, 2014; Tinoco-Murillo, 2017; Ávila-Ortiz, 2018; Sandoval-Velázquez, 2018; Sourisseau *et al.*, 2020).

La actividad más reciente de la zona se relaciona al vulcanismo extra-caldera ubicado en el Arco Sur denominado por Mahood (1980), representado por los volcanes San Miguel (93-60 ka), Planillas (72-44.7 ka) y Tajo (44-25.5 ka), al igual que por el domo Coli (31.9-6.4 ka) (Mahood, 1980, Rivera-Olguín, 2016; Sourisseau *et al.*, 2020). Cabe resaltar que probablemente la zona se considere aún activa debido a las fumarolas presentes en la cima del volcán Planillas.

2.4 Estratigrafía de la caldera

A partir del pozo geotérmico PR-9 (Figura 5) realizado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) dentro de la CLP (JICA, 1989), además de estudios geológicos y geofísicos (Santoyo-Gutiérrez *et al.*, 1991; Yokoyama y Mena, 1991; Rosas-Elguera *et al.*, 1997) se ha determinado un basamento granítico de edad cretácica a 3 km de profundidad en la CLP, el cual ha sido vinculado al BJ. Este basamento se reporta distribuido de manera uniforme a lo largo de toda la zona (Yokoyama y Mena, 1991), ya que también ha sido reportado a 40 km al sur de la CLP. Donde el pozo geotérmico SM – 2 realizado por la CFE en la Laguna de San Marcos dentro del *graben* de Zacoalco (Figura 3) cortó un granito con las mismas características geológicas y geofísicas casi a la misma profundidad (2.8 km) (Yokoyama y Mena, 1991).



Figura 5. Columna estratigráfica compuesta de la CLP realizada a partir de los datos obtenidos del pozo geotérmico PR-9 realizado en el campo geotérmico de Cerritos Colorados (adaptada de Rosas-Elguera *et al.*, 1997).

Sobre este granito descansa una secuencia de rocas andesíticas con un espesor de ~680 metros y una edad de 51 ± 2.5 Ma (JICA, 1989; Rosas-Elguera *et al.*, 1997). Continuando con un delgado flujo riolítico soldado (*the inversely welded tuff of Moore et al.*, 1994; Rosas-Elguera *et al.*, 1997) con espesores entre los 40 a 170 metros (JICA, 1989). Luego una capa de rocas basalto-andesíticas con espesores entre los 740 a 826 metros perteneciente al grupo San Cristóbal (JICA, 1989; Rosas-Elguera *et al.*, 1997), y datadas por roca total con K-Ar dando una edad de 12.5 ± 0.6 Ma, consideradas como la secuencia más antigua perteneciente al CVTM (Rosas-Elguera *et al.*, 1997). Siguiendo con un flujo de cenizas riolítico con espesores entre los 190 a 360 metros y un flujo andesítico entre los 30 a 72 metros de espesor, ambos perteneciente al grupo Guadalajara con edades entre los 7.15 a 3.1 Ma (JICA, 1989; Rosas-Elguera *et al.*, 1997). Después una ignimbrita desde los 80 a 510 metros de espesor donde una muestra obtenida del pozo PR-7 fue data por roca total con K-Ar obteniendo una edad de 1.6 ± 0.2 Ma (JICA, 1989; Rosas-Elguera *et al.*, 1997). Por último, un flujo de lava riolítica del Cuaternario con espesores entre los 40 a 260 metros (JICA, 1989; Rosas-Elguera *et al.*, 1997).

2.5 Sistema hidrotermal

La actividad más reciente de la CLP, producto de nuevas intrusiones magmáticas en profundidad, ha originado un sistema hidrotermal activo de gran interés geotérmico dentro del campo geotérmico de Cerritos Colorados (JICA, 1989; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991; Bolós *et al.*, 2019). Este sistema hidrotermal ha sido estudiado por la CFE desde 1978 donde estudios geoquímicos de los fluidos y temperaturas en superficie motivaron a la perforación de 13 pozos geotérmicos con profundidades de 668 hasta los 3,000 metros y temperaturas máximas de 320 °C (; JICA, 1989; Yokoyama y Mena, 1991; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Verma *et al.*, 2012). A partir de las perforaciones se ha establecido que el reservorio geotérmico se encuentra almacenado en andesitas del Mioceno con un espesor de alrededor de 1,500 metros, afectado por fracturas verticales y profundas (<1000 m) con una orientación NO-SE, que controlan la circulación de los fluidos geotérmicos (JICA, 1989; Verma *et al.*, 2012). Fallas normales de hasta 1 km de profundidad y con una dirección NE-SO formadas por la resurgencia permiten el ascenso de fluido geotérmico y las manifestaciones hidrotermales en superficie. La cámara magmática responsable de la fuente de calor se estima a una profundidad entre los 4-7 km y un ancho de 10-12 km por debajo de la caldera (Verma y Rodríguez-González, 1997; Verma *et al.*, 2012).

3. Metodologías empleadas para realizar el modelo geológico 3D

Introducción

El modelado geológico en 3D consiste en la construcción y visualización de una estructura geológica con el objetivo de determinar con precisión su extensión, estructura y geometría (Ayala y Rey, 2009). Además, permite caracterizar geoméricamente las diferentes unidades litoestratigráficas que la forman (Ayala y Rey, 2009). En años recientes, se han logrado grandes avances en el desarrollo de *softwares* para el modelamiento en 3D de sitios con geología compleja (Calcagno; *et al.*, 2018; Thornton *et al.*, 2018). Un buen ejemplo es el *software GeoModeller* desarrollado por el servicio geológico de Francia, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (BRGM) e *Intrepid Geophysics* de Australia (Calcagno *et al.*, 2008; Hassen *et al.*, 2016; Calcagno; *et al.*, 2018; Thornton *et al.*, 2018). Para comenzar a construir un modelo geológico en 3D se necesita conocer la geología de superficie y en profundidad de la zona de estudio, que incluye la geología estructural, estratigrafía, sedimentología y petrología. Todo esto representado por medio de mapas, cortes geológicos o reportes de pozos.

3.1 Modelización geológica en 3D mediante *GeoModeller*

GeoModeller permite la construcción de modelos geológicos en 3D empleando la técnica geoestadística co-kriging mediante un método de interpolación de campo potencial escalar (Lajaunie *et al.*, 1997; McInerney *et al.*, 2005; Calcagno *et al.*, 2006; Calcagno *et al.*, 2008). Un campo potencial escalar considera un contacto geológico como una superficie implícita en un espacio en 3D (McInerney *et al.*, 2005). Una superficie implícita se define matemáticamente como una superficie dentro de un espacio euclidiano determinado por las coordenadas x , y , z (McInerney *et al.*, 2005; Hassen *et al.*, 2016). El método de interpolación de campo potencial escalar trabaja mediante la localización de contactos geológicos en 3D y datos de orientación del campo estructural (vectores en 3D) que muestran las inclinaciones de los contactos geológicos (buzamientos) (Figura 6) (McInerney *et al.*, 2005; Calcagno *et al.*, 2006; Calcagno *et al.*, 2008). Dentro del campo potencial escalar los contactos geológicos funcionan como iso-superficies equipotenciales mientras que los datos de orientación como gradientes (Figura 6). Se pueden combinar varios campos potenciales en el mismo modelo para reconstruir relaciones erosivas complejas y/o superpuestas entre series geológicas (que son simplemente grupos de unidades geológicas individuales) (McInerney *et al.*, 2005;

Calcagno *et al.*, 2008) (Figura 7). Las fallas son modeladas mediante el mismo método funcionando como discontinuidades dentro del campo potencial (Lajaunie *et al.*, 1997; Calcagno *et al.*, 2006; Calcagno *et al.*, 2008). Los contactos geológicos y los datos de orientación son obtenidos principalmente de datos de pozos, mapas y cortes geológicos (Hassen *et al.*, 2016; McInerney *et al.*, 2005; Calcagno *et al.*, 2006 Calcagno *et al.*, 2018).

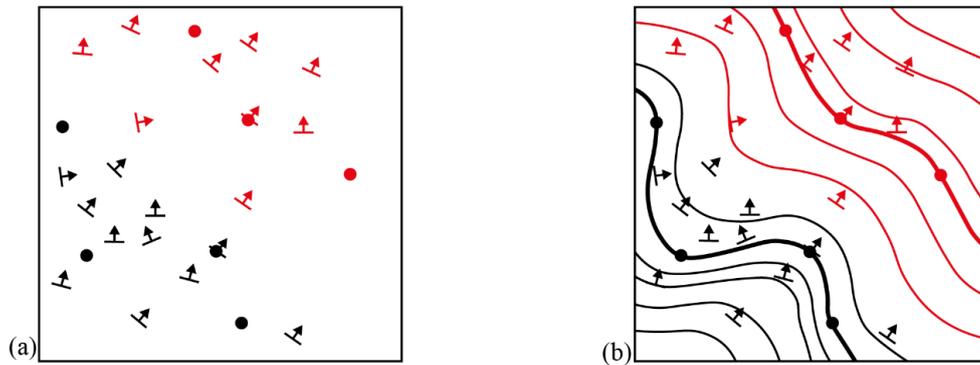


Figura 6. Ejemplo en 2D de la interpolación por campo potencial. a) Cuerpo geológico localizado a partir de sus puntos de contacto (círculos y cuadrados) y buzamientos (flechas con guion). b) Cuerpo geológico modelado por la interpolación de campo potencial. Curvas gruesas representan los límites, mientras que las curvas delgadas las trayectorias dentro y fuera del cuerpo. Se observa como las curvas (isolíneas) respetan los puntos de contacto y los vectores (buzamientos). Tomado de Calcagno *et al.*, (2006).

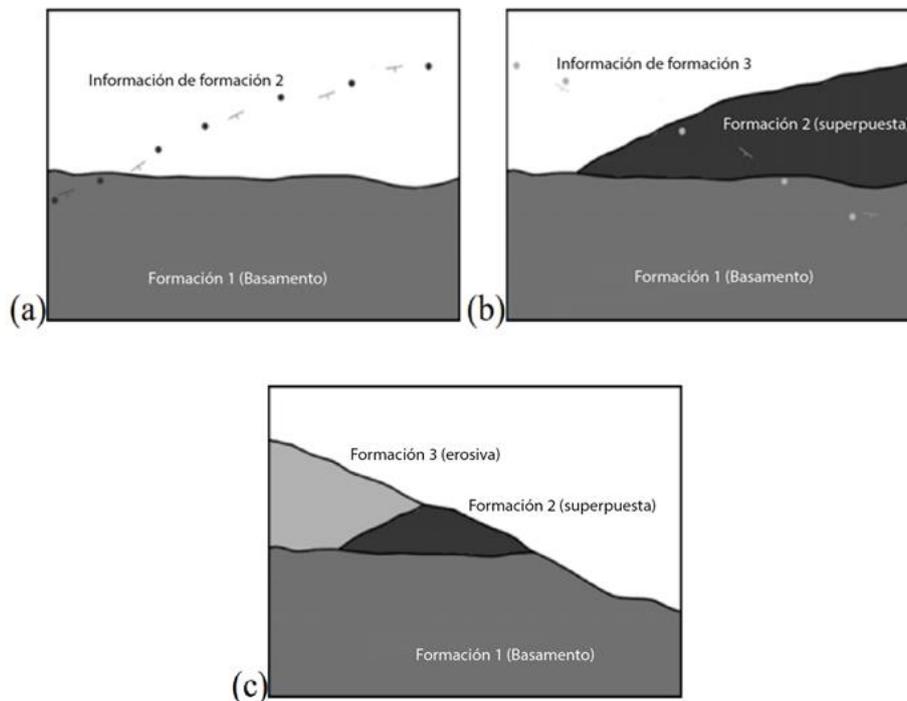


Figura 7. Ejemplos de la utilización de campos potenciales para establecer relaciones de superposición y erosión entre las interfaces geológicas. a) Formación 1 interpolada (basamento) con la información de la formación 2. b) Formación 2 interpolada con una relación de superposición con la información de la formación 3. c) Formación 3 interpolada con una relación de erosión. Tomado de Calcagno *et al.* (2006).

Los modelos geológicos en 3D son más sofisticados en zonas con una exhaustiva cantidad de datos geológicos y geofísicos, sin embargo, lo común es encontrarse con situaciones donde no se tenga suficiente información o que la información esté muy esparcida. Por lo tanto, conforme nueva información aparece, nuestra comprensión e interpretación de la geología de una zona evoluciona. Una ventaja de esta metodología es que permite trabajar con poca información, la cual puede ser modificada y actualizada con nueva información del área de estudio (McInerney *et al.*, 2005; Calcagno *et al.*, 2008). Otras ventajas para destacar de *GeoModeller* son que es un *software* relativamente sencillo para la construcción de los modelos, además de ser “geológicamente inteligente” ya que toma en cuenta desde un principio las relaciones entre las unidades litoestratigráficas y fallas, teniendo siempre un sentido geológico. Mientras que algunas desventajas son que el visualizador 3D está poco desarrollado, no se puede cambiar o ajustar los límites del proyecto una vez comenzados los mismos, así como no permite el modelamiento de diques con longitudes puntuales.

3.2 Datos de entrada al *GeoModeller*

La información de pozos geotérmicos y mapas geológicos fueron obtenidos de reportes internos de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), *Japan International Cooperation Agency* (JICA) de 1989, de artículos científicos publicados y tesis realizadas en los últimos años por medio del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo). Algunos datos de tipo ráster se han vectorizado y unificado en archivos *shp*. Se utilizó un modelo digital de elevación (MDE) con una resolución de 15 x 15 metros, generado por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) de México en 2013. El MDE se preparó en formato ASCII (formato ráster basados en celdas). Para la elaboración del modelo además se realizó un nuevo mapa estructural de la CLP y 16 de cortes geológicos.

Para la importación y uso de los datos de entrada dentro de *GeoModeller*, se transformaron en el formato adecuado. La tabla 1 muestra los principales datos de entrada, así como la fuente y las características que se utilizaron para la elaboración del modelo geológico en 3D de la CLP.

Tabla 1. Datos de entrada para la construcción del modelo geológico 3D.

Dato	Origen	Nota
Modelo digital de elevación	INEGI	Resolución de 15 x 15 m Formato: ASCII
Mapa geológico	CeMIEGeo	Escala 1:25000 Formato: .png, shp.,
Mapa estructural	CFE, JICA (1989), Elaborado durante este trabajo	Escala 1:25000 Formato: .png
Cortes geológicos	Elaborados durante este trabajo	Escala horizontal y vertical 1:25000 Formato: .png
Datos de pozo	CFE, JICA (1989)	10 pozos con profundidades de 400- 2500 m Formato: csv

3.2.1 Lineamientos estructurales geomórficos y geofísicos

Se elaboró un mapa estructural dónde se compilaron las principales fallas y lineamientos tomados de reportes y artículos científicos. Además, se cartografiaron nuevos lineamientos que fueron inferidos a partir de rasgos geomorfológicos e información de un mapa gravimétrico residual y un magnético de campo total.

Primero se comenzó con la elaboración del mapa de lineamientos a partir de rasgos geomorfológicos con ayuda de un sombreado obtenido del MDE. Además, se agregaron las redes de drenaje dentro de la CLP para ayudar a inferir posibles lineamientos estructurales ya que comúnmente las fallas geológicas están relacionadas con la ubicación de ríos o corrientes de agua. Se marcó geomorfológicamente aquellos resaltes en la topografía que nos pudieran sugerir la ubicación de alguna posible falla en superficie (Burbank & Anderson, 2001; Keller & Pinter, 2002; Bull, 2007). Por lo tanto, en base a estos dos aspectos se realizó el mapa de lineamientos a partir del sombreado del MDE.

Después se procedió a realizar dos mapas de lineamientos estructurales mediante información geofísica. El primero a partir de un mapa gravimétrico residual de JICA (1989) y uno magnético de campo total del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Para inferir los lineamientos asociados a probables límites estructurales nos basamos en una serie de aspectos descritos en Bolós *et al.* 2012 y Barde-Cabusson *et al.* 2014:

- Marcar aquellos lineamientos donde se viera un gradiente o una marcada transición en el valor de los datos siguiendo una fuerte tendencia lineal. Por ejemplo: una fuerte transición de valores positivos a negativos de este a oeste, donde esta transición ocurre a través de una línea con una dirección aproximadamente N-S.
- Patrones específicos identificados a través de la orientación de las isolíneas presentes en el mapa residual y magnético.
- El cambio brusco de neutral a valores pronunciados tanto negativos como positivos y viceversa, podría indicar un límite estructural como una falla o una fisura.

Además, se realizó un análisis geostatístico para determinar las orientaciones preferentes de los lineamientos documentados por medio de la elaboración de diagramas de rosetas en el *software Stereonet*® (Allmendinger, 2012)

Por último, en base a estos tres mapas se realizó el mapa estructural final de la CLP. Para marcar los lineamientos finales se sigue una sistemática donde se clasifican los lineamientos en orden de coincidencia entre los tres mapas. Al final sólo se documentaron aquellos que encajaran en los tres mapas generados.

3.2.2 Cortes geológicos

Se realizaron de 16 cortes geológicos con la información de pozos geotérmicos y el mapa geológico de la Caldera de La Primavera generado por Macías *et al.* (preparación), con la finalidad de documentar las características estratigráficas de la CLP. Estos cortes se realizaron a una escala vertical y horizontal de 1:25,000 mediante el *software Ilustrador*® de *Adobe* (Lewis y Günter, 1998, Lisle, 2004). Todas las secciones se elaboraron con una profundidad máxima de 4,000 metros llegando a los -1,500 metros bajo el nivel del mar, lo cual coincide con la profundidad máxima reportada por el pozo PR-9 que cortó el granito cretácico (Rosas-Elguera *et al.*, 1997).

Primero se elaboró el perfil topográfico y se ubicaron las fallas en el corte (Figura 8) a partir del mapa estructural de la CLP. La profundidad y características de las fallas que se basó en la información reportada en trabajos previos (JICA, 1989; Bolós *et al.*, 2019). La proyección geométrica de las fallas a profundidad se estableció considerando las propuestas de Kearey *et al.* (2009) y Roberts (2013).

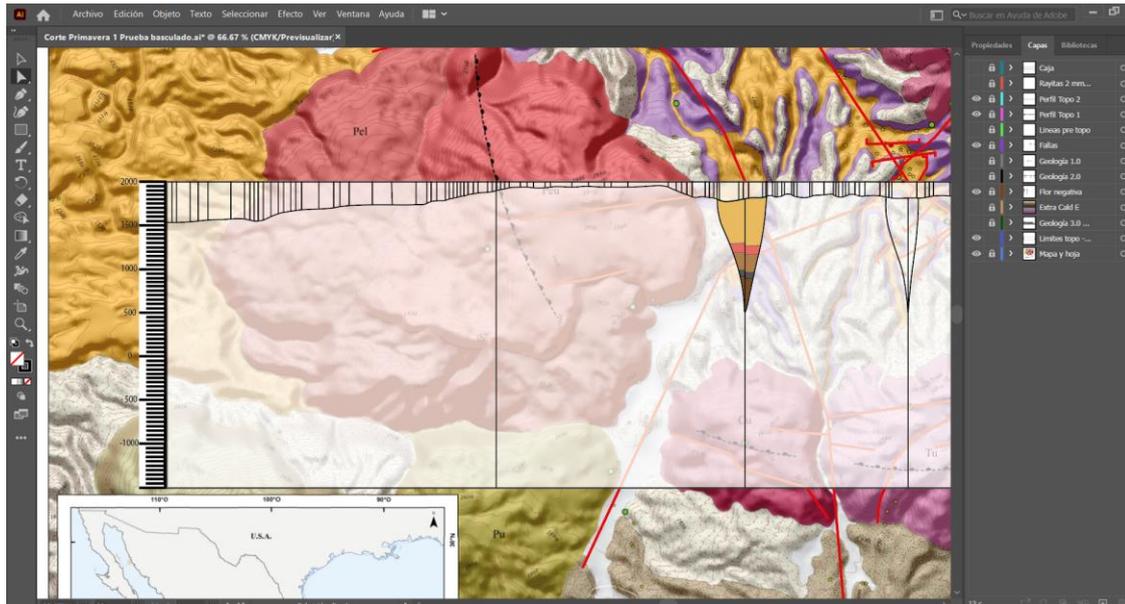


Figura 8. Elaboración del perfil topográfico en *Ilustrador*® de *Adobe*.

Uno de los detalles que se consideraron durante la elaboración de los cortes geológicos y la construcción del modelo fue el espesor de cada una de las unidades. Para ello a partir de la información de cada uno de los 10 pozos perforados se sacó un promedio del espesor para cada unidad. Se estableció mantener un espesor promedio en las unidades a lo largo de todo el modelo, siguiendo una coherencia entre la topografía y el espesor de las unidades. Para el espesor de la ignimbrita Tala se toman algunas consideraciones. Una fue el espesor extra-caldera de la unidad, el cual, sólo se tenía reportado un total de 70 metros sin observar la base (Mahood, 1980; Salinas-Ocampo, 2019). Para ello basándonos en una relación de 1 a 4 definimos un espesor de 100 metros extra-caldera y 400 metros intra-caldera. Esto se realizó tomando como ejemplo la relación entre depósitos de ignimbrita intra y extra-caldera en otras calderas como *Ora* en Italia (Willcock et al., 2013), Vilama (Coira y Cisterna, 2021) y Cerro Galán (Sparks et al., 1985) en Argentina, *Deception Island* en la Antártida (Martí et al., 2013) y los Valles en Estados Unidos (Cole et al., 2005).

Luego se establecieron las unidades geológicas superficiales de acuerdo con la ubicación del corte en el mapa geológico de la CLP (Figura 9).

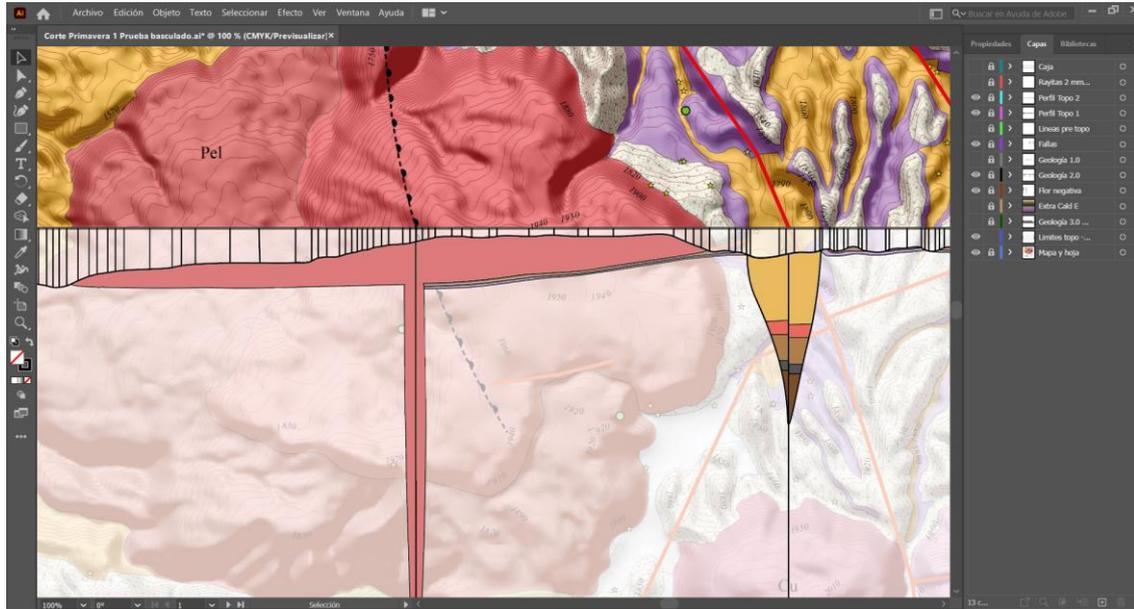


Figura 9. Dibujado de la geología superficial en el corte geológico a partir del mapa geológico (Macías *et al.*, en preparación).

Después se terminó con la estratigrafía en profundidad (Figura 10) con la ayuda de la información obtenida en los pozos geotérmicos (JICA, 1989).

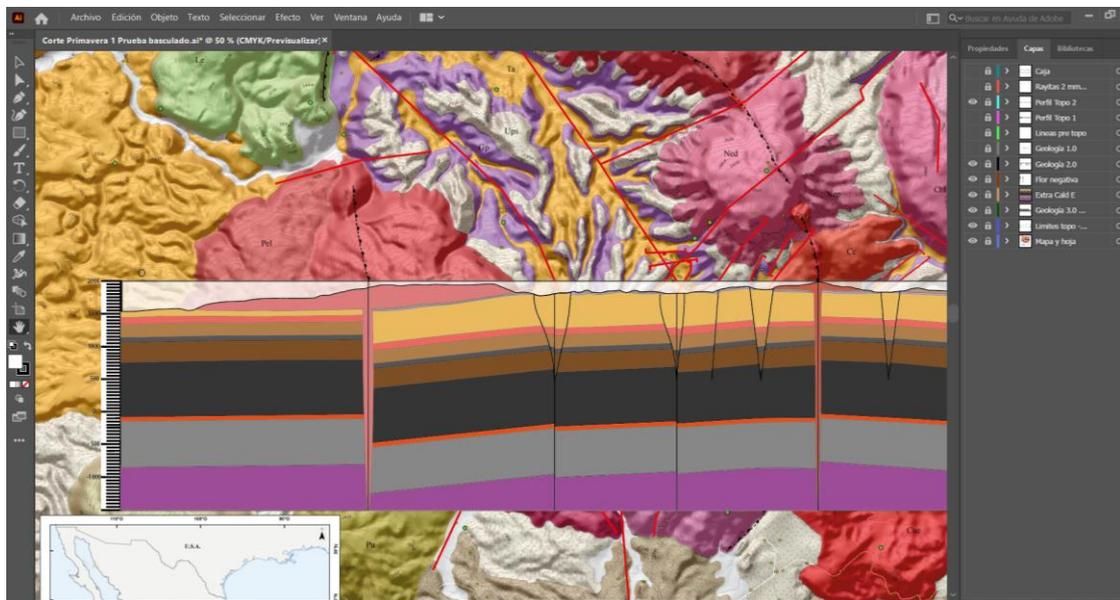


Figura 10. Corte geológico final que muestra los sistemas estructurales y las unidades geológicas en superficie y profundidad.

La orientación, tamaño, espaciado y ubicación de los cortes se eligió con base a la distribución de las estructuras principales dentro de la caldera como bordes de caldera y domos intra-caldera para su realización. Además, los cortes cruzaron o pasaron cerca de

los pozos geotérmicos, lo cual nos dio la certeza de que los contactos de las cortes tuvieron coherencia geológica en profundidad.

3.3 Construcción del modelo geológico en 3D de la caldera de La Primavera en *GeoModeller*

Una vez generados los datos de entrada para *GeoModeller*, se inició con la construcción del modelo, considerando las metodologías propuestas por Hassen *et al.* (2016), Courrioux *et al.* (2017), McInerney *et al.* (2017), Calcagno *et al.* (2018) y Thornton *et al.* (2018). Estos pasos se describen a continuación.

3.3.1 Generación del proyecto en *GeoModeller*

El inicio de un proyecto en *GeoModeller* requiere de los límites del proyecto por medio de las coordenadas con su proyección cartográfica correspondiente, en este caso la proyección fue WGS84 DATUM, UTM zona 13 (Figura 11). Además, se le importó el MDE el cual limita la parte superior del modelo geológico (Figura 12). El proyecto cubrió un área de 218 km² (17.2 km x 12.7 km) que abarca la extensión del mapa geológico (Macías *et al.*, en preparación) y con una profundidad de 4 km (Figuras 11 y 12).

Project Extent					
XMin	644377.4456	XMax	661625.4917000002	XExtent	17248.04610000027 m
YMin	2280006.387115193	YMax	2292783.2659	YExtent	12776.878784806933 m
ZMin	-1500.0	ZMax	2500.0	ZExtent	4000.0 m

Figura 11. Cuadro de propiedades del proyecto con las dimensiones y proyección cartográfica.

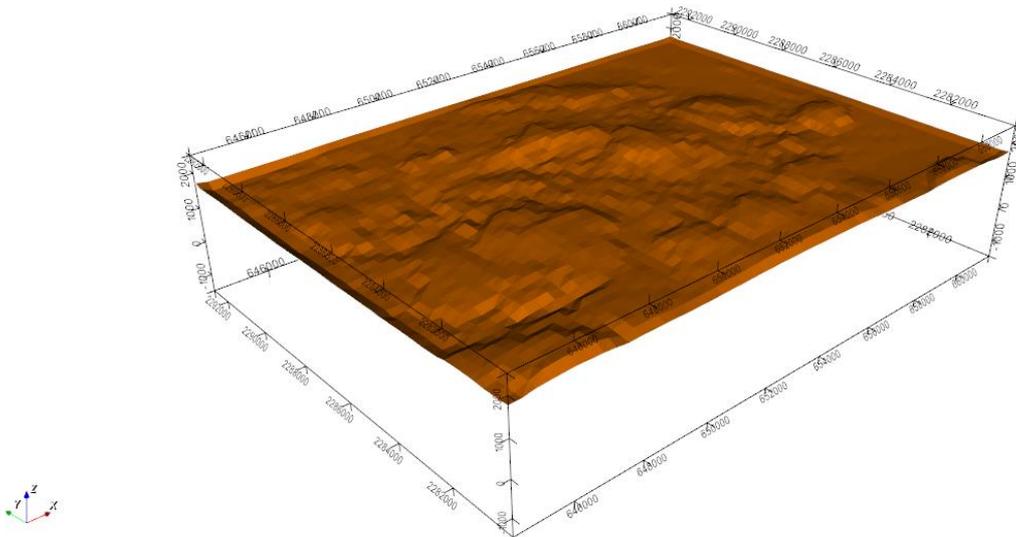


Figura 12. Vista del proyecto en 3D desde *GeoModeller* junto con el MDE cargado.

Después, se definió la columna o pila estratigráfica “*stratigraphic pile*” a modelar, considerando las relaciones cronológicas y tipos de contactos. Esta permitió el manejo automático de los contactos entre las unidades geológicas al definir relaciones ya sea de tipo “*erosive*” o “*onlap*”, las cuales, tienen una importante relevancia en el procesado del modelo (McInerney *et al.*, 2005; Calcagno *et al.*, 2008) (Figura 13). El orden cronológico de las unidades geológicas en esta columna fue establecido de acuerdo con las edades presentadas en el mapa geológico de la CLP.

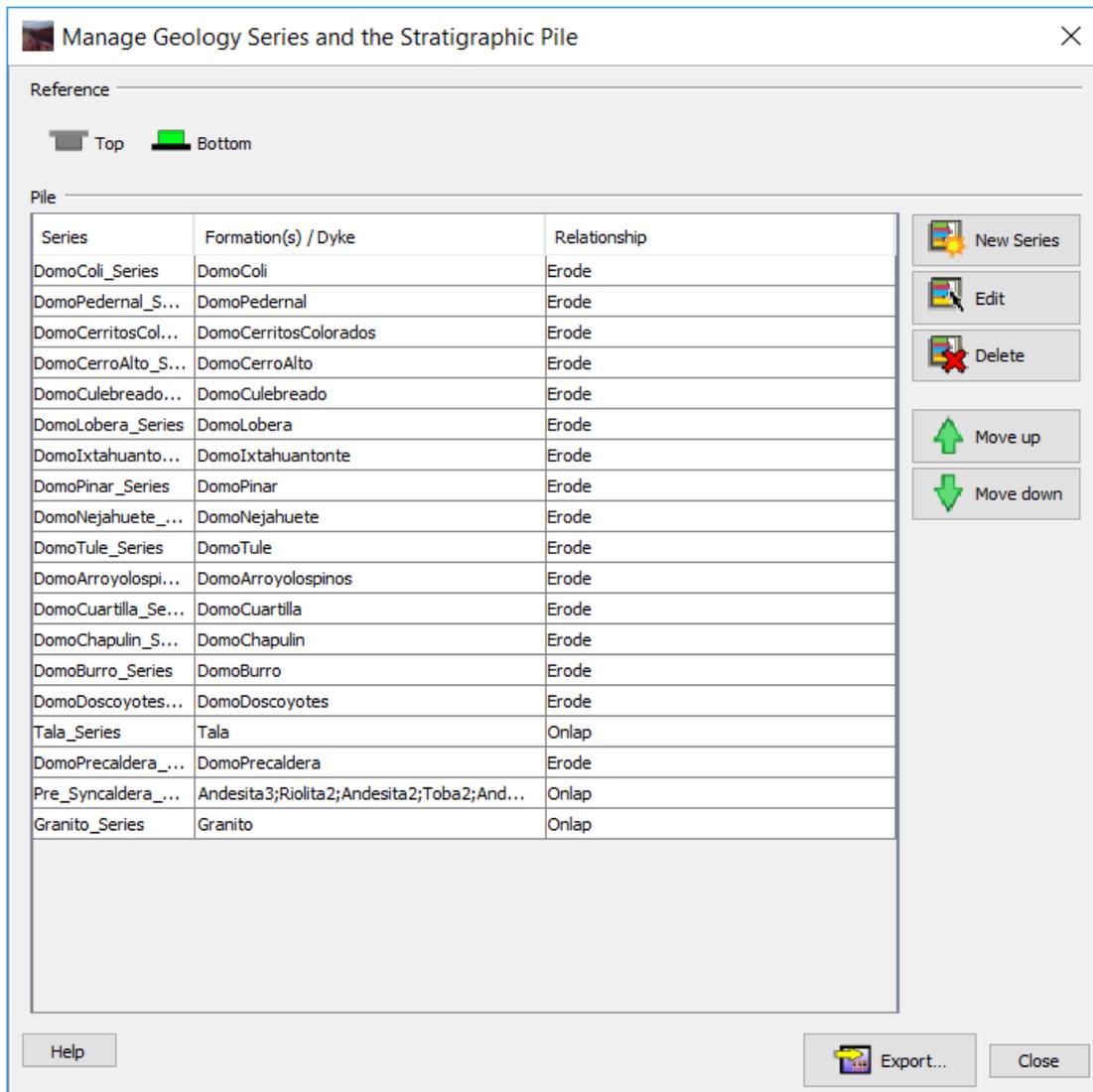


Figura 13. Vista de la columna estratigráfica dentro del software *GeoModeller*.

3.3.2 Importación y digitalización de los datos de entrada en *GeoModeller*

Una vez teniendo los datos de entrada en el formato adecuado se comenzó con la importación de estos en el *GeoModeller*. Algunos datos como mapas y cortes geológicos se importaron en formato PNG y se georreferenciaron en el *software GeoModeller*. Este procedimiento es ampliamente explicado en el manual de usuario del *GeoModeller* de Courrioux *et al.* (2017); McInerney *et al.* (2017).

Elementos estructurales

Las fallas y lineamientos se digitalizaron dentro del modelo a partir del mapa estructural y los cortes geológicos (Figuras 14 a - b, y 15). Para este paso trasladamos el

mapa estructural generado en este trabajo con el mapa geológico del CeMIEGeo, con el objetivo de visualizarlo en conjunto dentro de *GeoModeller* (Figura 14 a).

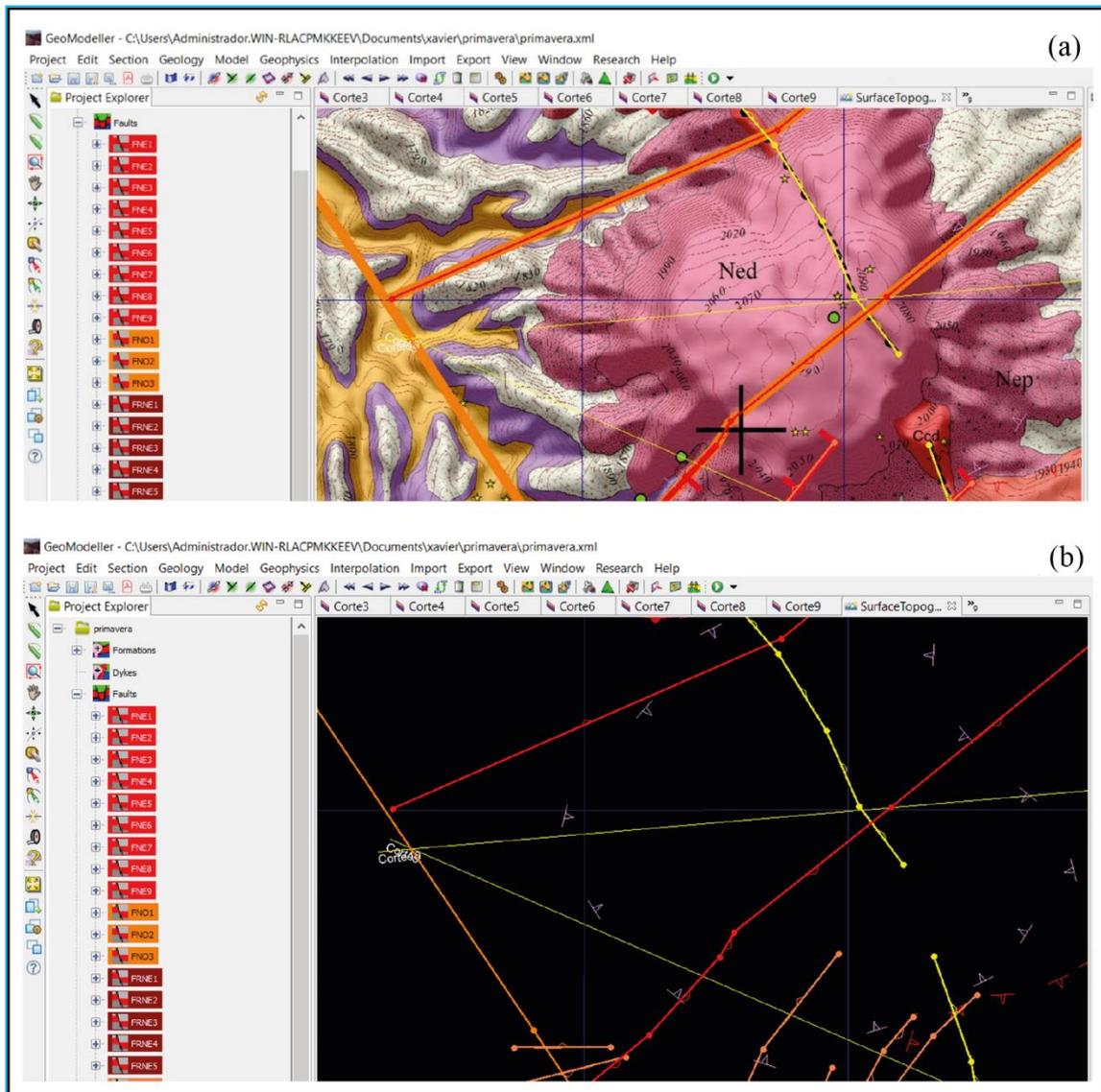


Figura 14. A) Mapa geológico del CeMIEGeo (Macías *et al.*, en preparación) junto con los lineamientos y fallas del mapa estructural. B) Ejemplo del digitalizado de fallas y lineamientos.

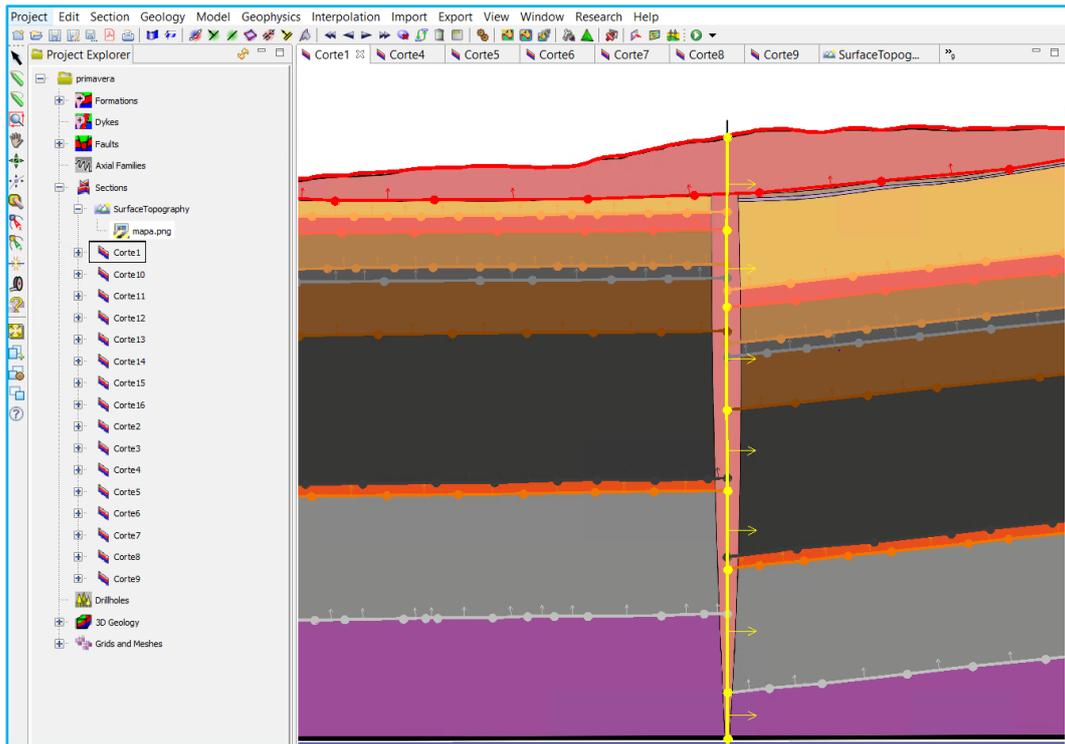


Figura 15. Ejemplo del digitalizado de fallas a partir de los cortes geológicos. Ejemplo: falla de borde de caldera (línea amarilla) correspondiente a un corte E-O.

Al momento de digitalizar se vinculó la falla digitalizada con la falla correspondiente dándole valores de orientación y buzamiento (Figura 16). Estos valores se ingresaron considerando la información bibliográfica.

Figura 16. Pestaña de la creación de los atributos de la falla asociándola con su orientación y buzamiento.

El modelado de fallas con una longitud y profundidad finita representó un problema ya que, al no limitarlas, están tienden a proyectarse a lo largo de todo el modelo. Este detalle se solucionó en el apartado *Fault Manage Properties* (Figura 17). Por ejemplo, al tener una falla con una longitud de 9,000 metros y una profundidad de 4,000 metros, se introduce la mitad de la longitud de la falla en este caso 4,500 metros. Este valor fue introducido en las casillas *horizontal radius* y *influence radius*, mientras que la casilla de *vertical radius* se introdujo la profundidad real de la falla (Figura 17).

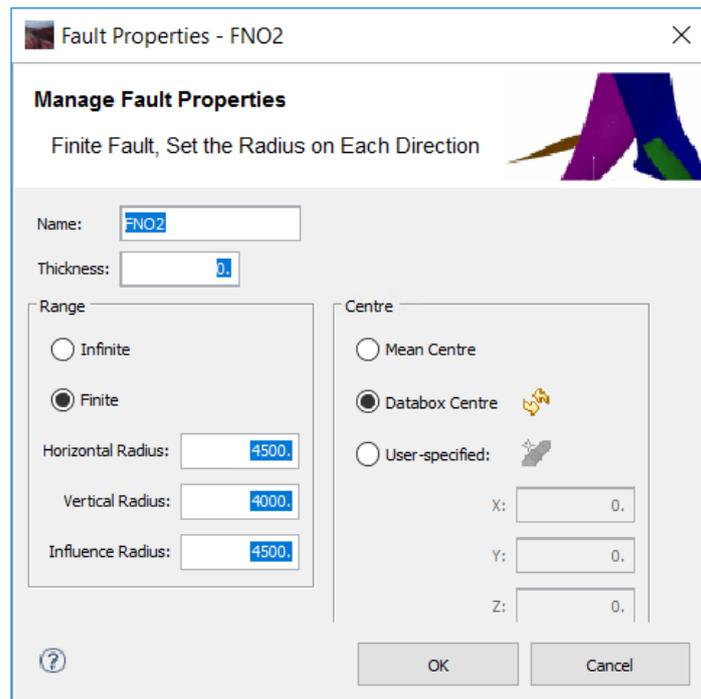


Figura 17. Arreglo de fallas con longitudes y profundidades finitas.

Para modelar las fallas de borde de caldera nos apoyamos en los cortes geológicos que cortan a dichas fallas (Figura 15). Al digitalizarlas le dimos un valor de buzamiento ortogonal (Figura 18), lo cual, ayudo a evitar artefactos que deformaran la falla y así obtener un plano de falla de borde de caldera tal como se estableció en los cortes (Figura 15).

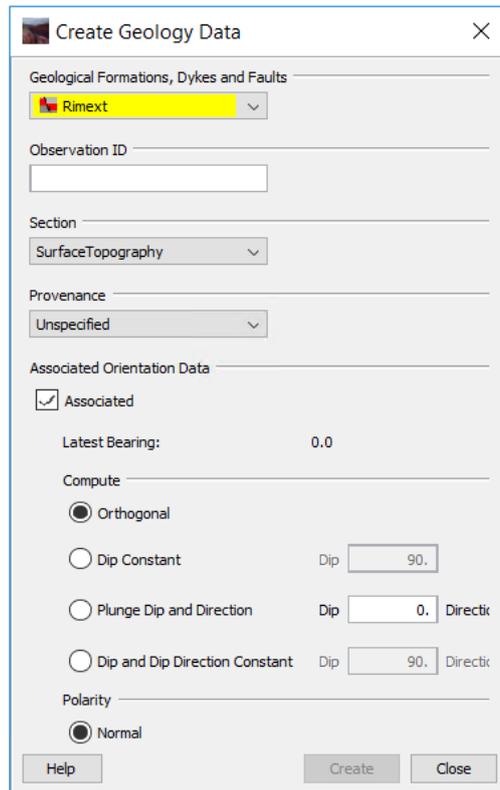


Figura 18. Creación de la falla de borde de caldera colocando un buzamiento ortogonal a la falla digitalizada.

Una vez digitalizadas todas las fallas se relacionó cada una por medio de una red de fallas para administrar su distribución y el tipo de relación entre ellas. Por ejemplo, determinar que falla interceptaría o cortaría a otra (Figura 19). Además, se definió como estas afectarían a las unidades geológicas de la pila estratigráfica (Figura 20).

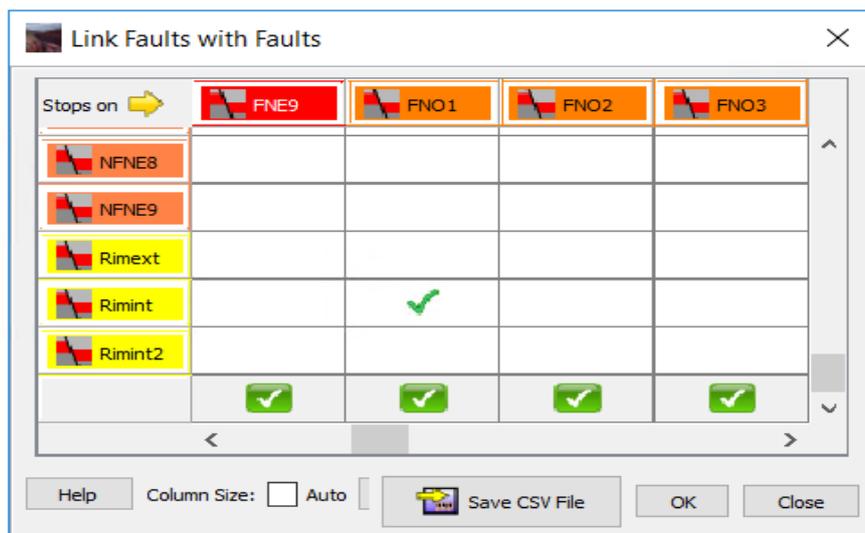


Figura 19. Configuración de la red de fallas en *GeoModeller*.

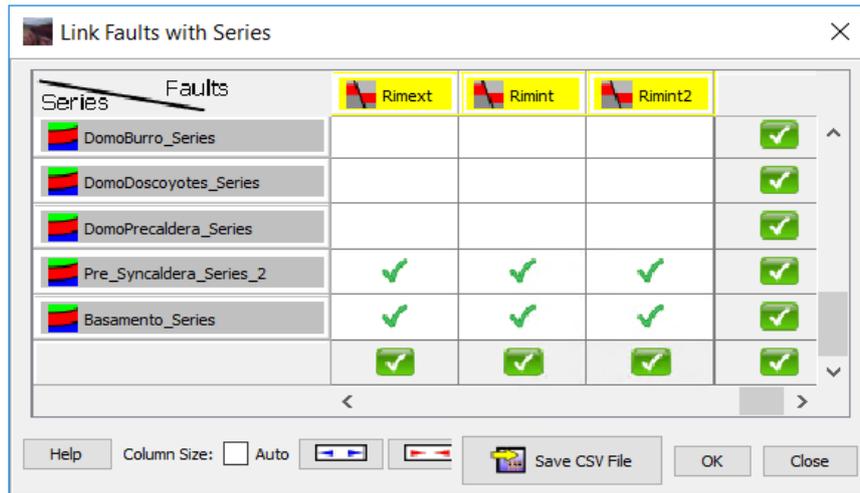


Figura 20. Acomodo de las fallas con las unidades de la columna estratigráfica.

Elementos estratigráficos

Todos los cortes fueron georreferenciados al momento de introducirlos a *GeoModeller*, revisando que coincidieran con la posición esperada en el MDE (Figura 21).

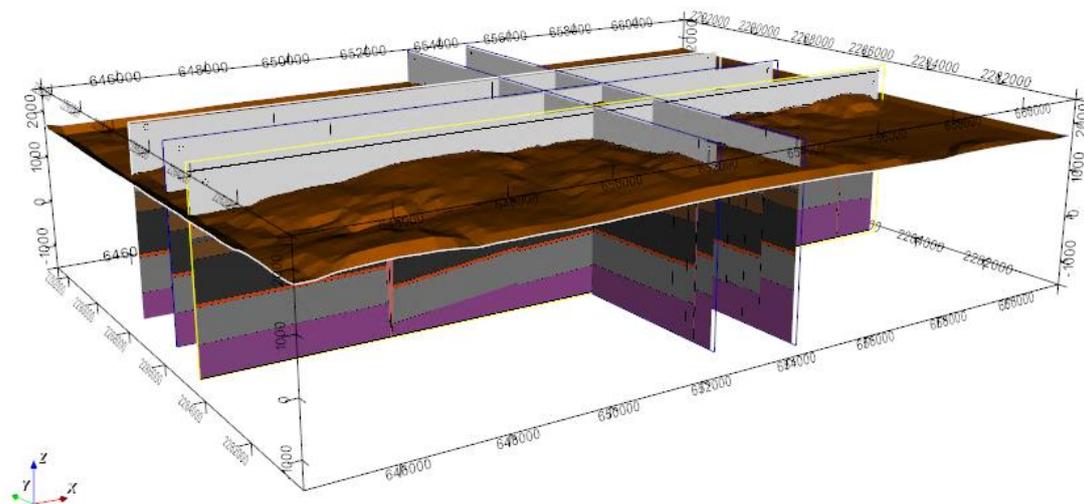


Figura 21. Cortes geológicos georreferenciados e importados en el software *GeoModeller*.

La digitalización de los contactos geológicos de cada una de las unidades de la CLP incluye la actitud estructural de cada una de ellas (Figuras 22 a-b y 23).

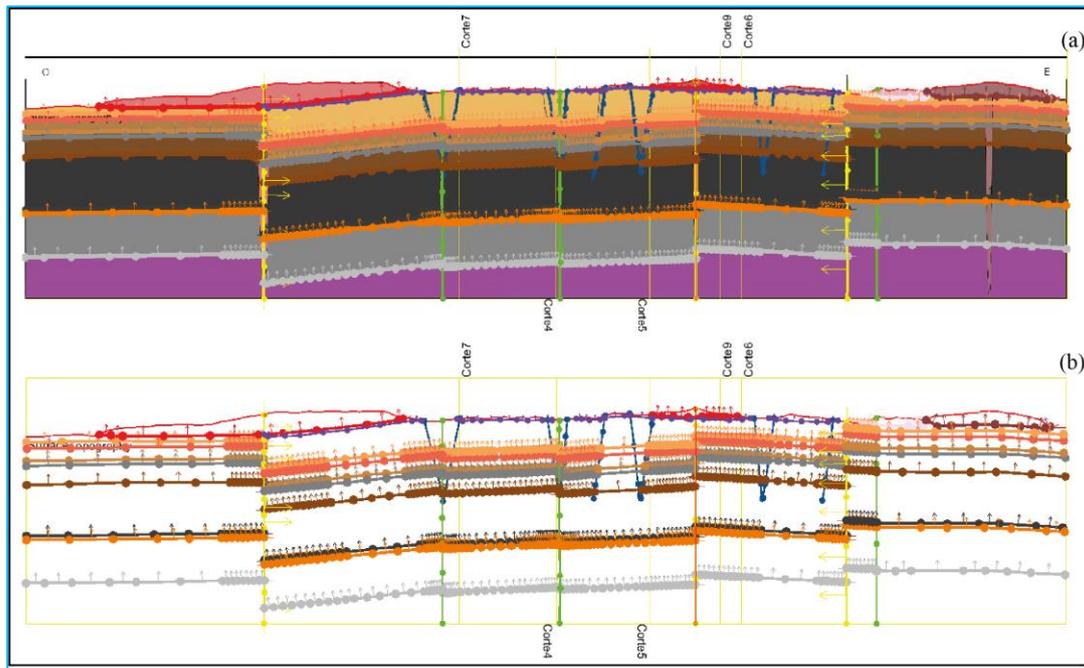


Figura 22. A) Corte geológico junto con la ubicación de los contactos geológicos y las fallas. B) Contactos geológicos y fallas digitalizadas a partir del corte geológico en el *GeoModeller*.

Create Geology Data ×
 Geological Formations, Dykes and Faults
 Tala v
 Observation ID
 Section v
 Corte1
 Provenance v
 Unspecified
 Associated Orientation Data
 Associated
 Latest Bearing: 0.0
 Compute
 Orthogonal
 Dip Constant Dip
 Plunge Dip and Direction Dip Directi
 Dip and Dip Direction Constant Dip Directi
 Polarity
 Normal
 Help Create Close

Figura 23. Vinculación de contactos geológicos digitalizados con la unidad geológica correspondiente, agregando su dato de orientación, en este caso ortogonal al contacto geológico digitalizado.

Una consideración que se tomó al momento de colocar el dato de buzamiento en los contactos geológicos digitalizados fue colocar un buzamiento ortogonal al contacto geológico digitalizado (Figura 23). Este paso fue necesario para que, al momento de modelar los cortes geológicos, lo modelado respetara la geología y geometría en los cortes introducidos.

Geología superficial

El mapa geológico y un archivo *shapefile* en el cual venían los contactos geológicos en forma de polilíneas permitieron generar la geología superficial en el modelo (Repositorio del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM)) (Figura 24). Los datos estructurales fueron inferidos a partir de los cortes geológicos y la geomorfología. Cada polilínea y datos estructurales se vincularon con la unidad geológica correspondiente de acuerdo con la columna estratigráfica previamente establecida. Debido a la complejidad en la geometría de la geología en superficie y al gran número de contactos geológicos (Figura 25 a - b), este procedimiento resultó ser más eficiente que digitalizar manualmente cada contacto dentro de *GeoModeller*, aunque en algunos casos fue necesario digitalizarlos directamente del mapa geológico previamente georreferenciado (Figura 25 a).

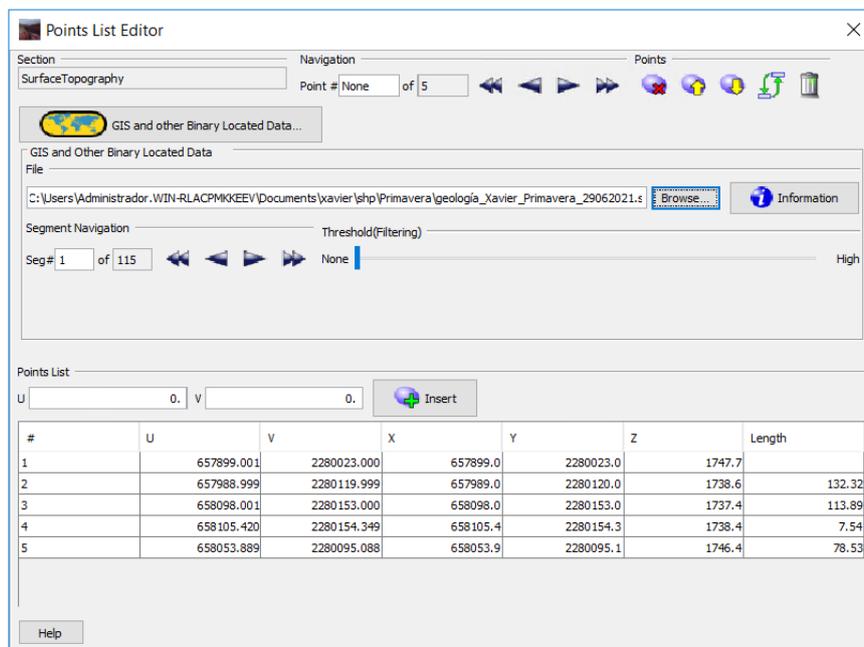


Figura 24. Pestaña donde se importó el archivo *shapefile* con las polilíneas y los contactos geológicos superficiales.

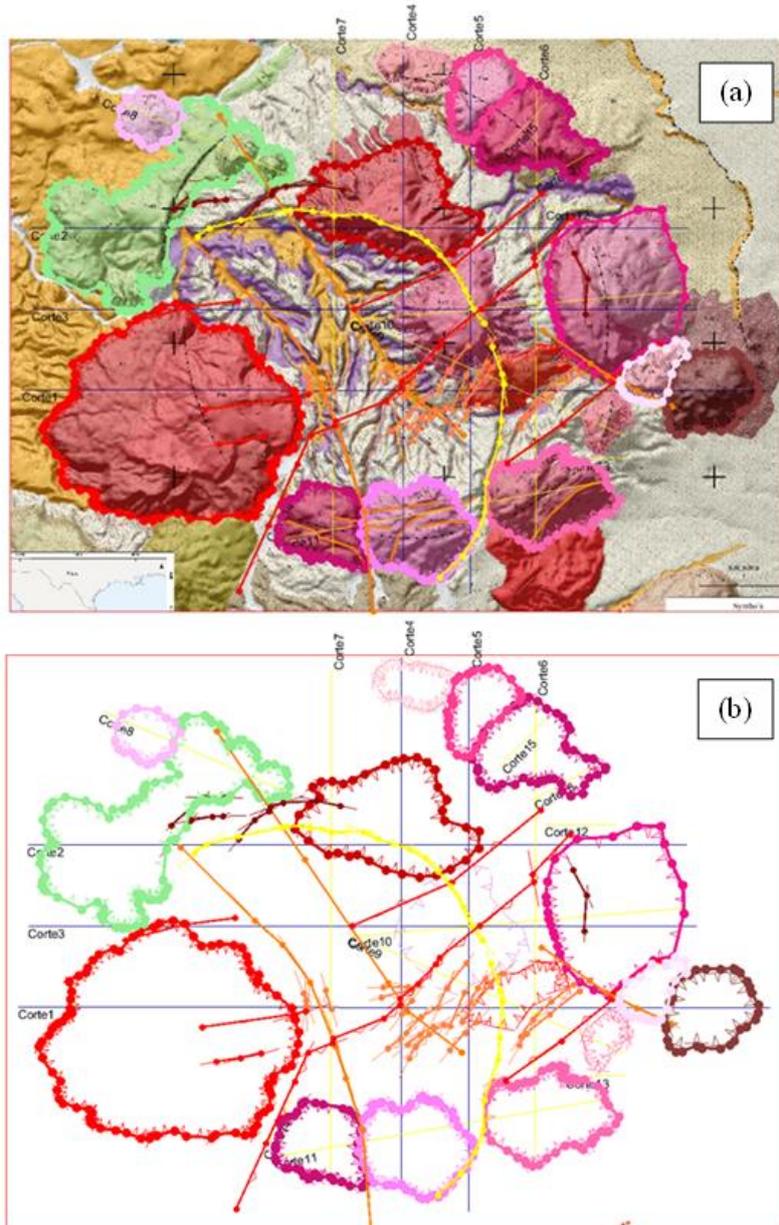


Figura 25. A) Mapa geológico de la CLP georreferenciado en *GeoModeller* (tomado de Macías *et al.*, en preparación). B) Digitalizado de geología superficial a partir del mapa geológico y con ayuda del archivo *shapefile*.

Domos

El modelamiento de domos dentro de la CLP se basó en datos de superficie ingresados en el archivo *shapefile* y el mapa geológico (Figuras 24 y 25 a-b), y de los cortes geológicos que cortan los domos (Figura 26). Cada contacto digitalizado se vinculó con el domo correspondiente cartografiado por Macías *et al.* (en preparación). Para el dato de buzamiento en la parte superficial se consideró un buzamiento para cada domo de 30°. Mientras que en los cortes cada contacto correspondiente a un domo se le asignó valor de orientación ortogonal al contacto, de manera similar a los elementos estratigráficos.

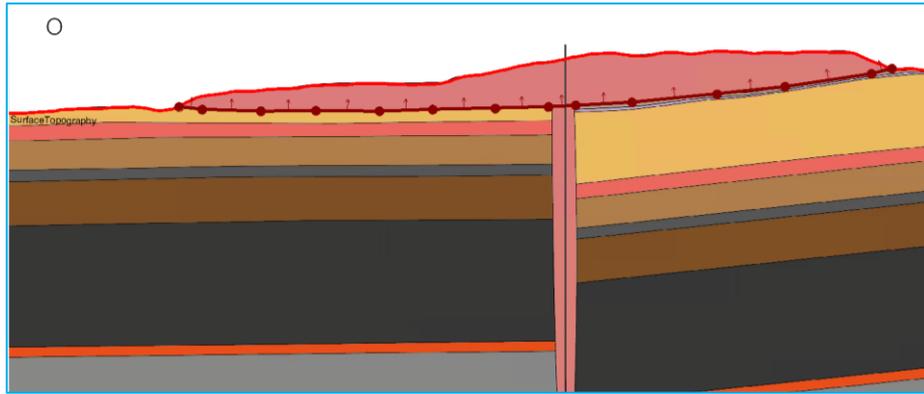


Figura 26. Digitalización de un domo (líneas rojas en la parte superior) a partir de un corte geológico.

3.3.3 Cómputo del modelo geológico 3D de la caldera de La Primavera

Después se continuó con la interpolación de los datos, con la finalidad de generar el modelo geológico en 3D. Para ello se seleccionaron las unidades geológicas (pila estratigráfica), fallas y las secciones tanto en superficie (a partir del mapa geológico y archivo *shp.*) como en profundidad (cortes geológicos y sondeos) correspondientes para modelar (Figura 27). Este paso se convirtió en un ciclo iterativo donde constantemente se evaluó el modelo obtenido comparándolo con los datos de entrada hasta llegar a una correspondencia entre ambos (Figuras 28 y 29). Para esto se ajustaron los parámetros de interpolación y reinterpretaron algunos de los datos de entrada. El cómputo implicó una interpolación entre todas las secciones para poder calcular la distribución de las unidades vulcano-estratigráficas para todo el volumen del proyecto. Se consideró un radio de simplificación al momento de modelar de 10 metros de resolución (Figura 27).

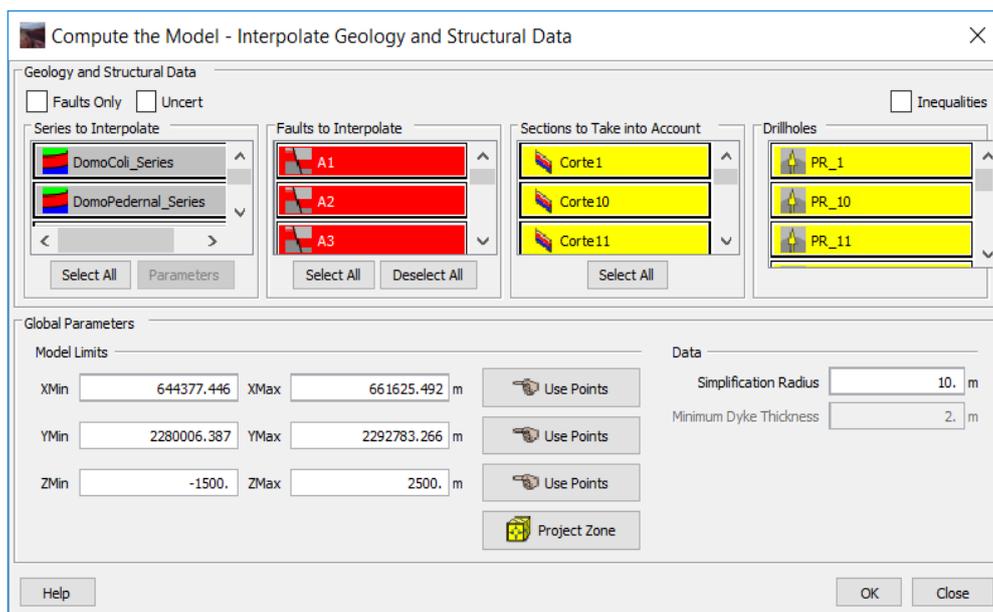


Figura 27. Pestaña para el cómputo e interpolación de modelo geológico 3D.

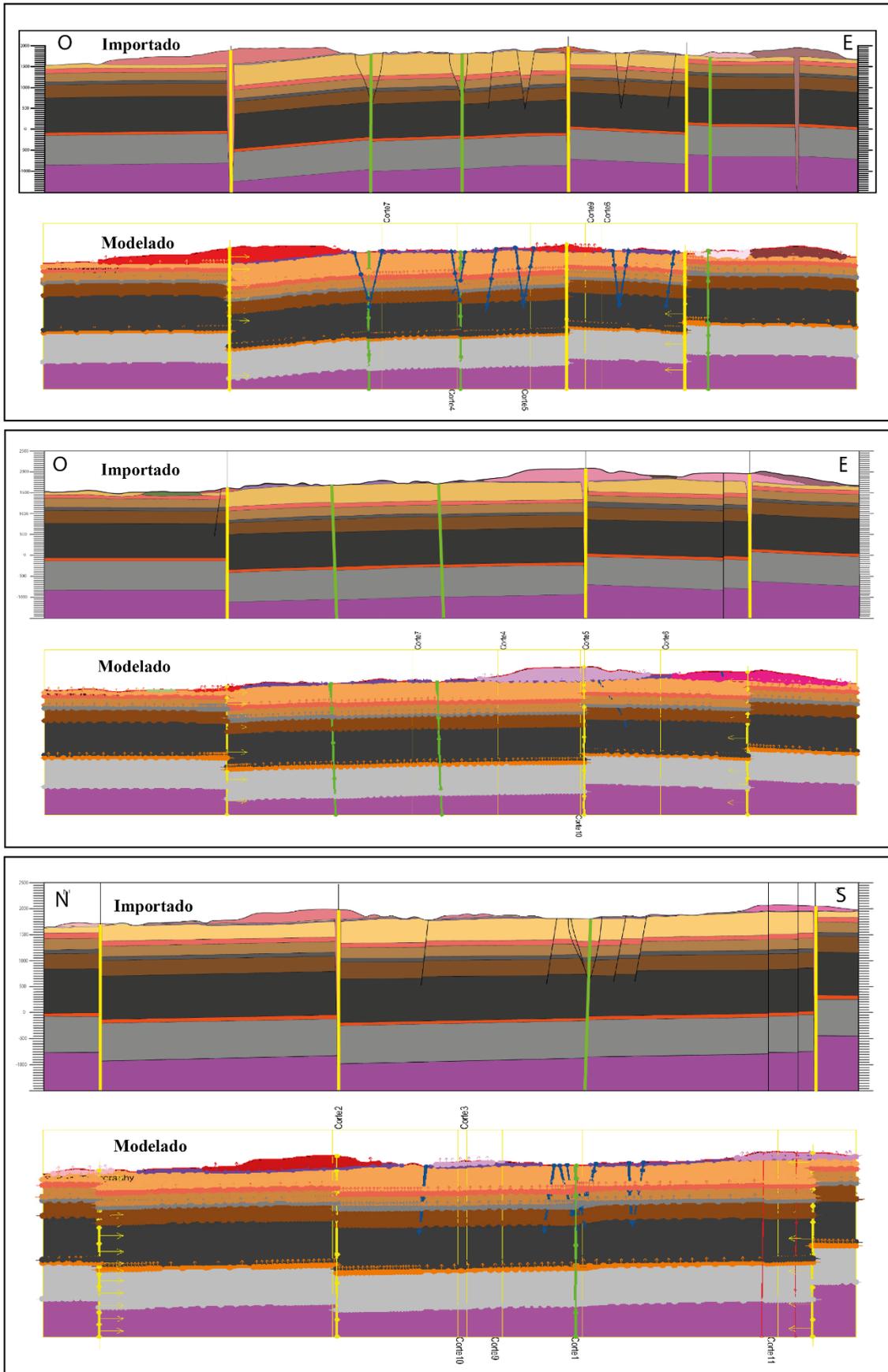


Figura 28. Comparativa entre los cortes importados y lo obtenido una vez modelado el proyecto. Se presenta tres cortes para comprobar la buena digitalización y modelización de los contactos.

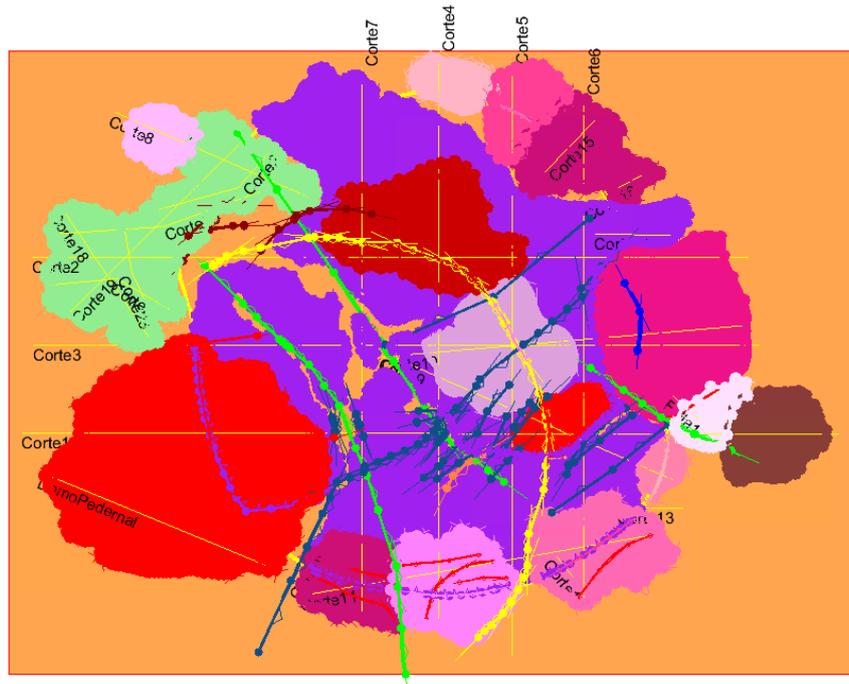


Figura 29. Vista en 2D del modelo ya interpolado donde se ve una buena similitud en las geometrías de las unidades superficiales comparadas con las del mapa previamente digitalizado (Figura 25).

La construcción de los volúmenes en 3D se hizo para cada una de las unidades geológicas. Al momento de la construcción se respetaron los límites establecidos desde la generación del proyecto y durante el cómputo del modelo. Para la resolución se estableció el número de celdas en nX 100, nY 100 y nZ 100 (Figura 30).

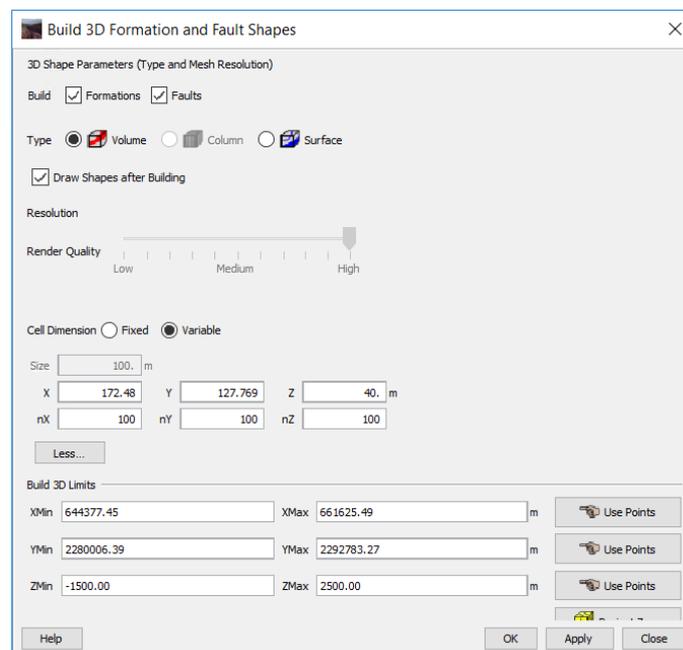


Figura 30. Pestaña para la construcción de los volúmenes en 3D con los parámetros necesarios para su construcción.

3.3.4 Cálculo del volumen de las unidades geológicas en *GeoModeller*

Después de generar las unidades geológicas en 3D se prosiguió con el cálculo de sus volúmenes. Primero a partir del modelo final se crea una malla de celdas tridimensionales mediante la herramienta *Create 3D Grid with Physical Properties* (Figura 31 a). La malla se creó con un número de celdas en nX 100, nY 100 y nZ 100 (Figura 31 b).

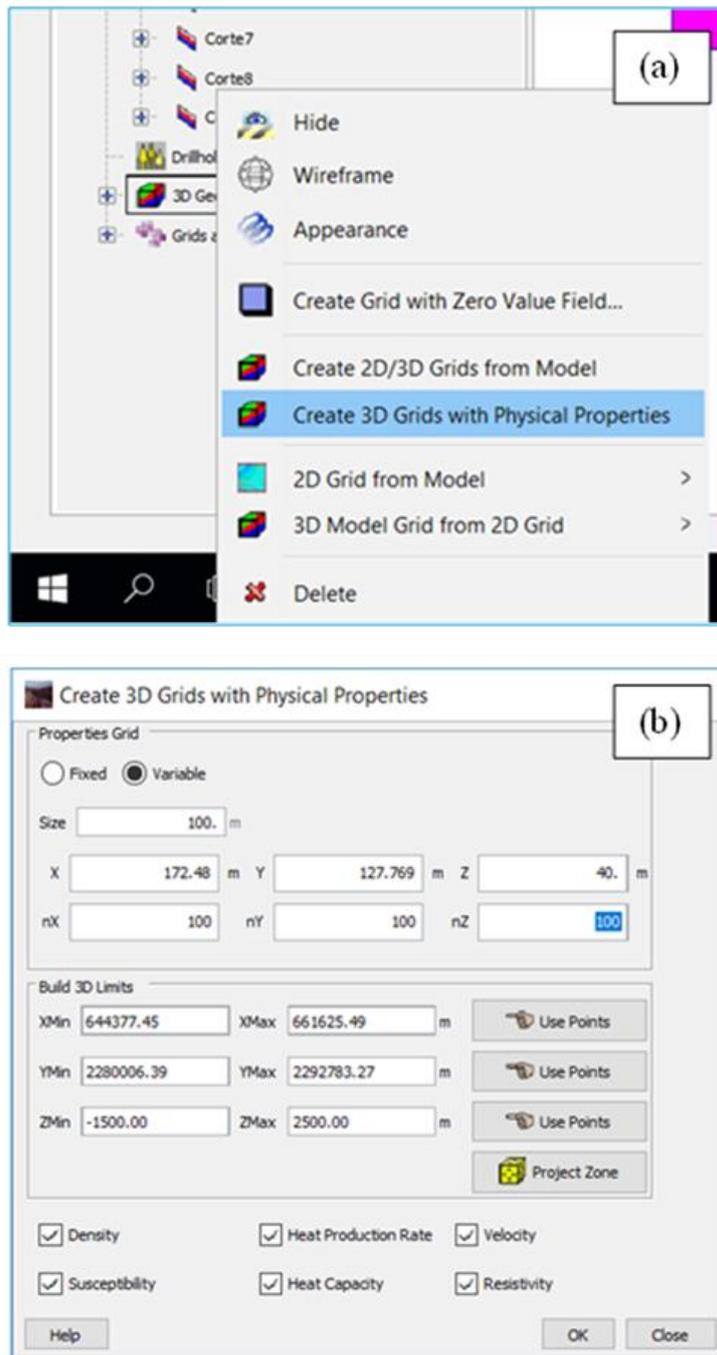


Figura 31. a) Pestaña de la herramienta *Create 3D Grid with Physical Properties*. b) Pestaña para la creación de la malla con propiedades físicas.

Una vez generada la malla se creó un modelo en forma de *Grid* con la opción de *Add Current Model Field* (Figura 32 a), en el que se pudo consultar su histograma con los datos estadísticos de cada unidad donde se muestra el volumen de cada una de estas (Figura 32 b).

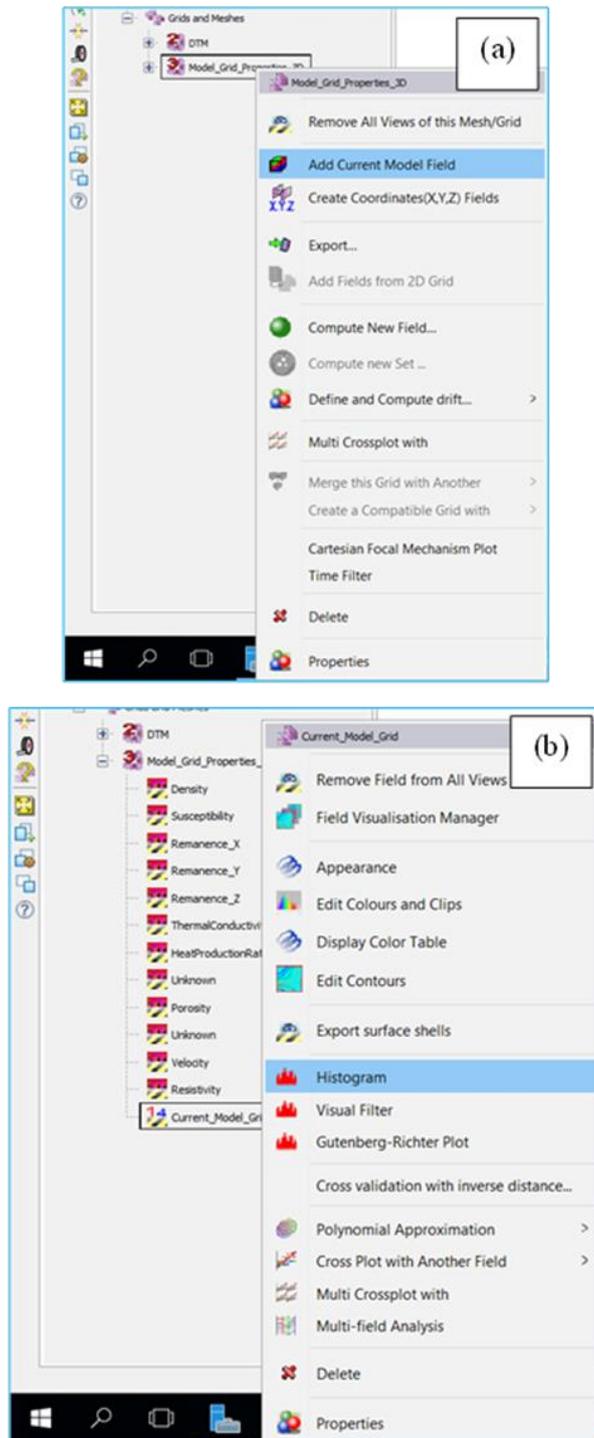


Figura 32. a) Pestaña para la creación del modelo en forma de *Grid*. b) Pestaña para consultar el histograma a partir del modelo en forma de *Grid* generado donde se observa los volúmenes de las unidades geológicas.

4. Lineamientos estructurales de la Caldera La Primavera

Con la finalidad de discernir que lineamientos afectaron o pueden estar afectando la CLP se realizaron tres mapas de lineamientos a partir del análisis de datos geomorfológicos (INEGI), gravimétricos (JICA, 1989) y magnetométricos (SGM).

El mapa de lineamientos realizado con base en los rasgos geomorfológicos (Figura 33) permite documentar 115 lineamientos. Estos lineamientos se dividen en dos grupos, el primero y predominante presenta una dirección NE-SO (entre 41° y 60° de azimut) mientras que el segundo una orientación NO-SE (entre 300° y 320° de azimut). El grupo NE-SO se conforma por 59 lineamientos con longitudes que varían entre los 300 a 2,600 metros. Este sistema se concentra mayormente en las partes centro – SO y este de la caldera (Figura 33). El grupo NO-SE presenta 38 lineamientos con longitudes desde los 300 a 3,800 metros, agrupados principalmente en la zona centro – oeste (Figura 33). Los lineamientos del sistema NE-SO son cortados por el sistema NO-SE en la parte centro – oeste del área de estudio (Figura 33).

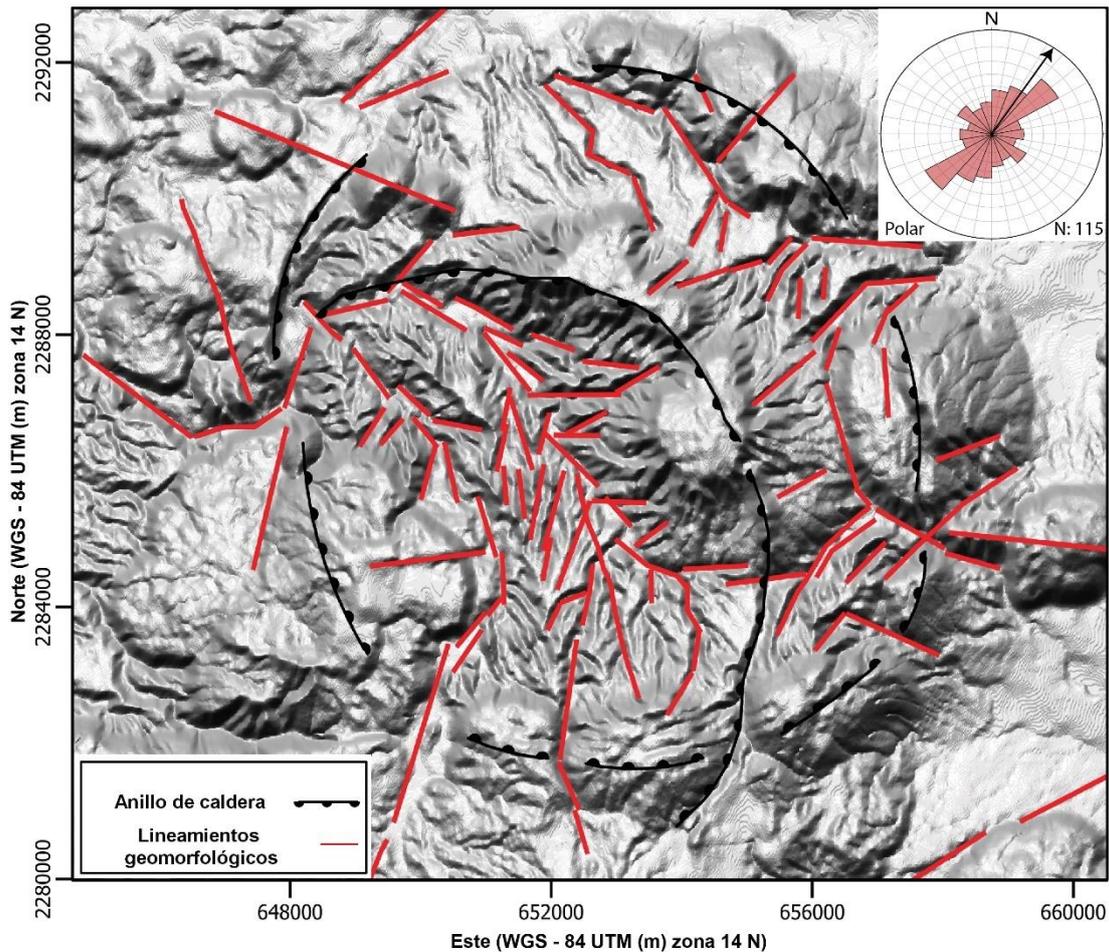


Figura 33. Mapa de lineamientos geomorfológicos de la CLP (MDE tomado de INEGI). Información de la roseta: Valor máximo = 20.80537% entre 041° y 060° Azimut. Vector medio = 033.9° ± 18.2°; Longitud promedio = 0.1816. Variación circular = 0.8184; kappa = 0.366. [Media axial de Krumbein; la incertidumbre es un error estándar, para un nivel de confianza del 95 %, multiplique por 1.96], información tomada de Stereonet.

El análisis del mapa gravimétrico residual permite determinar 18 lineamientos con longitudes entre los 2,500 y 7,900 metros (Figura, 34). Se observan dos grupos de lineamientos, uno NE-SO (entre 16° y 30° azimut) y otro NO-SE (entre 300° y 320° azimut) (Figura 34). El grupo NE-SO agrupa 12 lineamientos con longitudes entre los 2,500 a 7,500 metros, concentrándose principalmente en el sector sur de la caldera (Figura 34). El grupo NO-SE se conforma por seis lineamientos desde los 6,000 a 7,900 metros de longitud y distribuidos en los sectores SO y E (Figura 34). Se puede ver que lineamientos NO-SE cortan a los NE-SO en la parte sur de la caldera (Figura 34).

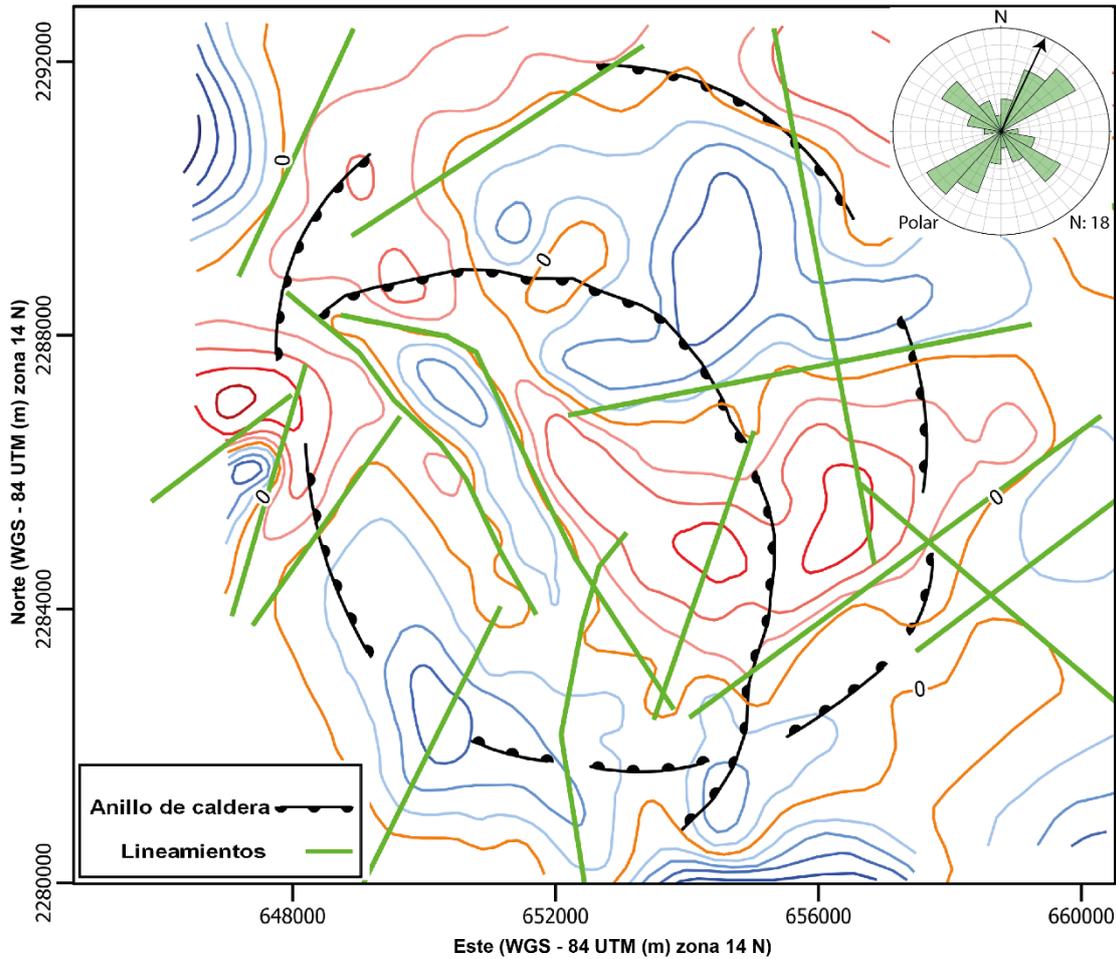


Figura 34. Mapa de lineamientos a partir de gravimetría residual de la CLP (JICA, 1989). Líneas azules valores negativos, líneas rojas valores positivos, líneas naranjas: representan 0 mGal. Cada línea tiene un valor de un mGal. Tomado de JICA, 1989. Información de la roseta: Valor Máximo = 19.04762% entre 016° y 030° Azimuth. Vector medio = $025.0^\circ \pm 66.0^\circ$; Longitud promedio = 0.1367. Variación circular = 0.8633; kappa = 0.2622. Media axial de Krumbein; la incertidumbre es un error estándar, para un nivel de confianza del 95 %, multiplique por 1.96], información tomada de Stereonet.

En el mapa magnético de campo total se documentan 18 lineamientos con longitudes entre los 2,000 y 18,000 metros (Figura 35). La mayoría de los lineamientos presentan una dirección preferente NO-SE (entre 301° y 315° azimuth), con grupos E-O (entre 80° y 100° azimuth) y NE-SO (entre 20° y 60° azimuth) subordinados. El grupo NO-SE se conforma de nueve lineamientos con longitudes desde los 2000 a 18,000 metros que cortan a toda la caldera (Figura 35). Los grupos E-O y NO-SE están conformados por tres y seis lineamientos, respectivamente, con longitudes que varían de los 6,000 a 20,000 metros distribuidos a lo largo de toda la caldera (Figura 35). Los lineamientos NO-SE cortan a los lineamientos E-O y NE-SO principalmente en la zona sur de la caldera (Figura 35).

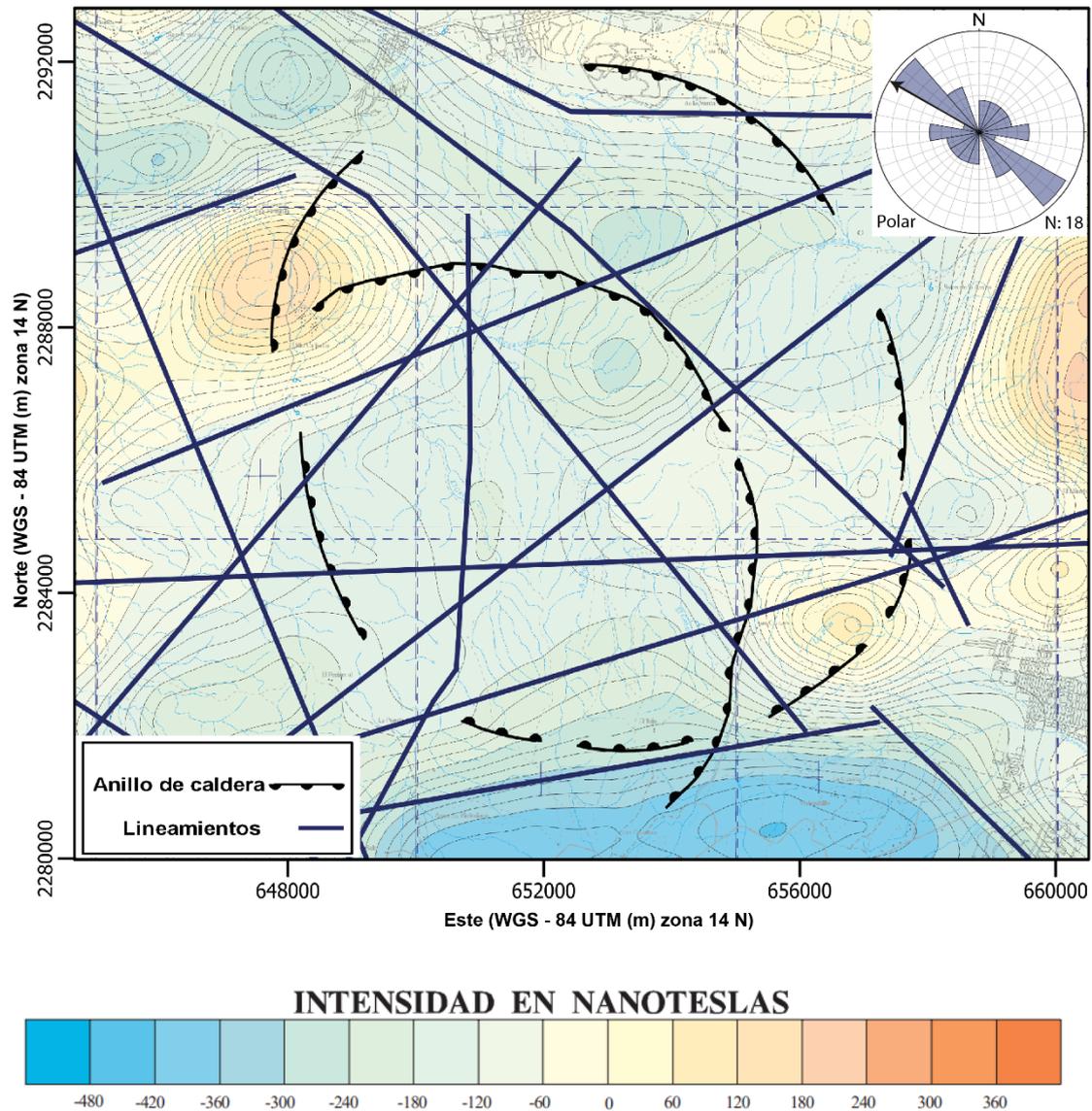


Figura 35. Mapa magnético de campo total de la CLP, tomado del Servicio Geológico Mexicano (2005). Cada isolínea tiene un valor de 20 nanoteslas. Información de la roseta: Valor máximo = 28.57143% entre 301° y 315° Azimut. Vector medio = $300.7^\circ \pm 41.6^\circ$; Longitud promedio = 0.2101. Variación circular = 0.7899; kappa = 0.4296 [Media axial de Krumbein; la incertidumbre es un error estándar, para un nivel de confianza del 95 %, multiplique por 1.96], información tomada de Stereonet.

La conjunción de los tres mapas analizados y de los datos de fallas reportados en trabajos previos (e.g., JICA, 1989; Bolós *et al.*, 2019), permite documentar un grupo predominante de 45 estructuras con orientaciones NE-SO (entre 41° y 60° azimut), y un pequeño grupo NO-SE (entre 320° y 340° azimut) (Figura 36). Los lineamientos del grupo NE-SO presentan longitudes entre los 300 a 5,000 metros, distribuidos en la zona centro-sur de la caldera. El grupo NO-SE presenta tres lineamientos que varían de los 3,000 a 9,000 metros de longitud, los cuales, atraviesan toda la caldera (Figura 36). El grupo NO-SE corta una gran cantidad de estructuras NE-SO, generando un desplazamiento con sentido izquierdo de las estructuras NE-SO en algunas zonas (Figura

36). Además, se presentan las fallas de anillo de caldera o *ring faults*, las cuales, delimitan la caldera formando un anillo completo al que se le denominó anillo externo. También se observa una falla de anillo parcial o *partial ring fault* en la parte central con una dirección ~NO-SE que denominamos anillo parcial.

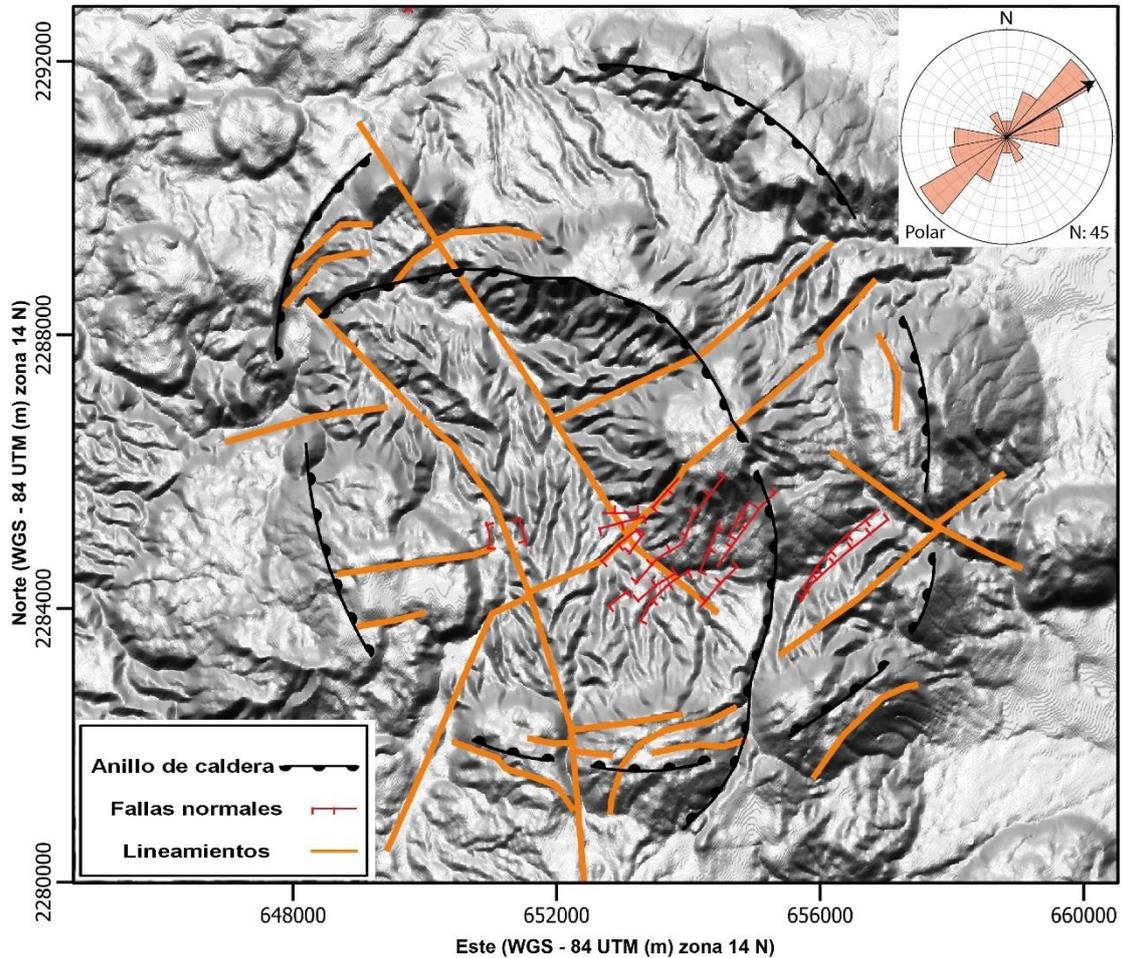


Figura 36. Mapa estructural de la CLP (MDE tomado de INEGI). Información de la roseta: Valor máximo = 28.35821% entre 041° y 060°. Vector medio = $058.7^{\circ} \pm 11.8^{\circ}$; Longitud promedio = 0.4013. Variación circular = 0.5987; kappa = 0.8741 [Media axial de Krumbein; la incertidumbre es 1 error estándar, para un nivel de confianza del 95 %, multiplique por 1.96], información tomada de Stereonet.

5. Geomorfología de la Caldera La Primavera

El análisis geomorfológico con base al modelo 3D permite visualizar la extensión de los domos post-caldera y su relación con los diques alimentadores en profundidad (Figura 37 A). Los diques utilizan los planos de falla de los anillos de caldera (Figura 37 B), mientras que los domos post-caldera se encuentran distribuidos y alineados sobre los planos de falla del anillo externo y parcial (Figura 37 B).

Algo interesante de observar es una anomalía que genera una deformación positiva de forma cóncava en la parte NO de la caldera (coordenadas: 649983, 2289624 WGS 84, UTM 13 N) que afecta desde la unidad más basal (Figura 37 C) hasta la más somera (Figura 37 D) del modelo. Esta deformación cóncava de las unidades presenta una forma circular con un diámetro máximo de 2.3 km. Además, coincide con la ubicación de un domo pre-caldera de 100 ka (Mahood, 1980) (Figura 37 D) y con la de anomalías gravimétricas y magnetométricas positivas (Figuras 34 y 35). La deformación cóncava de las unidades muestra una geometría parecida a la de las anomalías geofísicas (Figuras 34, 35 y 37). Tanto el domo pre-caldera como la deformación cóncava de las unidades son cortados por el anillo externo (Figura 37 D), también interrumpen la continuación del anillo parcial (Figura 37 D). De la misma manera en la parte centro se observan deformaciones cóncavas alargadas desde las capas más basal hasta las más somera (Figura 37 C, D).

Por último, en la figura 37 E, podemos ver el modelo geológico 3D de la CLP tanto con su geología superficial y subsuperficial. Gracias a la ubicación de los domos post-caldera y la visualización del anillo externo se puede delimitar la parte intra y extra-caldera (Figura 37 B, E). Uno de los rasgos más importantes para observar en superficie dentro de la parte intra-caldera, es la gran extensión que presenta los sedimentos lacustres (Figura 37 E). A partir del modelo se puede calcular el espesor promedio de la unidad que es de 51.68 metros (Figura 38 A). Esta unidad presenta un espesor mayor de hasta los 80 metros en la parte centro-NE de la caldera (Figura 38 B).

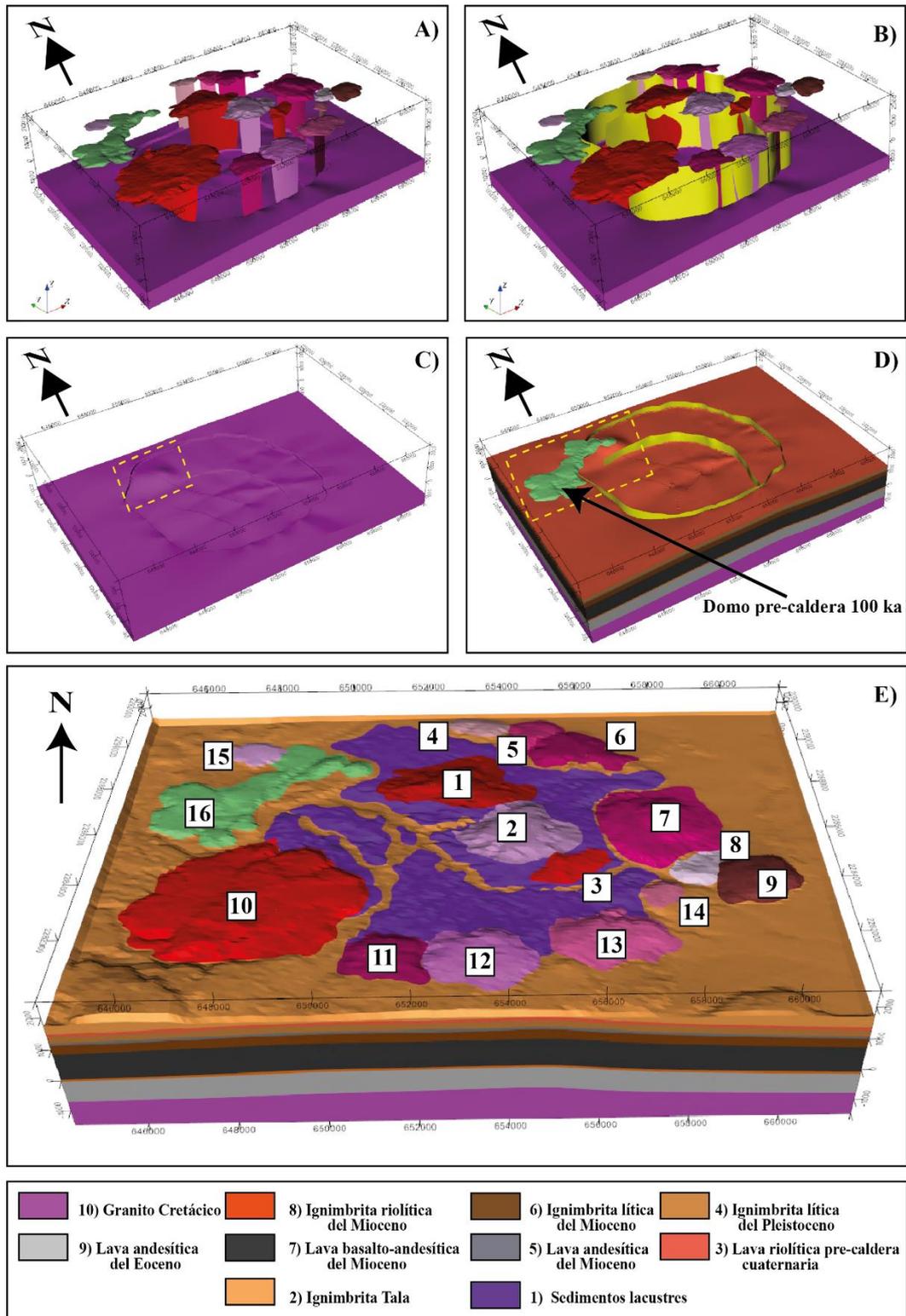


Figura 37. A) Vista de los domos post-caldera y sus diques alimentadores en conjunto con el granito y el salto de falla generado por las fallas de anillo de caldera. B) Vista de los domos, diques y los planos de falla de los anillos de caldera. C) Basamento granítico con la deformación cóncava de las unidades con un rectángulo. D) Ubicación del domo pre-caldera coincidiendo con la ubicación de la deformación cóncava de las unidades. E) Vista de la superficie y subsuperficie del modelo. Domos: 1. Cerro Alto, 2. Nejahuete, 3. Cerritos Colorados, 4. Pinar, 5. La cuartilla, 6. La Lobera, 7. Chapulín, 8. Dos Coyotes, 9. Collí, 10. Pederal, 11. Culebreado, 12. Tule, 13. Ixtahuatonte, 14. Arroyo Las Pilas, 15. Burro, 16. Domo pre-caldera.

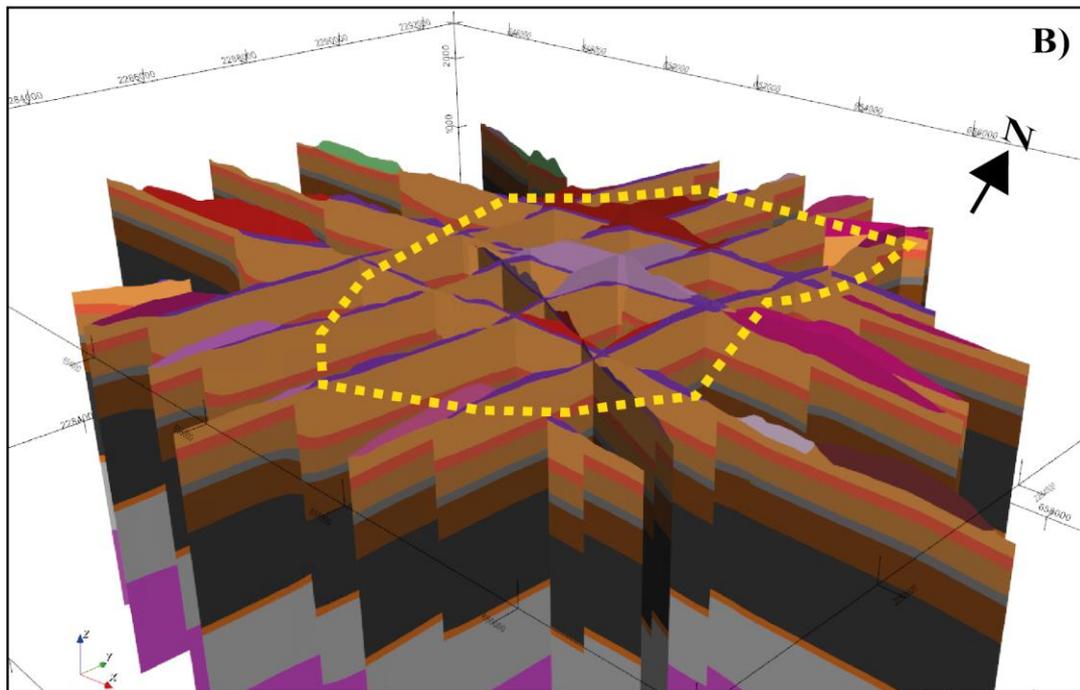
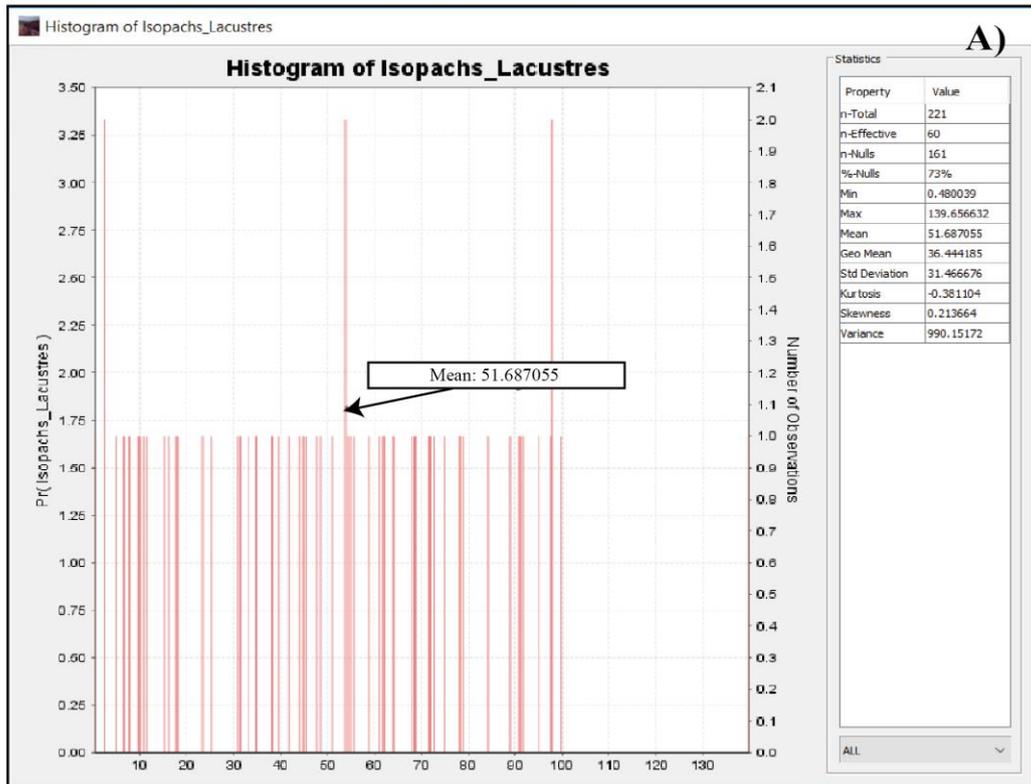


Figura 38. A) Histograma donde se observa el valor promedio del espesor de los sedimentos lacustres. B) Vista en 3D de las secciones modeladas donde se marca la zona en que se encuentran espesores grandes de sedimentos lacustres.

6. Estructura interna de la Caldera La Primavera visualizada con el modelo geológico 3D

El modelo geológico 3D permite visualizar y describir los principales rasgos geométricos de las unidades litoestratigráficas y estructuras de la caldera en profundidad (Figura 39).

A partir de la bibliografía recopilada y de acuerdo con la dirección de los lineamientos y fallas cartografiadas en el mapa estructural se establecen tres sistemas de fallas: i) el primero son las fallas de anillo de caldera generadas durante el colapso caldérico, ii) un segundo sistema con dirección NO-SE y de alto ángulo de buzamiento (JICA, 1989) y iii) el tercero con una orientación NE-SO y de carácter normal (JICA, 1989; Bolós *et al.*, 2019).

La caldera presenta un anillo externo y uno parcial (*partial ring fault*), el primero elongado con un eje mayor orientado NO-SE y una longitud de 11 km, y un eje menor con una orientación NE-SO y 9.6 km de largo (Figura 39 A). El anillo parcial muestra una orientación ~NO-SE con una longitud de 13.7 km (Figura 39 A). Ambos presentan un buzamiento de 90° (Figura 39 A, 40).

Las fallas NO-SE presentan un buzamiento de 80° y un echado con dirección NE de acuerdo con JICA (1989). Las fallas NO-SE cortan al anillo de caldera externo y parcial (Figura 39 B), y a la deformación cóncava de las unidades ubicado en la parte NO de la caldera, mientras que una se detiene justo al llegar a la deformación cóncava de las unidades (Figura 39 D). Estas fallas junto con las fallas del anillo de caldera externo y parcial cortan a todas las unidades en profundidad (Figuras 39 C, D, F, y 40).

Las Fallas NE-SO cortan a las unidades litoestratigráficas que se encuentran a profundidades menores a los 1,000 metros (Figuras 39 C y 40), y presentan un buzamiento de 70° (Figuras 39 C y 40). Se encuentran principalmente en la parte centro-sur de la caldera y son interrumpidas por las fallas NO-SE (Figura 39 C, D).

La capa basal modelada en este trabajo corresponde al granito (Figura 39 E), en ella se puede visualizar el desplazamiento vertical generado por el anillo externo y parcial (Figura 39 E, F).

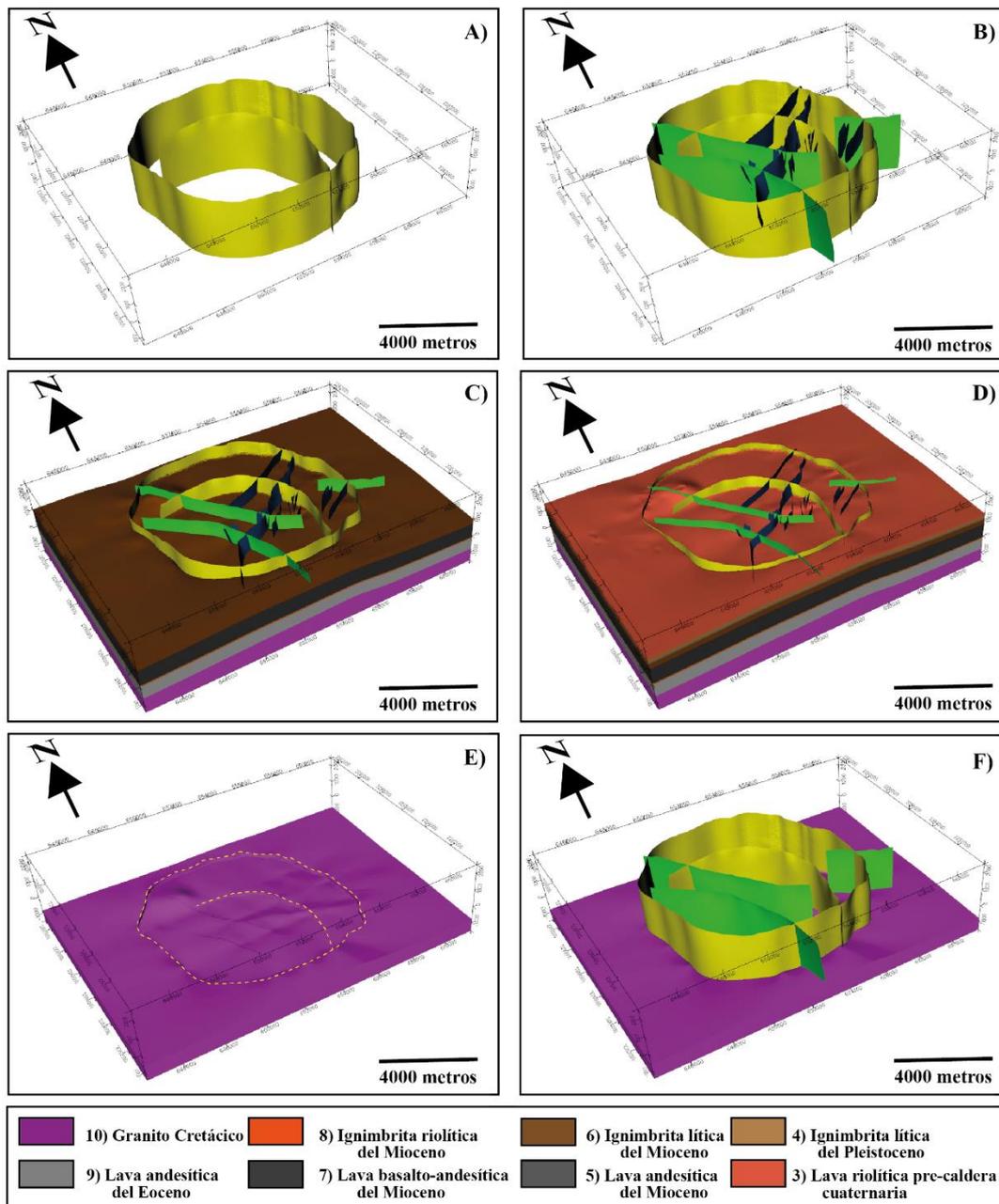


Figura 39. Vista aérea del modelo geológico 3D de la CLP mostrando la estructura interna. A) Anillos parcial y externo de la caldera (planos amarillos). B) Anillos de caldera junto con las fallas profundas NO-SE (planos verdes) y someras NE-SO (planos azules). C) Vista del modelo con las unidades desde la 10 a la 6 así como las fallas de anillo de caldera, NO-SE y NE-SO. D) Vista del modelo con las unidades desde la 10 a la 3 con los tres grupos de fallas. E) Basamento granítico con el salto de falla (líneas punteadas) generado por los anillos de caldera. F) Basamento granítico con la ubicación de los anillos de caldera y falla profundas NO-SE.

Cortes generados a partir modelo geológico 3D nos permite visualizar el desplazamiento asimétrico asociado con el anillo externo y parcial en todas las unidades (Figura 40 A, B). En el corte O-E se evidencia como un bloque (compuesto por todas las unidades) dentro del anillo parcial se encuentra más subsidido y basculado hacia la parte oeste en comparación con el bloque en el anillo externo, el cual, se ve ligeramente

basculado hacia la parte este (Figura 40 A). En el corte S-N, los bloques dentro del anillo externo y parcial se observan basculados hacia la parte norte de la caldera, evidenciándose un levantamiento progresivo hacia la parte sur de la misma (Figura 40 B).

Se puede ver que el espesor de la ignimbrita Tala intra-caldera es más grueso dentro del anillo parcial con ~400 metros respecto a los espesores que se presentan en el anillo externo con ~300 metros (Figura 40 A, B). Mientras que la ignimbrita extra-caldera se presenta con un espesor más pequeño llegando hasta los 100 metros.

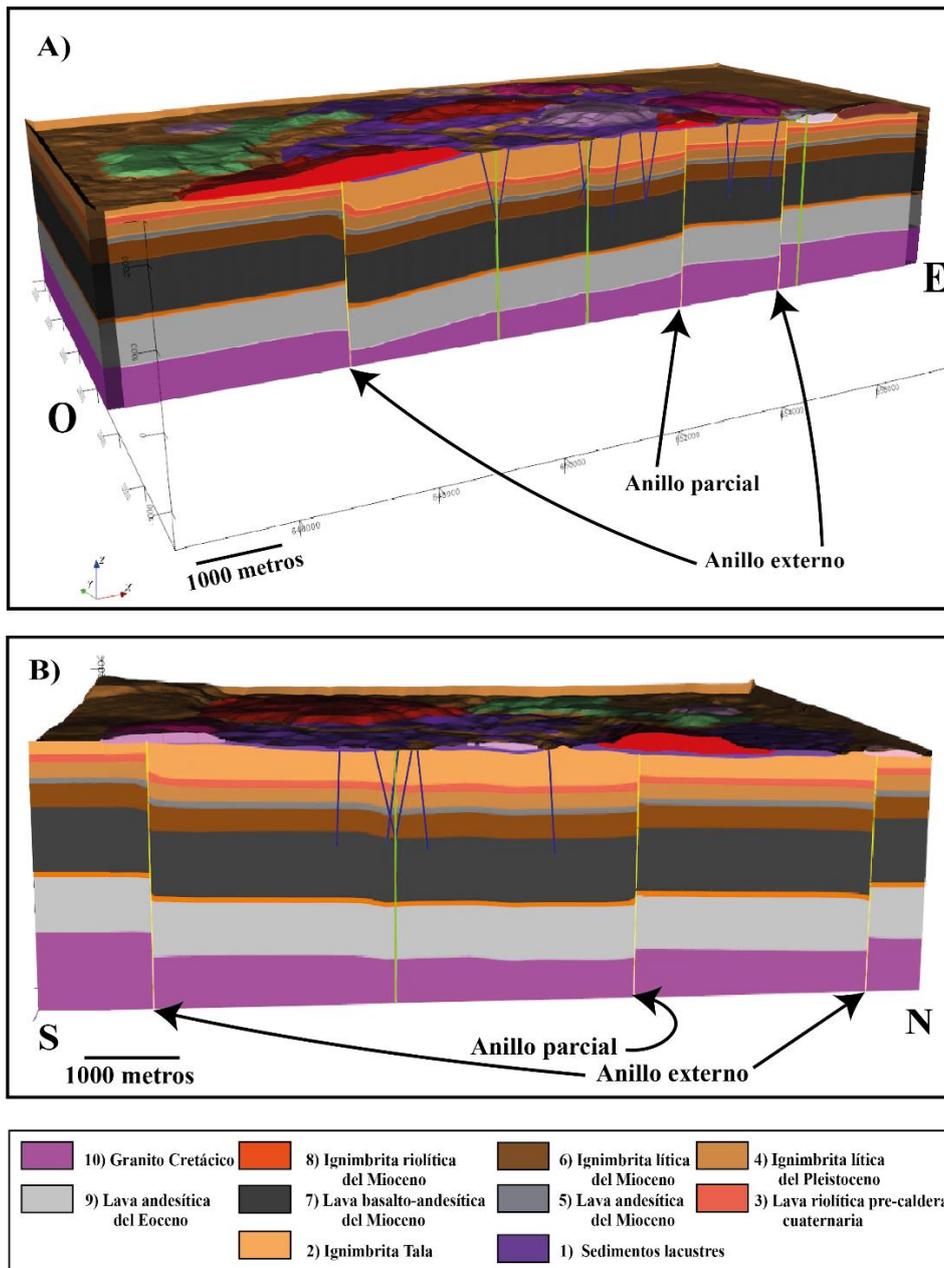


Figura 40. A) Corte del modelo geológico con dirección O-E donde se observa las unidades litoestratigráficas, fallas y la geometría en profundidad B) Corte del modelo geológico con dirección S-N. Líneas verdes: fallas NO-SE, líneas azules: fallas NE-SO.

7. Volúmenes de las unidades litoestratigráficas de la Caldera La Primavera

El modelo 3D generado permite calcular el volumen de cada una de las unidades dentro del proyecto. Los volúmenes obtenidos se muestran a continuación (Tabla 2):

Tabla 2. Volúmenes de todas las unidades dentro del modelo geológico en 3D de la CLP.

Unidad	Volumen (km ³)	Unidad	Volumen (km ³)
Domo Collí	0.5739682	Domo Chapulín	1.228493
Domo Pedernal	3.806315	Domo Burro	0.07048732
Domo Cerritos Colorados	0.09062655	Domo Dos Coyotes	0.02013923
Domo Cerro Alto	0.7854301	Domo Pre-Caldera	0.8559174
Domo Culebreado	0.4128543	Ignimbrita Tala	43.85376
Domo Lobera	0.4934112	Lava riolítica cuaternaria	15.85593
Domo Ixtahuatonte	0.3524366	Ignimbrita lítica del Pleistoceno	58.36371
Domo Pinar	0.1409746	Lava andesítica del Mioceno	11.89823
Domo Nejahuete	0.6948036	Ignimbrita lítica del Mioceno	69.47007
Domo Tule	0.4329935	Lava basalto-andesítica del Mioceno	178.8485
Sedimentos Lacustres	3.041024	Ignimbrita riolítica del Mioceno	8.129477
Domo Arroyos los Pinos	0.03020885	Lava andesítica del Eoceno	159.6334
Domo Cuartilla	0.1812531	Granito cretácico	159.6334

Los volúmenes importantes para destacar son el de la ignimbrita Tala de **43.8576 km³** y el de los sedimentos lacustres con **3.041024 km³**, las cuales son las unidades con más extensión y volumen en la parte superficial del modelo (Figura 35 E).

Otro volumen importante es el de **9.31439515 km³** relacionado con el volumen total de todos los domos post-caldera alineados en los anillos de caldera.

8. Discusión

8.1 Análisis de la información previa sobre la geología subsuperficial en la CLP

Recategorización de las unidades litoestratigráficas

La geología sub-superficial en la CLP, el tipo de litología, espesores, edades, densidades y hasta las porosidades de cada una de las unidades lito-estratigráficas ha sido ampliamente discutido desde los años 80's hasta la fecha (Ferriz y Mahood, 1986; JICA, 1986; Gutiérrez-Negrín, 1988; JICA, 1989; Yokoyama y Mena, 1991; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Rosas-Elguera *et al.*, 1997; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Rocha, 2013; Bolós *et al.*, 2019; Salinas-Ocampo, 2019; Espinoza-Ojeda *et al.*, 2021). La mayoría de esta información se ha obtenido como resultado de los trabajos exploratorios del campo geotérmico de Cerritos Colorados por CFE y JICA. Estos estudios incluyen la perforación de pozos profundos (n= 13, 10 con registro estratigráfico y potencial geotérmico) con la recolección y descripción de testigos, y estudios geológicos y geofísicos (JICA, 1986;1989; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Bolós *et al.*, 2019). Los trabajos de estos autores han permitido agrupar las unidades litoestratigráficas a partir de su formación en pre, syn y post-caldera (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Algo importante que remarcar sobre estos trabajos, y los realizados en los últimos 40 años, es la variabilidad de conceptos y definiciones utilizados para identificar e interpretar las unidades litoestratigráficas (Tabla 3) las cuales actualmente no son utilizadas en vulcanología. Un ejemplo de este problema es el uso del concepto de “toba” que se le da a la unidad Tala (Mahood, 1980; Wright, 1981), la cual, al ser un producto originado por la formación de una caldera volcánica (Fisher y Schminke, 1984; Sparks *et al.*, 1985; Lipman, 2000; Cole *et al.*, 2005) se le debería nombrar ignimbrita Tala (Salinas-Ocampo, 2019). Esto hace compleja la clasificación sistemática de las unidades y por ello se propone una recategorización litoestratigráfica y reinterpretación de estas unidades con base en definiciones actuales ampliamente utilizadas y su edad (Tabla 4).

Tabla 3. Diferentes definiciones de las unidades litoestratigráficas debajo de la CLP, siguiendo una secuencia desde los sedimentos lacustres (1) al granito Cretácico (10).

Unidad	JICA, 1986	JICA, 1989	Ferriz y Mahood, 1986	Alatorre-Zamora y Campos Enríquez, 1991; Yokoyama y Mena, 1991; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992	Rosas-Elguera <i>et al.</i>, 1997	Ferrari y Rosas- Elguera, 2000
1	Sedimentos lacustres	Sedimentos lacustres	Sedimentos lacustres	Sedimentos lacustres	Sedimentos lacustres	Sedimentos lacustres
2	Toba Tala	Toba Tala	Toba – Ignimbrita Tala	Toba Tala	Toba Tala	Toba Tala
3	Riolita esferulítica, microcristalina, vítrica	Riolita	Lavas riolíticas	Riolita	Riolita	Riolita y flujo de ceniza
4	Toba lítica	Toba lítica	Ignimbritas	Toba lítica	Ignimbrita	Flujo de ceniza
5	Andesita microlítica - andesita	Andesita	Lavas andesíticas	Andesita	Flujo andesítico	Flujos andesíticos
6	Toba lítica	Toba lítica	Ignimbritas	Riolita	Riolita y flujo de cenizas	Flujo de ceniza
7	Andesita porfírica - microlítica	Andesita	Lavas andesíticas	Andesita	Flujos basálticos y basalto-andesíticos	Flujos basálticos y basalto-andesíticos
8	Riolita microcristalina	Riolita		Riolita	Toba riolítica	Toba riolítica
9	Andesita microlítica	Andesita		Andesita	Andesitas	Flujos basálticos y basalto-andesíticos
10		Granodiorita - Granito		Granodiorita - Granito	Granito Cretácico	Granito Cretácico

Tabla 4. Nuevas definiciones para las unidades litoestratigráficas debajo de la CLP.

Unidad	Nueva definición	Información adicional	Espesor promedio (metros)
1	Sedimentos lacustres (U1)	Edad de 95 -75 ka	30
2	Ignimbrita Tala (syn-caldera) (U2)	De edad de 95 ka	400 intra-caldera Anillo parcial 300 intra-caldera Anillo externo 100 extra-caldera
3	Lava riolítica cuaternaria (U3)	Edad cuaternaria	100
4	Ignimbrita lítica del Pleistoceno (U4)	Edad de 1.6 ± 0.2 Ma	200
5	Lava andesítica del Mioceno (U5)	Grupo Guadalajara con edad de 7.15 a 3.1 Ma	60
6	Ignimbrita lítica del Mioceno (U6)		300
7	Lava basalto-andesítica del Mioceno (U7)	Grupo San Cristóbal de 12.5 ± 0.6 Ma	800
8	Ignimbrita riolítica del Mioceno (U8)	Posible similitud con “ <i>the inversely welded tuff of Moore et al., 1994</i> ” Mioceno (?)	80
9	Lava andesítica del Eoceno (U9)	De 51 ± 2.5 Ma	680
10	Granito cretácico (U10)	Edad Cretácico tardío (?). Bloque Jalisco	Hasta la profundidad máxima del modelo (4 km)

Reinterpretación de los espesores de las unidades litoestratigráficas

La CLP presenta un anillo de caldera externo, y uno parcial (*partial ring fault*) en la parte central (Figura 40). Por lo cual, se plantea que el espesor de la ignimbrita Tala dentro de la caldera no es del todo constante debido a este rasgo estructural. En el modelo se presenta con una variación de espesor de 100 metros entre la ignimbrita ubicada dentro del anillo parcial y la que se encuentra en el anillo externo (Figura 40). Se sugiere que

esto es debido a la presencia del anillo parcial, el cual, durante la erupción pudo haber generado una subsidencia mucho más profunda dentro del anillo parcial permitiendo más acumulación de material piroclástico con respecto al bloque subsidido en el anillo externo. Las variaciones en el espesor de ignimbrita intra-caldera por la presencia de anillos parciales o *partial ring faults* han sido propuestas en otras calderas como por ejemplo la caldera Los Valles (Goff y Grigsby, 1982; Cole, 2005) y Dorobu (Miura y Tamai, 1998).

Un problema que se observa es la incongruencia estratigráfica entre en los pozos donde en escasas decenas de metros el espesor de las unidades cambia drásticamente (Figura 41), sin la evidencia de algún límite estructural importante entre los pozos que pudiera modificar el espesor, por ejemplo, un anillo parcial (Figura 42). Además, los pozos se ubican dentro de la zona con mayor alteración hidrotermal. En algunas ocasiones rocas como las ignimbritas pueden llegar a confundirse con flujos de lavas al compartir características similares como coloración o rasgos texturales. Por ejemplo, al presentarse ignimbritas con altos grados de soldamiento (Fisher y Schminke, 1984) o en este caso probablemente la presencia de altos índices de alteración hidrotermal. Por lo tanto, esto pudo haber generado problemas al momento de identificar la litología de cada unidad y al definir la profundidad del contacto entre las unidades durante la testificación de los sondeos. Cabe mencionar que, de los 10 pozos analizados, en la mayoría se recuperó material disgregado con baja recuperación de testigos (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Considerando todos estos detalles se propone una reinterpretación de los espesores de las unidades en cada uno de los pozos a partir de los nuevos espesores obtenidos en el modelo.

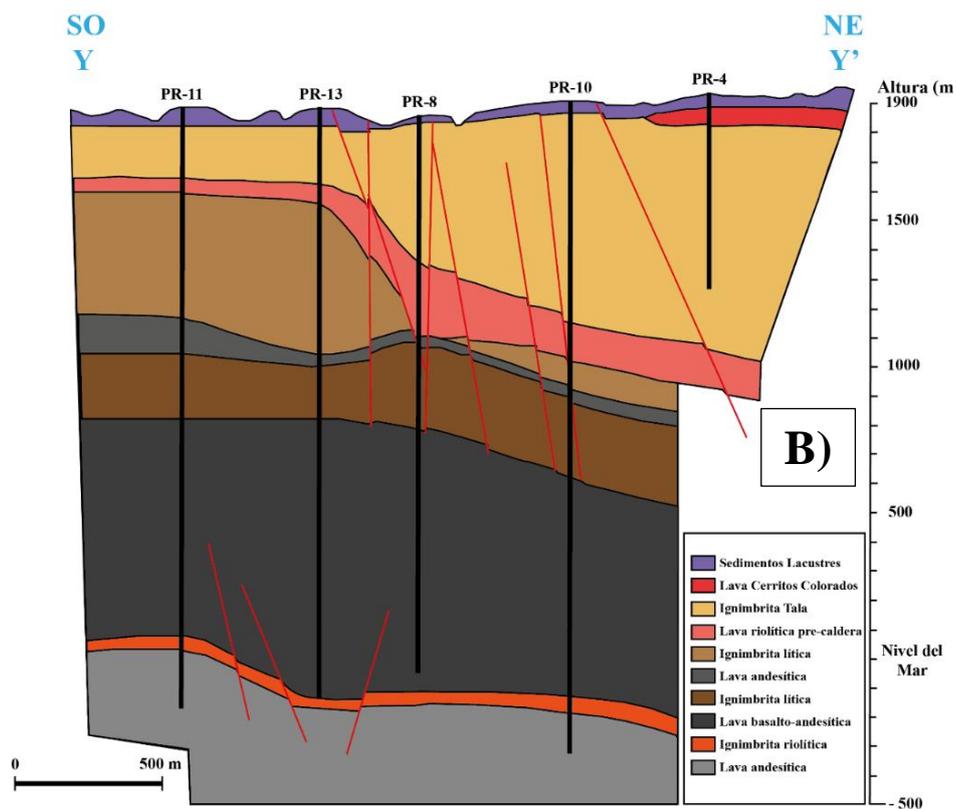
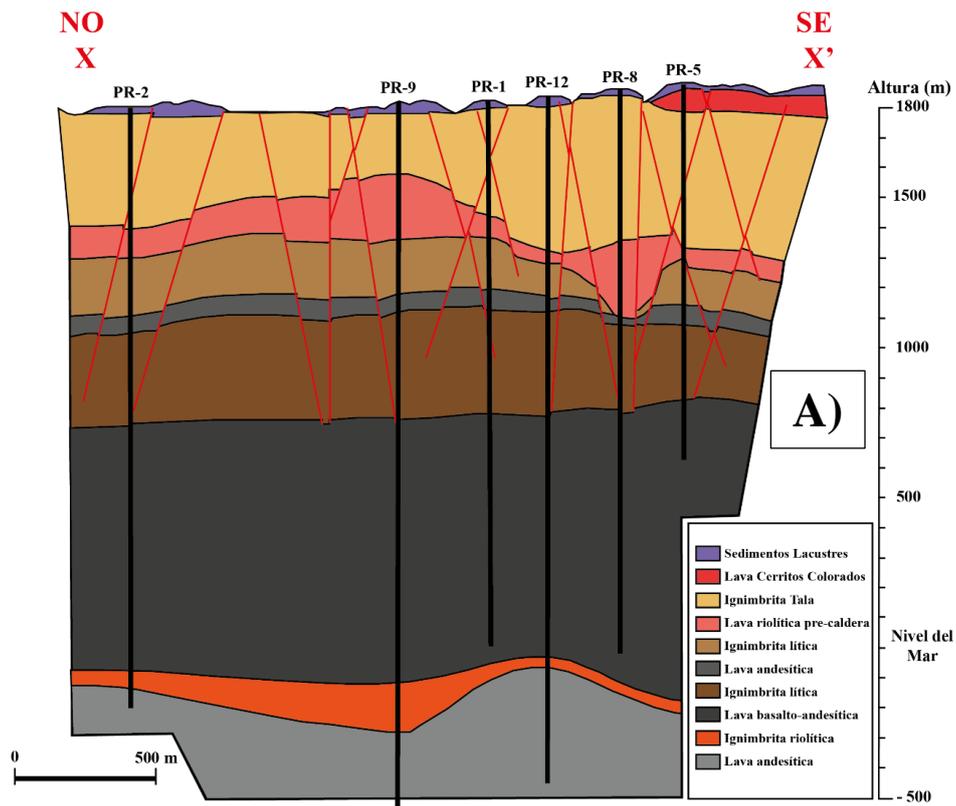


Figura 41. Cortes estratigráficos X-X' y Y-Y' reportados por JICA, 1989., donde se representa la distribución del espesor de las unidades dentro de la zona de Cerritos Colorados. Se observa la ubicación de los pozos (líneas negras gruesas). Líneas rojas: fallas.

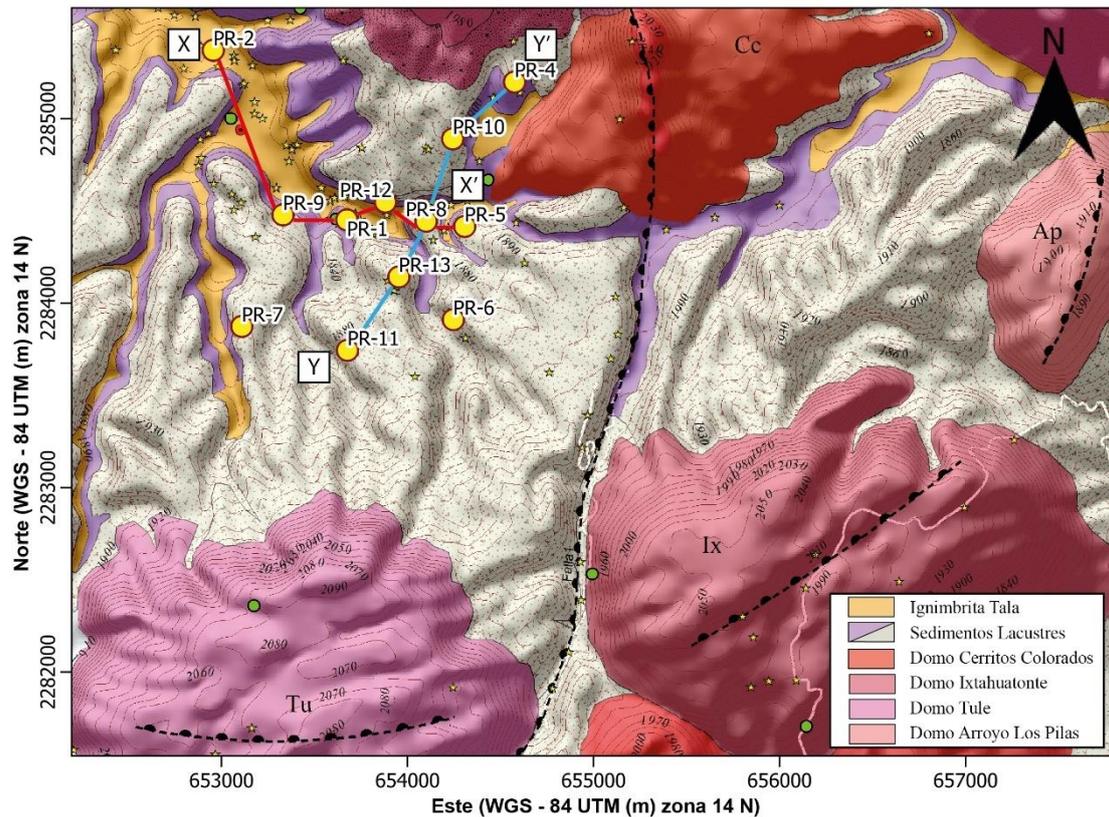


Figura 42. Mapa geológico de la CLP (Macías et al., en preparación) con la ubicación de los pozos y los perfiles realizados por JICA, 1989. Línea negra: Fallas de anillo de caldera. Se observa los cortes geológicos X-X' y Y-Y' que realizó JICA en 1989.

A continuación, se describe algunas observaciones recopiladas por JICA, 1989, Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992 y Rocha, 2013, así como las reinterpretaciones de los espesores de las unidades en base al modelo obtenido.

El pozo PR-1 se perforó durante la primera etapa de exploración entre enero de 1980 y agosto de 1982 (JICA, 1989). Fue un pozo productor dando temperaturas de hasta 305°C y programado para la instalación de una planta de generación de energía. En este pozo se reporta sólo dos núcleos recuperados, pero con varias muestras extraviadas lo que impide una posible reinterpretación (Rocha, 2013). También presentó un porcentaje del 54% de alteración hidrotermal total (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992), lo que pudo haber provocado problemas para la identificación litoestratigráfica de las unidades. Por tal motivo, se procede a reinterpretar sus espesores de acuerdo con los espesores obtenidos mediante el modelamiento geológico (Tabla 5). La U1 (sedimentos lacustres) no presenta modificación. Mientras que unidades como la cinco (Lava andesítica del Mioceno) tiene desde más de los 100 metros de modificación (Tabla 5).

Tabla 5. Reevaluación de espesores pozo PR-1.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 30	0 – 30
U2	30 – 384	30 – 433
U3	384 – 460	433 – 528
U4	460 – 632	528 – 721
U5	632 – 670	721 – 802
U6	670 – 1044	802 – 1092
U7	1044 – 1822	1092 – 1822

El pozo PR-2 se perforó también durante la primera etapa de exploración. Se recuperaron cinco núcleos para su interpretación. Fue clasificado como un pozo inyector. Obtuvo temperaturas de 320°C y presentó una alteración hidrotermal total del 82%, la más alta reportada en todos los pozos (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). A pesar de esto, PR-2 no requiere de un cambio significativo en los espesores de las unidades (<100 metros) al reinterpretarlo con los espesores obtenidos en el modelo (Tabla 6).

Tabla 6. Reevaluación de espesores pozo PR-2.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 20	0 – 20
U2	20 – 400	20 – 416
U3	400 – 500	416 – 512
U4	500 – 690	512 – 710
U5	690 – 750	710 – 791.5
U6	750 – 1030	791.5 – 1098.2
U7	1030 – 1880	1098.5 – 1918.5
U8	1880 – 1930	1918.5 – 1987.4
U9	1930 – 2000	1987.4 – 2000

El pozo PR-4 se reportó como un pozo abandonado ya que no se pudo perforar más allá de la ignimbrita Tala (668 metros). Esto fue debido a pérdidas de fluidos de circulación durante la perforación, ocasionado por la alta permeabilidad de esta unidad en esta ubicación. En este pozo, se recuperaron tres muestras de núcleos y reportó temperaturas de 90°C (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). También se reportó que

corta lavas riolíticas pertenecientes al domo Cerritos Colorados, como se puede observar en el corte Y-Y' (Figura 41 B). Sin embargo, al observar el mapa geológico con la ubicación de los pozos (Figura 42) se observa que este pozo no coincide con la ubicación del domo Cerritos Colorados. Usando el modelo geológico se puede ver que tampoco corta a dicho domo en profundidad (Tabla 7). Esto evidencia la necesidad de representar en 3D todo el conjunto de datos, permitiendo así reinterpretar las unidades reportadas en los sondeos.

JICA (1989) representa en el corte Y-Y' (Figura 41 B) un aumento significativo del espesor de la ignimbrita Tala, entre el pozo PR-10 y PR-4 separados por una distancia de ~600 m. Este aumento de la potencia de la ignimbrita Tala intra-caldera no es congruente en una distancia tan corta sin ninguna falla importante como una falla de anillo caldérico (*ring fault*) afectando dicha unidad. Aunque tampoco se debería descartar un espesor mayor de las unidades producto de la inclinación de estas generada por la resurgencia de esta zona (JICA, 1989) Por lo tanto, en la reinterpretación de los espesores del pozo PR-4 se propone que este pudo haber cortado más unidades (Tabla 7) en base al espesor obtenido después del modelado.

Tabla 7. Reevaluación de espesores pozo PR-4.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 40	0 – 36
U2	40 – 668	36 – 480
U3		480 – 580
U4		580 - 668

El pozo PR-5 fue reportado como un pozo programado para reparación. Fue el pozo con más núcleos recuperados con un total de nueve (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992) y se registró temperaturas de 270°C. Al igual que el pozo PR-4 también se interpretaron lavas riolíticas pertenecientes al domo Cerritos Colorados (Figura 41 A). Sin embargo, al ver su localización en el mapa (Figura 42) y modelo geológico este pozo no se ubica sobre el domo Cerritos Colorados (Tabla 8). Respecto a las reinterpretaciones realizadas a partir de lo obtenido en el modelado no hay cambios considerables (Tabla 8). Se presenta cambio en los espesores no mayores a los 100 metros en algunas unidades (Tabla 8).

Tabla 8. Reevaluación de espesores pozo PR-5.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 30	0 – 30
U2	30 – 552	30 – 430
U3	552 – 598	430 – 530
U4	598 – 740	530 – 730
U5	740 – 800	730 – 810
U6	800 – 1060	810 – 1110
U7	1060 – 1215	1110 – 1215

El pozo PR-8 fue un pozo productor programado para la instalación de una planta de generación de energía. Registró temperaturas de 262°C y alteración hidrotermal total del 46% (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Sin embargo, no se reportó la recuperación de muestras de núcleos. Se considera ubicado cerca de la zona de flujo ascendente de calor del sistema hidrotermal (JICA, 1989). Presentó permeabilidad moderada debido a la alta temperatura lo que sugiere que la zona de levantamiento debido a la resurgencia se encuentra cercana al pozo (JICA, 1989; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Se puede ver en los cortes X-X' y Y-Y' (Figura 41) reportados por JICA (1989) que en este pozo se reportó la ausencia de la ignimbrita lítica del Pleistoceno (U4). Sin embargo, mediante las reinterpretaciones realizadas por medio del modelo esta unidad si aparece (Tabla 9). Se observa también, un fuerte cambio en los espesores desde la U2 a la U5 con respecto a los pozos vecinos (Figuras 41). Rocha (2013) reporta la abundante presencia de minerales arcillosos en este pozo debido a rocas ácidas del yacimiento geotérmico. Esto favorece el reemplazamiento de los feldespatos y plagioclasas tanto en la ignimbrita Tala (syn-caldera), lava riolítica cuaternaria, ignimbrita lítica del Pleistoceno y lava andesítica del Mioceno. Por lo cual, se sugiere que la intensa alteración hidrotermal pudo alterar la textura original de las rocas, complicando la interpretación de las unidades. En la tabla 9 se presenta las reinterpretaciones realizadas al pozo en base a lo obtenido del modelo.

Tabla 9. Reevaluación de espesores pozo PR-8.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 20	0 – 20
U2	20 – 500	20 – 451
U3	560 – 760	451 – 546
U4	¿?	546 – 740
U5	760 – 780	740 – 810
U6	780 – 1080	810 – 1110
U7	1080 – 1861	1110 – 1861

El pozo PR-9 fue el pozo más profundo perforado en la caldera llegando a cortar el granito cretácico (U10) (JICA, 1989). Fue un pozo productor programado para la instalación de una planta de generación de energía. Se recuperaron dos núcleos (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992) y se registraron temperaturas de 342°C (JICA, 1989). Presentó una alteración hidrotermal total del 40% (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Respecto a las reinterpretaciones no hay cambios tan significativos en los espesores de las U4, U5, U6 y U7 (Tabla 10). Mientras que, entre las U2, U3, U8 y U9 se ve un cambio considerable en los espesores a partir de lo generado en el modelo, posiblemente por confusiones al momento de definir la litología debido al porcentaje de alteración hidrotermal presente en el pozo (Tabla 10).

Tabla 10. Reevaluación de espesores pozo PR-9.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 40	0 – 22
U2	40 – 240	22 – 405
U3	240 – 460	405 – 505.5
U4	460 – 640	505.5 – 691.7
U5	640 – 700	691.7 – 770.5
U6	700 – 1060	770.5 – 1055.2
U7	1060 – 1930	1055.2 – 1901
U8	1930 – 2100	1901 – 1970
U9	2100 – 2780	1970 – 2676.6
U10	2780 – 2986	2676.6 – 2986

El pozo PR-10 fue un pozo en evaluación con temperaturas registradas de hasta 301°C (JICA, 1989). No se reportó ningún núcleo y se determinó un porcentaje alteración hidrotermal total del 60% (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). En el corte Y-Y' (Figura 41) de JICA (1989) vemos que presenta un gran espesor de la ignimbrita Tala en comparación a los pozos vecinos y lo obtenido del modelado (Tabla 11). También que este se encuentra a un lado del pozo PR-4, en el cual, se reportaron espesores considerables de ignimbrita Tala. Según Rocha (2013) el porcentaje de alteración hidrotermal calculado en este pozo ha degradado los silicatos contenidos de todas las unidades, por lo que esto probablemente generó confusiones en las interpretaciones hechas, así como al momento de definir los contactos litológicos en este pozo. Así, se realizan reinterpretaciones en los espesores desde de los 200 metros (Tabla 11).

Tabla 11. Reevaluación de espesores pozo PR-10.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 40	0 – 41
U2	40 – 760	41 – 538
U3	760 – 890	538 – 639
U4	890 – 970	639 – 851
U5	970 – 1010	851 – 932.5
U6	1010 – 1290	932.5 – 1228.5
U7	1290 – 2040	1228.5 – 2027.5
U8	2040 – 2100	2027.5 – 2096
U9	2100 – 2271	2096 – 2271

El pozo PR- 11 fue clasificado como un pozo en evaluación con temperaturas del orden de los 300°C (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992) y fue recuperado un núcleo durante la perforación. El objetivo de este pozo (incluyendo el PR-7) fue tratar de delimitar y/o hacer estimaciones del área en que se extiende el yacimiento geotérmico (Rocha, 2013). Se reportaron una gran cantidad de minerales arcillosos afectando a las unidades superficiales (Rocha, 2013), lo que posiblemente generó conflicto al proponer los contactos entre las unidades. Respecto a la reinterpretación a partir de los nuevos espesores obtenidos en el modelo geológico se realizaron cambios considerables de hasta los 200 metros en el espesor desde las U2 a la U4 (Tabla 12). Siguiendo con cambios desde los 150 metros en las U5, U6, U7 y U8 (Tabla 12).

Tabla 12. Reevaluación de espesores pozo PR-11.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 30	0 – 30
U2	30 – 240	30 – 430
U3	240 – 290	430 – 523
U4	290 – 720	523 – 712
U5	720 – 850	712 – 790
U6	850 – 1070	790 – 1076
U7	1070 – 1810	1076 – 1930
U8	1810 – 1860	1930 – 2003
U9	1860 – 2157	2003 – 2157

El pozo PR-12 quedó reportado como un pozo en evaluación con una temperatura registrada de 255°C (JICA, 1989). Se recuperaron dos núcleos y se calculó un porcentaje de alteración total del 33%, el más bajo porcentaje que se calculó (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Según JICA (1989) este pozo se ubica en el centro del levantamiento provocado por la resurgencia. A su vez se encuentra en una zona de flujo ascendente de calor importante de más de 330°C estimado a partir de inclusiones fluidas y termómetros químicos (JICA, 1989). La presencia de alunita y pirofilita en profundidad (Rocha, 2013) sugieren condiciones ácidas y altas temperaturas que implicaría un nivel de alteración mayor que el reportado por Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992). Esto producto del ascenso de fluidos magmáticos de gran profundidad. Respecto a las reinterpretaciones realizadas mediante la información generada por el modelo, no se presentan cambios tan marcados en los espesores, los cuales llegan hasta los 100 metros (Tabla 13).

Tabla 13. Reevaluación de espesores pozo PR-12.

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 55	0 – 55
U2	55 – 520	55 – 455.8
U3	520 – 560	455.8 – 552.5
U4	560 – 670	552.5 – 749.2
U5	670 – 720	749.2 – 831
U6	720 – 1070	831 – 1125.7
U7	1070 – 1870	1125.7 – 1945.2
U8	1870 – 1910	1945.2 – 2015.5
U9	1910 – 2303	2015.5 – 2303

El pozo PR-13 se registró como un pozo en evaluación y con temperaturas de 250°C (JICA, 1989). Se recuperaron dos núcleos para su análisis (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). Se reporta una zona de alta temperatura por medio de inclusiones fluidas de 280°C (JICA, 1989). Presenta alteraciones hidrotermales muy parecidas al pozo PR-12 (Rocha, 2013) debido a la cercanía entre ambos y su estrecha comunicación con el flujo ascendente detectado dentro del yacimiento geotérmico (JICA, 1989; Rocha, 2013). Tomando en cuenta la fuerte alteración hidrotermal en el pozo y la información generada por el modelo geológico se realizaron cambios considerables en el espesor de los pozos de hasta los 200 metros (Tabla 14).

Tabla 14. Reevaluación de espesores pozo PR-13

Unidad	Espesor reportado (m)	Reevaluación del contacto entre las unidades (m)
U1	0 – 50	0 – 54
U2	50 – 260	54 – 454.5
U3	260 – 330	454.5 – 549
U4	330 – 840	549 – 737.3
U5	840 – 870	737.3 – 816.5
U6	870 – 1060	816.5 – 1105
U7	1060 – 2006	1105 – 1949
U8	No	1949 – 2006

8.2 Relación de la estructura interna y la geomorfología con el contexto tectónico, mecanismo de formación y tipo de caldera

Un rasgo importante que presenta la CLP evidenciado por el modelo geológico es que el anillo externo se presenta elongado con una dirección NW- SE. Esta dirección coincide con un lineamiento vulcano-tectónico regional de dirección NW-SE (Rosas-Elguera *et al.*, 1997). Este lineamiento es inferido por la alineación de conos cineríticos y estratovolcanes en las inmediaciones de la caldera, conocido como Sistema de alineamientos volcánicos de Tequila (STe), que se asocia a una estructura del rift de Tepic-Zacoalco (Figura 4). Acocella (2007) documenta que en contextos tectónicos de *rifting* (extensivos) algunas calderas suelen presentarse alargadas paralelamente a la dirección de las principales estructuras del rift, tal como sucede en este caso mediante la visualización en 3D de la elongación del anillo externo.

La CLP presenta un diámetro de 11 km, lo cual, es algo típico en calderas peralcalinas asociadas a zonas de *rifting* donde la mayoría presenta diámetros < 12 km (Houghton *et al.*, 1992; Cole, 2005). Otra característica de este tipo de calderas es que el volumen de productos (i.e., depósitos piroclásticos) generados durante las erupciones ronda entre los 1 a 10 km³, con colapsos < 300 metros (Wolff y Wright, 1981; Hildreth y Mahood, 1986; Houghton *et al.*, 1992). Sin embargo, hay algunas excepciones de grandes colapsos con grandes volúmenes de material emitido como el caso de la caldera de Las Cañadas (Islas Canarias) con un volumen de 100 km³ y una subsidencia de 1 km (Martí y Gudmundsson, 2000). Mismo caso que en la CLP donde se estaría reportando a partir del modelo un colapso de hasta 500 metros con un volumen mínimo de 43.8 km³ correspondiente a la ignimbrita Tala. Este volumen solo considera el área abarcada por el mapa geológico (Macías *et al.*, en preparación) utilizado en este trabajo, por lo que no se considera toda la unidad ignimbrita Tala para el cálculo del volumen. Sin embargo, el volumen calculado dentro del modelo 3D es considerablemente superior, llegando a duplicar los volúmenes propuestos por Demant y Vincent (1978) de 15 km³, Mahood *et al.* 1983 de 25 km³ y Salinas-Ocampo (2019) de 26.6 km³, y menor al que se había propuesto en el trabajo de Wright (1981) de un volumen de 90 km³.

La geometría interna de la caldera presenta bloques inclinados hacia diferentes direcciones con cambios de espesor en la ignimbrita intra-caldera (Figura 40) y en los sedimentos lacustres (Figura 38 B), todo esto sugiere un colapso asimétrico de la misma.

Salinas-Ocampo (2019) determina un colapso mixto en bloques y bisagra (*Piecemeal y Trapdoor*), lo cual, es soportado por el modelo generado que evidencia un movimiento de bloques independientes (*Piecemeal*) y subsididos de manera asimétrica (*Trapdoor*) durante la erupción caldérica (Figura 40). Se sugiere que esto podría ser provocado en gran medida por la presencia del anillo parcial (*partial ring fault*), que se asociaría al lineamiento regional NW-SE (STe), lo que sugiere un importante control estructural regional durante el colapso de la caldera. Cabe señalar que el anillo parcial probablemente es producto de un colapso escalonado durante la formación de la caldera, y no debido a una caldera anillada. Ya que no existe evidencia hasta la fecha de dos depósitos de ignimbrita con edades diferentes. Además de que a lo largo de la zona del anillo parcial se reporta brechas de rezago con las mismas características y edades que las encontradas en las zonas del anillo externo (Salinas-Ocampo. 2019).

Algo interesante de observar en el modelo geológico es que, a pesar del gran volumen generado durante la erupción, se presenta un espesor muy pequeño de ignimbrita extra-caldera (100 metros) en comparación con la potencia intra-caldera (300-400 metros) (Figura 40). Wright (1981) determina que la máxima distancia de dispersión de la ignimbrita Tala es de sólo 20 km, la cual, se puede considerar una distancia de dispersión muy corta tomando en cuenta el gran volumen de material erupcionado (43.8 km^3). Esto lo contrasta al compararlo con la ignimbrita Acatlán (ubicada al sur de la zona de estudio), que con un volumen de 5 km^3 alcanzó la misma distancia de dispersión (Wright y Walker, 1981). Los resultados obtenidos mediante el modelo geológico en 3D permiten observar que una gran parte del material expulsado fue depositado dentro de la caldera, esto apoya lo propuesto por Wright (1981). Además, Salinas-Ocampo (2019) reporta que de las cuatro fases eruptivas que se compone la ignimbrita Tala, las primeras dos fases se encuentran aflorando solo dentro de la caldera. Esto lo atribuye a la alta densidad y temperatura de los materiales erupcionados que dio como resultado un emplazamiento casi en forma directa al salir de los múltiples conductos a lo largo de los *ring faults*, sin la formación de columnas eruptivas sostenidas en la atmósfera, durante estas primeras fases eruptivas. Asimismo, la ubicación de los domos post-caldera a lo largo de los anillos parcial y externo indica varias zonas de debilidad donde nuevas intrusiones magmáticas las utilizaron como conductos (formación de diques) (Figura 37 A, B) para ascender a la superficie, por lo que esto también apoyaría la idea de varios puntos emisores durante la

erupción. Todos estos resultados contrastan lo propuesto por Mahood, 1980 y Wright, 1981, los cuales, proponen solo un punto emisor durante la erupción.

8.3 Vulcanismo post-caldera y su relación con el sistema estructural intra-caldera

El modelo geológico 3D permite observar el vulcanismo post-caldera en la CLP representado principalmente por la alineación de domos sobre el anillo externo y parcial (Figura 37 A, B). El modelo también ayuda a visualizar en 3D la extensión y geometría de los diques alimentadores que aprovecharon las zonas de debilidad provocadas por los anillos generados durante el colapso caldérico (Figura 37 A, B).

El vulcanismo post-caldera, la presencia de un sistema hidrotermal activo (JICA, 1989; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991; Bolós *et al.*, 2019), actividad sísmica reciente (Núñez-Cornú *et al.*, 2021) junto con la geometría obtenida en el modelo, hace evidente que un proceso de resurgencia se encuentra en desarrollo dentro de la CLP. La visualización de la geometría interna de la caldera (Figuras 37 C, D y 40) permite ubicar la resurgencia en la parte centro-sur dentro de la CLP. Al observar el corte E-O (Figura 40 A) del modelo, se evidencia un levantamiento producto de la resurgencia en la zona donde se ubica el anillo parcial, en donde se puede ver un basculamiento hacia el oeste y este en las unidades. Esta misma zona corresponde con la ubicación del sistema hidrotermal activo dentro del campo geotérmico, donde también se reporta la localización de una zona de flujo ascendente de alta temperatura (JICA, 1989; Espinoza-Ojeda *et al.*, 2021). Esto permite inferir que el anillo parcial en este sector juega un papel importante como un conducto para el ascenso de fluidos hidrotermales. La gravimetría residual muestra una anomalía gravimétrica positiva en este mismo sector (Figura 34) que se asocia a la resurgencia de esta misma zona (JICA, 1989). A partir de la geometría de la anomalía gravimétrica se propone que la resurgencia tiene una geometría elíptica con un eje mayor orientado NE-SO (JICA, 1989). Dentro de la misma zona se presentan fallas normales NE-SO (Figura 39 B, C y D), desarrolladas en el vértice de la zona levantada (Bailey *et al.*, 1976; Lipman, 1984; Self *et al.*, 1986; Bonini *et al.*, 2021) con dirección paralela al eje mayor de la resurgencia (Galletto *et al.*, 2017). Cabe señalar que en el sector sur (fuera del modelo) correspondiente a la parte extra-caldera se encuentra el vulcanismo más reciente de la zona en el denominado Arco Sur (Mahood, 1980, Rivera-Olguín, 2016). Por medio del modelo se puede inferir que el magmatismo que ha generado la resurgencia en la zona de Cerritos Colorados podría estar migrando hacia la parte sur de

la caldera, esto deducido por un levantamiento progresivo hacia el sector sur y una subsidencia en la parte norte de la caldera, lo cual, es observado en el corte S-N del modelo (Figura 40 B). Por lo que se sugiere que tanto la resurgencia como el magmatismo del Arco Sur podrían corresponder a un mismo evento magmático en proceso dentro y fuera de la caldera en la actualidad. Aunque tampoco se debería descartar que este levantamiento en la parte sur se deba probablemente a una zona que durante la formación de la caldera no colapso, en comparación de la zona norte en la cual se presenta una subsidencia mayor (Figura 40 B), y donde además se observa grandes espesores de sedimentos lacustres a comparación de otras zonas dentro de la caldera (Figura 38 B).

Así como la resurgencia tiene una correlación con la anomalía gravimétrica positiva, también podemos observar una correlación entre la deformación cóncava de las unidades en profundidad con anomalías gravimétrica y magnetométricas positivas en la parte NO de la caldera (Figuras 34, 35 y 37 C, D). Todo esto cerca de una zona de manantiales termales en el área de Río Caliente donde se perforó el pozo RC-1 con resistividades bajas (<10 ohm-m) según Romero (1980). Se interpreta esta anomalía del modelo con una geometría cóncava como un enjambre de diques máficos, debido al carácter positivo de la anomalía magnetométrica en el mismo lugar (Figura 34). La entrada de nuevos magmas máficos y calientes es provocada por el empuje de cuerpos intrusivos que aprovecharon zonas de debilidad generadas por las fallas de colapso caldérico, y reactivando estas últimas como fallas inversas. Sin embargo, estas intrusiones máficas no manifiestan vulcanismo post-caldera en superficie. Esto podría deberse a que el *plumbing system* del domo pre-caldera ubicado en la misma zona, podría estar funcionando como una barrera de estrés con mayor densidad, tal como se observa en el mapa gravimétrico, evitando el ascenso de estos magmas hacia la superficie. El modelo representa esta anomalía como una deformación positiva de las unidades litoestratigráficas “en forma de anticlinal” (Figura 37 C, D) debido a la falta de datos sub-superficiales de lo que sería esta nueva unidad litoestratigráfica que no aflora. Además, el *software Geomodeller* empleado para el modelado 3D, nos permite la modelización y visualización de este tipo de cuerpos geológicos irregulares, sub-verticales con variaciones de espesores y buzamientos. Además, se recomienda realizar estudios a mayor detalle en esta zona para confirmar la presencia de este posible cuerpo intrusivo, y con ello descartar que esta anomalía llegara a ser algún artefacto generado durante el modelamiento.

Este trabajo evidencia que la resurgencia generada posiblemente por el emplazamiento de un cuerpo magmático somero (~6 o 7 km) por debajo de la profundidad máxima del modelo, es la causante de la formación del sistema hidrotermal en la zona de Cerritos Colorado (parte centro-sur). Por medio del modelo geológico podemos inferir que las fallas NE-SO, NO-SE y el *partial ring fault* funcionan como conductos para la circulación convectiva de los fluidos hidrotermales, generando una permeabilidad secundaria y con ello un mayor grado de fracturación en las unidades litoestratigráficas (U2 hasta la U7) (Figura 40). Fallas NO-SE y el *partial ring fault* permiten el ascenso de los fluidos geotérmicos desde zonas más profundas. Estos fluidos son almacenados principalmente dentro de las rocas de la U7 (Lavas basalto-andesítica del Mioceno) localizadas a ~1000 metros de profundidad (Figura 40), y sellados por arcillas de la ignimbrita Tala (U2) generando el reservorio geotérmico (JICA, 1989; Bolós *et al.*, 2019). Las fallas NE-SO llegan a cortar a estas dos unidades aumentando su permeabilidad (Figura 40), y permitiendo el ascenso de los fluidos a superficie, manifestándose por medio de fumarolas y manantiales de agua caliente (Bolós *et al.*, 2019).

9. Conclusiones

La compilación de la información geológica y geofísica disponible de la CLP ha permitido construir un modelo geológico 3D robusto. A partir del tipo de litología y edad se propone renombrar las unidades litoestratigráficas. Con base en la nueva información obtenida en el modelo se reinterpretan los espesores y la profundidad de los contactos de las unidades.

La caldera presenta un colapso mixto en bloques y bisagra (*Piecemeal y Trapdoor*) provocado principalmente por la presencia del anillo parcial o *partial ring fault* que se asocia a un lineamiento regional NO-SE. El anillo de caldera externo se encuentra elongado con una orientación NO-SE, misma dirección que siguen las principales estructuras dentro del rift Tepic-Zacoalco. Todos estos resultados evidencian un fuerte control tectónico regional en la formación y evolución de la caldera.

Tres sistemas de fallas afectan a la caldera: i) fallas NE-SO de carácter normal con buzamiento de 70° y profundidades <1000 metros, ii) fallas NO-SE profundas y de alto ángulo (80°) afectando junto con las iii) fallas de anillo de caldera a todas las unidades en profundidad donde estas últimas presentan buzamientos de 90°.

El volumen parcial para la ignimbrita Tala obtenido fue de 43.8 km³, teniendo en cuenta únicamente los límites del modelo. Sin embargo, este volumen llega a duplicar el volumen descrito en trabajos anteriores para el conjunto del depósito.

Los análisis propuestos en trabajos previos y en este trabajo sugieren un emplazamiento de la ignimbrita Tala directamente de varios puntos emisores sin la formación de columnas eruptivas estables durante las primeras fases eruptivas, lo que provocó que un gran volumen fuera depositado dentro de la caldera.

Se han identificado dos episodios magmáticos post-caldera en la zona. El primero es un sistema de cuerpos intrusivos máficos localizados en la parte NO de la caldera. Este se infiere por la correlación con las anomalías positivas gravimétricas y magnéticas, localizadas sobre una anomalía en el modelo, que muestra una deformación cóncava afectando el conjunto de las unidades litoestratigráficas. Este episodio no presenta vulcanismo post-caldera en superficie, lo cual, podría ser debido a la barrera de estrés causada por el *plumbing system* de un domo pre-caldera que estaría impidiendo el ascenso de estos magmas hacia la superficie. La única evidencia superficial son la presencia de manantiales de agua caliente en la parte sur de la anomalía (Área de Río Caliente). El segundo es representado por una resurgencia en la parte centro-sur (Área de Cerritos Colorados) cuyo magmatismo presenta una migración hacia el sector sur extra-caldera donde se encuentra el vulcanismo reciente del Arco Sur. Esto es inferido en el modelo por un levantamiento progresivo desde la zona de resurgencia hacia la zona sur de la caldera donde se ubica el Arco Sur.

Se demuestra que la resurgencia dentro de Cerritos Colorados genera la fuente de calor del sistema hidrotermal activo. Además, gracias al modelo se evidencia como las fallas NE-SO, NO-SE y el *partial ring fault* funcionan como vías para la circulación convectiva de los fluidos dentro del sistema hidrotermal. Estas fallas generan una permeabilidad secundaria en las unidades litoestratigráficas desde la U2 hasta la U7. Fallas más profundas (NO-SE y *partial ring fault*) permiten el ascenso de fluidos hidrotermales, lo cuales, son almacenados en el reservorio geotérmico compuesto por una capa almacenadora (U7) y una capa sello (U2). Fallas más someras (NE-SO) logran fracturar las rocas de la U7 a los ~1000 metros de profundidad, y permiten el ascenso de fluidos hasta la superficie manifestándose como fumarolas y manantiales termales.

El modelo geológico 3D de la CLP permite una visualización y caracterización en detalle de su geometría interna, lo cual, ayuda a comprender mejor su formación y evolución. También resulta ser una herramienta importante en la caracterización de su sistema hidrotermal con fines exploratorios y de producción. Por último, este trabajo sirve como punto de partida para estudios posteriores, por ejemplo, para el cálculo y simulación de temperatura o estimaciones más precisas del yacimiento geotérmico usando *Multimodal Machine Learning*.

Bibliografía

Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G., y De Vita, S. (2004). The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129(1-3), 199-217.

Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4), 125-160.

Aguirre-Díaz, G. J. (2008, October). Types of collapse calderas. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 3, No. 1, p. 012021). IOP Publishing.

Alatorre-Zamora, M. A., y Campos-Enríquez, J. O. (1992). La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofísica Internacional*, 31(4).

Almaguer, J., Lopez-Loera, H., Macias, J. L., Saucedo, R., Yutsis, V., y Guevara, R. (2020). Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106556.

Allmendinger, RW., (2012) Stereonet version 8. *User Manual*.

Arzate, J., Corbo-Camargo, F., Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., y Yutsis, V. (2018). The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data. *Geothermics*, 71, 200-211.

Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Gómez-Vasconcelos, M. G., Cisneros-Máximo, G., y Benowitz, J. (2020). Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex—A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102412.

Ávila-Ortiz, N.A.E., (2018). Edad y génesis del domo “El Chapulín”, caldera de La Primavera, Jalisco, *Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México*, p. 98.

Ayala, C., y REY, C. (2009). Establecimiento de bases metodológicas para la obtención de cartografía gravimétrica 1: 50.000. Aplicación a la modelización 2D y 3D en varias zonas de la Península Ibérica. *Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente*, 12.

Barde-Cabusson, S., Gottsmann, J., Martí, J., Bolós, X., Camacho, A. G., Geyer, A., Ll. Planagumà, E. Ronchin y Sánchez, A. (2014). Structural control of monogenetic volcanism in the Garrotxa volcanic field (Northeastern Spain) from gravity and self-potential measurements. *Bulletin of Volcanology*, 76(1), 1-13.

Bailey, R. A., Dalrymple, G. B., y Lanphere, M. A. (1976). Volcanism, structure, and geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. *Journal of Geophysical Research*, 81, 725–744.

Blöcher, M. G., Zimmermann, G., Moeck, I., Brandt, W., Hassanzadegan, A., y Magri, F. (2010). 3D numerical modeling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. *Geofluids*, 10(3), 406-421.

Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Pedrazzi, D., Martí, J., Casas, A., Himi, M., y Lovera, R. (2012). Investigation of the inner structure of La Crosa de Sant Dalmai maar (Catalan volcanic zone, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 247, 37-48.

Bolós, X., Cifuentes, G., Macías, J. L., Sosa-Ceballos, G., Garcia-Tenorio, F., y Albor, M. (2019). Geophysical imaging of fluid circulation and its relation with the structural system of Cerritos Colorados geothermal field, La Primavera caldera (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 369, 238-249.

Bolós, X., Oms O., Rodríguez-Salgado P., Martí J., y Gómez de Soler B., Campeny G. (2021). Eruptive evolution and 3D geological modeling of Camp dels Ninots maar-diatreme (Catalonia) through continuous intra-crater drill coring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107369.

Bolós, X., Del Ángel, V., Villanueva-Estrada, R. E., Sosa-Ceballos, G., Boijseauneau-López, M., Méndez, V., y Macías, J. L. (2022). Surface hydrothermal activity controlled by the active structural system in the self-sealing geothermal field of Acoculco (Mexico). *Geothermics*, 101, 102372.

Bonini, M., Maestrelli, D., Corti, G., Del Ventisette, C., Moratti, G., Carrasco-Núñez, G., y Montanari, D. (2021). Modeling Intra-Caldera Resurgence Settings: Laboratory Experiments With Application to the Los Humeros Volcanic Complex (Mexico). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(3), e2020JB020438.

Bosworth, W., Burke, K., y Strecker, M. (2003). Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics*, 22(4).

Branney, M., & Acocella, V. (2015). Calderas. *In The encyclopedia of volcanoes* (pp. 299-315). Academic Press.

Bull, W. B. (2007). Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology, 320 pp. *Blackwell, Oxford, UK*, doi, 10, 9780470692318.

Burbank, D. W., y Anderson, R. S. (2001). Tectonic geomorphology. *Blackwell Science*.

Calcagno, P., Courrioux, G., Guillen, A., Fitzgerald, D., y McInerney, P. (2006). How 3D implicit geometric modelling helps to understand geology: the 3DGeoModeller methodology. In *XIth International Congress, Society for Mathematical Geology* (p. 27).

Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G., y Guillen, A. (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 147-157.

Calcagno, P., Evanno, G., Trumpy, E., Gutiérrez-Negrín, L. C., Macías, J. L., Carrasco-Núñez, G., y Liotta, D. (2018). Preliminary 3-D geological models of los humeros and Acoculco geothermal fields (Mexico)–H2020 GEMex project. *Advances in Geosciences*, 45, 321-333.

Calcagno, P., Trumpy, E., Gutiérrez-Negrín, L. C., y Liotta, D. (2022). A collection of 3D geomodels of the Los Humeros and Acoculco geothermal systems (Mexico). *Scientific Data*, 9(1), 1-22.

Clough, B. J., Wright, J. V., y Walker, G. P. L. (1981). An unusual bed of giant pumice in Mexico. *Nature*, 289(5793), 49-50.

Coira, B. L., y Cisterna, C. E. (2021). Calderas. In *Textures, Structures and Processes of Volcanic Successions* (pp. 3-39). Springer, Cham.

Cole, J. W., Milner, D. M., y Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), 1-26.

Courroux, G., Calcagno, P., Burney, C., y Gibson, H. (2017). Tutorial A (A First Geology Modelling Experience). *GeoModeller User Manual*.

Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 217-222.

Demant, A., y Vincent, P. M. (1978). A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco; discusión. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 218-222.

Druitt, T. H., Edwards, L., Mellors, R. M., Pyle, D. M., Sparks, R. S. J., Lanphere, M., y Barreirio, B. (1999). Santorini volcano. *Geological Society Memoir*, 19.

Druitt, T. H., y Sparks, R. S. J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310(5979), 679-681.

Espinoza-Ojeda, O. M., Macías, J. L., Gomez-Arias, E., Muniz-Jauregui, J. A., Rivera-Calderon, E., Figueroa-Soto, A. G., y Garduno-Monroy, V. H. (2021). A two-dimensional temperature field simulation of the La Primavera geothermal area, Mexico. *Geothermics*, 96, 102201.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y 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.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., y Delgado-Granados, H. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Special papers-geological society of america*, 41-64.

Ferriz, H., y Mahood, G. A. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Hornos volcanic center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8511-8524.

Fisher, R. V., y Schmincke, H. U. (1984). Pyroclastic flow deposits. In *Pyroclastic rocks* (pp. 186-230). Springer, Berlin, Heidelberg.

Galetto, F., Acocella, V., y Caricchi, L. (2017). Caldera resurgence driven by magma viscosity contrasts. *Nature communications*, 8(1), 1-11.

Geyer, A., Folch, A., y Martí, J. (2006). Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(4), 375-386.

Geyer, A., y Martí, J. (2008). The new worldwide collapse caldera database (CCDB): A tool for studying and understanding caldera processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(3), 334-354.

Gilbert, C. M., Carmichael, I. S. E., y Mahood, G. A. (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(1), 169-191.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

Goff, F., y Grigsby, C. O. (1982). Valles caldera geothermal systems, New Mexico, USA. *Journal of Hydrology*, 56(1-2), 119-136.

Gutiérrez-Negrín, L. (1988). La Primavera, Jalisco, Mexico: geothermal field. *Transactions of the Geothermal Research Council*, 12, 161-165.

Hassen, I., Gibson, H., Hamzaoui-Azaza, F., Negro, F., Rachid, K., y Bouhlila, R. (2016). 3D geological modeling of the Kasserine Aquifer System, Central Tunisia: New insights into aquifer-geometry and interconnections for a better assessment of groundwater resources. *Journal of Hydrology*, 539, 223-236.

Hildreth, W., y Mahood, G. A. (1986). Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 396-403.

Houghton, B. F., Weaver, S. D., Wilson, C. J., y Lanphere, M. A. (1992). Evolution of a quaternary peralkaline volcano: Mayor Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51(3), 217-236.

JICA. (1986). La Primavera geothermal development project in United Mexican States (*preliminary report*), 195 pp.

JICA. (1989). La Primavera geothermal development project in United Mexican States (*final report*), 340 pp.

Jones, R. R., McCaffrey, K. J. W., Clegg, P., Wilson, R. W., Holliman, N. S., Holdsworth, R. E., y Waggott, S. (2009). Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models. *Computers & Geosciences*, 35(1), 4-18.

Keller, E., y Pinter, N. (2002). Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape. (Segunda ed.). *New Jersey: Prentice Hall*.

Kearey, P., Klepeis, K. A., y Vine, F. J. (2009). Global tectonics. *John Wiley & Sons*.

Lajaunie, C., Courrioux, G., y Manuel, L. (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, 29(4), 571-584.

Lewis, G. B., Gunther, J. M., y Australian Geological Survey Organisation. (1998). An introduction to geological maps. *Canberra: Australian Geological Survey Organisation*.

Lipman, P. W. (1984). The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8801-8841.

Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of volcanology*, 59(3), 198-218.

Lipman, P. W., Bethke, P. M., y Hay, R. L. (2000). Central San Juan caldera cluster: Regional volcanic framework. *Special Papers-Geological Society Of America*, 9-70.

Lisle, R. J. (2004). Geological structures and maps: A practical guide. *Butterworth-Heinemann*.

Luhr, J. F., y Carmichael, I. S. (1980). The colima volcanic complex, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71(4), 343-372.

Luhr, J. F. (1997). Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35(2), 473-500.

Maciel-Flores, R., y Rosas-Elguera, J. (1992). Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México. *Geofísica Internacional*, 31(4).

Maestrelli, D., Bonini, M., Corti, G., Del Ventisette, C., Moratti, G., y Montanari, D. (2021). Exploring fault propagation and the role of inherited structures during caldera collapse through laboratory experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 414, 107232.

Mahood, G. A. (1981). A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10137-10152.

Mahood, G. A., y Drake, R. E. (1982). K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93(12), 1232-1241.

Mahood, G. A., y Truesdell, A. H. (1983). A reconnaissance geochemical study of La Primavera geothermal area, Jalisco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16(3-4), 247-261.

Mahood, G. A. (1980). Geological evolution of a pleistocene rhyolitic center—Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), 199-230.

Mahood, G. A., y Halliday, A. N. (1988). Generation of high-silica rhyolite: a Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(2), 183-191.

Martí, J., y Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1-4), 161-173.

Martí, J., Ablay, G. J., REDSHAW, L. T., y Sparks, R. S. J. (1994a). Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological society*, 151(6), 919-929.

Martí, J., Geyer, A., y Aguirre-Díaz, G. (2013). Origin and evolution of the Deception Island caldera (South Shetland Islands, Antarctica). *Bulletin of Volcanology*, 75(6), 1-18.

Martí, J., Mitjavila, J., y Araña, V. (1994b). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geological Magazine*, 131(6), 715-727.

McInerney, P., Guillen, A., Courrioux, G., Calcagno, P., y Lees, T. (2005). Building 3D geological models directly from the data? A new approach applied to Broken Hill, Australia. *Digit. Mapp. Tech*, 5, 119-130.

McInerney, P., Fitzgerald, D., Seikel, R., Guillen, A., Gibson, H., Burney, C., Paterson, R., y Lane, R. (2017). Geomodeller documentation. *GeoModeller User Manual*.

Michon, L., Villeneuve, N., Catry, T., y Merle, O. (2009). How summit calderas collapse on basaltic volcanoes: new insights from the April 2007 caldera collapse of Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2), 138-151.

Milicich, S. D., Pearson-Grant, S. C., Alcaraz, S., White, P. A., y Tschirter, C. (2018). 3D Geological modelling of the Taupo Volcanic Zone as a foundation for a geothermal reservoir model. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 61(1), 79-95.

Miura, D., y Tamai, M. (1998). Intracaldera structure and megabreccias at Dorobu caldera, northeastern Honshu, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 80(3-4), 195-215.

Molina, A. I., Honda, M., El-Qady, G., y Ushijima, K. (2006). Exploration of the geothermal reservoir of Cerritos Colorados, Jal., Mexico, using 1-D and 2-D inversion of resistivity data. *Geotermia*, 2.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S., y Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 383-394.

Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.

Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., y Harakal, J. E. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1), 109-158.

Núñez-Cornú, F. J., Rengifo, W. M., Alcázar, F. D. J. E., Núñez, D., Cartaya, C. B. Q., Gómez, E. T., y Plascencia, C. S. (2021). The seismic sequences of December 2015 (ML= 4.3) and May 2016 (ML= 4.9) in Guadalajara, Jalisco, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103201.

Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Sosa-Ceballos, G., Saucedo, R., Macías, J. L., Bolós, X., Radilla-Albarrán, U. A., Martínez-Paco, M., Salinas-Ocampo, U. y Cisneros-Máximo, G. (2021). Provenance and compositional variations of intra-caldera lake sediments at La Primavera, Jalisco, Western Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103335.

Pardo, M., y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S. y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical research letters*, 35(18).

Radilla Albarrán, U. A. (2018). Análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos lacustres en la caldera de La Primavera, Guadalajara, Jalisco, México. *Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México*, p. 194

Rivera-Olgún, E. (2019) Historia eruptiva del Volcán Planillas: vulcanismo post Caldera en la caldera de La Primavera, Jal. *Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí*, p. 106.

Roberts, J. L. (2013). Introduction to Geological Maps and Structures: Pergamon International Library of Science, Technology, Engineering and Social Studies. *Elsevier*.

Rocha-Ruiz, D. A., (2013). Distribución de la alteración Hidrotermal del campo Geotérmicos cerritos colorados, México. *Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de Mexico*, p. 75.

Romero, G. C., (1980) Estudio geológicos y geofísicos en el área geotérmica de La Primavera, Jal. *Informe interno, C.F.E (Inedito)*.

Rosas-Elgukra, J., Ferrari, L., Martínez, M. L., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *International Geology Review*, 39(2), 125-140.

Salinas-Ocampo, U., (2019). Estratigrafía de la ignimbrita Tala en la caldera de La Primavera, Jalisco, México. *Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí*, p. 186.

Sandoval-Velásquez, A.L., (2018). Geología y petrogénesis de los domos riolíticos emplazados sobre la margen sur del anillo de la caldera La Primavera, Jalisco, México. *Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. San Luis Potosí, Mexico*, p. 102.

Santoyo-Gutiérrez, S., García, A., Morales, M., Perezzyera, J., y Rosas, A. (1991). Applied technology in the solution of geothermal drilling problems of deep wells in La Primavera caldera (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1-2), 195-208.

Schilling, O., Sheldon, H. A., Reid, L. B., y Corbel, S. (2013). Hydrothermal models of the Perth metropolitan area, Western Australia: implications for geothermal energy. *Hydrogeology Journal*, 21(3), 605-621.

Self, S., Goff, F., Gardner, J. N., Wright, J. V., y Kite, W. M. (1986). Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez Mountains: vent locations, caldera development and relation to regional structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B2), 1779-1798.

Simkin, T., y Howard, K. A. (1970). Caldera Collapse in the Galapagos Islands, 1968: The largest known collapse since 1912 followed a flank eruption and explosive volcanism within the caldera. *Science*, 169(3944), 429-437.

Sourisseau, D., Macías, J. L., Tenorio, F. G., Avellán, D. R., Girón, R. S., Bernal, J. P., Arce, J. L. y Murillo, Z. T. (2020). New insights into the stratigraphy and ²³⁰Th/U geochronology of the post-caldera explosive volcanism of La Primavera caldera, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102747.

Sparks, R. S. J., Francis, P. W., Hamer, R. D., Pankhurst, R. J., O'callaghan, L. O., Thorpe, R. S., y Page, R. (1985). Ignimbrites of the cerro Galan caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24(3-4), 205-248.

Suter, M., Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., y Blackwell, D. D. (1991). State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. *Neotectonics of North America*, 1, 401-421.

Tinoco-Murillo, Z.S., (2017). Génesis y mecanismo de emplazamiento de la pómez gigante de la caldera de La Primavera, Jalisco. *Tesis de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolas de Hidalgo*, p. 95.

Thornton, J. M., Mariethoz, G., y Brunner, P. (2018). A 3D geological model of a structurally complex Alpine region as a basis for interdisciplinary research. *Scientific data*, 5(1), 1-20.

Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38(2), 176-194.

Vazquez, J. A., Velasco, N. O., Schmitt, A. K., Bleick, H. A., y Stelten, M. E. (2014). ²³⁸U–²³⁰Th dating of chevkinite in high-silica rhyolites from La Primavera and Yellowstone calderas. *Chemical Geology*, 390, 109-118.

Verma, S. P., y Rodríguez-González, U. (1997). Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *Geothermics*, 26(1), 25-42.

Verma, S. P., Arredondo-Parra, U. C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., y Guerrero-Martínez, F. J. (2012). Three-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *International Geology Review*, 54(7), 833-843.

Walker, G. P. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8407-8416.

Walker, G. P. L., Wright, J. V., Clough, B. J., y Booth, B. (1981). Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, Mexico. *Geologische Rundschau*, 70(3), 1100-1118.

Willcock, M. A. W., Cas, R. A. F., Giordano, G., y Morelli, C. (2013). The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume (> 1290 km³), intra-to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 265, 102-126.

Wolff, J. A., y Wright, J. V. (1981). Formation of the Green Tuff, Pantelleria. *Bulletin Volcanologique*, 44(4), 681-690.

Wright, J. V. (1981). The Rio Caliente ignimbrite: analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late Quaternary Mexican eruption. *Bulletin Volcanologique*, 44(2), 189-212.

Wright, J. V., y Walker, G. P. (1981). Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 9(2-3), 111-131.

Yokoyama, I., y Mena, M. (1991). Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results. *Journal of volcanology and geothermal research*, 47(1-2), 1