

IPICYT

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y
TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Estudio regional del Campo Volcánico de la Cuenca Serdán –
Oriental a través de métodos potenciales.**

Tesis que presenta

Nereida de la Paz Pérez Méndez

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director de Tesis

Dr. Vsevolod Yutxis

San Luis Potosí, SLP. Diciembre de 2017



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis *“Estudio Regional del Campo Volcánico Cuenca Serdán - Oriental a través de Métodos Potenciales”* presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Nereida de la Paz Pérez Méndez** y aprobada el dieciocho de octubre del dos mil diecisiete por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Vsevolod Yutsis
Director de la tesis

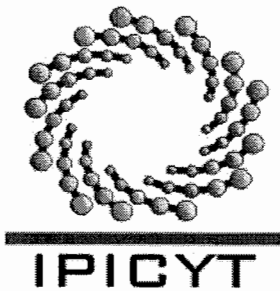
Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial

Dr. Nicholas Robert Varley
Miembro del Comité Tutorial

Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Vsevolod Yutsis

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No. 596331) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 032 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 18 días del mes de diciembre del año 2017, se reunió a las 16:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Vsevolod Yutxis	Presidente	IPICYT
Dr. Pablo Dávila Harris	Secretario	IPICYT
Dr. Nicholas Robert Varley	Sinodal externo	UCOL

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Nereida de la Paz Pérez Méndez

sobre la Tesis intitulada:

Estudio Regional del Campo Volcánico Cuenca Serdán - Oriental a través de Métodos Potenciales

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutxis

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 17:33 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 18 días del mes de diciembre de 2017.


Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélaz
Jefa del Departamento del Posgrado



*A mis padres y hermanos por su apoyo,
a Rob, por su infinita ayuda y amistad,
a Gerardo por su ánimo y cariño en mis días grises,
a mi familia potosina, Lupita Méndez, Juan Guerrero, Norma, J Carlos y Janabanana por
quienes siempre me sentí querida y cuidada.*

Agradecimientos

A mis Padres por su amor y apoyo incondicional a lo largo de toda mi vida, son mis pilares y mi fuerza. Mis hermanos Nora, Mabel, Teresa y Emmanuel quienes me consienten e inspiran a seguir adelante.

A mi amigo y compañero el Mtro. Alejandro Cruz Palafox por su paciencia y ayuda al responder a mis infinitas preguntas y dudas, y por compartir largas jornadas de trabajo conmigo.

A Angelina Candia, Rosaira Cruz y Claudia Rigel que siempre estuvieron para mí en todo este proceso, su amistad y conocimiento me motivaron a diario.

A Edgar, Fermín y Rob con quienes inicié esta aventura y pasé momentos increíbles, ¡son los mejores!

A Edith y a Gaby Assafat, que sin duda son de las personas más agradables que conozco, su disposición a ayudar es admirable así como su eficiencia.

Al Dr. Valdis por su apoyo en este proceso, por no perder la fe en mí y animarme a seguir adelante.

Al Dr. Nick, muchas gracias por estar a lo largo de mi educación, siempre dispuesto a ayudarme y respetar mi forma de trabajo.

Al Dr. Pablo por sus observaciones y puntos de vista, sé que tengo un largo camino que seguir pero su ética profesional y forma crítica de trabajar ha puesto un ejemplo a seguir, gracias por las charlas sobre volcanes.

Por último y no menos importante a mis amigos que siempre estuvieron para mí y son parte de este capítulo en mi vida: Katheryn Villareal, Nayelli Vázquez, Mónica Cuevas, Alba Hunter, Aby Rentería, Paty Fernández, Vic, Aréchiga, Oscar Chang,

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), por el apoyo brindado durante la maestría.

Al Centro Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada.

A la división de Geociencias Aplicadas y al Departamento de Geofísica, al técnico David Gaytán por su ayuda en la logística del trabajo de campo y procesamiento de datos.

Contenido

Constancia de aprobación de tesis.....	i
Créditos institucionales.....	ii
Acta de Examen.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras y tablas.....	xi
Resumen.....	xix
Abstract.....	xx
Capítulo 1. Aspectos generales.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Hipótesis.....	2
1.3 Objetivo General.....	2
1.3.1 Objetivos particulares.....	2
1.4 Metodología.....	2
1.4 Localización.....	3
1.5 Antecedentes.....	4
Capítulo 2. Marco Geológico.....	14
2.1 Faja Volcánica Transmexicana.....	14
2.2 Evolución de la FVTM.....	14
2.2.1 Arco del Mioceno medio y tardío.....	15
2.2.2 Episodio máfico del Mioceno tardío.....	16
2.2.3 Vulcanismo silíceo del final de Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano.....	17
2.2.4 Arco del Plioceno tardío-Cuaternario	
2.3 Geología Estructural y Neotectónica.....	20
2.4 Tectónica de la FVTM.....	21
2.5 Faja Volcánica Trans Mexicana Oriental.....	23
2.5.1 Cordillera Cofre de Perote-Pico de Orizaba.....	25

2.5.2 Área Jalapa-Naolinco.....	25
2.5.3 Macizo Palma Sola.....	25
2.5.4 Zona Altiplano.....	26
Hidrología e hidrogeología.....	26
Vulcanismo monogenético Cuaternario.....	28
Tectónica Regional.....	30
Geología Regional.....	31
Capítulo 3. Marco Vulcanológico.....	39
3.1 Campos Volcánicos Monogenéticos.....	39
3.1.1 Características físicas.....	40
3.1.2 Estructura geológica.....	40
3.1.3 Sistemas magmáticos monogenéticos.....	41
3.1.4 Principales edificios volcánicos.....	46
Conos de escoria.....	46
Anillos de toba.....	47
Conos de toba.....	48
Maars.....	48
Diatrema.....	48
Flujos de lava.....	49
Volcanes escudo.....	50
3.2 Hidrovulcanismo.....	52
3.3 Freatomagmatismo.....	52
3.3.1 Dinámica física.....	52
3.3.2 Formas.....	54
3.4 Erupciones volcánicas sílicas.....	54
3.4.1 Domos.....	55
3.4.2 Domos como indicadores de orientación de estrés tectónico.....	55
Capítulo 4. Método magnético.....	57
4.1 El Campo Magnético.....	57
4.1.1 Geomagnetismo.....	59

4.2 Variaciones del campo magnético.....	61
4.2.1 Variaciones diurnas.....	61
4.2.2 Micropulsaciones.....	62
4.2.3 Tormentas magnéticas.....	62
4.2.4 Variación secular.....	62
4.2.5 Reversiones geomagnéticas.....	62
4.3 Susceptibilidad magnética de las rocas.....	62
4.4 Anomalías magnéticas.....	65
4.5 Instrumentación.....	67
4.6 Correcciones.....	69
4.7 Levantamiento aeromagnético.....	70
4.8 Filtros utilizados para el análisis de datos aeromagnéticos.....	71
4.8.1 Reducción al polo.....	71
4.8.2 Continuación ascendente.....	72
4.8.3 Primera derivada vertical y horizontal.....	72
4.8.4 Señal analítica.....	73
Capítulo 5. Método Gravimétrico.....	74
5.1 Ley de la Gravitación Universal.....	74
5.2 Densidades de las rocas.....	75
5.3 El geoide.....	76
5.4 Medición de la gravedad.....	77
5.4.1 Gravedad absoluta.....	77
5.4.2 Gravedad Relativa.....	78
5.5 Correcciones.....	79
5.5.1 Corrección por Deriva.....	79
5.5.2 Corrección de Elevación.....	79
5.5.3 Corrección por Marea.....	81
5.5.4 Anomalía de Aire – Libre y Bouguer.....	81
Capítulo 6. Análisis de datos geológicos – geofísicos.....	83
6.1 Edificios volcánicos.....	83

6.1.1	Identificación y clasificación de edificios volcánicos.....	84
6.1.2	Mapeo de <i>vents</i> volcánicos.....	85
6.1.3	Lineamientos.....	85
	Vents volcánicos.....	85
	Rocas sedimentarias.....	85
	Rosetas.....	85
6.1.4	Perfiles geológicos – volcánicos.....	86
6.2	Método Magnetométrico.....	86
6.2.1	Procesamiento de datos.....	87
6.2.2	Dominios aeromagnéticos.....	89
6.3	Método Gravimétrico.....	89
6.3.1	Gravedad Terrestre.....	89
	Adquisición de datos.....	89
	Equipo utilizado.....	89
	Corrección de datos.....	90
	Procesado de datos.....	90
6.3.2	Gravedad Satelital.....	91
	Procesado de datos.....	91
	Anomalía de Bouguer Completa y Residual.....	91
	Primera derivada en vertical (z).....	91
6.3.3	Dominios gravimétricos.....	92
6.4	Modelado.....	92
	Capítulo 7. Integración y Resultados.....	93
7.1	Geoformas.....	93
7.1.1	Identificación y clasificación de Edificios Volcánicos.....	93
	Maars.....	96
	Domos.....	99
	Flujos de lava.....	100
	Conos monogenéticos.....	102
	Edificios poligenéticos.....	102

7.1.2 Lineamientos de vents volcánicos.....	105
7.1.3 Lineamientos de rocas sedimentarias.....	109
7.1.4 Perfiles.....	111
7.2 Magnetometría.....	113
7.2.1 Campo Magnético Residual (CMR).....	113
7.2.2 Campo Magnético Residual – Reducido al Polo.....	114
7.2.3 Lineamientos aeromagnéticos.....	116
7.2.4 Dominios aeromagnéticos.....	119
7.3 Gravimetría Satelital.....	125
7.3.1 Anomalía de Bouguer Completa.....	125
7.3.2 Anomalía de Bouguer Residual.....	126
7.3.3 Lineamientos Gravimétricos.....	130
7.3.4 Dominios Gravimétricos.....	132
7.4 Gravimetría Terrestre.....	136
7.4.1 Anomalía de Bouguer Completa.....	137
7.4.2 Anomalía de Bouguer Residual.....	138
7.5 Modelo 2D Geológico – Geofísico.....	140
7.5.1 Perfil a – a’.....	141
7.5.2 Perfil b – b’.....	143
Capítulo 8. Discusión.....	145
Capítulo 9. Conclusiones.....	150
Capítulo 10. Bibliografía.....	152

Lista de figuras y tablas

Figura 1.1, Cuenca Serdán – Oriental, cuenca endorreica flanqueada al norte por la caldera de los Humeros, al oeste por el estratovolcán cuaternario La Malinche y al este por la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote. 1) Las Águilas; 2) Cerro Pizarro; 3) Alchichica; 4) Quechulac; 5) La Preciosa; 6) Cerro Pinto; 7) Atexcac; 8) Las Derrumbadas; 9) Tepexitl; 10) La Hacienda; 11) Cerro El Brujo; 12) Tecuitlapa; 13) Aljojuca; 14) Xalapazco Grande; 15) Xalapazco Chico.....	4
Figura 1.2, Abundancias de elementos del grupo de los lantánidos, normalizados con respecto a las abundancias en meteoritos condríticos, en domos riolíticos de la Cuenca de Oriental, Puebla. Tomada y modificada de Ferriz and Mahood (1986).	6
Figura 1.3, Sección geológica interpretativa que muestra la probable distribución de las rocas subyacentes al cráter Atexcac. Un flujo de lava andesítica se infiere debajo del cráter de Atexcac, aunque no hay ninguna exposición de estas rocas cerca. Tomada y modificada de Carrasco-Núñez et al. (2007).....	7
Figura 1.4, Mapa geológico del Maar Tecuitlapa. Tuff: toba, Cinder spatters: salpicaduras cineríticas, Maar Tuff: Toba Maar, Te+05, Te+04, Te+03: corresponden a secciones estratigráficas. Imagen tomada y modificada de Ort y Carrasco-Núñez (2009).....	9
Figura 1.5, Etapas evolutivas de Cofre de Perote: A) formación inicial de complejo volcánico basal sobre una topografía irregular dominada por rocas sedimentarias del Mesozoico plegadas y falladas. B) construcción del antiguo edificio volcánico tipo escudo. C) construcción final del volcán tipo escudo compuesto a través de múltiples conductos. D) Múltiples eventos de colapso formando escarpes en la cima y de depósitos de avalanchas de escombros emplazados hacia SE. Imagen tomada de Carrasco-Núñez et al. (2007).....	10
Figura 1.6, modelo geológico inferido a través de los estudios estratigráficos. Imagen tomada de Austin-Erickson et al. (2011).	11
Figura 1.7, Esquema que muestra la relación entre cada etapa explosiva y su la respectiva morfología del cráter. Las explosiones de la fase 1 fueron localizadas principalmente a lo largo del sector SO del cráter interior, la fase 2 causó el crecimiento del cráter hacia el sector NE y la fase 3 prácticamente originó la morfología actual del cráter Atexcac. Imagen tomada de López-Rojas and Carrasco-Núñez (2015).....	12
Figura 2.1. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana, de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).....	14
.....	15
Figura 2.2a, Arco del Mioceno medio y tardío (~19 – 10 Ma). Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).	15
.....	16

Figura 2.2b, Episodio máfico del Mioceno tardío. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).	16
.....	17
Figura 2.2c, Volcanismo silícico (aprox 7.5 – 5 Ma). Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).....	17
.....	17
Figura 2.2d, Arco Plioceno tardío – Cuaternario. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).	17
.....	19
Figura 2.3, Mapa geológico simplificado de la FVTM basado en la recopilación de Ferrari et al. (2005 ^a). GDL: Guadalajara, Zac: Zacoalco, CVMG: Campo volcánico Michoacán-Guanajuato, NT: Nevado de Toluca, LP: La Primavera, Izta: Iztaccíhuatl, Popo: Popocatepetl, Pico: Pico de Orizaba, Cu: Las Cumbres, Cofre: Cofre de Perote. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).....	19
.....	21
Figura 2.4, Relaciones entre los principales sistemas de fallas del Mioceno-Cuaternario y el volcanismo de la FVTM. TZR: rift Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: rift de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: rift de Chapala; PI: fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo; AL: semigraben de Aljibes; MZ:graben de Mezquital; TP: sistema de fallas La Pera. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. 2005.....	21
.....	22
Figura 2.5 Mapa tectónico generalizado del sistema de subducción mexicano modificado de Pardo y Suárez, 1995 y tomado de Gómes-Tuena et al. (2005). Los números separados por comas indican la edad de la corteza oceánica (en Ma) y la velocidad de convergencia (en cm/a), respectivamente. Las curvas de nivel representan la profundidad de la placa oceánica (la curva segmentada es una inferencia). Una sección representativa de la corteza oceánica fue muestreada por el Deep Sea Drilling Project en el sitio 487 (DSDP sitio 487). Se incluyen también como referencia algunos campos volcánicos importantes.	22
.....	23
Figura 2.6, (a) Esquema del espesor cortical de la FVTM interpretado a partir de las anomalías gravimétricas (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993. Tomado de Gómez-Tuena et al. (2005).	23
.....	26
Figura 2.7, Cuenca Serdán – Oriental, se muestran las carreteras principales que conectan a las áreas urbanas dentro de la cuenca, no se muestran aquellas fuera de la zona de estudio, los datos fueron obtenidos en <i>shapefiles</i> de INEGI.....	26
.....	28
Figura 2.8, corrientes y cuerpos de agua superficiales, intermitentes y perennes. Mapa hecho con datos de INEGI, <i>shapefile</i> con escala 1:1,000,000.	28
.....	42
Figura 3.1, Alineaciones de <i>vents</i> volcánicos a lo largo de a) la fisura Laki, Islandia, y b) el campo de vents Cráter Lunar, Nevada. Todos los <i>vents</i> a lo largo de la fisura	

Laki se incluyen dentro de las nueve alineaciones. Solamente los *vents* negros se incluyen en las alineaciones de *vents* en el campo de *vents* Cráteres lunares. Los *vents* grises en el campo de Nevada están excluidos de las alineaciones de ventilación, ya que no se encuentran cerca y a lo largo de la tendencia de las crestas de fisuras, de los conos hendidos, o de *vents* elongados. Las fisuras individuales a lo largo de la alineación fisural Laki se propagaron y formaron de suroeste a noreste entre 1783 y 1785. Mapas modificados desde Thordarson and Self (1993) y Scott and Trask (1971) en Paulsen and Wilson, 2008..... 42

..... 43

Fig. 3.2. Atributos que se usan para caracterizar y evaluar las formas y alineaciones de los *vents*. (a) Las distancias ortogonales de los puntos centrales de *vents* de la línea de mejor ajuste, la desviación angular de los ejes largos de un *vent* elongado desde la tendencia de la línea de mejor ajuste, la distancia de separación entre los *vents* se utiliza junto con los tipos y números de *vents* alargados para evaluar la fiabilidad de las alineaciones individuales. La línea de mejor ajuste para un alineamiento se calcula minimizando las distancias ortogonales de puntos a la línea (es decir, regresión lineal ortogonal). La desviación angular de las crestas de fisuras, conos hendidos, y *vents* elongados desde la línea de mejor ajuste se mide como el ángulo agudo que separa el eje largo de un *vent* elongado y a la línea de mejor ajuste. La distancia de separación entre *vents* se define como la distancia que separa a los *vents* adyacentes que se encuentran a lo largo de la traza de la línea de mejor ajuste. (b) El radio axial de un *vent* elongado es la longitud del eje largo dividida por la longitud del eje corto del anillo de cono (la base del cono también se puede utilizar, si se expone). LA: eje largo; SA: eje corto. Imagen tomada y modificada de Paulsen and Wilson, 2008..... 43

..... 47

Figura 3.3, Sección transversal esquemática de un cono de escoria típico que muestra las características geomorfológicas del volcán. (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012). 47

..... 47

Figura 3.4, Sección transversal esquemática de un cono de salpicaduras típico que muestra las características geomorfológicas del volcán. (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012). 47

..... 48

Figura 3.5, Sección transversal esquemática de anillo de toba típico que muestra las características geomorfológicas del volcán y sus depósitos. Abreviación: CPD – Corrientes piroclásticas densas (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012)..... 48

..... 49

Figura 3.6, Sección transversal esquemática de un maar-diatrema que muestra los depósitos típicos y sus rasgos geomorfológicos. El lado izquierdo representa características de un volcán tipo maar-diatrema formado en un ambiente con sustrato duro, mientras que el lado derecho es un ambiente con un sustrato rocoso suave. (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012)..... 49

..... 50

Tabla 3.1 Propiedades físicas de las lavas descrita por Kilburn, (2000). 50

.....	51
Figura 3.7 Principales elementos morfológicos de volcanes escudos islandeses. Se usan en este trabajo porque son de origen fisural y de composición máfica, como los de nuestra zona de interés. Modificado de Rossi, (1996).....	51
.....	52
Figura 3.8, Ángulos de pendiente a lo largo de secciones topográficas transversales de tres tipos diferentes de conos de volcanes escudo, y del modelo de pendiente que mejor describe las pendientes. Modificado de Rossi, (1996). Local slope, degrees (pendiente local en grados); distance from vent (distancia desde el vent).....	52
.....	53
Figura 3.9, Diagrama esquemático que muestra las etapas de la mezcla agua / fundido dentro de un medio con múltiples capas. A. Emplazamiento del <i>melt</i> en contacto con sedimentos saturados de agua. Una película delgada de vapor se desarrolla a lo largo del contacto. B. Aumentos pulsantes en el volumen del vapor de alta presión dentro del acuífero. Posible brechamiento local del basamento en esta etapa. C. Interacción a gran escala de agua /melt. Mezcla de rocas del basamento, vapor de agua, <i>melt</i> . D. Ruptura explosiva de la cámara de confinamiento. Imagen tomada y modificada de Sheridan and Wohletz, (1983). Melt: fundido.	53
.....	60
Figura 4.1, Definición de los elementos geomagnéticos. El campo geomagnético puede ser descrito por componentes cartesianos: el norte (x), este (y) y verticalmente hacia abajo (z), o por los ángulos de declinación (D) e inclinación (I) junto con el total de la intensidad del campo (F). Imagen tomada de Lowrie (2007).	60
.....	61
Figura 4.2, Esquema de una sección transversal de la magnetósfera, mostrando varias regiones de interacción del campo magnético de la Tierra con el viento sola. Solar wind (viento solar); bow-shock (listón de choque); magnetosheat; Van Allen belts (cinturones Van Allen); magnetic equator (ecuador magnético); magnetopause (magnetopausa); Earth radii (radio terrestre), imagen tomada de Lowrie (2007).....	61
Tabla 4.1, Valores promedios de susceptibilidades magnéticas en rocas. Tabla tomada y modificada de Burger (1992).	65
.....	66
Figura 4.3, Representación vectorial del campo geomagnético con y sin una anomalía magnética superpuesta. Imagen tomada de Kearey et al. (2002).	66
.....	67
Figura 4.4, La horizontal (ΔH), vertical (ΔZ) y el campo total (ΔB), anomalías debidas a un polo positivo aislado. Magnetic anomaly: anomalía magnética; depth: profundidad; magnetic north: norte magnético. Imagen tomada de Kearey et al. (2002).....	67
.....	70

Figura 4.5, muestra las formas en que usualmente están montados los magnetómetros en el levantamiento aeromagnético. Imagen tomada de Lowrie (2007).....	70
.....	71
Figura 4.6, Los levantamientos aeromagnéticos incluyen las mediciones de líneas paralelas y de líneas ortogonales de control. Imagen tomada de Lowrie (2007). ..	71
.....	73
Figura 4.7, perfil aeromagnético que demuestra la resolución superior del gradiente vertical. Imagen tomada y modificada de Sharma, (1997).....	73
Tabla 5.1, rangos aproximados de densidad (Mgm^{-3}) de algunas rocas comunes y minerales. Tabla tomada de Kearey et al., (2002).	76
.....	79
Figura 5.1, curva de la deriva de un gravímetro de varias lecturas en un punto fijo. La corrección de deriva es la resta de las lecturas tomadas por el gravímetro (y) en el tiempo (t,x), el resultado es d.	79
.....	81
Figura 5.2 Correcciones de terreno. Donde T = es la corrección de terreno de compartimento (gu); ρ = densidad de la corrección de Bouguer (Mgm^{-3}); n = número de compartimentos en la zona; r1 = el radio interno de la zona (m); r2 = radio exterior de la zona (m); y z = módulos de diferencia de elevación entre el punto observado y la media de elevación de los compartimentos (m). Imagen tomada de Kearey et al. (2002).....	81
.....	90
Foto 6.1, Parte del levantamiento gravimétrico, dentro del cráter del maar Alchichica.	90
.....	95
Figura 7.1, en el mapa de Edificios Volcánicos se muestra la distribución espacial de los volcanes tanto monogenéticos como poligenéticos en la CSO.	95
a).....	98
b).....	98
c).....	98
d).....	98
Figura 7.4, Maar con cráteres profundos que dejan al descubierto el acuífero subterráneo de la cuenca, a) Maar Alchichica, b) Maar trilobular La Preciosa, c) Maar Quechulac d) Maar Atexcac.....	98
.....	99
Figura 7.5, Distribución de los domos y su edificio, aunque riolíticos todos, la diferencia en su estilo eruptivo y en su morfología es evidente. Imagen del DEM	99
.....	100
Figura 7.6, Vista desde Los Humeros (N-S) a la derecha el domo Cerro Pizarro, a la mitad los domos de Las Derrumbadas y al fondo a la izquierda el estratovolcán Pico de Orizaba.	100
.....	101
Figura 7.7, Conos monogenéticos alineados E – W con respecto al maar La Preciosa, como se puede ver al fondo los tamaños varían, pero la forma es muy similar, conos con pendientes muy suaves.....	101

.....	102
Figura 7.8, conos monogenéticos a lo largo de la cuenca, a) conos monogenéticos de variadas dimensiones pero que claramente forman lineamientos, panorámica tomada desde el cráter Atexcac; b) igualmente muestra una serie de conos alineados; c) conos de escoria, que son aprovechados como bancos de materiales; d) al fondo Pico de Orizaba, al igual que en las panorámicas anteriores los lineamientos de conos a través de la cuenca son claros.....	102
.....	103
Figura 7.9, se muestran solamente los edificios volcánicos que son considerados monogenéticos a pesar de sus características individuales (complejos de domos etc.). Los cuerpos de agua centrales corresponden al lago El Salado al norte y al Totolcingo al sur.....	103
.....	104
Figura 7.10, edificios volcánicos sobre puestos en el mapa geológico generado por un shapefile de INEGI. Muestra de manera general las relaciones del edificio con las rocas. Simbología de las rocas: Q(bs) brecha sedimentaria del Cuaternario; Q(vc) Volcanoclástico del Cuaternario; Q(s) Suelo del Cuaternario; Q(cg) conglomerado del Cuaternario; Q(ch) caliche del Cuaternario; Q(igea) ígnea extrusiva ácida del Cuaternario; Q(igeb) ígnea extrusiva básica del Cuaternario; Q(igei) ígnea extrusiva intermedia del Cuaternario; Ts(Vc) volcanoclástico del Neógeno; Ts(lgei) ígnea extrusiva intermedia del Neógeno; Ts(lgeb) ígnea extrusiva básica del Neógeno; Ts(lgea) ígnea extrusiva ácida del Neógeno; Ts(ar) arenisca del Neógeno; Ti(cg) conglomerado del Paleógeno; Ki(cz) caliza del Cretácico inferior; Ks(cz) caliza del Cretácico superior; Ks(cz-lu) caliza-lutita del Cretácico superior.....	104
.....	108
Figura 7.12, Mapa con la dirección de elongación de los vents de los maars, cono monogenéticos y algunos flujos de lava al sur de la Cuenca.....	108
.....	108
Figura 7.13, diagrama de rosa los vientos mostrando las direcciones preferentes de elongación de los vents volcánicos.....	108
.....	110
Figura 7.14, Modelo de Elevación digital con los lineamientos que se marcaron en las rocas sedimentarias y algunas fallas identificadas por INEGI, 2005.	110
.....	110
Figura 7.15 Roseta de direcciones de los lineamientos sedimentarios que afloran en la cuenca.	110
.....	111
Figura 7.15, perfiles a modelar a partir de datos gravimétricos en conjunto con la geología de la zona.....	111
Tabla 7.1, resumen de la información de los edificios volcánicos por los que atraviesan los perfiles a – a' y b – b'.	112
.....	114
Figura 7.17, mapa del campo magnético residual de la cuenca Serdán – Oriental. El rectángulo negro representa más o menos nuestra zona de estudio.	114
.....	116

Figura 7.18, Mapa del Campo magnético residual después de aplicarle el filtro de Reducción al Polo, el cual ubica a las anomalías en el norte magnético.....	116
.....	117
Figura 7.19, Mapa del campo magnético residual continuado ascendentemente 500 m y con el filtro de la primera derivada vertical.....	117
.....	118
Figura 7.20, mapa de lineamientos aeromagnéticos (línea blanca) marcados según la distribución de las anomalías y la geología del lugar.	118
.....	118
Figura 7.21, roseta de lineamientos aeromagnéticos, con dirección preferencial E-W.....	118
.....	119
Figura 7.22, lineamientos aeromagnéticos marcados en la Primera derivada vertical (z) y edificios volcánicos identificados.....	119
.....	120
Figura 7.23, mapa del campo magnético residual reducido al polo con una continuación ascendente de 500 m, superpuesta las rocas ígneas extrusivas y las rocas de las formaciones sedimentarias que afloran en el lugar. Simbología Rocas Q(Igea) Ígnea extrusiva ácida del Cuaternario; Q(Igeb) ígnea extrusiva básica del Cuaternario; Q(Igei) Ígnea extrusiva intermedia del Cuaternario; Ts(Igea) Ígnea extrusiva ácida del Neógeno; Ts(Igeb) Ígnea extrusiva básica del Neógeno; Ts(Igei) Ígnea extrusiva intermedia del Neógeno; Ki(cz) caliza del Cretácico inferior; Ks(cz-lu) caliza-lutita del Cretácico superior.	120
Figura 7.24, mapa del Campo magnético Residual continuado ascendentemente 500 m y con el filtro de la Primera Derivada Horizontal (x).	121
Figura 7.25, mapa del Campo Magnético Residual continuado ascendentemente 1 km, con el filtro de la señal analítica, dividido en 3 zonas.	122
.....	123
Figura 7.26, mapa Campo Magnético Residual-Reducido al Polo continuado ascendentemente 2.5 km, con los dominios magnéticos marcados.	123
.....	126
Figura 7.27, Mapa de Anomalía de Bouguer Completa en miligales, de la Cuenca Serdán – Oriental.	126
.....	127
Figura 7.28, mapa de la Anomalía de Bouguer Residual, el rectángulo limita nuestra zona de estudio donde se presenta el vulcanismo monogenético cuaternario y la flecha azul marca zona de interés geotérmica.....	127
.....	129
Figura 7.29, mapa de Anomalía de Bouguer Residual (ABR) con una continuación ascendente de 1 km, con los edificios volcánicos sobre el mapa a manera de ilustrar la relación espacial entre éstos y las anomalías gravimétricas.	129
.....	130
Figura 7.30, mapa de anomalía de Bouguer Residual con el filtro de la Primera Derivada Vertical (z) y continuado ascendentemente 500 m.	130
.....	132

Figura 7.32, mapa de la anomalía de Bouguer residual con continuación ascendente de 1000 m. Superpuestas las formaciones sedimentarias del cretácico superior e inferior, junto con los extrusivos de composición ácida, intermedia y básica. Simbología Rocas: Q(lgea) Ígnea extrusiva ácida del Cuaternario; Q(lgeb) ígnea extrusiva básica del Cuaternario; Q(lgei) Ígnea extrusiva intermedia del Cuaternario; Ts(lgea) Ígnea extrusiva ácida del Neógeno; Ts(lgeb) Ígnea extrusiva básica del Neógeno; Ts(lgei) Ígnea extrusiva intermedia del Neógeno; Ki(cz) caliza del Cretácico inferior; Ks(cz-lu) caliza-lutita del Cretácico superior.	132
Figura 7.33, a) mapa de la topografía de la cuenca Serdán Oriental, los puntos más altos son los complejos volcánicos entre ellos, la Cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote con al menos 5,800 m de altura; b) mapa de la señal analítica continuado ascendentemente 1000 m; c) mapa de la primera derivada en la horizontal continuado ascendentemente 500 m.	133
.....	135
Figura 7.34, mapa de la anomalía de Bouguer Residual con una continuación ascendente de 2.5 km con los tres dominios gravimétricos marcados.	135
.....	136
Figura 7.35, se muestra la ubicación de las estaciones gravimétricas medidas durante el levantamiento terrestre, con una distancia promedio entre estación de 3.5 km.	136
.....	137
Figura 7.36, levantamiento gravimétrico dentro de la cuenca Serdán – Oriental a) gravímetro Scintrex CG5 dentro del maar Alchichica, b) zona urbana dentro del levantamiento, c) medición de estación gravimétrica cercana a Pico de Orizaba.	137
.....	138
Figura 7.37, mapa de la anomalía de Bouguer Completa para el levantamiento terrestre, se interpolaron 104 estaciones gravimétricas.	138
.....	139
Figura 7.38, mapa de la Anomalía de Bouguer Residual de los domos gemelos Las Derrumbadas, en la mitad de la cuenca Serdán – Oriental.	139
Figura 7.39, mapa de la anomalía de Bouguer Residual continuado ascendentemente 1000 m.	140
Figura 7.40, mapa topográfico de la cuenca Serdán – Oriental, los puntos más altos marcados por los estratovolcanes Pico de Orizaba y La Malinche, y el Volcán Escudo Cofre de Perote.	141

Resumen

“Estudio regional del Campo Volcánico de la Cuenca Serdán – Oriental a través de métodos potenciales”

La cuenca Serdán – Orietal, Puebla se encuentra en la porción oriental de la Faja Volcánica Trans – Mexicana (FVTM), el vulcanismo es variado y de carácter bimodal, se ha estudiado por su potencial geotérmico e interés económico, es considerado un sistema volcánico complejo ya que involucra diversas configuraciones tectónicas y estructurales en el ascenso del magma, afectado a su vez por la disponibilidad del agua.

En este trabajo se identificaron 125 edificios volcánicos monogenéticos (conos, maars, domos y lavas fisurales), a través de un modelo digital de elevación (DEM), imágenes satelitales e información bibliográfica, se mapeo la elongación de sus *vents* (ventilas o bocas de erupción) para definir el sistema de fallas dominante e inferir lineamientos.

La integración de los métodos potenciales: magnetometría aérea y gravimetría satelital y terrestre sirvieron para definir los sistemas de fallas y la configuración tectónica de la cuenca que permitieron el ascenso, emplazamiento y distribución de estos edificios, tales van N-S, W-E (asociados al vulcanismo general en toda la FVTM) y NW-SE (asociado a estructuras sedimentarias plegadas). Además de permitirnos asociar a los edificios volcánicos con intrusivos a profundidad con la generación de un modelo 2D geológico – geofísico.

Palabras claves: campo monogenético, FVTM, cuaternario, cuenca Serdán – Oriental, gravimetría, aeromagnetometría.

Abstract

“Regional study of the Volcanic Field of the Serdán - Oriental Basin through potential methods”

The Serdán - Oriental, Puebla basin is located in the eastern portion of the Trans - Mexican Volcanic Belt (TMVB), the volcanism is varied and bimodal, it has been studied for its geothermal potential and economic interest, it is considered a complex volcanic system since it involves various tectonic and structural configurations in the rise of magma, affected as well by the availability of water.

In this work we identified 125 monogenetic volcanic buildings (cones, maars, domes and fissural lava), through a digital elevation model (DEM), satellite images and bibliographic information, the elongation of their vents was mapped to define the dominant fault system and infer alignments.

The integration of the potential methods: aerial magnetometry and satellite and terrestrial gravimetry served to define the systems of faults and the tectonic configuration of the basin that allowed the ascent, location and distribution of these buildings, with directions N - S, W - E (associated with general volcanism throughout the FVTM) and NW-SE (associated with folded sedimentary structures). In addition to allowing us to associate volcanic buildings with intrusives in depth with the generation of a 2D geological - geophysical model.

Key words: monogenetic field, TMVF, cuaternary, basin Serdán – Oriental, gravimetry, aeromagnetometry.

Capítulo 1. Aspectos Generales

1.1 Introducción

La cuenca Serdán-Oriental (CSO) se ubica en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y se encuentra limitada al oriente por un conjunto volcánico representado por la Sierra Negra, el volcán Citlaltépetl y el Cofre de Perote al este, por rocas de edad Cretácica de la Formación Orizaba al sur, la caldera de los Humeros al norte y por Cerro Grande, una serranía de origen volcánico del Mioceno, al oeste. Dentro de la cuenca se han generado numerosas erupciones con composiciones bimodales (basalto y riolita) que llevaron a la formación de conos de escoria, edificios tipo maars y domos con edades que varían del Plioceno al Holoceno (Ort and Carrasco-Núñez, 2009). Muchos de los conos de escoria dentro de la cuenca están alineados en una dirección E-W o ENE-WSW, similar al sistema de fallas dominantes para la FVTM central (Suter et al., 1992). Los edificios volcánicos apoyan la existencia de dos tipos de estructuras: (1) grandes estratovolcanes, con orientación general N-S y (2) un gran número de pequeños volcanes, alineados en dirección NE-SW sobre fracturas de tensión que son responsables de la formación de fosas tectónicas (Demant, 1978). Está formada por un basamento compuesto principalmente por calizas del Cretácico y algunas lutitas con afloramientos aislados dentro de la cuenca. Este basamento fue intrusionado en algunos lugares por pequeños plutones de composición granodiorítica, monzonítica y sienítica durante el Oligoceno y el Mioceno (Yáñez y García, 1982).

El origen del vulcanismo bimodal no sólo en la cuenca Serdán-Oriental sino en toda la Faja volcánica trans-mexicana ha sido motivo de gran discusión. Ya que se encuentra distribuido a lo largo de ésta, la importancia de esta bimodalidad es que indica un cambio en la configuración tectónica de la zona de subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos con la Norteamericana, varios estudiosos han creado modelos para explicar la geometría de placas bajo la FVTM y si existe o no asimilación de material de la corteza continental.

Este estudio se concentra en el vulcanismo de tipo monogenético de edad cuaternaria que ahí tuvo lugar a través de métodos geofísicos potenciales: magnetometría aérea, gravimetría satelital y terrestre. Además del uso de modelos digitales de elevación para la identificación y clasificación geomorfológica de los edificios volcánicos que aún se distinguen en la cuenca. Y por último la creación de un modelo geológico – geofísico a partir de todos los datos obtenidos, con la finalidad de indicar la relación del vulcanismo monogenético Cuaternario con los posibles intrusivos relacionados o no a su formación.

1.2 Hipótesis

A partir del estudio de la deformación de los *vents* (en este trabajo se usará el término para referirse al punto donde el magma alcanza la superficie) de los edificios volcánicos monogenéticos Cuaternarios en un campo volcánico intraplaca dentro de la FVTM (zona afectada por mecanismos de subducción) y rodeado por estratovolcanes, se puede obtener información no solo sobre los sistemas de fallas, también del régimen de ascenso y la ubicación de los intrusivos.

1.3 Objetivo General

Realizar un modelo geológico - geofísico del vulcanismo característico del campo monogenético cuaternario de la cuenca Serdán – Oriental, Puebla, a través de métodos geofísicos potenciales que nos permita identificar y relacionar los posibles intrusivos con los edificios volcánicos monogenéticos.

1.3.1 Objetivos Particulares

Clasificar y caracterizar el vulcanismo monogenético cuaternario de la cuenca Serdán – Oriental.

Delimitar el sistema de fallas asociadas al vulcanismo monogenético.

1.4 Metodología

Para llevar a cabo el estudio enfocado en la identificación de los edificios volcánicos, se utilizaron principalmente dos metodologías:

El primer método fue analizar la topografía utilizando un Modelo Digital de Elevación (MDE) del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) con una resolución de 30 m, a través del Sistema de Información Geográfica (SIG).

La segunda metodología fue el análisis de campos geofísicos potenciales (gravimetría y magnetometría) obtenidos a través del Servicio Geológico Mexicano (SGM) para los datos aeromagnéticos. Los datos satelitales de gravimetría (Anomalía de Bouguer Completa, anomalía de Aire Libre, anomalía isostática y topografía a través del Bureau Gravimétrique Internacional/ International Association of Geodesy (BGI) y los datos de Gravimetría Terrestre se midieron directamente realizando 104 estaciones gravimétricas dentro de la cuenca.

Fue realizada la investigación bibliográfica proveniente de estudios enfocados principalmente en la porción oriental de la FVTM y en los edificios volcánicos de la Cuenca Serdán –Oriental.

En el capítulo 6 se describen a profundidad tales metodologías.

1.5 Localización

La cuenca Serdán-Oriental se encuentra ubicada en la porción oriental de la FVTM, es una cuenca cerrada donde sus vértices limitan con estructuras volcánicas de grandes elevaciones, el Pico de Orizaba (Citlaltépetl) al SE, Cofre de Perote al NO, al oeste la Sierra de Taxco y la Malinche, al norte con la caldera de los Humeros (figura 1.1).

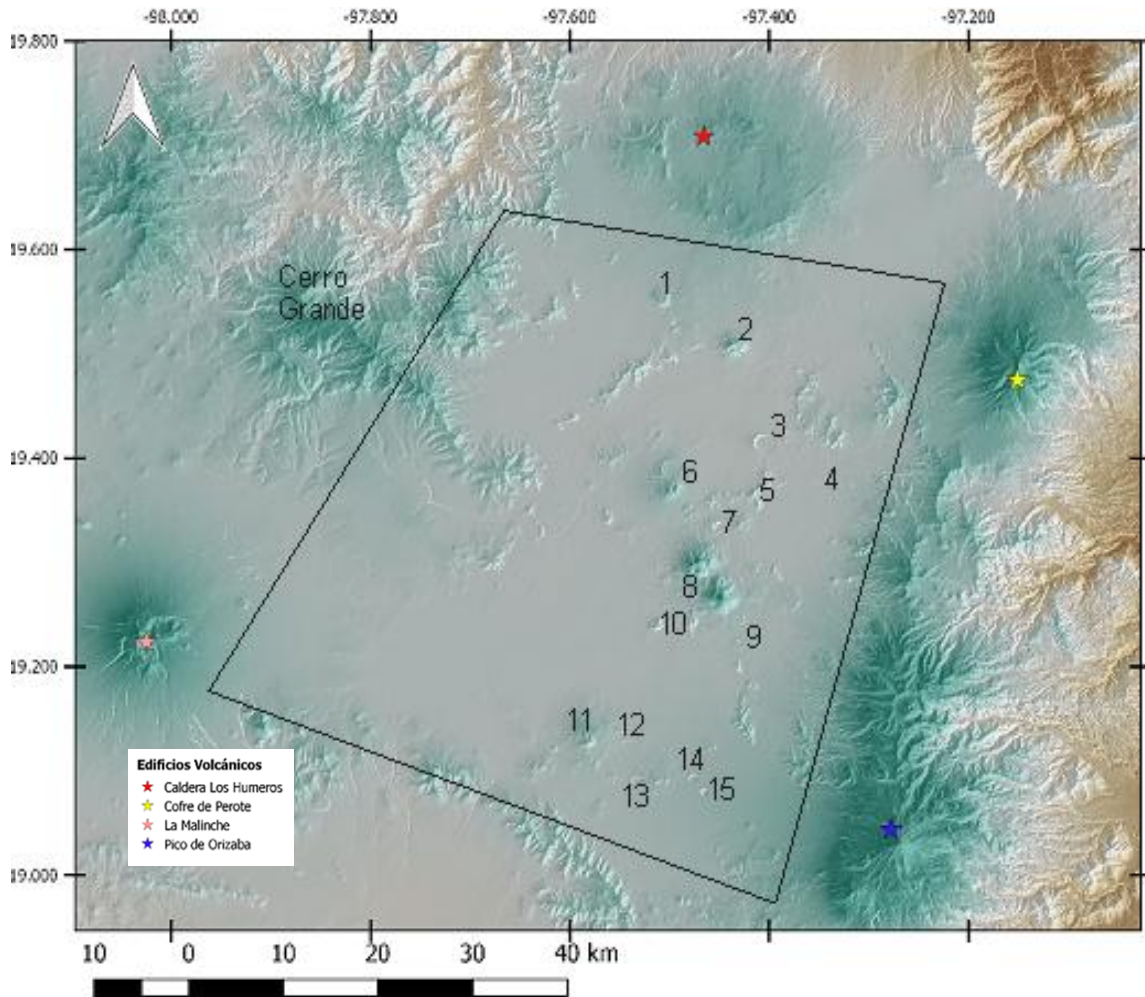


Figura 1.1, Cuenca Serdán – Oriental, cuenca endorreica flanqueada al norte por la caldera de los Humeros, al oeste por el estratovolcán cuaternario La Malinche y al este por la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote. 1) Las Águilas; 2) Cerro Pizarro; 3) Alchichica; 4) Quechulac; 5) La Preciosa; 6) Cerro Pinto; 7) Atexcac; 8) Las Derrumbadas; 9) Tepexitl; 10) La Hacienda; 11) Cerro El Brujo; 12) Tecuitlapa; 13) Aljojuca; 14) Xalapazco Grande; 15) Xalapazco Chico.

1.6 Antecedentes

La mayoría de los trabajos sobre la Cuenca –Serdán Oriental se encuentran enfocados en el estudio del potencial geotérmico de la zona, sobre todo de los domos Las Derrumbadas, o bien en entender el vulcanismo bimodal de la zona y ligarlo a la configuración de las placas debajo de ésta, por lo general a través de estudios geoquímicos, para este apartado se describen los trabajos que se enfocan de manera particular a un tipo (domo, maar, cono, etc.) o a un edificio volcánico particular, pero que en conjunto nos muestran un panorama sino completo, si amplio

del vulcanismo de la zona. Se incluye además una revisión a algunos autores que estudiaron los estratovolcanes que limitan el área de estudio para entender las relaciones entre este sistema.

Siebe and Verma (1988). En su estudio geoquímico y tectónico de las rocas bimodales del área de Las Derrumbadas sugieren que esta región es de extensión crustal caracterizada por fallamiento normal y estructuras horst y graben y en donde la presencia de fumarolas y rocas asociadas alteradas indican un sistema geotermal activo donde la fuente de calor inmediata sea probablemente un reservorio de magma sílico de poca profundidad.

Ferriz and Mahood (1986). Estudiaron las implicaciones del vulcanismo riolítico en la FVTM, se enfocaron en los domos de la Cuenca Serdán-Oriental. Los describieron como domos de composición riolítica con alto contenido de sílice, cuyos volúmenes varían entre 1 y 5 km³, los domos están distribuidos en un área de aproximadamente 300 km², y muestran una burda alineación norte-sur. Concluyeron que a pesar de semejanzas generales en contenido de sílice y mineralogía, estos domos parecen tener orígenes radicalmente distintos. A pesar de que los domos de Las Derrumbadas se encuentran a solo 10 km de distancia del domo Pinto, los primeros parecen provenir de una fuente en que el granate era una fase residual o fuertemente fraccionada, mientras que el patrón del segundo parece haber estado dominado por plagioclasa. Las diferencias en los patrones de los domos Las Águilas y Pizarro no son tan pronunciadas, como se puede ver en la figura 1.2, pero claramente indican que provienen de diferentes fuentes, y que a pesar de su cercanía al centro volcánico de Los Humeros no pertenecen a su sistema magmático.

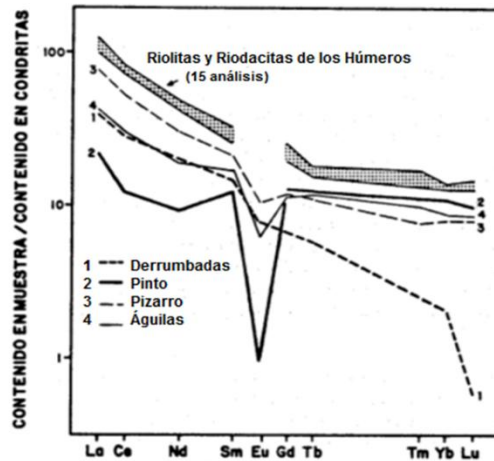


Figura 1.2, Abundancias de elementos del grupo de los lantánidos, normalizados con respecto a las abundancias en meteoritos condriticos, en domos riolíticos de la Cuenca de Oriental, Puebla. Tomada y modificada de Ferriz and Mahood (1986).

Gómez-Tuena and Carrasco-Nuñez, (2000). Describieron al volcán Cerro Grande como un volcán compuesto, con un ángulo bajo que evolucionó entre 11 y 9 Ma. Representa el inicio del vulcanismo en el sector oriental de una joven FVTM. Los datos geoquímicos de elementos mayores mostraron que Cerro Grande y su vulcanismo tiene una composición intermedia bastante homogénea. Las tendencias de elementos traza sugirieron un origen comagmático y que la cristalización fraccionada jugó un rol importante en la diferenciación del magma, éstos también muestran patrones típicos de arcos magmáticos continentales relacionados con la modificación de una región proveniente del manto por la interacción con fluidos derivados de la losa (slab derived).

Carrasco-Nuñez et al. (2007). Describen al volcán Atexcac como un volcán tipo maar con un anillo de toba, excavado dentro de depósitos piroclásticos, flujos de lavas basálticos y los flancos de un grupo de conos cineríticos, el cual mismo se construyó en una alta topografía de caliza. Tiene una forma elíptica con una tendencia ENE. A través de estudios geológicos y estratigráficos estos autores generaron un modelo geológico que se muestra en la figura 1.3 del maar Atexcac y reconstruyen la formación y evolución del volcán.

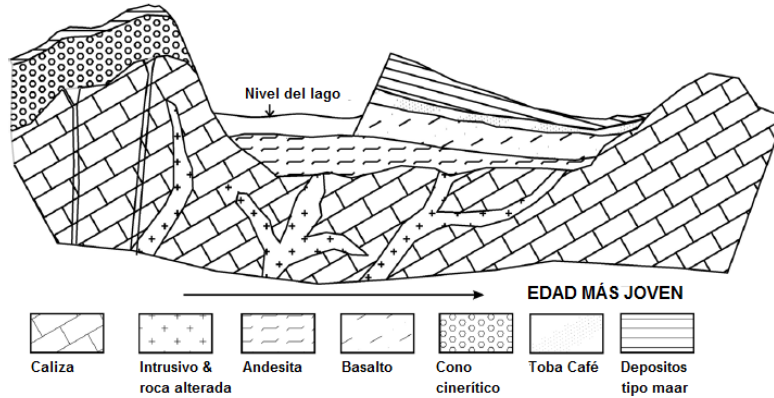


Figura 1.3, Sección geológica interpretativa que muestra la probable distribución de las rocas subyacentes al cráter Atexcac. Un flujo de lava andesítica se infiere debajo del cráter de Atexcac, aunque no hay ninguna exposición de estas rocas cerca. Tomada y modificada de Carrasco-Nuñez et al. (2007).

Austin-Erickson et al. (2008). Estudiaron la interacción de fundidos ricos en sílice con agua bajo condiciones de laboratorio para entender la naturaleza del freatomagmatismo riolítico y dacítico como el del anillo de toba Tepexitl. Analizando las partículas freatomagmáticas activas encontradas en la fracción de ceniza, las cuales son casi idénticas a las encontradas en los depósitos freatomagmáticos de erupciones basálticas, andesíticas y traquíticas. Por lo que concluyeron que los mismos métodos de discriminación entre los procesos de freatomagmatismo y fragmentación magmática para fundidos máficos pueden ser usados para los productos de erupciones explosivas ricas en sílice.

Carrasco-Nuñez and Riggs (2008). A través de estudios geoquímicos y estratigráficos definen 4 etapas eruptivas para cerro Pizarro, y discuten que aunque riolítico y por lo tanto tienda a comportarse como un sistema monogenético, por virtud de su química, actividad y tiempo de vida debería clasificarse como poligenético. Por lo que estos autores sugieren que debe considerarse como un híbrido en términos de su actividad magmática y eruptiva, su química y en su tiempo de vida, entre los domos riolíticos monogenéticos que erupran rápido y de una manera predecible y de los domos andesíticos-dacíticos que seguido forman un camino evolutivo mucho más complejo.

Ort and Carrasco-Núñez (2009). Estudiaron al maar Tecuitlapa con métodos estratigráficos con la intención de discutir la migración del locus de la actividad freatomagmática a lo largo del dique de alimentación, e hicieron un mapa geológico con estos datos (figura 1.4). Lo definieron como un cráter elíptico, basáltico del Cuaternario tardío de 100 m de profundidad y un diámetro de 1.3 Km (E-W) y 1.0 km (N-S), con un lineamiento de conos de escoria, construidos en lo alto de la parte este dentro del cráter. Propusieron que su migración lateral pudo deberse a las diferencias litológicas de la zona donde la interacción con agua fue a un nivel superficial y en la que el sedimento tapó las grietas del dique y por lo tanto el ascenso del magma y en vez de crearse un maar con una diatrema profunda el vulcanismo migró de manera lateral. Proponen que la erupción de este maar involucró la interacción entre un refrigerante impuro (sedimentos de Toba Café fluidizados) y magma basáltico a lo largo de un dique de 500 m de longitud. Las explosiones emigraron hacia el oeste hasta que el refrigerante se agotó, en cuyo punto se formaron conos de escoria a lo largo del dique. Retoman a Carrasco-Núñez et al., (2006) donde definen que el dique que alimentó la erupción tiene una orientación paralela a la tendencia estructural regional ENE, la cual es aparente en el basamento a través de la región. Alineaciones características, con la misma orientación, de conos de escoria ocurren al este (Aljojuca) y al oeste (en la cima del Cerro Brujas) del cráter Tecuitlapa. Retoman además a Negendank et al. (1985) quienes sugirieron una edad de menos de 30 ka para los conos de escoria y posiblemente los maar. La morfología exhibida por el cono de escoria más al este de Tecuitlapa está de acuerdo con esa asunción.

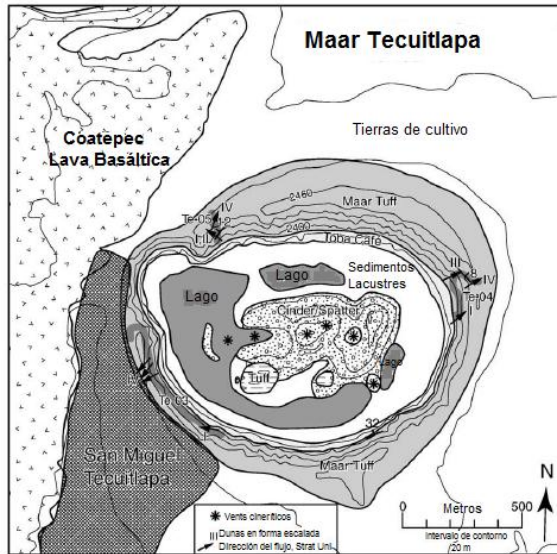


Figura 1.4, Mapa geológico del Maar Tecuitlapa. Tuff: toba, Cinder spatters: salpicaduras cineríticas, Maar Tuff: Toba Maar, Te+05, Te+04, Te+03: corresponden a secciones estratigráficas. Imagen tomada y modificada de Ort y Carrasco-Núñez (2009)

Carrasco-Núñez et al. (2010). En su estudio del volcán Cofre de Perote crearon el primer mapa geológico de este volcán y discuten que su evolución no es la de un estratovolcán sino de lo que ellos definieron como un volcán escudo compuesto (figura 1.5) esto debido a su morfología con pendientes suaves, al tipo de material (flujos totalmente de lava) y a que su conducto principal comprende de varias aberturas.

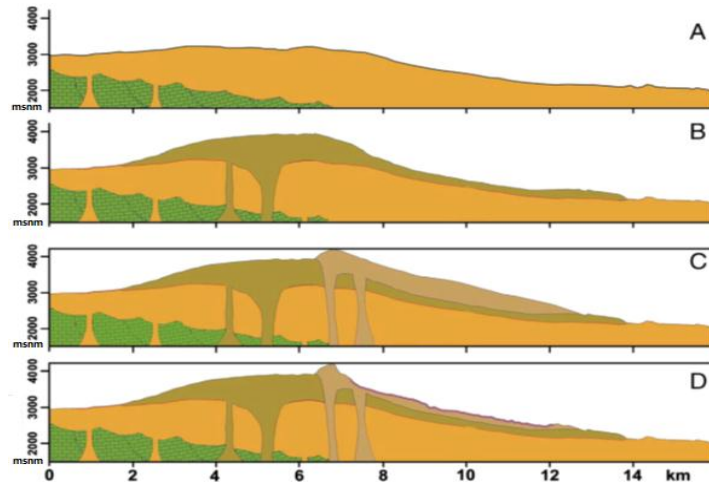


Figura 1.5, Etapas evolutivas de Cofre de Perote: A) formación inicial de complejo volcánico basal sobre una topografía irregular dominada por rocas sedimentarias del Mesozoico plegadas y falladas. B) construcción del antiguo edificio volcánico tipo escudo. C) construcción final del volcán tipo escudo compuesto a través de múltiples conductos. D) Múltiples eventos de colapso formando escarpes en la cima y de depósitos de avalanchas de escombros emplazados hacia SE. Imagen tomada de Carrasco-Núñez et al. (2007).

Schaaf and Carrasco-Nuñez (2010). Estudiaron a través de métodos químicos e isotópicos al volcán Pico de Orizaba. Sus productos magmáticos pertenecen a una serie calco-alkalina continua. Los procesos de petrogénesis incluyen cristalización fraccionada y asimilación de la corteza media. A partir de sus resultados sugirieron que los magmas de Pico de Orizaba son derivados casi exclusivamente de una fuente de magma empobrecido con contribución de sedimentos hídricos oceánicos subducidos o material de la corteza superior. La asimilación de material de la corteza Paleozoica proviene del macizo Tezuitlán o del complejo Acatlán y descartan cualquier mezcla de los magmas del Pico de Orizaba con el basamento subyacente Grenvilliano-Oaxaquia.

Zimmer et al. (2010). Describieron a Cerro Pinto como un anillo de toba-complejo de domos, de composición riolítica, a través de estudios estratigráficos y geoquímicos sugieren tres etapas de vulcanismo para Cerro Pinto, donde la Etapa I comenzó con la formación del anillo de toba del sur y con el crecimiento de dos domos. En la etapa II, la actividad se movió hacia el norte, creando un anillo más al norte, uno interno en el norte, un anillo interno occidental y un tercer domo. En la etapa III, el emplazamiento del cuarto domo en al anillo de toba sur seguido de la

excavación explosiva del cráter. Sugieren que la migración del *vent* pudo haber ocurrido a lo largo de un lineamiento N-S consistente con las tendencias estructurales regionales cuando el *vent* principal fue taponeado por un lomo de lava enfriándose. La secuencia de emplazamiento fue complicada por interacciones freatomagmáticas. La fuente era probablemente una cámara de pequeño volumen o un dique que estaba aislado de las fuentes de magma de las estructuras volcánicas circundantes.

Austin-Erickson et al. (2011). Estudiaron el anillo de toba Tepexitl a través de métodos estratigráficos y petrológicos. Lo describieron como un cráter circular joven bien conservado, donde sus depósitos apoyan un cambio en el régimen eruptivo de freatomagmatismo. Un mecanismo que propusieron para el freatomagmatismo riolítico fue la intrusión de sedimento saturado fluidizado dentro de grietas marginales formadas rápidamente por el ascenso de un tapón altamente viscoso mientras invadía el acuífero, el tapón lo plasman en un corte geológico transversal en la figura 1.6. Concluyeron además que las erupciones de Tepexitl fueron alimentadas por la misma fuente de agua que otros maars en el área, un acuífero superficial y arenoso, llamado Toba Café.

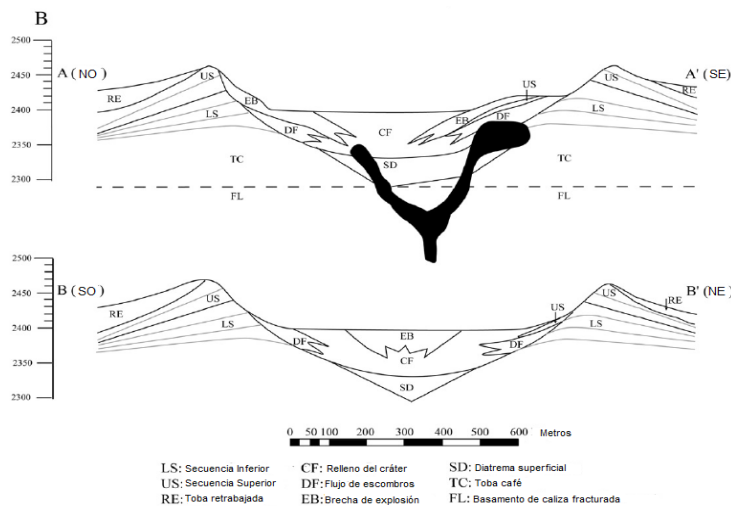


Figura 1.6, modelo geológico inferido a través de los estudios estratigráficos. Imagen tomada de Austin-Erickson et al. (2011).

López-Rojas and Carrasco-Núñez (2015). Estudiaron el maar Atexcac, para el cual propusieron tres fases explosivas (figura 1.7), que explican la evolución de la morfología del cráter: (1) fase eruptiva inicial probablemente asociada al desarrollo de la protodiatrema, (2) segunda esta eruptiva que causó el ensanchamiento del cráter hacia el NE, (3) última etapa eruptiva con explosiones localizadas, simultaneas y alternadas. De composición diorítica en sus dos primeras fases, la fase final consistió en una inyección de magma basáltico.

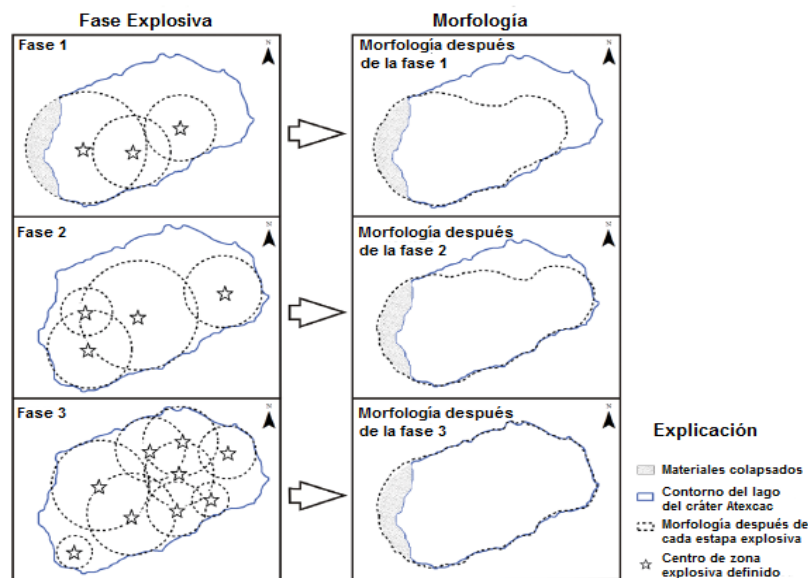


Figura 1.7, Esquema que muestra la relación entre cada etapa explosiva y su la respectiva morfología del cráter. Las explosiones de la fase 1 fueron localizadas principalmente a lo largo del sector SO del cráter interior, la fase 2 causó el crecimiento del cráter hacia el sector NE y la fase 3 prácticamente originó la morfología actual del cráter Atexcac. Imagen tomada de López-Rojas and Carrasco-Núñez (2015).

Álvarez and Yutxis (2017). Estudiaron la cuenca Serdán – Oriental, donde a través de aeromagnetismo y gravimetría infirieron una falla normal que abarca la alineación con dirección NW de nueve estructuras, de SE a NW: Tepexitl, Las Derrumbadas, dos conos de escoria, el cráter de explosión vecino y xalapazco del Barrio. Sugieren que la alineación de esas estructuras es causada por zona de debilidad generada por la falla. Sus modelos gravimétricos y magnéticos confirman la presencia y de un intrusivo con alta densidad y alta susceptibilidad, donde le intrusivo calienta el acuífero que contiene la formación Toba café.

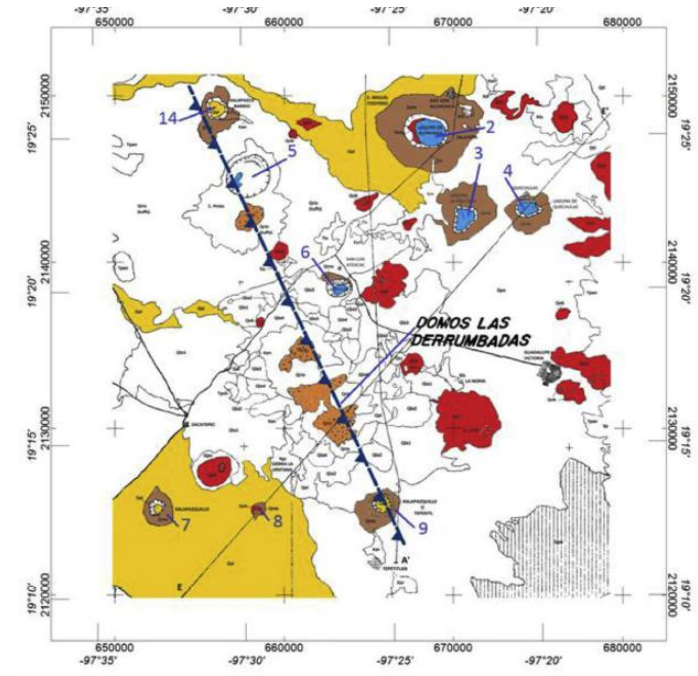


Figura 1.8 Mapa geológico modificado de Yáñez y Casique-Vázquez (1980). La falla inferida con dirección SE – NW une a nueve estructuras. Qal, aluvión; Qvb, vulcanismo básico, basaltos y escoria; Qme, materiales de cráteres de explosión, cenizas de composición básica; Qrio, riolitas, tobas riolíticas, traquitas y latitas. 1. Cerro Pizarro, 2. Alchichica, 3. La Preciosa, 4. Quecholac, 5. Cerro Pinto (Tepeyahualco), 6. Atexcac, 7. La Hacienda, 8. Buenavista, 9. Tepexitl, 10. Tecuitlapa, 11 Xalapazco Grande, 12. Xalapazco Chico, 13. Aljojuca, 14. Xalapazco del Barrio. Mapa tomado de Alvarez and Yutsis, (2017).

Capítulo 2. Marco Geológico

2.1 Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) descrita por Demant (1978) como un arco magmático continental. Esta provincia tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y su amplitud varía desde los 80 km a los 230 km, y se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Ortega-Gutiérrez et al. 1992).

Demant (1978) describe a la FVTM en tres porciones con base en su geología y tectónica, tales divisiones se ven en la figura 2.1, una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; y una porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Tuena-Gómez et al. 2005).

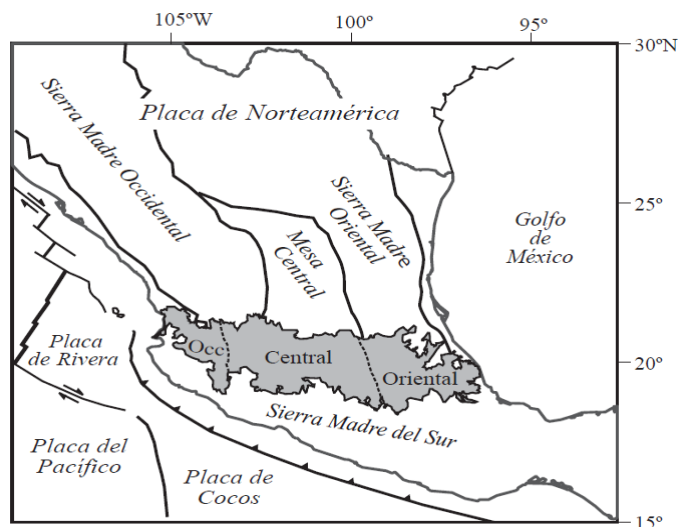


Figura 2.1. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana, de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).

2.2 Evolución de la FVTM

Ferrari et al. (2005a) De manera muy sintética divide la historia geológica de la FVTM en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío, (3) un episodio silíceo de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío, los cuales se describen a continuación con un mayor énfasis en la descripción de la parte oriental de la faja que es la que atañe a este trabajo.

2.2.1 Arco del Mioceno medio y tardío

El inicio de la actividad volcánica en la FVTM se remonta al Mioceno medio, cuando un arco con orientación aproximada E-W se emplaza en el centro de México (Figura 2.2a), (Ferrari et al. 2005b). Para la CSO se ven edades de 11 – 10 Ma con afloramientos de rocas con firma de adakititas.

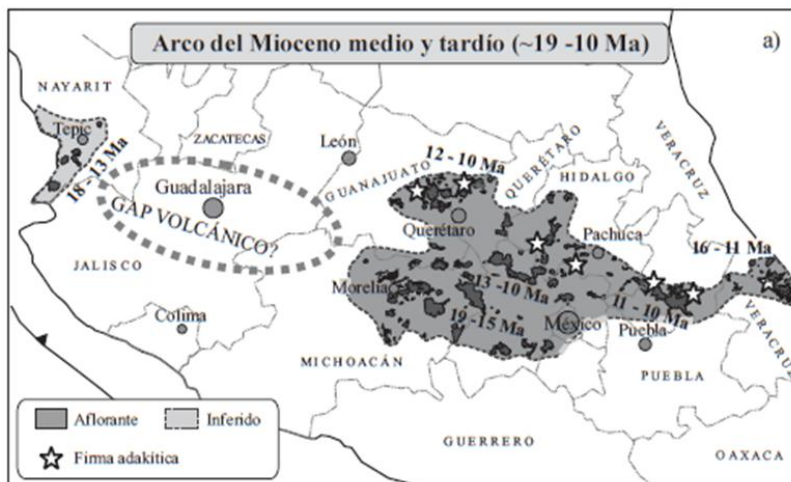


Figura 2.2a, Arco del Mioceno medio y tardío (~19 – 10 Ma). Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).

Muchas de las rocas del final de Mioceno medio y tardío, emplazadas desde Morelia y Querétaro hasta Palma Sola en Veracruz tienen firma adakítica lo que ha llevado a sugerir que puedan ser el producto de la fusión de la placa subducida durante un periodo de subducción de bajo ángulo o subhorizontal (Gómez-Tuena et al. 2000).

2.2.2 Episodio máfico del Mioceno tardío

Episodio de vulcanismo máfico que se emplaza de costa a costa al norte del arco, con edades que se vuelven más jóvenes de oeste a este (figura 2.2b) (Ferrari et al. 2005b) (Figura 2.2b). Este episodio está esencialmente conformado por mesetas basálticas (Cantagrel and Robin, 1979). Ferrari et al. (2000) mostraron que el vulcanismo máfico del Mioceno superior desde el Golfo de California hasta el este del estado de Hidalgo tiene las características geoquímicas típicas de la subducción. En cambio, el vulcanismo de la parte oriental de Hidalgo y norte de Veracruz presentan características intraplaca (Orozco-Esquivel et al. 2003).



Figura 2.2b, Episodio máfico del Mioceno tardío. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).

2.2.3 Vulcanismo silíceo del final de Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano.

Después del episodio de magmatismo máfico, el vulcanismo decrece y se vuelve diferenciado. Hacia el final del Mioceno superior y durante el Plioceno temprano el vulcanismo se distribuye al sur (Ferrari et al. 2005b) (Figura 2.2c).

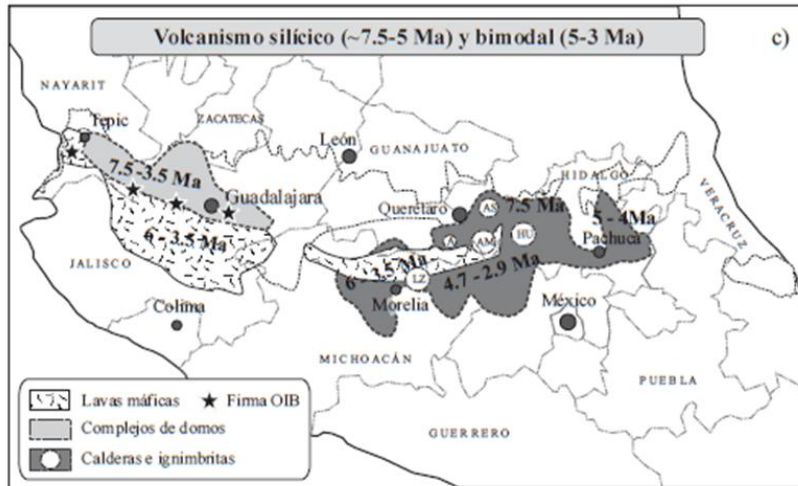


Figura 2.2c, Volcanismo silícico (aprox 7.5 – 5 Ma). Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).

2.2.4 Arco del Plioceno tardío-Cuaternario

En casi toda la FVTM el vulcanismo silícico y bimodal se ve reemplazado por un arco volcánico de composición predominante andesítico-basáltica que comienza a desarrollarse a partir del límite del Plioceno temprano y el Plioceno tardío (Figura 2.2d), (Tuena-Gómez et al. 2005).

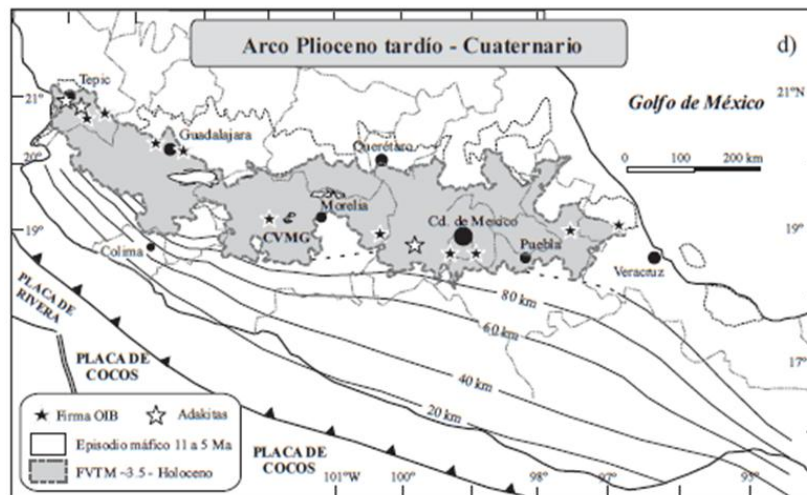


Figura 2.2d, Arco Plioceno tardío – Cuaternario. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).

La figura 2.3 tomada de Gómez-Tuena et al. (2005) muestra la distribución del vulcanismo en la faja volcánica a partir de fechamientos geoquímicos que van

desde los ~19 Ma en los inicios de la faja volcánicas a los < 1.8 Ma que incluyen los edificios volcánicos más recientes. La porción Oriental comenzó con un vulcanismo andesítico en el Mioceno con edades de ~19 – 10 Ma, hubo una pausa que duró hasta los ~6 – 3 Ma donde el vulcanismo se reanudó, siendo de tipo máfico intermedio con mayor presencia en la zona de Palma Sola, le siguió la actividad de composición sílica en el Plioceno que tuvo lugar en la parte norte de la franja durante ~5 – 1.8 Ma, la mayor actividad fue durante el Plioceno tardío y el Cuaternario con composición máfica intermedia alrededor de ~3 Ma, y de composición sílica en el Cuaternario con edades menores que < 1.8 Ma.

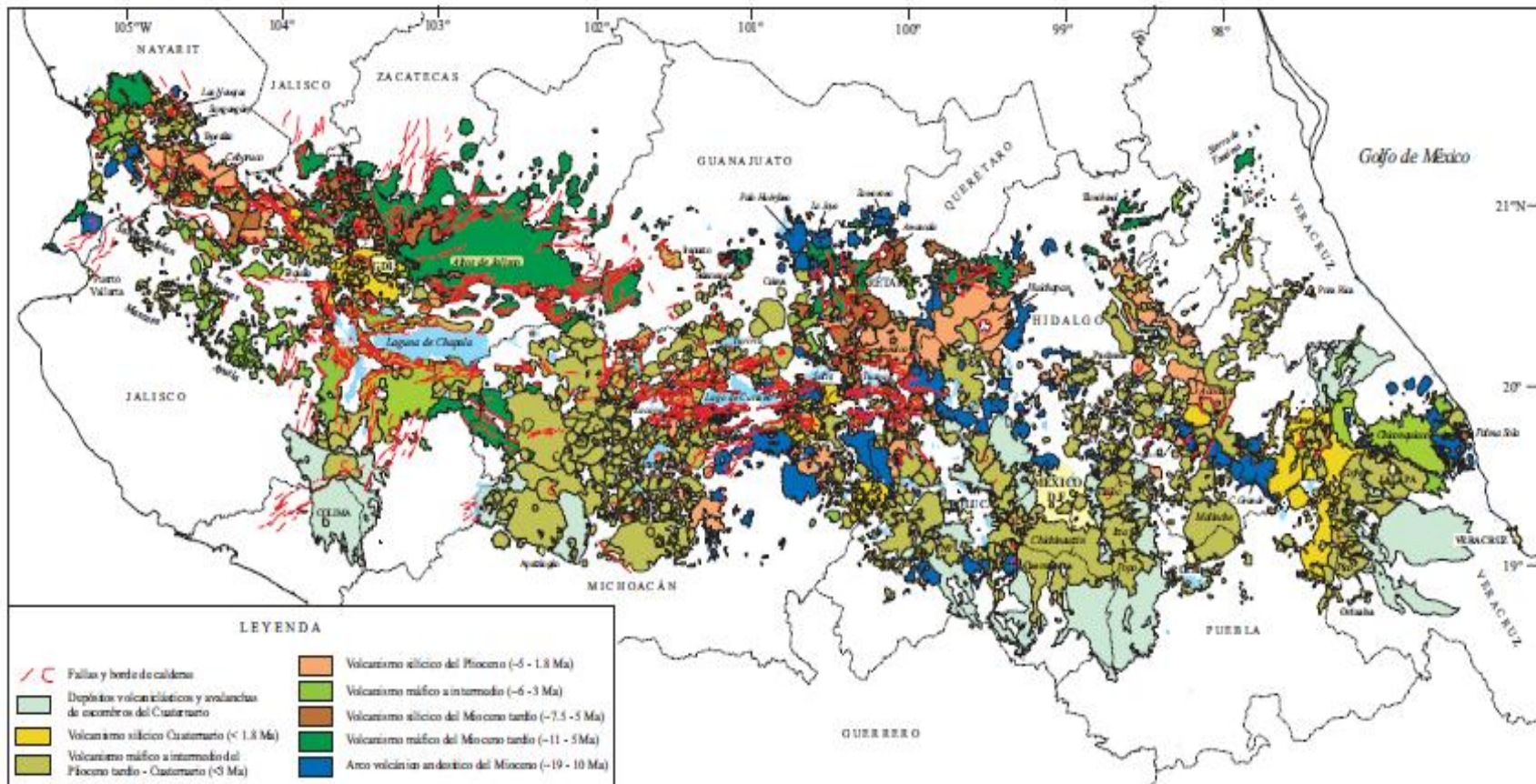


Figura 2.3, Mapa geológico simplificado de la FVTM basado en la recopilación de Ferrari et al. (2005^a). GDL: Guadalajara, Zac: Zacualco, CVMG: Campo volcánico Michoacán-Guanajuato, NT: Nevado de Toluca, LP: La Primavera, Izta: Iztaccíhuatl, Popo: Popocatepetl, Pico: Pico de Orizaba, Cu: Las Cumbres, Cofre: Cofre de Perote. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).

2.3 Geología Estructural y Neotectónica

Las evidencias geológicas hasta el momento señalan que la FVTM se encuentra en buena medida bajo un régimen tectónico distensivo, aunque las fallas cuaternarias de la porción central de la FVTM tienen una pequeña y variable componente lateral izquierda. El régimen débilmente transtensivo se explica considerando que la convergencia entre las placas de Cocos y de Norteamérica es ligeramente oblicua (Ego y Ansan, 2002).

Diversos estudios han sugerido que la alineación de los grandes estratovolcanes con una orientación general N-S debe estar relacionada con un sistema de fallamiento distensivo (figura 2.4) que sigue esa orientación (Cantagrel and Robin, 1979). García-Palomo et al, (2000) han sugerido también que las rocas volcánicas más primitivas del sector oriental, asociadas a los campos monogenéticos (figura 2.3) y/o a derrames fisurales, se han emplazado a lo largo de fallas y fisuras que siguen una orientación preferencial E-W. Mientras que Suter et al. 2001 reafirma que este sistema de fallamiento promueve que el magma primitivo ascienda más rápido y aparentemente comparte muchas de las características del sistema de deformación que afecta al sector central del arco volcánico (Suter et al. 2001).

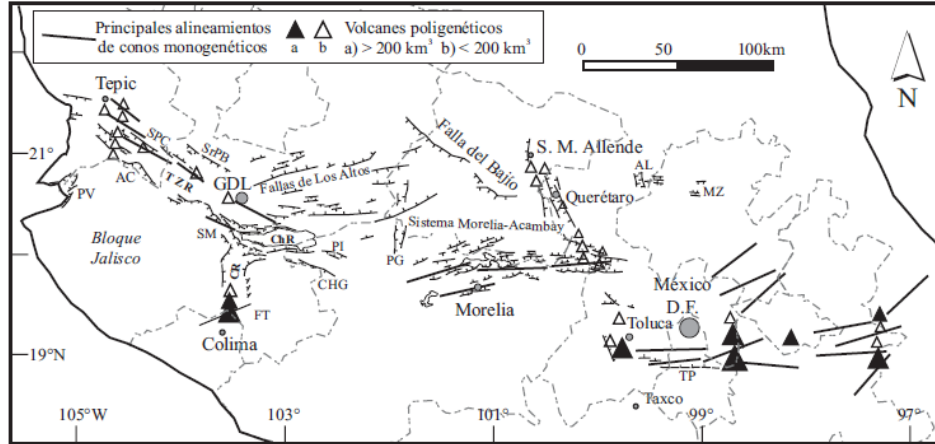


Figura 2.4, Relaciones entre los principales sistemas de fallas del Mioceno-Cuaternario y el volcanismo de la FVTM. TZR: rift Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: rift de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: rift de Chapala; PI: fallas Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo; AL: semigraben de Aljibes; MZ: graben de Mezquital; TP: sistema de fallas La Pera. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. 2005.

2.4 Tectónica de la FVTM

La historia tectónica de las placas oceánicas del Pacífico ha sido estudiada mediante la observación de anomalías magnéticas que han mostrado que la configuración tectónica de la zona de subducción es el resultado de la fragmentación sucesiva que sufrió la placa Farallón al momento en que las crestas meso-oceánicas llegaron en proximidad con la zona de subducción de la placa de Norteamérica (Tuena-Gómez et al. 2005). En la actualidad, la porción occidental del arco se encuentra subyacida por la placa de Rivera, mientras que la porción central y oriental se encuentran subyacidas por la placa de Cocos (Figura 2.5). La placa de Rivera tiene aparentemente una edad menor a los 13 Ma a lo largo de la trinchera, y su velocidad de convergencia varía entre 1.7 y 2.2 cm/año (DeMets et al. 1994) o 4 y 4.9 cm/año (Kostoglodov and Bandy, 1995), según el modelo que se utilice. En cambio, la edad de la placa de Cocos varía entre los 12.7 y 16 Ma, mostrando un incremento gradual hacia la porción oriental de la trinchera. La velocidad de convergencia también se incrementa hacia el oriente y varía desde ~4.7 hasta ~6.7 cm/año (Tuena-Gómez et al. 2005).

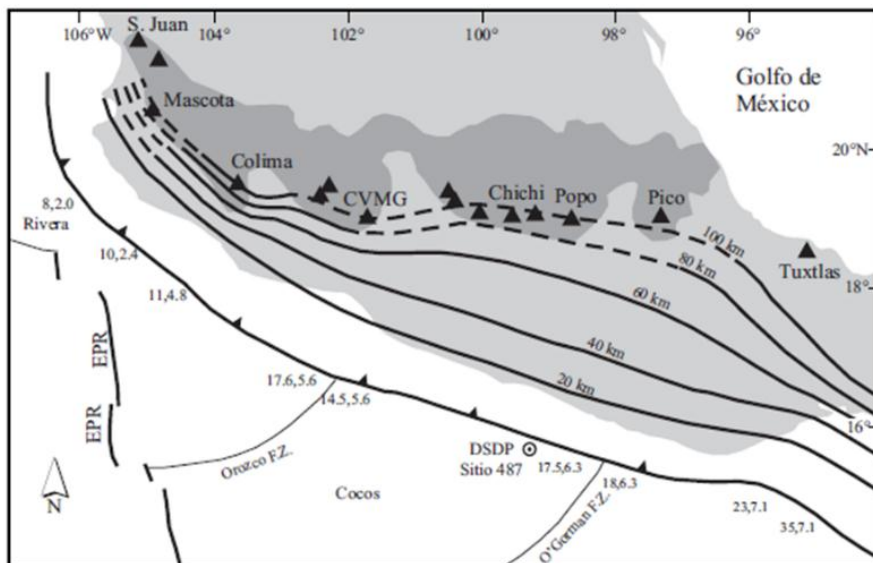


Figura 2.5 Mapa tectónico generalizado del sistema de subducción mexicano modificado de Pardo y Suárez, 1995 y tomado de Gómez-Tuena et al. (2005). Los números separados por comas indican la edad de la corteza oceánica (en Ma) y la velocidad de convergencia (en cm/a), respectivamente. Las curvas de nivel representan la profundidad de la placa oceánica (la curva segmentada es una inferencia). Una sección representativa de la corteza oceánica fue muestreada por el Deep Sea Drilling Project en el sitio 487 (DSDP sitio 487). Se incluyen también como referencia algunos campos volcánicos importantes.

Los estudios sobre la profundidad de los mecanismos focales muestran que la placa de Rivera se introduce hacia el manto con un ángulo cercano a los 50° y la señal sísmica puede alcanzar ~ 120 km de profundidad (Figura 2.5). Los datos sísmicos indican que la placa de Cocos disminuye paulatinamente su inclinación desde su límite con la placa de Rivera hasta aproximadamente la longitud 101° W para volverse posteriormente subhorizontal debajo de una parte de la porción central y la porción oriental de la FVTM (Pardo and Suárez, 1995).

Para la placa continental las anomalías gravimétricas muestran una estructura sencilla, con un incremento en el espesor cortical desde las costas hacia el interior del continente (Figura 2.6). En la figura 2.5 se observa que la región con el mayor espesor cortical se localiza en el sector oriental de la FVTM, extendiéndose desde el frente volcánico hasta el norte de Puebla. El sector central de la FVTM muestra un espesor cortical relativamente menor (< 40 km). Las zonas en donde la corteza es más delgada se localizan hacia las costas del Pacífico y el Golfo de México (15–20 km) (Urrutia-Fucugauchi, 1986).

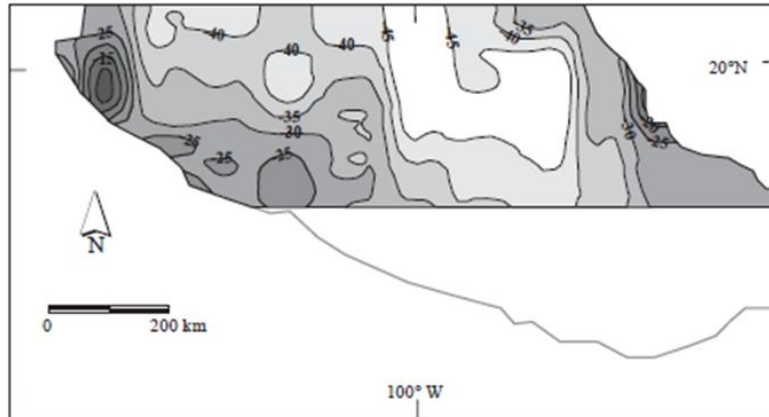


Figura 2.6, (a) Esquema del espesor cortical de la FVTM interpretado a partir de las anomalías gravimétricas (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993. Tomado de Gómez-Tuena et al. (2005).

2.5 Faja Volcánica Trans-Mexicana Oriental

La FVTM Oriental se divide en cuatro unidades geológicas, según Negendank et al. (1985), que de oeste a este son: Cordillera Cofre de Perote- Pico de Orizaba, la Zona Altiplano (cuenca Oriental), el área Naolinco- Jalapa y el Macizo Palma Sola. La diversidad de composiciones de los productos volcánicos en la FVTM Oriental ha sido discusión de varios estudiosos, entre los primeros en definirla se encuentran Demant y Robin (1975) lo hicieron como una provincia magmática independiente afectada a los procesos extensionales del Golfo de México y no con la subducción. Demant, (1978) en su modelo propone que dos provincias están superpuestas, así varios autores retoman esta idea y sugieren la existencia de al menos dos mantos composicionalmente diferentes debajo del arco que se funden debida a la acción conjunta de dos mecanismos distintos (descomposición adiabática y metasomatismo asociado a la subducción), Robin (1981) sugirió una tectónica de graben que ocasiona un rifting continental que generó la provincia – graben alcalina. Otros autores como Verma (2000), Marquez et al. (1999) han sugerido la existencia de un manto isotópico heterogéneo, enriquecido y similar al que da origen a los IOB, cuya fusión por descomposición adiabática genera magmas primitivos sin señales aparentes de subducción, también sugieren la presencia de una pluma del manto y la acción conjunta de un sistema de rift. Mientras Urrutia-Fucugauchi, (1984) sugirió que esta evolución en los magmas puede ser

interpretada como resultado de la subducción de la placa paleopacífica otros más como Besch et al. (1988) y Negendank et al. (1985) defienden que esta bimodalidad es debida solamente a la configuración de la zona de subducción debajo de la porción Oriental, a través de estudios geoquímicos de elementos mayores de las rocas volcánicas proponen que las rocas alcalinas y basálticas fueron generadas por procesos de fraccionamiento de la corteza / líquido, mientras que las andesitas, dacitas y riolitas no pueden ser considerados como productos finales de la misma serie de fraccionamiento, por lo que sugieren que su fuente puede ser derivada de la cuña del manto que recubre la zona de subducción cuya composición de elementos incompatibles fue modificada por fluidos y posiblemente sedimentos liberados por la asociación de subducción de las placas Cocos/Rivera. Otro indicio para la derivación del magma de la cuña del manto es el agotamiento de Rb. Esto parece ser evidente para los basaltos alcalinos, ya que estos exhiben firmas geoquímicas mucho más similares al arco que las volcánicas de intraplaca. Las riolitas de la parte oriental del TMVB son interpretadas como fundidos parciales de la corteza continental. Esto de acuerdo también con Schaaf y Carrasco-Núñez, (2010), quienes estudiaron el sistema bimodal pero a la inversa es decir de magmas con firmas de manto empobrecido relacionado a la subducción pero con algunas características IOB para Pico de Orizaba que se explican por la fundición del manto o por la inyección de magma desde la cuña del manto y/o por la asimilación de sedimentos deshidratados (terreno Oaxaquia) que promueven la fusión de la cuña del manto. Ferrari (2004), argumentando además que puede ser derivada de una configuración tipo desprendimiento de losa (slab detachment) causado por la falla Faraón que provocó que se infiltraran magmas de la astenosfera causando el magmatismo bimodal tanto del Mioceno como del Plio-Cuaternario.

El volcanismo bimodal es una estrecha relación espacial y temporal de basaltos y riolitas (por ejemplo, *vents* basálticos que flanquean centros riolíticos), por lo que también pueden producirse volúmenes menores de rocas de composición intermedia. Se supone que está relacionada con el régimen extensional de tectónica de horst y graben (Christiansen and Lipman 1972). Sobre la base de las observaciones de campo y resultados geoquímicos de Siebe y Verma (1988)

sugieren que el estilo tectónico de la Cuenca de Serdán-Oriental podría ser similar a los campos volcánicos en la provincia de “basin y range”. Esto es confirmado por las observaciones geofísicas de Mena y González-Morán (1978), cuya interpretación de los datos de gravedad indica fallamientos de bloques (blockfaulting) y un sistema de graben complejo en la cuenca de Serdán-Oriental.

2.5.1 Cordillera Cofre de Perote- Pico de Orizaba

Esta cordillera está formada por dos grandes estratovolcanes, Cofre de Perote (Pleistoceno con altura de 4,200 msnm) y Pico de Orizaba (Pleistoceno de 5,700 msnm) en sus extremos norte y sur, respectivamente, construidos casi completamente de flujos de lava andesíticos y dacíticos, en los que sus firmas geoquímicas son indicativas de rocas relacionadas con subducción, los basaltos primitivos de esta zona (conos de ceniza) provienen de una fuente enriquecida de iones litófilos (Besch, et al. 1998). Yáñez-García y García-Durán (1982) han reportado una edad de 1,7 Ma para las lavas al este del pueblo Perote en el flanco oeste de este volcán, por lo que el inicio de la actividad volcánica pueda ser colocado en el Plioceno. Los elementos volcánicos del Pleistoceno más antiguo son de norte a sur un complejo de caldera central que incluye Cerro Desconocido 3,120 msnm, Cerro Tecomales 3,500 msnm y Cerro de las Cumbres 3,940 msnm (Negendank et al. 1985).

2.5.2 Área Jalapa-Naolinco

Está dominado por conos de ceniza que erupcionaron basaltos alcalinos, hawaiitas y andesitas calco-alcalinas, donde su firma geoquímica excluyó la derivación de rocas calco-alcalinas de las rocas alcalinas debido a las bajas concentraciones de elementos traza incompatibles, pero indica la relación con la subducción de los volcánicos (Besch et al. 1998).

2.5.3 Macizo Palma Sola

Su vulcanismo está dominado por rocas volcánicas alcalinas, debajo están andesitas y dacitas calco-alcalinas. Besch et al. (1998), intenta explicar a través de estudios geoquímicos la existencia de esta dualidad, en su estudio no se encontró

ninguna tendencia para que las concentraciones de elementos de tierras raras aumenten con el grado de fraccionamiento impidiendo pues una relación congénita.

2.5.4 Zona Altiplano (Cuenca Oriental)

Serdán-Oriental es una cuenca cerrada y subtriangular, corresponde a la parte norte de la región hidrológica 18-(14) (figura 2.7). Limita con los ríos Atoyac hacia el SW y Blanco hacia el sur, con la cuenca de Apan al NW y al norte, y al este con los ríos Tecolutla, Nautla, La Antigua y Chamapa que desembocan en el Golfo de México (Romero-Ríos, 1985).

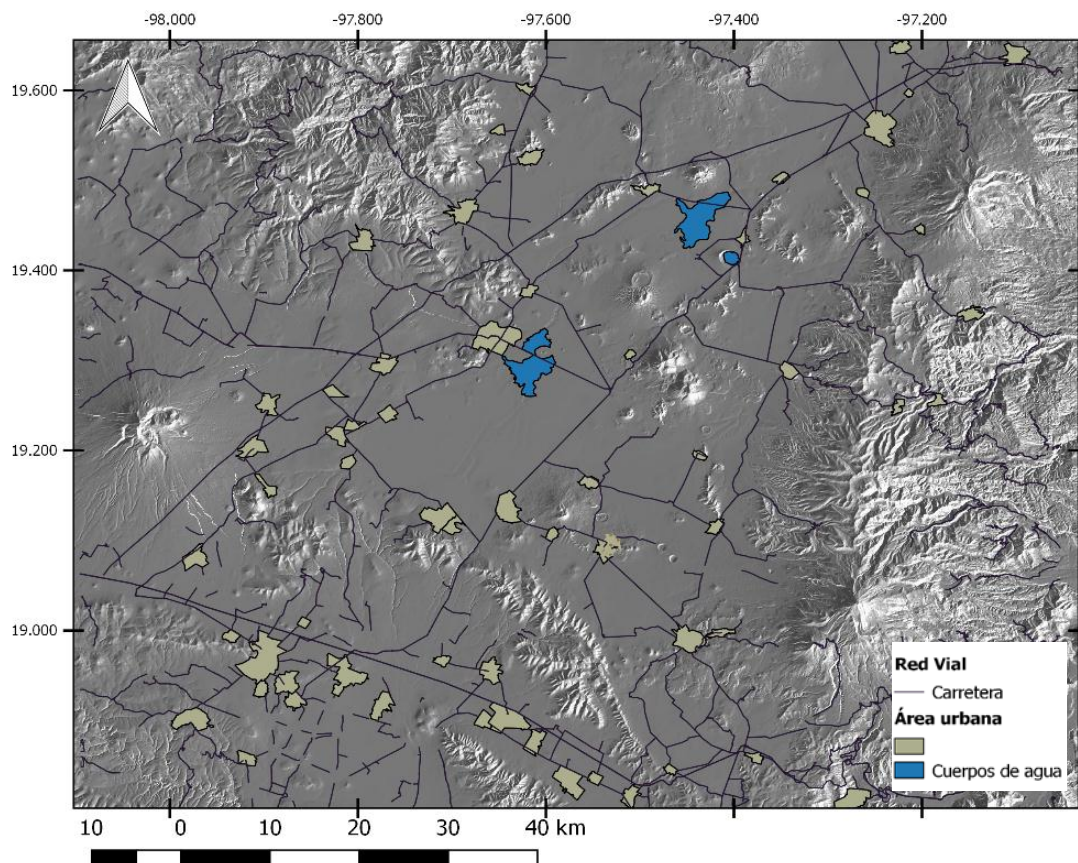


Figura 2.7, Cuenca Serdán – Oriental, se muestran las carreteras principales que conectan a las áreas urbanas dentro de la cuenca, no se muestran aquellas fuera de la zona de estudio, los datos fueron obtenidos en *shapefiles* de INEGI.

Hidrología e hidrogeología

Cedillo-Rodríguez (1985) llevó a cabo un estudio completo de la hidrología superficial y subterránea de la cuenca así como de su hidrogeología, a continuación se resumen algunos de los puntos principales de dicho estudio que son de uso para este trabajo. Referente a la hidrología superficial se determinó que la recarga vertical al acuífero regional somero ocurre por la infiltración en materiales como basaltos, escorias, pumicitas, tobas y aluvión de alta capacidad de infiltración, tal recarga se da principalmente en la cordillera Pico de Orizaba-Cofre de Perote, en la porción media sur de la caldera de los Humeros, la Sierra de Tlaxco y en los lajares de Las Derrumbadas. La dirección del flujo subterráneo en el área es de SE a NE y confluye con otra proveniente del norte (Los Humeros) para seguir una distancia NE. El estudio hidrogeológico analizó las formaciones sedimentarias cretácicas calcáreo arcillosas que afloran en las sierras dentro de la cuenca, éstas actúan como barreras impermeables al flujo subterráneo y su comportamiento como acuífero es poco probable, salvo para las calizas de tipo arrecifal como las de las formaciones Orizaba y Guzmantla cuyos afloramientos se localizan al S y SW de los domos de las Derrumbadas. También se determinó que existe una estrecha relación hidráulica entre el acuífero regional somero y los maars puesto que la elevación de los niveles de agua en ellos está entre 2,320 msnm, mientras que el nivel del acuífero somero oscila entre 2,290 y 2,370 msnm. En la figura 2.8 se pueden observar las corrientes de agua que fluyen dentro de la cuenca y los cuerpos de agua que forman parte de las salinas, Totolcingo al norte y el Carmen al sur.

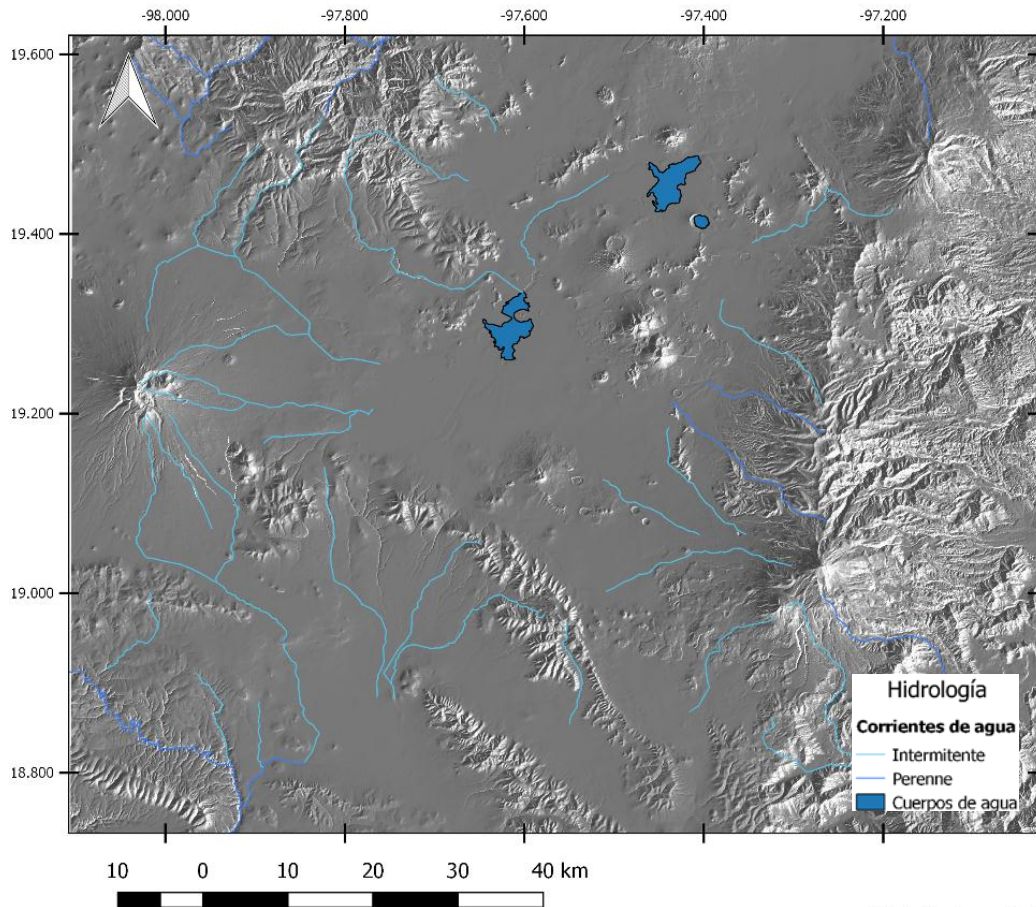


Figura 2.8, corrientes y cuerpos de agua superficiales, intermitentes y perennes. Mapa hecho con datos de INEGI, *shapefile* con escala 1:1,000,000.

Vulcanismo monogenético Cuaternario

Negendank et al. 1985, en su estudio geológico y geoquímico sobre la zona Oriental recrea el vulcanismo bimodal monogenético cuaternario de la cuenca Serdán-Oriental con un enfoque en la edad y firmas geoquímicas de las rocas extrusivas. Describe a esta cuenca con un drenaje interno y caracterizada por numerosos centros de erupción volcánica y flujos de lava asociados con un paisaje plano dominado por arroyos efímeros, lagos pocos profundos y salinas.

La cual está estructurada en pequeñas áreas de cuenca por una red de afloramientos ocasionales de calizas plegadas del cretácico inferior y superior con un rumbo NW-SE (sistema de plegado Laramide) (Negendank et al. 1985) y algunas lutitas expuestas en unos pocos afloramientos aislados dentro de la cuenca, este

basamento sedimentario fue intrusionado en algunos lugares por pequeños plutones de composición granodiorítica, monzonítica y sienítica durante el Oligoceno y Mioceno (Yañes y García, 1982) . Tiene una elevación promedio de 2,300 msnm y ocupa un área de 5,250 km², (Carrasco-Nuñez et al. 2007).

El área de Ciudad Serdán se caracteriza por numerosos conos monogenéticos, en partes con flujos de lava que tienen una edad de Pleistoceno Superior - Holoceno (- 35 000 BP) y algunos conos de ceniza alineados en las direcciones E-W o ENE- WSW, similar al FVTM central (Suter et al. 1992).

En el SW se encuentra el volcán escudo de Cerro Malpaís con una sucesión de conos sur-occidental y los maars de Tecuitlapa y San Juan Atenco, que entraron en erupción a través de los flujos de lava más antiguos de la alineación de conos de Aljojuca, con edades entre 20,000 – 30,000 años. (Negendank et al. 1985)

La parte central de la Cuenca Oriental está dominada por los complejos Cerro Derrumbadas y Cerro Pinto y los edificios circundantes. El área se caracteriza por el volcanismo riolítico, mientras que los pequeños conos monogenéticos de ceniza son de carácter hawaítico, basáltico-andesítico. La evidencia más reciente de volcanismo es un flujo altamente viscoso de lava andesítica al este del Cerro Derrumbadas con edad Holocena (Negendank et al. 1985) El Cerro de las Derrumbadas es un domo riolítico de doble pico posiblemente del Pleistoceno Superior- Medio (320,000 años) Yañes y García (1982), mientras que Siebe y Verma (1980) sugieren una edad de menos de 40,000 años debido a la morfología que presentan. Todos los demás volcanes alrededor del Cerro de las Derrumbadas se formaron durante el Pleistoceno Superior (Negendank et al. 1985)

Al norte este complejo está acompañado por una sucesión de cuatro erupciones tipo maar, Atexcac, La Preciosa, Quechulac y Alchichica, con base en si son secos o con agua Negendank et al. (1985) sugirieron que los maars secos deben tener una edad mínima de alrededor de 50,000 a 40,000 años BP, mientras que aquellos con agua y una profundidad de alrededor de 50-60 m tienen una edad de alrededor de 30,000 – 20,000 años BP.

Varios campos de lava dominan la parte norte de la cuenca entre la caldera de Los Humeros y Guadalupe Victoria, los más extensos son flujos de lava andesítica basáltica asociados con erupciones del Holoceno y del Pleistoceno Superior (Negendank et al. 1985).

Tectónica Regional

La evolución tectónica en esta región se inicia con un arco magmático antiguo de edad Pérmico en el margen continental de Pangea en una región del sector oriental de México con un magn

etismo calcoalcalino, así como la depositación de sedimentos pelíticos dentro de una probable cuenca marginal sepultada adyacente al arco, la cual es hoy evidenciada por una potente capa de esquistos y metalavas, que representa el basamento del Terreno Maya. Otra evidencia más del magnetismo permo-triásico, lo es el plutón granodiorítico del macizo de Teziutlán. Durante el jurásico inferior se produce una subsidencia, generando cuencas donde se deposita la Formación Huayacocotla. A fines del Jurásico inferior se generaron movimientos distensivos provocando la retirada de los mares, restituyendo las condiciones continentales y bajo estas condiciones durante el Jurásico medio se depositan los lechos rojos de la Formación Cahuasas-Tenexcate. Al finalizar el jurásico medio y hasta fines del Cretácico se lleva a cabo una transgresión, que coincide con la apertura del Golfo de México, el fondo irregular de las cuencas fue nivelándose con el depósito de las formaciones Tepexic, Santiago, Tamán, San Pedro y Pimienta (SGM, 2002).

Durante todo el Cretácico se desarrollan simultáneamente la cuenca Sierra Madre Oriental con una sedimentación de cuenca, con una plataforma adyacente correspondiente a la cuenca de Zongolica, condiciones que permanecieron hasta el Santoniano; durante el Campaniano- Maastrichtiano las condiciones de cuenca fueron homogéneas en los dos paleoelementos depositándose una secuencia de margas y lutitas correspondientes a la Formación Méndez, que cubre a las secuencias de ambas cuencas. La compresión de la Orogenia Laramide actúa en sentido SW-NE, levantando, fallando y deformando la secuencia mesozoica (SGM, 2002).

En los inicios del Terciario se presentó una fase de deformación compresiva denominada Orogenia Laramide, y en la región originó dos estilos de deformación en las rocas del Mesozoico: uno al NNW, representado por el anticlinorio Huayacocotla en rocas de facies de cuenca, y otro al SSE, constituido por plegamientos y corrimientos en rocas de facies de plataforma. Es precisamente el Graben de Libres-Oriental el límite paleográfico entre ambas facies. En la última etapa de esta fase, se generaron fallas laterales que provocaron desbordamientos de hasta 60 Km de la Sierra Madre Occidental (Romero-Ríos, 1985)

Una etapa distensiva (inicios del Oligoceno, que prevaleció hasta el Cuaternario) provocó la formación de fosas tectónicas y escalonamientos en las rocas mesozoicas, y a través de las fallas y fracturas desarrolladas durante este tiempo surgieron grandes volúmenes de lava. Por último ocurrió la formación de la Caldera de Los Humeros, acompañada de una serie de emplazamientos de cuerpos riolíticos-riodacíticos en sus bordes norte y poniente, y al sur emergieron los domos Pizarro, Las Águilas, Cerro Pinto y Las Derrumbadas (Romero-Ríos, 1985).

Geología Regional

La zona de estudio se encuentra sobre parte de Terreno Maya el cual está constituido por el Macizo de Teziutlán que consta de esquistos muscovita, filitas, cuarcitas y metalavas con edades K-Ar de 269 +/- 22 Ma según fechamientos del Servicio Geológico Mexicano. Por otra parte afloran rocas de composición granítica y granodiorítica con edades de 246 +/- 7 Ma. En el Cretácico inferior se depositaron rocas calcáreas en un ambiente de cuenca, representadas por calizas con pedernal y esporádicos horizontes de lutitas de la Formación Tamaulipas Inferior del Berriasiano-Aptiano, cuyo contacto inferior es transicional y concordante con la Formación Pimienta; el contacto superior es concordante con calizas y lutitas calcáreas de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano-Cenomaniano. Durante el Cretácico superior se depositaron calizas con nódulos y lentes de pedernal con lutitas calcáreas laminares (Formación Agua Nueva del Turoniano) y calizas arcillosas, margas y lutitas bentoníticas (Formación San Felipe del Coniaciano-Santoniano) (SGM, 2002).

Las rocas volcánicas que afloran en el área pertenecen al Eje Neovolcánico. El campo volcánico Los Humeros-Acocolco presenta tobas riolíticas del Mioceno denominadas Ixtacamaxitlán. A éstas le sobreyacen andesitas y dacitas del Plioceno con edades de 5 +/- 0.7 Ma, también afloran en los campos volcánicos La Malinche y Citlaltépetl-Cofre de Perote. Sobreyaciendo a esta unidad aflora un paquete de riolitas y tobas dacíticas (SGM, 2002).

Durante el Pleistoceno se forma la cuenca endorréica de Oriental donde se deposita una potente secuencia lacustre así como una gruesa capa de pómez deriva de calderas más pequeñas incluidas en la gran caldera de Los Humeros y desde la caldera Las Cumbres al norte del Pico de Orizaba. El crecimiento de dos domos alineados NW-SE genera el depósito de los lahares de Las Derrumbadas dichos domos fueron cubiertos por depósitos piroclásticos, que también afloran en los campos volcánicos Palma Sola y Cofre de Perote. Las estructuras más sobresaliente del dominio frágil es la falla normal Quimixtlan localizada en la porción sur, con un rumbo general NE 20° SW, que pone en contacto a la Formación Tamaulipas Superior con rocas andesíticas terciarias; por último se tiene un curvilineamiento que representa la caldera Los Humeros (SGM, 2002).

Las rocas que afloran en la región son sedimentarias, ígneas (extrusivas e intrusivas) y metamórficas con edades que varían desde el Cretácico Inferior al Reciente. Las rocas sedimentarias pertenecen a nueve unidades litoestratigráficas, de las cuales una corresponde al Cretácico Inferior, dos al Cretácico Medio y seis al Cretácico Superior descritas por Yañez y Casique (1980) y Baltazar (1982) en sus trabajos estratigráficos:

Formación Tamaulipas Inferior

Constituida por calizas de color crema con estratos de unos 50 cm de espesor, con bandas y nódulos de pedernal negro. Alcanza hasta 300 m (Baltazar, 1982).

Formación Tamaulipas Superior

Constituida por calizas ligeramente arcillosas de color pardo claro, gris azul oscuro y gris, con estratificación en general delgada a mediana, con espesores en los estratos de 0.5 a 1.0 m. (Baltazar, 1982).

Formación Orizaba

Calizas de tipo arrecifal con abundante fauna bentónica correspondiendo en el área a un cambio de facies con los sedimentos de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior. Se presenta en forma masiva, formando grandes bancos con abundantes megafósiles. (Baltazar, 1982)

Formación Guzmantla

Calizas de color café claro y crema, microcristalinas, alteradas por disolución y parcialmente recristalizadas. Con abundante contenido de micro y macrofauna. Su espesor varía de 250 a 300 m (Salazar, 1969).

Formación Maltrata

Calizas arcillosas de color gris oscuro a pardo claro, en capas delgadas a medianas que varían de 0.15 a 0.40 m de espesor.

Formación Agua Nueva

Calizas arcillosas de colores gris oscuro-claro y pardo claro, en capas de 0.1 a 0.40 m, con abundancia de lentes, bandas y nódulos de pedernal de varios tamaños. Contiene intercalaciones delgadas de arcilla bentónica gris verdosas y pardo crema a crema oscuro (Yañes y Casique, 1980). Aflora al pie NW del domo norte de las Derrumbadas (donde prácticamente está transformada en mármol), en las inmediaciones de Atexcac, al oriente de San José de Alchichica y en la Sierra de Techachalco en donde tiene un espesor aproximado de 250 m (Baltazar, 1982).

Formación San Felipe

Calizas arcillosas microcristalinas gris claro y gris verdoso, bentónicas, compactas y fracturadas. (Baltazar, 1982). Aflora en la Sierra de Techachalco, en donde se observa un espesor estimado en 200 m.

Formación Méndez

Se trata de margas de color gris claro y café oscuro, semicompactas con intercalaciones de cuerpos arcillosos bentónicos de 0.5, 0.10 y 0.30 m de espesor. Aflora en la Sierra de Techachalco con un espesor estimado en 200 m (Baltazar, 1982).

Formación Mexcala

Depósitos de tipo flysh, representados por una secuencia de capas interestratificadas de areniscas, limolitas y lutitas (Yañez y Casique, 1980). El espesor medio es de 250 m.

TERCIARIO

Andesitas Teziutlán

Está constituida por una secuencia volcánica de andesitas y en menor grado andesitas basálticas, basaltos y dacitas. Con edades del Plioceno MedioTardío y del Plioceno Temprano. Esta formación se encuentra sobreyaciendo a las calizas mesozoicas y está cubierta por la Ignimbrita Xáltipan y las tobas pumicíticas (Yañez y Casique, 1980).

CUATERNARIO

Ignimbrita Xáltipan

Se le asignó este nombre a una serie de derrames (flujos) ignimbríticos en sus tres estados de piroconsolidación, densa, mediana y sin piroconsolidación con una edad de 0.560 +/- 0.21 Ma. La ignimbrita sin piroconsolidación se presenta de color rosa claro a oscuro, vítrea y con abundantes fragmentos de material pumicítico y vidrio volcánico (Yañez y Casique, 1980).

Riolita Oyameles

Secuencia de tobas de composición riolítica en capas gruesas con abundante fragmentos de obsidiana negra y emplazamientos de domos cuya composición

varía de riolitas a riodacitas y dacitas. A este evento magmático se deben los domos de Las Derrumbadas y Cerro Pinto.

Rocas volcánicas básicas

Comprende la actividad volcánica básica de volcanes con derrames asociados y conos escoriáceos. Esta actividad volcánica aparece en toda el área. (Yáñez y Casique, 1980).

Sedimentos Lacustres

Esta unidad está representada por fragmentos de rocas de todos tamaños (bloques, arenas, limos y arcillas) provenientes de la intensa erosión a que han estado sometidas las calizas y las rocas ígneas intrusivas y extrusivas. Se localizan en la parte norte y oeste de Las Derrumbadas, ocupando las zonas adyacentes a la laguna perenne de Totolcingo o del Carmen.

Pómez, Paleosuelos y tobas

Yáñez y Casique (1980), dividieron a la unidad de pómez en dos partes: la primera son capas de diferentes composiciones e incluye paleosuelos y suelos y tiene espesores de más de 50 m formando grandes bancos situados al pie de la ladera sureste de la Caldera Los Humeros y al pie del Volcán Pico de Orizaba. La segunda unidad sufrió transporte y se presenta ampliamente distribuida en el sector oriental (al pie de la cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote) con espesores que van de 2 hasta 15 m.

Las tobas son de color gris blanquecino y en los cortes quedan expuestos espesores superiores a los 20 m. Tanto las pómez como las tobas cubren indistintamente a las calizas, andesitas e ignimbritas y a su vez están cubiertas por cenizas, derrames básicos, suelos y aluvión (Yáñez y Casique, 1980).

Avalanchas Las Derrumbadas

Representados por bloques y fragmentos de diversos tamaños de calizas, andesitas y dacitas en una matriz areno-arcillosa, con un espesor estimado de 50 a

150 m, aflorando en los alrededores de los Domos de Las Derrumbadas (Yáñez y Casique, 1980).

Formación Tenamastepec: Materiales de las Calderas de Explosión, Miembro El Limón y Miembro Arenas.

Recibe el nombre de Formación Tenamastepec una serie de basaltos escoriácios de olivino, andesitas y dacitas, acompañados por emisiones de cenizas de composición basáltica. Las rocas de esta formación representan la última actividad volcánica de la región.

Materiales de las calderas de explosión

Se trata de andesitas, basaltos, escoria, arenas, pómez, arcillas, calizas etc., variando su naturaleza y porcentaje en cada caldera. En el área se encuentran calderas de explosión freáticas, freatomagmáticas y magmáticas.

Miembro El Limón

Constituido por andesitas, andesitas basálticas y basaltos. Las andesitas son afíricas con escasos fenocristales, y varían entre gris y negro, presentando augita y a veces un poco de olivino. Los principales afloramientos se encuentran en el Cerro Malpaís y en Derrame La Gloria.

Miembro Arenas

Última fase del vulcanismo en la región y se localiza al pie oriental de los Domos Las Derrumbadas, manifestándose como un derrame fisural. Su composición varía entre dacítica y andesítica.

Rocas ígneas intrusivas y metamórficas

Las rocas ígneas intrusivas están representadas por granitos y sienitas que afloran al NW y NNW de Las Derrumbadas. Respectivamente. Los granitos varían en composición entre una roca microgranítica calcoalcalina a microtonalítica, a veces con textura porfídica, que alcanza una textura equigranular un poco más

gruesa. La datación radiométrica arrojó una edad de 14.5 +/- Ma., que corresponde al Mioceno Medio.

Las sienitas presentan un color gris verdoso claro y crema, son compactas, faneríticas de grano fino, con escasos fenocristales de feldespatos y máficos. La datación radiométrica arrojó una edad de 31 +/- 3.7 Ma. correspondiente al Oligoceno Medio. Se encuentran presentes y cercanas a las sienitas rocas de color verde con textura porfídica, clasificados como pórfidos andesíticos (Cepeda Dávila, en Yáñez y Casique, 1980).

Las rocas metamórficas se encuentran distribuidas en las inmediaciones de los cuerpos intrusivos sieníticos. Son producto de un metamorfismo de contacto de bajo grado, rocas de color verde claro, estructura compacta y textura afanítica microcristalina fueron clasificadas como corneanas calcosilicatadas y skarns (Cepeda Dávila, en Yáñez y Casique, 1980). Hay otras rocas de color amarillento, compactas y de textura granoblástica, representando un metamorfismo de contacto y posteriormente regional, clasificadas como mármoles (Viggiano-Guerra, 1984).

Romero-Ríos (1985) identificó tres rangos y patrones estructurales regionales: El primero representa una dirección NE30° - 70°SE, correspondiente a las estructuras de la Sierra Madre Oriental y está representado por una faja de pliegues y cabalgaduras, por lo que es el sistema más antiguo. El segundo sistema presenta una dirección NE30°-75°SO, es perpendicular al primero cuyas estructuras disloca, y se manifiesta por algunas fallas de desplazamiento lateral. El tercer sistema presenta un rumbo con tendencia casi Norte-Sur (NNO0°-18° y NNE0°-15°), dentro del cual se encuentra la falla Tehuacán-Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

Capítulo 3. Marco Vulcanológico

3.1 Campos Volcánicos Monogenéticos

A menudo, la actividad volcánica resulta en la formación de campos volcánicos en lugar de grandes edificios volcánicos individuales bajo ciertas condiciones tectónico-estructurales. Los campos volcánicos comprenden pequeños volcanes (generalmente con volúmenes menores de 1 km^3), tales como conos de escoria, maars, conos de toba, anillos de toba, pequeños volcanes escudo, y domos de lava, tienen una composición predominantemente basáltica y cada uno es producido por un solo episodio de actividad volcánica que puede durar desde varios días hasta varios años y son referidos como monogenéticos. Los volcanes monogenéticos se agrupan comúnmente dentro de los campos volcánicos o pueden constituir cadenas lineales que siguen estructuras tectónicas, como fallas, se forman también en los flancos de volcanes compuestos o en volcanes escudos grandes y dentro de calderas, donde a menudo se distribuyen a lo largo de zonas de rift (Connor and Conway, 2000). Cada *vent* en un campo volcánico monogenético marca el punto final de la ruta del magma desde su fuente en la parte superior del manto, hasta la superficie. (McGee et al. 2011). En este documento la palabra *vent* se usa para referirse a la ventila o boca de erupción y se usará de aquí en adelante.

Los magmas se propagan como diques mediante la apertura de grietas (mode cracks), la geometría, la cual debe ser controlada por el campo de esfuerzos tectónicos, está definida por tres principales tensiones compresivas, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (Rubin, 1995). En los campos volcánicos monogenéticos la geometría del sistema de bombeo del magma, controlada por el esfuerzo regional y/o estructuras preexistentes, se expresa en la superficie como alineaciones de *vents*. (Rooney et al. 2011). La geometría final de la vía de magma hacia la superficie es controlada directamente por el campo de esfuerzos y siempre tiende a seguir un camino normal a la tensión mínima (Cebrià et al. 2011). En los campos volcánicos monogenéticos la distribución y la magnitud de los diferentes campos de esfuerzos pueden estar relacionados con la tectónica y fuerzas gravitacionales que, a su vez, están vinculados a (a) la geometría del basamento, (b) la topografía local, (c) el esfuerzo

y cambios que ocurren durante la propagación del dique, y (d) las barreras de esfuerzos relacionados con discontinuidades estructurales y reológicas (Tibaldi et al. 2014).

3.1.1 Características físicas

Las características físicas fundamentales de los campos volcánicos basálticos incluyen el número de *vents* individuales, el tiempo y las tasas de recurrencia de las erupciones volcánicas, la distribución de los *vents*, y su relación con las características tectónicas, como cuencas, fallas, y zonas de rift (Connor and Conway, 2000). La forma y tamaño de los volcanes monogenéticos son el resultado de evoluciones geológicas complejas que involucran la interacción de la actividad eruptiva (diferentes fases), configuración tectónica / estructural (distribución y alineamientos de *vents*) y procesos degradantes (erosión). El estilo del volcanismo basáltico monogenético puede variar de estromboliano a hawaiano a estromboliano violento, incluyendo las fases de freatomagmatismo (Head and Wilson, 1989).

3.1.2 Estructura geológica

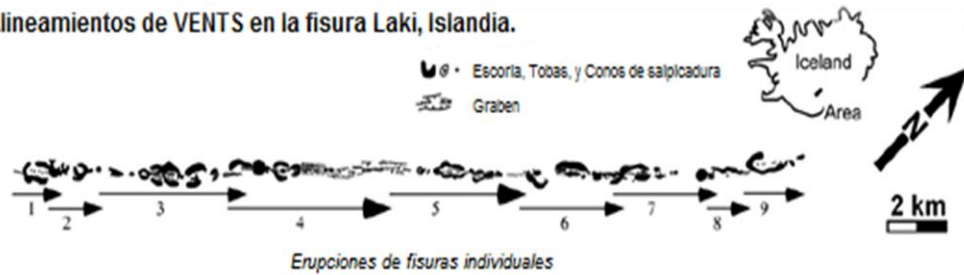
Las alineaciones de los conductos basálticos, en campos volcánicos, en volcanes escudos y en calderas, son comunes. Estos alineamientos y sus estructuras relacionadas se utilizan para inferir la presencia y orientación de diques superficiales y diques conjuntos, como indicadores de la orientación del estrés de la corteza, y para inferir los mecanismos de inyección de diques poco profundos en zonas volcánicas activas (Connor and Conway, 2000). Las configuraciones lineales de conductos volcánicos monogenéticos se forman en los flancos de los volcanes poligenéticos y en campos volcánicos de plataforma debido a erupciones espaciadas a lo largo de fisuras alimentadas por diques de alimentación subsuperficiales (Verginiolle and Mangan, 2000). Las alineaciones de los *vents* y sus diques alimentadores subsuperficiales se forman paralelo al esfuerzo horizontal máximo (SH) en la corteza (Zoback, 1992) debido a intrusiones que crean hidrofracturas inducidas por el magma y / o por la explotación de fracturas preexistentes orientadas en un ángulo mayor a la tensión mínima horizontal (Sh) (Delaney et al. 1986). Por lo tanto las alineaciones de los *vents* proporcionan

direcciones de estrés tectónico confiables en casos en que sean demostrablemente jóvenes (cuaternario), no muestran patrones radiales alrededor de un volcán poligenético como es típico para los campos de esfuerzos isotrópicos y no son controlados por factores locales, tales como la topografía, el tamaño y presiones de la cámara magmática y/o por carga de superficie (Chadwick and Dieterich, 1995).

Las alineaciones de los *vents* producidas por erupciones fisurales comúnmente inician como “cortinas de fuego” bastante continuas (Vergnolle and Mangan, 2000) produciendo lineamientos circulares o elongados de los conductos dependiendo de si los *vents* son en forma de pipa o planares. (MacDonald, 1972). Las alineaciones de *vents* circulares o elongados pueden también ser producidos por erupciones efusivas aisladas provenientes de conductos en forma de pipa o planos donde la fuente es un dique subsuperficial que nunca alcanzó por completo la superficie, por lo que las alineaciones de los *vents* no tienen por qué mostrar ningún material volcánico entre *vents* adyacentes dentro de una alineación (Paulsen and Wilson, 2008).

En la figura 3.1 se muestran alineaciones de *vents* de dos campos monogénéticos basálticos de edades cuaternarias, características que comparten con nuestra zona de estudio en la parte oriental de la FVTM. El campo Laki muestra además actividad fisural oceánica mientras que el campo de Nevada está en plataforma y en la figura 3.2 se describen los parámetros que se utilizaron en estos campos para caracterizar y evaluar las formas y alineaciones de los *vents*.

a) Alineamientos de VENTS en la fisura Laki, Islandia.



b) Alineamientos del Campo Volcánico Cráter Lunar, Nevada

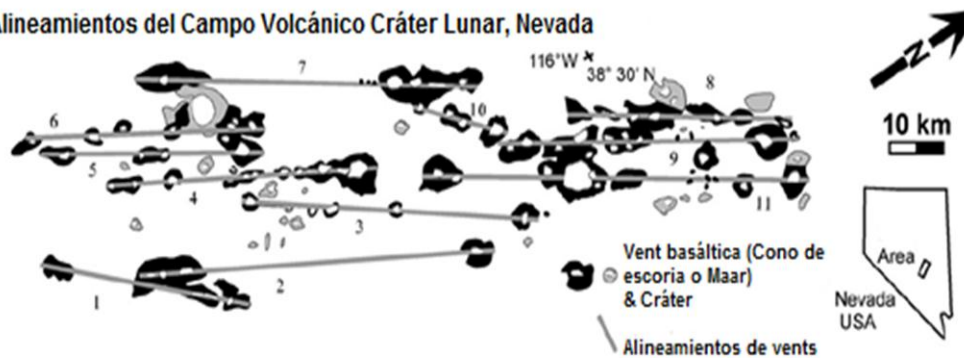
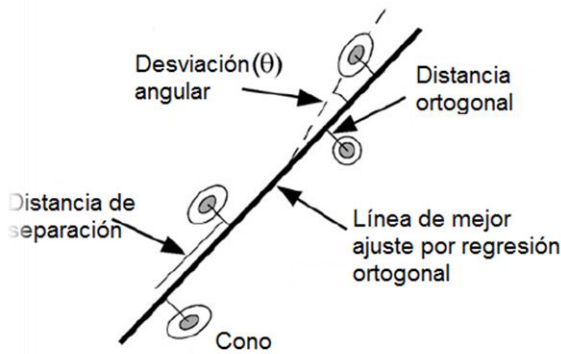


Figura 3.1, Alineaciones de *vents* volcánicos a lo largo de a) la fisura Laki, Islandia, y b) el campo de *vents* Cráter Lunar, Nevada. Todos los *vents* a lo largo de la fisura Laki se incluyen dentro de las nueve alineaciones. Solamente los *vents* negros se incluyen en las alineaciones de *vents* en el campo de *vents* Cráteres lunares. Los *vents* grises en el campo de Nevada están excluidos de las alineaciones de ventilación, ya que no se encuentran cerca y a lo largo de la tendencia de las crestas de fisuras, de los conos hendidos, o de *vents* elongados. Las fisuras individuales a lo largo de la alineación fisural Laki se propagaron y formaron de suroeste a noreste entre 1783 y 1785. Mapas modificados desde Thordarson and Self (1993) y Scott and Trask (1971) en Paulsen and Wilson, 2008.

(a) Parámetros de alineación de los vent



(b) Radio axial del cono

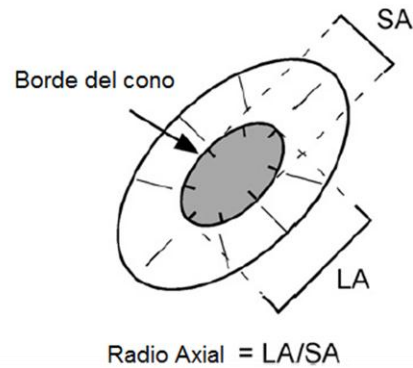


Fig. 3.2. Atributos que se usan para caracterizar y evaluar las formas y alineaciones de los *vents*. (a) Las distancias ortogonales de los puntos centrales de *vents* de la línea de mejor ajuste, la desviación angular de los ejes largos de un *vent* alargado desde la tendencia de la línea de mejor ajuste, la distancia de separación entre los *vents* se utiliza junto con los tipos y números de *vents* alargados para evaluar la fiabilidad de las alineaciones individuales. La línea de mejor ajuste para un alineamiento se calcula minimizando las distancias ortogonales de puntos a la línea (es decir, regresión lineal ortogonal). La desviación angular de las crestas de fisuras, conos hendidos, y *vents* elongados desde la línea de mejor ajuste se mide como el ángulo agudo que separa el eje largo de un *vent* elongado y a la línea de mejor ajuste. La distancia de separación entre *vents* se define como la distancia que separa a los *vents* adyacentes que se encuentran a lo largo de la traza de la línea de mejor ajuste. (b) El radio axial de un *vent* elongado es la longitud del eje largo dividida por la longitud del eje corto del anillo de cono (la base del cono también se puede utilizar, si se expone). LA: eje largo; SA: eje corto. Imagen tomada y modificada de Paulsen and Wilson, 2008.

En una escala regional, los alineamientos de los *vents* y los diques alimentadores expuestos forman típicamente líneas rectas que pueden ir desde decenas de metros hasta decenas de kilómetros de longitud (Walker, 2000). Las principales excepciones a fisuras rectas se ven en las cimas de volcanes poligenéticos donde los alineamientos de los *vents* y diques pueden curvarse debido a la fracturación concéntrica y radial alrededor de la cámara magmática central (Nakamura, 1977). Mientras que la ubicación y distribución espacial de los campos monogenéticos se creen que son resultado del tamaño y forma de la fuente de magma, la distribución de los *vents* volcánicos dentro del campo es una consecuencia de la estructura geológica y condiciones de esfuerzos en la corteza en el momento de la actividad (Zhang and Lutz, 1989).

El comportamiento de una erupción monogenética depende de los ajustes tectónicos regionales, de la geología cerca de la superficie, de la hidrología y de los procesos de la fuente de magma (Jankovics et al. 2012). Las erupciones son típicamente generadas por un ascenso discreto del magma, formando centros de erupción espacial y temporalmente enfocados (Guibaud et al. 2012). El estilo de erupción se convierte en un balance real entre los factores magmáticos y ambientales en un segmento de tiempo determinado de la erupción. La morfología que resulta de la erupción está conectada la mayor parte del tiempo con los mecanismos eruptivos dominantes (Wood, 1980).

3.1.3 Sistemas magmáticos monogenéticos

Una erupción volcánica en la superficie se considera que es el resultado de un mecanismo exitoso de acoplamiento entre los procesos internos, como la tasa de extracción de la masa fundida y la interacción del dique en su ruta a la superficie (Rubin, 1995), y los procesos externos, como campos de esfuerzos regionales y locales en la corteza (Takada, 1994). Por lo tanto, la ubicación espacial y temporal de un evento volcánico representa la configuración del sistema magmático en el momento de la erupción. Los magmas primitivos que alimentan los sistemas magmáticos monogenéticos son poco comunes y rara vez hacen erupción individualmente, tienden a concentrarse en el espacio formando grupos de volcanes individuales o racimos (Tropak, 1998). El componente espacial de vulcanismo depende de la susceptibilidad del magma para ser capturado por estructuras pre-existentes, tales como fallas (Valentine et al. 2007) y de la tensión regional del campo en el momento del ascenso de la masa fundida (Geyer et al. 2010).

Los sistemas magmáticos monogenéticos se pueden clasificar en dos grupos (Kuntz et al. 1986): Los sistemas de volumen predecible que se controlan internamente. En este sistema, una erupción en la superficie es un resultado directo de la separación exitosa de masa fundida (melt) de un manto heterogéneo, que es independiente de la tectónica. Por lo tanto, el volumen total de magma en erupción en la superficie es generalmente una función de las tasas de producción de magma del sistema y el tiempo de reposo desde la erupción previa (Valentine et al. 2007).

Este sistema está caracterizado por un alto flujo de magma, promoviendo frecuentes inyecciones de dique y un alto aporte magmático a la acumulación de tensión extensional local. El ascenso de magma es a menudo dominado por la dirección a escala regional de la tensión en lugar de la localización de averías y la topografía pre-existentes (Valentine et al. 2008).

Los sistemas magmáticos de tiempo predecible, es un subproducto pasivo de la extracción del fundido (melt) desencadenado por el cizallamiento tectónico. Sin fuerzas tectónicas, la masa fundida no sería capaz de ser extraída de agregados parcialmente fundidos. En consecuencia, este proceso de generación de magma es externamente o tectónicamente controlado (Valentine et al. 2007). La presión magmática generada por las inyecciones de magma es comúnmente suprimida por la presión litostática, lo que resulta en una mayor probabilidad de interacción entre el magma y las estructuras preexistentes en la corteza superficial (Valentine et al. 2008). La captura del dique habitualmente tiene lugar si la orientación del plano de dique no es paralelo a la dirección de máxima tensión principal, causando que la orientación de los *vents* y de la fisura no sean siempre perpendiculares a la dirección del esfuerzo principal mínimo (Valentine et al. 2007). La restricción en el ascenso del magma a un área pequeña por lo general resulta en la formación de campos volcánicos monogenéticos en un área geográfica bien definida (Wijbrans et al. 2007).

Los sistemas volcánicos intraplaca se caracterizan por volcanes de volumen pequeño con sistemas de bombeo magmático dispersos que transportan magmas predominantemente basálticos, derivados usualmente del manto con apenas el tiempo suficiente de residencia en la corteza para permitir la ocurrencia de una cristalización fraccionada menor o una asimilación de paredes de roca (Connor et al. 2000). El vulcanismo monogenético puede mostrar una gran variedad en su composición a pesar de los pequeños volúmenes de magma y duraciones de erupción relativamente cortas (~ 1 día a ~ 15 años). Esto es especialmente cierto para los domos, pero también se ha demostrado cierto para vulcanismo monogenético máfico o intermedio (es decir, conos de escoria o conos de ceniza).

Una variación química fuerte se produce dentro de los productos de conos de escoria de basálticos a andesíticos algunas veces, tocando dos fuentes de magma diferentes y sin relación (Johnson et al. 2008).

3.1.4 Principales edificios volcánicos

Los campos volcánicos monogenéticos en ambientes continentales son comúnmente dominados por conos de escoria (figura 3.3) y conos con salpicadura de lava (lava spatter cone, figura 3.4) así como a extensos flujos de lava “aa” o “pahoehoe” (Gutman, 2002). Los volcanes freatomagmáticos tales como maars y anillos de toba son considerados como el equivalente "húmedo" de los conos de escoria (Houghton et al. 1999).

Conos de escoria

Los volcanes cono de escoria son la geomorfología volcánica más abundante en la Tierra (Wood, 1980). La erupción de un cono de escoria puede producir un cono (hasta ~ 500 m de altura) de escoria lapilli y ceniza no consolidado a soldado, de composición basáltica a andesítica. La erupción también puede producir uno o más flujos de lava y una capa de lapilli escoriáceos y caída de cenizas que cubren decenas de miles de kilómetros cuadrados (Vespermann and Schmincke, 2000). Los conos de escoria comúnmente forman campos volcánicos, especialmente en ambientes intra-placa, que constan de decenas a cientos de volcanes individuales (Hasenaka and Carmichael, 1985). En general, las erupciones que forman conos de escoria están vinculadas a la actividad de tipo estromboliana, impulsada por la fragmentación magmática que ocurre en la región cerca de la superficie del conducto volcánico abierto (Vespermann and Schmincke, 2000).

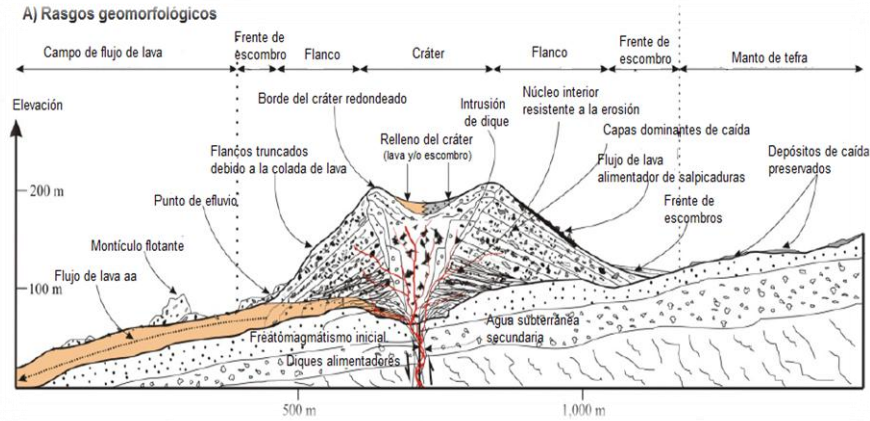


Figura 3.3, Sección transversal esquemática de un cono de escoria típico que muestra las características geomorfológicas del volcán. (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012).

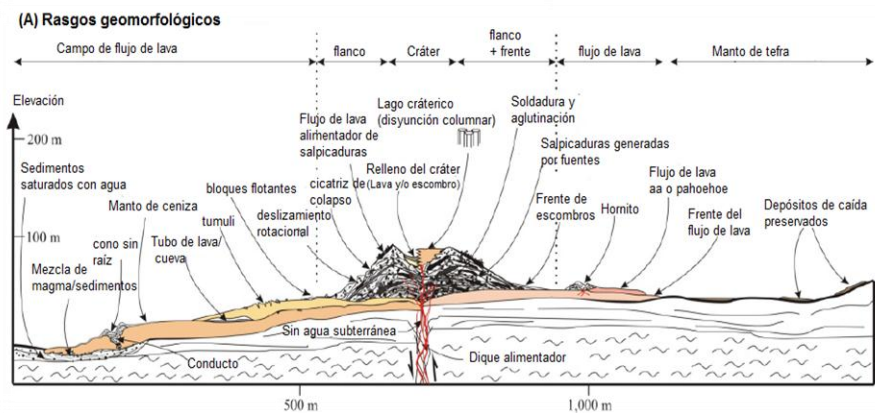


Figura 3.4, Sección transversal esquemática de un cono de salpicaduras típico que muestra las características geomorfológicas del volcán. (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012).

Anillos de toba

Los anillos de toba (figura 3.5), se forman cuando se produce un contacto entre el magma y el agua a un nivel muy superficial, por lo que el efecto de desprendimiento es poco y sólo comparativamente pequeñas cantidades de material de la pared rocosa participarán en las erupciones (Lorenz, et al. 1970).

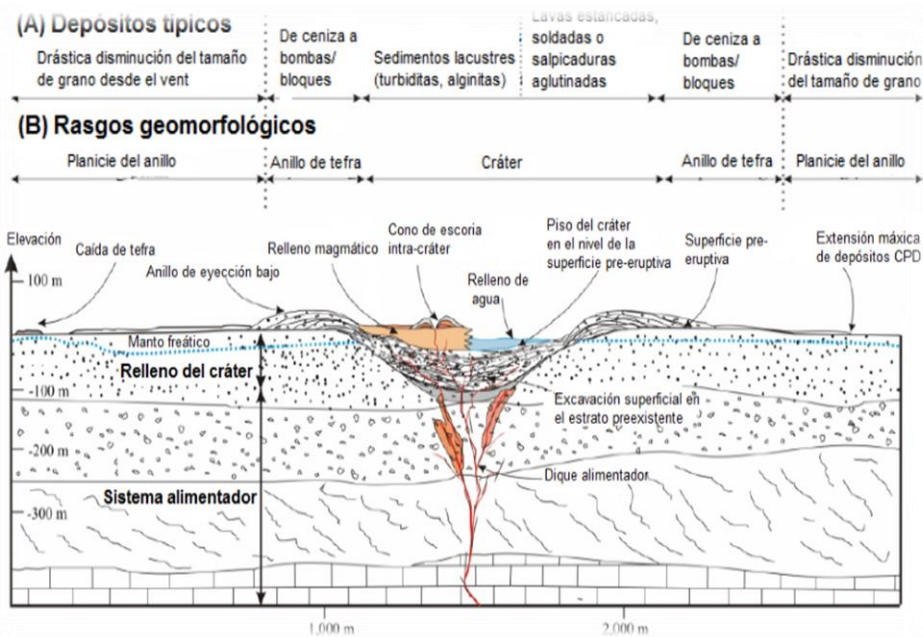


Figura 3.5, Sección transversal esquemática de anillo de toba típico que muestra las características geomorfológicas del volcán y sus depósitos. Abreviación: CPD – Corrientes piroclásticas densas (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012).

Conos de toba

Los conos de toba son flancos empinados, usualmente estructuras piroclásticas de gran volumen con un cráter más pequeño a las relaciones de diámetro de base en comparación con los anillos de toba. Las sucesiones piroclásticas de un cono de toba están dominadas por unidades piroclásticas con historia de fragmentación freatomagmática y pequeños volúmenes de clastos líticos accidentales (Risso et al. 2008).

Maars

Los maars pueden contemplarse como los equivalentes húmedos de los conos de escoria, lo que implica que su mecanismo de erupción está fuertemente influenciado por la disponibilidad agua subterránea y/o superficial durante la erupción de magmas de pequeño volumen (figura 3.6).

Diatremas

Los volcanes maar-diatrema son producidos por erupciones explosivas que cortan profundamente en el basamento. Un maar es el cráter cortado en el suelo y rodeado por un anillo de material expulsado, mientras que la estructura de la diatrema continúa hacia abajo y envuelve a la diatrema y a los depósitos de la zona de raíz (Lorenz et al., 1994), y lo mismo se aplica a sus diques alimentadores. Algunos silos también podrían haber alimentado volcanes maar- diatrema (Lorenz and Kurszlauskis, 2006).

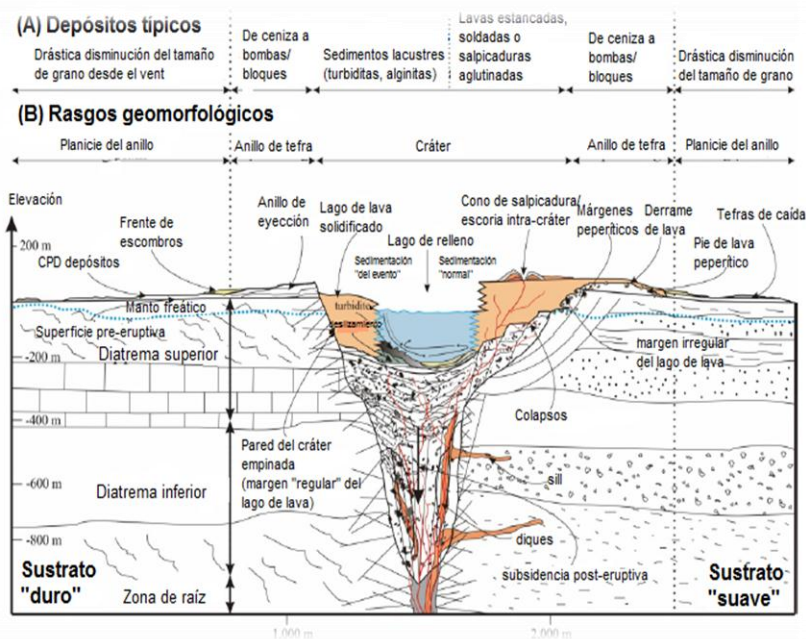


Figura 3.6, Sección transversal esquemática de un maar-diatrema que muestra los depósitos típicos y sus rasgos geomorfológicos. El lado izquierdo representa características de un volcán tipo maar-diatrema formado en un ambiente con sustrato duro, mientras que el lado derecho es un ambiente con un sustrato rocoso suave. (Imagen tomada y modificada de Kereszturi and Németh, 2012).

Flujos de lava

Los flujos de lava son efusiones de roca fundida, o magma (tabla 3.1). Estos flujos se distinguen de los domos de lava por su extrema elongación pendiente abajo. El desarrollo de un flujo de lava depende de la tasa de efusión en su origen, sus propiedades físicas y su entorno. Las longitudes posibles de los flujos de lava dependen de la tasa de efusión (tabla 3.2). La mayoría de lavas se cristalizan en la erupción y continúan solidificándose durante el derrame, como resultado, los flujos

comienzan a formar canales o tubos de manera que la lava posterior puede ser transportada de manera más eficiente desde el *vent* a la parte delantera (Kilburn, 2000).

Propiedades Físicas de los Flujos de Lava

<i>Composición</i>	<i>Temperaturas de erupción (°C)</i>	<i>Densidad a temperaturas de erupción (kg m⁻³) (sin vesículas)</i>	<i>Viscosidades a temperaturas de erupción (Pa s)^a</i>
Basalto	1050–1200	ca. 2600–2800	10 ² –10 ³
Andesita	950–1170	ca. 2450	10 ⁴ –10 ⁷
Riolita	700–900	ca. 2200	10 ⁹ –10 ¹³
Komatita	> 1600?	ca. 2800	< 1?
Agua en la superficie de la Tierra	20	ca. 1000	10 ⁻³

<i>Temperatura [°C (K)]</i>	<i>Color de la superficie de lava</i>
1150 (>1423)	Blanco
1090 (1363)	Oro amarillo
900 (1173)	Anaranjado
700 (973)	Rojo cereza brillante
600 (873)	Rojo apagado

Tabla 3.1 Propiedades físicas de las lavas descrita por Kilburn, (2000).

Volcanes Escudo

Usamos el término volcán escudo para referirnos a su forma, ya que su estructura interna es difícil de observar y requiere un enfoque más directo. Los volcanes escudo se forman encima de fisuras eruptivas, también pueden producirse por encima de *vents* centrales que se forman comúnmente en las etapas posteriores de erupciones de fisura (Schmincke, 2004).

Un volcán escudo monogenético consiste en un cono de lava central y, por lo general, tiene una placa de distribución (apron) de lava periférica (Figura 3.7). El cono está formado por desbordamientos de un *vent* efusivo, que es típicamente de tipo central (Sigvaldason et al. 1992).

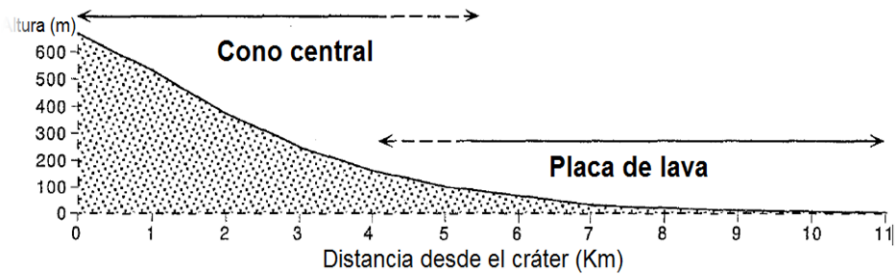


Figura 3.7 Principales elementos morfológicos de volcanes escudos islandeses. Se usan en este trabajo porque son de origen fisural y de composición máfica, como los de nuestra zona de interés. Modificado de Rossi, (1996).

Los perfiles de los volcanes escudo muestran tres formas principales de pendiente propuestas por Rossi, 1996 y que se muestran en la figura 3.8: (A) planas o ligeramente convexas, (B) cóncava, y (C) convexa-cóncava. Cada tipo muestra ángulos de inclinación muy diferentes:

Planar o ligeramente convexa (tipo A): son generalmente anchos y tienen ángulos de pendiente bajos.

Cóncava (tipo B): tienen bordes de lagos de lava elevados por pequeños flujos pulsantes.

Convexas-cóncavas (tipo C): pendientes más pronunciadas. *Vents* sin raíces, elevados por encima de la superficie del flujo general, causan gran variación en los ángulos de pendiente local de este tipo de cono.

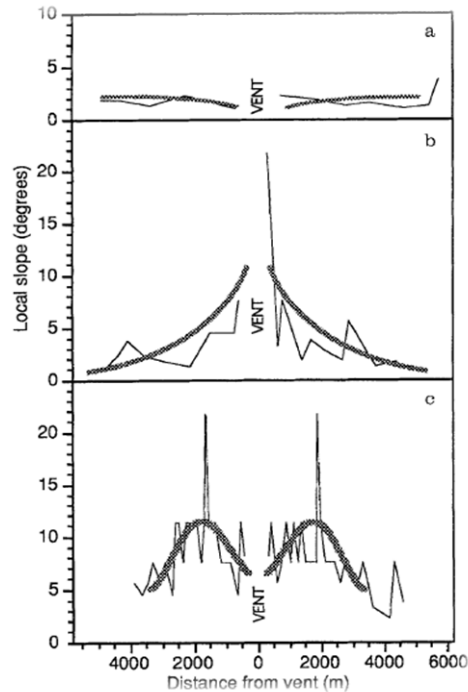


Figura 3.8, Ángulos de pendiente a lo largo de secciones topográficas transversales de tres tipos diferentes de conos de volcanes escudo, y del modelo de pendiente que mejor describe las pendientes. Modificado de Rossi, (1996). Local slope, degrees (pendiente local en grados); distance from vent (distancia desde el vent).

3.2 Hidrovolcanismo

El hidrovolcanismo se refiere a fenómenos naturales producidos por la interacción de magma o calor magmático con una fuente externa de agua, tal como un cuerpo superficial o un acuífero. La interacción de combustible-refrigerante (FCI o MFCl – *Molten Fuel Coolant Interaction*) sirve como modelo para la comprensión de los procesos naturales explosivos similares. Estos fenómenos se producen con magmas de todas las composiciones (Sheridan and Wohletz, 1983).

3.3 Freatomagmatismo

El término freatomagmático fue utilizado por Stearns and MacDonald (1946), en referencia a las explosiones resultantes de la conversión de agua subterránea en vapor por el magma ascendente. Los productos son agua, vapor, brechamiento del basamento, y clastos juveniles.

3.3.1 Dinámica física

El mecanismo físico principal de la interacción agua / fundido que produce trabajo de expansión, y por lo tanto puede dar lugar a una explosión, es la gran diferencia en la expansión térmica volumétrica entre estos líquidos: el enfriamiento del fundido crea mucho menos espacio que el necesario para una expansión isobárica de agua calentada. Por lo tanto los procesos explosivos siempre pueden ocurrir si el magma encuentra agua, incluso a presiones ambientales muy elevadas (Zymanowski and Wohletz, 2000).

Las explosiones freatomagmáticas también pueden ser denominadas como MFCI (*Molten Fuel Coolant Interactions*) (Zymanowski and Wohletz, 2000). Las MFCI comúnmente se describen en cuatro fases (figura 3.10): (1) una fase de mezcla hidrodinámica, (2) una fase de desencadenamiento, (3) una fase de fragmentación, y (4) una fase de vaporización y expansión.

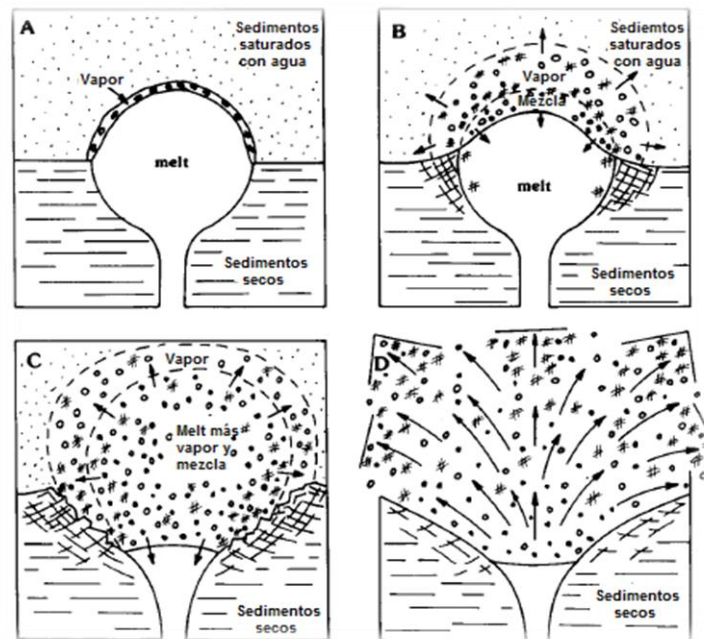


Figura 3.9, Diagrama esquemático que muestra las etapas de la mezcla agua / fundido dentro de un medio con múltiples capas. A. Emplazamiento del *melt* en contacto con sedimentos saturados de agua. Una película delgada de vapor se desarrolla a lo largo del contacto. B. Aumentos pulsantes en el volumen del vapor de alta presión dentro del acuífero. Posible brechamiento local del basamento en esta etapa. C. Interacción a gran escala de agua /melt. Mezcla de rocas del basamento, vapor de agua, *melt*. D. Ruptura explosiva de la cámara de confinamiento. Imagen tomada y modificada de Sheridan and Wohletz, (1983). Melt: fundido.

3.3.2 Formas

Los anillos y conos de toba son las formas de relieve más comunes creadas por hidroexplosiones. Los anillos de toba tienen bajos perfiles topográficos y suaves pendientes externas, mientras que los conos de toba tienen perfiles altos y pendientes exteriores pronunciadas (Wohletz and Sheridan, 1983). Ambos son pequeños volcanes (menos de 5 km de diámetro) y contienen cráteres relativamente grandes. Si los pisos se extienden por debajo de la superficie original del suelo pueden ser llamados maars (Lorenz, 1973). Los depósitos piroclásticos que rodean *vents* hidrovolcánicos varían en morfología, tenemos conos de ceniza escarpados (desde 30 a 35 grados) con pequeños cráteres apicales, los conos de toba con pendientes moderadas (25 a 30 grados) y con cráteres mucho más grandes, anillos de toba con pendientes muy suaves de 2 a 15 grados. Los fenómenos hidrovolcánicos también son comunes en volcanes poligenéticos, aunque rara vez producen este tipo de formas topográficas distintivos como con los tipos monogenéticos (Sheridan and Wohletz, 1983).

3.4 Erupciones volcánicas sílicas

Las secuencias de erupciones volcánicas sílicas comienzan habitualmente con una expulsión vigorosa de material magmático fragmentado que consta de pómez y cenizas, y concluyen con una efusión pasiva de domos o flujos de lava. El caso explosivo está bien descrito considerando la exsolución de volátiles en la masa magmática durante la descompresión, y la expansión del magma como gas polvoriento (Sparks, 1978). Para el caso no explosivo la ausencia de fragmentación durante la extrusión refleja claramente un contenido de vapor más bajo, pero esto puede surgir de dos maneras. Si el magma se comporta como un sistema químicamente cerrado entonces la extrusión de los domos es resultado del ascenso de un magma inicialmente pobre en volátiles, y la transición de comportamiento explosivo a no explosivo refleja gradientes de volátiles pre-eruptivos en el cuerpo principal. Alternativamente, si el magma se comporta como un sistema abierto

durante el ascenso, entonces la transición a un comportamiento no explosivo refleja un cambio en las condiciones de ascenso (Fink, 1983).

3.4.1 *Domos*

Los domos de lava son montículos de roca extruida a partir de un *vent* volcánico. Se forman cuando un magma viscoso se enfría relativamente rápido después de salir a superficie. El diámetro de los domos puede variar desde pocos metros a varios kilómetros, y sus alturas van de metros hasta más de 1 km. Sus formas son diversas así como su color y textura, pueden ocurrir de manera insolada o formar cadenas lineares o arqueadas. Sus tasas de efusión varían de menos de 1 m³/s a más de 100 m³/s. Algunos de los domos de lava más grandes exhiben algún tipo de flujo de lava lejos del *vent* principal, y son referidos como coulees (Fink and Anderson, 1999).

La clasificación que se usa para este estudio esta derivada de la morfología que exhiben los domos y de su progresión es definida por Fink y Anderson, (1999):

Se clasifican como espinoso, lobular, plano y axisimétrico.

Domos Pelean o espinosos, son circulares en vista en planta y tienen superficies superiores relativamente suaves puntuadas de altas espinas verticales.

Domos lobulares, cúpulas menos empinadas que las pelean, se componen típicamente de una serie de lóbulos distintos que emergen secuencialmente desde el *vent*.

Domos endógenos, en forma de placas, tienen un perfil cada vez más bajo, caparazón en bloques, pocas fracturas menos profundas y numerosas crestas transversales en la superficie.

Domos axisimétricos tienen superficies casi al nivel superior con contornos muy irregulares, y superficies cubiertas con bloques pequeños de diversos colores y ondulaciones linealmente extensas.

3.4.2 *Domos como indicadores de orientación de estrés tectónico*

Los diques alimentan muchos domos silícicos. Estos domos tienden a ocurrir en grupos que se organizan ya sea en arreglos lineales o escalonados. Muchos de los domos individuales son asimétricos y elongados paralelamente a la tendencia general del grupo de domos. Las fracturas cercanas al *vent* en las superficies del domo también están alineadas preferentemente a la orientación del grupo de domos. Los pares de grietas en el suelo, que se forman encima y paralelamente al ascenso del dique, se encuentran comúnmente cerca de domos. Donde las tendencias inferidas de diques pasan bajo máximos topográficos, las separaciones de estos pares de fracturas tienden a aumentar, lo que sugiere que la distancia entre la superficie del suelo y la parte superior del dique está incrementando (Fink and Anderson, 1999).

Capítulo 4. Método magnético

4.1. El Campo Magnético

El campo magnético de la Tierra es comparado con un magneto, donde un flujo magnético es desarrollado, el cual fluye de un extremo final al otro. Su fundamento físico como es explicado por Kearey et al. (2002) nos permite entender cómo podemos aplicarlo al estudio de cuerpos magnéticos terrestres:

La fuerza magnética F entre dos polos magnéticos de fuerzas m_1 y m_2 separados por una distancia r está dada:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2}$$

Donde μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío y μ_R es la permeabilidad magnética relativa del medio separando los polos. La fuerza es atrayente si los polos tienen signo diferente, repulsiva si son signos iguales.

El campo magnético B debido a una fuerza de polo m a una distancia r del polo es definida como la fuerza ejercida en una unidad de polo positiva en dado punto.

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r^2}$$

Los campos magnéticos pueden ser definidos en términos de potenciales magnéticos. Para un solo de fuerza m , el potencial magnético V a una distancia r del polo está dado por:

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r}$$

La componente del campo magnético en cualquier dirección está por lo tanto dada por la derivada parcial del potencial en la dirección dada.

El campo magnético en unidades SI es definido en términos del flujo de corriente eléctrica necesaria en una bobina para generar ese campo. Sus unidades son

voltios-segundos por metro cuadrado o Teslas (T), dado que el campo magnético de la Tierra es de apenas 5×10^{-5} , es más conveniente referirlo como nano tesla (nT) (Reeves, 2005).

Cuando un material es puesto dentro de un campo magnético este puede adquirir magnetización en la dirección del campo, para perderla una vez que el campo es removido, el fenómeno es conocido como magnetización inducida o polarización magnética, es resultado de la alineación de dipolos elementales. La intensidad de la magnetización inducida J , de un material es definido como:

$$J_i = \frac{M}{LA}$$

Donde M es el momento magnético de una muestra de longitud L y del área A de una sección transversa. J_i es por tanto expresada en $A \text{ m}^{-1}$.

La intensidad inducida de magnetización es proporcional a fuerza de la fuerza de magnetización H del campo inducido:

$$J_i = kH$$

Donde k es la susceptibilidad magnética del material. Como J_i y H son medidas en $A \text{ m}^{-1}$, la susceptibilidad no tiene dimensión en el sistema SI.

En el vacío la fuerza del campo magnético B y la fuerza de magnetización están relacionadas por $B = \mu_0 H$, donde μ_0 es la permeabilidad del vacío ($4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$). El aire y el agua tienen permeabilidades similares por lo que pueden representar al campo magnético de la Tierra mientras no sea perturbado por materiales magnéticos, cuando esto pasa, la magnetización resultante da paso a un campo magnético adicional en la región ocupada por el material, donde su fuerza es dada por $\mu_0 J_i$. Dentro del cuerpo el campo magnético total, o inducción magnética, B está dada por $B = \mu_0 H + \mu_0 J_i$.

Si sustituimos J_i , entonces $B = \mu_0 H + \mu_0 K h = (1+k) \mu_0 H = \mu_R \mu_0 H$, donde μ_R es una constante sin dimensiones conocida como la permeabilidad magnética relativa. La permeabilidad magnética μ es por tanto igual al producto de la permeabilidad relativa y la permeabilidad del vacío, y tiene las mismas dimensiones que μ_0 . Para el aire y el agua μ_R es cercana a 1. Por lo que se puede asociar que $B = H$.

4.1.1 Geomagnetismo

El campo magnético de origen interno actualmente es inferido por las mediciones hechas por satélites en las órbitas bajas cercanas a los polos. Análisis de los coeficientes de Gauss y de longitudes de onda de las características del campo no-dipolo indican que el campo principal es producido en el núcleo exterior fluido de la Tierra, donde el constituyente mayor es hierro líquido. El núcleo interior inferido por datos sísmicos y de choques de ondas está formado de puro hierro. Los parámetros importantes del núcleo para la generación del campo magnético son su temperatura, viscosidad y conductividad eléctrica. Son pues las corrientes eléctricas producidas en el núcleo conductor las que producen el campo magnético principal de la Tierra. La acción de movimiento para el campo principal de la Tierra es llamada el proceso dinamo, como analogía a la producción de energía eléctrica de un conductor que rota en un campo magnético.

El campo magnético de la Tierra es un vector, por lo que tiene magnitud y dirección. La magnitud, o intensidad F , del campo es medida en Tesla o nanoTesla (nT). El vector magnético puede ser expresado en componentes cartesianos paralelos a tres ángulos ortogonales cualquiera (figura 4.1). Los elementos geomagnéticos son asumidos como componentes paralelos al norte geográfico. También pueden ser expresados en coordenadas polares. La magnitud del vector es dada por la fuerzas del campo F ; su dirección es especificada por dos ángulos. La declinación D es el ángulo entre el meridiano magnético y el geográfico; la inclinación I es el ángulo al cual el vector se inclina bajo la horizontal.

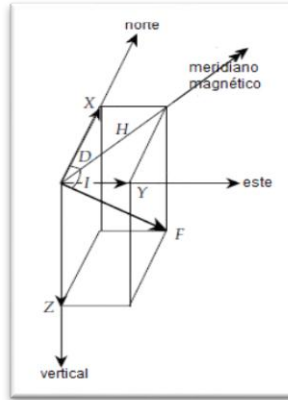


Figura 4.1, Definición de los elementos geomagnéticos. El campo geomagnético puede ser descrito por componentes cartesianas: el norte (x), este (y) y verticalmente hacia abajo (z), o por los ángulos de declinación (D) e inclinación (I) junto con el total de la intensidad del campo (F). Imagen tomada de Lowrie (2007).

El geomagnetismo de la Tierra como lo explica Lowrie (2007) es la combinación de dos campos, un campo geomagnético originado fuera de la Tierra y un campo geomagnético de origen interno. El campo magnético de la Tierra en el espacio ha sido medido por satélites y naves espaciales, es fuertemente afectado por el viento solar. El viento solar es plasma, su densidad dada la distancia de la Tierra del Sol es de 7 iones por cm^3 , y produce un campo magnético de cerca de 6 nT, con una velocidad de 450 km s^{-1} relativa a la Tierra. El viento solar interactúa con el campo magnético de la Tierra para formar una región llamada magnetosfera, cuando el viento solar choca con las capas superiores de la atmósfera se forma una ola de choque (bow-shock), dentro de esta región el viento solar se vuelve lento y se calienta, luego pasa por la magnetopausa, una región de turbulencia. Las partículas en movimiento cargadas del viento solar constituyen corrientes eléctricas que producen un campo magnético interplanetario que refuerza y comprime al campo geomagnético del lado que es de día y lo debilita y estira del lado de noche, dando como resultado una cola geomagnética.

Las partículas cargadas que penetran la magnetopausa son atrapadas por las líneas del campo geomagnético y forman los cinturones de radiación Van Allen (figura 4.2) que consisten en dos regiones en forma de rosquilla, la parte interior contiene mayormente protones, la parte exterior electrones energéticos. Dentro de

cada cinturón las partículas cargadas se mueven de forma helicoidal alrededor de las líneas del campo geomagnético. La pendiente del movimiento en espiral se vuelve más pequeña a medida que la partícula se encuentra más cercana a la Tierra y la intensidad del campo incrementa; eventualmente se vuelve cero y cambia de sentido.

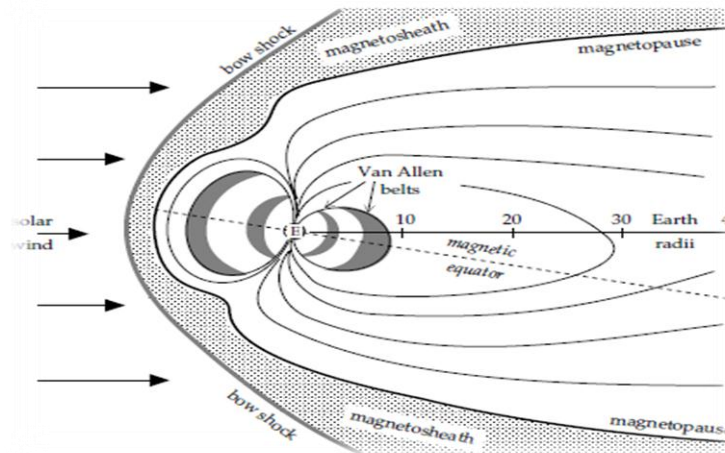


Figura 4.2, Esquema de una sección transversal de la magnetósfera, mostrando varias regiones de interacción del campo magnético de la Tierra con el viento solar. Solar wind (viento solar); bow-shock (listón de choque); magnetosheath; Van Allen belts (cinturones Van Allen); magnetic equator (ecuador magnético); magnetopause (magnetopausa); Earth radii (radio terrestre), imagen tomada de Lowrie (2007)

Las variaciones son descritas por Reeves (2005) y se resumen de manera sintética a continuación.

4.2 Variaciones del campo magnético

Las variaciones del campo magnético se dan desde segundos hasta millones de años y tienen un efecto profundo en cómo se llevan a cabo los estudios magnéticos, en la resta del el campo principal del campo medido para dejar la anomalía, y en la interpretación de las anomalías resultantes. Reeves (2005), describe las siguientes variaciones.

4.2.1 Variaciones diurnas

Las variaciones diurnas surgen de la rotación de la Tierra con respecto al Sol. El viento solar cargado de partículas, aún en condiciones normales, tiende a distorsionar las regiones más lejanas del campo magnético de la Tierra. La rotación

diaria de la Tierra dentro de esta referencia de distorsión solar produce corrientes ionosféricas en el lado de “día” del planeta y consecuentemente un ciclo diario de variación en F que usualmente tiene una amplitud de < 50 nT.

4.2.2 Micropulsaciones

Ocurren en una escala de tiempo mucho muy corta, comúnmente en un periodo tan corto como de algunos minutos. Mientras que sus amplitudes pueden ser de solo algunos nT, su efecto en registros magnéticos hechos en una aeronave o en una estación base en el suelo es significativo.

4.2.3 Tormentas magnéticas

Son tipificadas por periodos aislados de niveles mucho más altos de variación magnética, usualmente correlacionada con la actividad de las manchas solares. Violentas variaciones de varios cientos de nT pueden comenzar de manera repentina y continuar por periodos que excedan las 24 horas.

4.2.4 Variación Secular

La principal manifestación de variación secular globalmente es en cambios en talla y posición de un simple campo dipolar sobre años y décadas. Estas variaciones están documentadas con el paleomagnetismo.

4.2.5 Reversiones geomagnéticas

Evidencias de la dirección del campo magnético de la Tierra pueden ser encontradas en la magnetización remanente de rocas colectadas de pisos de lagos, flujos de lava y otras fuentes. Los fechamientos actuales muestran que el campo magnético entero de la Tierra ha revertido repetidamente su polaridad a intervalos irregulares de 10,000 años hasta varios millones de años.

4.3 Susceptibilidad magnética de las rocas

Dentro de un material magnetizable el campo B (definido en 4.1) tiene dos fuentes, una es el sistema externo de corrientes reales que produce el campo magnético H ; la otra es el conjunto de corrientes internas atómicas que causan los

momentos magnéticos atómicos en los que su alineación total es expresada como magnetización M . Generalmente en materiales magnéticos anisotrópicos B , M y H no son paralelos, pero como muchos materiales magnéticos no son fuertemente anisotrópicos y sus momentos magnético atómicos elementales se alinean con el campo magnetizado. En tal caso M y H son paralelos y proporcionales.

$$M = kH$$

El factor k es una propiedad física de los materiales, llamada susceptibilidad magnética. Es la medida de la facilidad con la que un material puede ser magnetizado. Dado que M y H tienen las mismas unidades ($A\ m^{-1}$).

El comportamiento magnético de un sólido depende de los momentos magnéticos de los átomos o iones que contiene, tales momentos son proporcionales al momento angular cuántico asociado con el movimiento de electrones en los orbitales respecto al núcleo y con el spin de los electrones en sus propios axis de rotación.

Tres clases principales de comportamiento magnético pueden ser distinguidas en base a la susceptibilidad magnética según describe Lowrie, (2007): diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo.

Diamagnetismo

Todos los materiales muestran una reacción diamagnética en un campo magnético, donde el plano de la órbita del electrón está obligado a precesar alrededor la dirección del campo., representando un componente adicional de rotación y momento angular. El sentido de rotación es opuesto al de la rotación del orbital respecto al núcleo. Resultando en una magnetización débil proporcional a la fuerza del campo inducido con una dirección opuesta a éste. La magnetización desaparece una vez que el campo magnético es removido. La susceptibilidad diamagnética es reversible, débil, negativa e independiente de la temperatura.

Paramagnetismo

Cuando uno o más spines de los electrones están sin par, el momento magnético total de un átomo o ion ya no es cero. El momento magnético resultante puede alinearse con un campo magnético. Las alineaciones tienden a ser caóticas y estar regidas por la energía térmica que favorecen orientaciones caóticas de los spins de los momentos magnéticos. La energía magnética es pequeña comparada con la energía térmica. Cuando se aplica un campo magnético, las alineaciones caóticas de los momentos magnéticos son desviadas hacia la dirección del campo. La magnetización inducida es proporcional a la fuerza del campo aplicado y paralela a su dirección. Una característica paramagnética importante es que k varía de manera inversa con la temperatura según la ley de Curie $k = C/T$, donde la constante C es característica del material.

Ferromagnetismo

En materiales metálicos como el hierro, níquel, cobalto etc., se dan intercambios de electrones entre vecinos a niveles cuánticos, que incluye una gran cantidad de energía, este intercambio produce un campo molecular muy fuerte dentro del metal, el cual alinea los momentos magnéticos atómicos exactamente paralelos y produce una magnetización espontánea (M_s). Los momentos magnéticos reaccionan al mismo tiempo a un campo magnético, dando paso a una clase de comportamiento fuertemente magnético conocido como ferromagnetismo.

En un campo fuerte la magnetización alcanza un valor de saturación (igual a M_s), en el cual los momentos magnéticos individuales están alineados con el campo aplicado. Si el campo magnético es reducido a cero, un material ferromagnético retiene parte de la magnetización inducida. La magnetización residual es llamada remanente o magnetización remanente isothermal. Cuando un material ferromagnético es calentado, su magnetización espontánea desaparece en la temperatura de Curie ferromagnética.

TIPO DE ROCA	SUSCEPTIBILIDAD X 10 ⁻³ (SI)	
	Rango	Promedio
SEDIMENTARIAS		
Dolomía	0 - 0.9	0.1
Caliza	0 - 3	0.3
Arenisca	0 - 20	0.4
Lutita	0.01 - 15	0.9
ÍGNEAS		
Granito	0 - 50	2.5
Riolita	0.2 - 35	-
Gabro	1 - 90	70
Basalto	0.2 - 175	70
Diorita	0.6 - 120	85
Peridotita	90 - 200	150
Andesita	-	160
METAMÓRFICAS		
Anfibolita	-	0.7
Gneiss	0.1 - 25	-
Cuarcita	-	4
Serpentina	3 - 17	-

Tabla 4.1, Valores promedios de susceptibilidades magnéticas en rocas. Tabla tomada y modificada de Burger (1992).

4.4 Anomalías magnéticas

Las anomalías magnéticas tienen origen en el contraste magnético (ΔM) entre rocas con diferentes propiedades magnéticas. Aunque, la forma de la anomalía no sólo depende de la forma y profundidad de la fuente sino que también en su orientación al perfil y al campo magnético inducido, el cual mismo varía en intensidad y dirección con su ubicación geográfica.

Todas las anomalías magnéticas causadas por rocas están superpuestas en el campo geomagnético de la Tierra, su descripción física como expone Kearey et al. (2002) nos permiten entender su forma y relación con la dirección del campo.

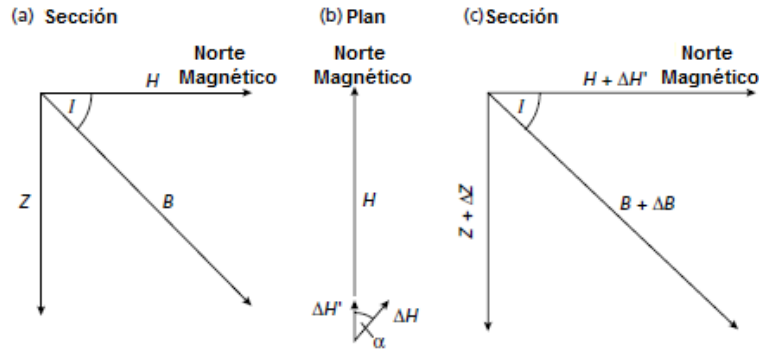


Figura 4.3, Representación vectorial del campo geomagnético con y sin una anomalía magnética superpuesta. Imagen tomada de Kearey et al. (2002).

Al describir el campo geomagnético normal por un diagrama de vector (figura 4.3 a) se puede ver la relación de los elementos geomagnéticos:

$$B^2 = H^2 + Z^2 \quad (4.4.1)$$

Si superponemos una anomalía en el campo terrestre esto causará un cambio ΔB en la fuerza del vector de campo total B . La anomalía producirá un componente vertical ΔZ , y un componente horizontal ΔH a un ángulo α a H (figura 4.3 b). Solamente aquella parte de ΔH en la dirección de H , llamado $\Delta H'$, contribuirá a la anomalía.

$$\Delta H' = \Delta H \cos \alpha \quad (4.4.2)$$

Usando un diagrama vectorial similar para incluir la anomalía magnética entonces (figura 4.3 c):

$$(B + \Delta B)^2 = (H + \Delta H')^2 + (Z + \Delta Z)^2 \quad (4.4.3)$$

Si la ecuación es expandida, la igualdad de la ecuación substituida y los términos insignificantes en Δ^2 ignorados, la ecuación se reduce a:

$$\Delta B = \Delta Z \frac{Z}{B} + \Delta H' \frac{H}{B} \quad (4.4.4)$$

Substituyendo en la ecuación (4.4.2) e incluyendo la descripción angular de los radios geomagnéticos elementales tenemos:

$$\Delta B = \Delta Z \sin I + \Delta H \cos I \cos \alpha \quad (4.4.5)$$

Donde I es la inclinación del campo geomagnético. Este acercamiento puede ser usado para calcular la anomalía magnética por un polo magnético aislado de fuerza m , definido como el efecto de este polo en una unidad de polo positiva en el punto de observación (figura 4.4).

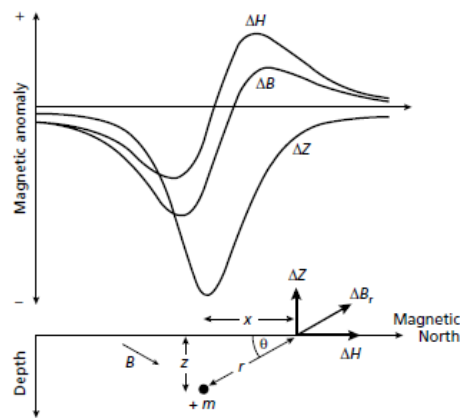


Figura 4.4, La horizontal (ΔH), vertical (ΔZ) y el campo total (ΔB), anomalías debidas a un polo positivo aislado. Magnetic anomaly: anomalía magnética; depth: profundidad; magnetic north: norte magnético. Imagen tomada de Kearey et al. (2002).

4.5 Instrumentación

Los instrumentos usados para medir los campos magnéticos son llamados magnetómetros. Fueron diseñados para medir cambios en la componente seleccionada del campo magnético, comúnmente del campo vertical.

Magnetómetro de Flux-gate

Usa aleaciones de níquel - hierro con muy alta susceptibilidad y muy baja magnetización remanente. Su sensor consiste de dos tiras paralelas de aleación especial, que están unidas en direcciones opuestas con bobinas primarias energizadas, cuando una corriente fluye en las bobinas primarias, las tiras paralelas son magnetizadas en direcciones opuestas. Una bobina secundaria adherida, con

relación a los pares primarios detecta el cambio en el flujo magnético de los núcleos, el cual es cero tan rápido como los núcleos se saturan.

El magnetómetro de *flux-gate* es un magnetómetro vectorial ya que mide la fuerza de le campo magnético en una dirección particular, por lo que necesita que el sensor esté orientado de manera precisa a lo largo de la componente del campo magnético que será medida. Este magnetómetro no produce valores absolutos de campo. El voltaje adquirido debe ser calibrado en términos de campo magnético. Su sensibilidad es de cerca de 1 nT.

Magnetómetro de Proton-Precession

Se basa en el hecho de que el núcleo del átomo de hidrogeno, un protón, tiene un momento magnético proporcional al momento angular de su spin, por lo que el momento angular es cuantizado, el momento magnético del protón solo puede tener valores específicos, que son múltiplos de una unidad fundamental llamada magnetón nuclear.

El sensor del instrumento consiste en un matraz conteniendo un líquido rico en protones, como el agua, alrededor del matraz está adherido un solenoide magnetizado y una bobina de detector. Cuando la corriente en el solenoide magnetizado se activa se produce un campo magnético de 10 mT. El campo magnético se alinea a los momentos magnéticos de los protones a lo largo del axis del selenoide, una vez que el campo magnético es interrumpido, los momentos magnéticos de los spin del protón reaccionan al aparamiento ejercido en ellos por el campo magnético de la Tierra alineándose a este. Es un magnetómetro de campo total y tiene una sensibilidad de 0.1 – 1 nT.

Magnetómetro de absorption-cell

Su principio se basa en el efecto Zeeman, donde el momento magnético asociado con el spin de un electrón que se encuentra en su nivel de energía más bajo (estado fundamental) puede ser paralelo o antiparalelo a un campo magnético externo, haciendo que el estado fundamental se divida en dos subniveles con

energías ligeramente diferentes. La diferencia de energía es proporcional a la fuerza del campo magnético.

Estos instrumentos utilizan el efecto Zeeman en elementos como el rubidio y el cesio, los cuales tienen un solo electrón de valencia en la capa más alejada. La luz polarizada del magnetómetro es irradiada a 45° de la dirección del campo magnético. En presencia del campo magnético de la Tierra los electrones se presenan en la dirección del campo. La sensibilidad es cercana a 0.01 nT.

4.6 Correcciones

Correcciones por Variaciones Diurnas

En el suelo el método más efectivo es usar una estación base con un magnetómetro que realice lecturas independientes del campo magnético a lo largo del día, para que las diferencias observadas en la estación base sean después distribuidas y comparadas con las medidas por los magnetómetros en movimiento.

En un levantamiento aeromagnético lo mejor es poner numerosos puntos de cruce. El análisis de las diferencias en las lecturas en cada cruce, los cuales representan el cambio del campo sobre una serie de periodos de tiempo diferentes, permitiendo que se puedan corregir los datos con un proceso de ajuste de red, sin la necesidad de un instrumento de base.

Correcciones geomagnéticas

Es una corrección por latitud en la que se remueve el efecto del campo geomagnético de referencia de los datos del levantamiento. El método más riguroso de corrección geomagnético es el uso del *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) que define el campo magnético teórico sin perturbaciones.

Un método usado para levantamientos en áreas relativamente pequeñas es el uso de una línea de tendencia (levantamiento terrestre) o un área de tendencia (aéreo) la cual es ajustada con las observaciones usando el criterio de mínimos cuadrados, para después substraerla de los datos medidos y así dejar las anomalías locales como residuales positivos y negativos.

Correcciones de elevación y terreno

Las correcciones por topografía son raramente aplicadas y suelen ser importantes solo en el levantamiento terrestre ya que dependen de las propiedades magnéticas y de las características topográficas del lugar. Las correcciones por elevación teniendo en cuenta que el gradiente vertical del campo es de solo 0.03 nTm^{-1} en los polos y de -0.015 nTm^{-1} en el ecuador no son necesarias.

4.7 Levantamiento aeromagnético

El propósito de los levantamientos magnéticos es identificar y describir regiones en la corteza terrestre que tienen magnetizaciones inusuales. Los levantamientos magnéticos consisten en (1) medir el campo magnético terrestre en determinados puntos (2) corregir las mediciones por cambios conocidos (3) comparar el valor resultante con el valor del IGRF, la diferencia entre ellos es la anomalía magnética.

Los magnetómetros usados en los levantamientos aeromagnéticos (figura 4.5) tienden a ser más sensibles (0.01 nT) que en los terrestres esto para compensar la pérdida en resolución por el incremento en la distancia entre el magnetómetro y la fuente anómala.

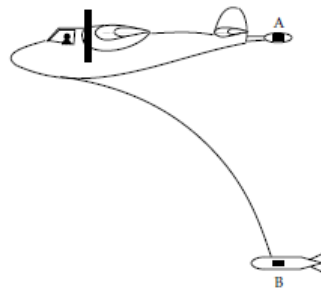


Figura 4.5, muestra las formas en que usualmente están montados los magnetómetros en el levantamiento aeromagnético. Imagen tomada de Lowrie (2007)

En un sobrevuelo, las mediciones que se van a tomar en el levantamiento usualmente están hechas de acuerdo a un patrón determinado. El levantamiento es usualmente volado a una elevación sobre el nivel del mar constante. El levantamiento se enfoca en la profundidad del basamento magnético por lo que en

áreas con una topografía menos accidentada o plana es posible viajar a altitudes menores para estar cerca de las fuentes magnéticas.

El método usual del levantamiento es volar la región a lo largo de líneas de vuelo paralelas, las cuales pueden estar espaciadas desde 100 m hasta algunos kilómetros dependiendo de la elevación de vuelo usada, la calidad y del detalle deseado. La orientación del vuelo tiende a seguir la dirección de los cuerpos que se sospechan o de características geológicas. Adicionalmente se vuelan líneas de control cuya separación es cerca de 5 – veces que la de las líneas principales de vuelo, que sirven para constatar la confiabilidad del levantamiento (figura 4.6).

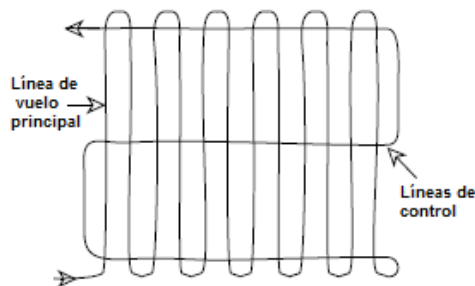


Figura 4.6, Los levantamientos aeromagnéticos incluyen las mediciones de líneas paralelas y de líneas ortogonales de control. Imagen tomada de Lowrie (2007).

4.8 Filtros utilizados para el análisis de datos aeromagnéticos

4.8.1 Reducción al polo

El proceso de reducción al polo (Baranov y Naudy, 1964), es usado para remover los efectos de distorsión causados por la variación de la inclinación y del azimut del vector de magnetización en la anomalía magnética. Este proceso convierte los datos del campo magnético a lo que debería haberse visto si la dirección de magnetización hubiera sido vertical. Este proceso mejora considerablemente la correlación de las características de la anomalía con los límites planos de los cuerpos geológicos.

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - I \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(Ia) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]}$$

Donde I = Inclinación magnética; D = declinación, I_a = inclinación para corrección de amplitud.

4.8.2 Continuación Ascendente

La función de continuación ascendente del campo magnético (Henderson et al. 1970) es reducir o acentuar los efectos de los cuerpos cercanos a la superficie. Al cambiar el nivel de observación de la respuesta disminuye, ya que la fuerza del campo magnético es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre la fuente y el nivel de observación, por lo tanto la señal magnética se suaviza (Telford et al., 1990). El método de continuación ascendente usada en este estudio es la técnica de Transformada de Fourier.

$$L(r) = e^{-hr}$$

Donde h = a la distancia en unidades de longitud de ascendencia relativa al plano de observación; y r = número de onda (radianes/unidad de longitud)

4.8.3 Primera derivada vertical y horizontal

La primera derivada vertical ($\Delta T' = \bar{\partial} \Delta T / \bar{\partial} z$) del campo total anómalo son de particular uso en incrementar la resolución de las estructuras cercanas a la superficie (figura 6.1) Pueden derivarse matemáticamente del mapa de campo magnético reducido.

Se define también como un gradiente vertical, donde la medición física del campo magnético se hace simultáneamente en dos puntos de la misma vertical pero a diferente altura.

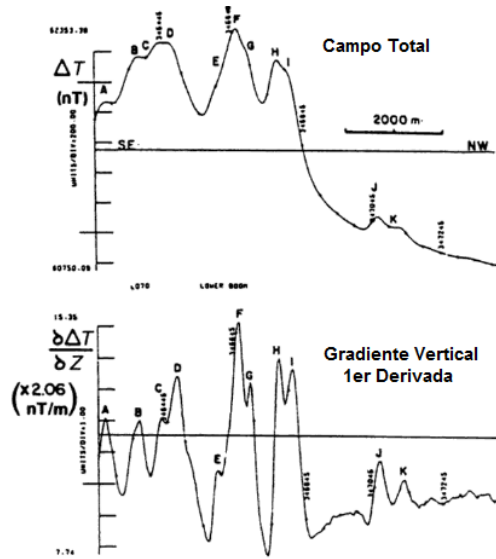


Figura 4.7, perfil aeromagnético que demuestra la resolución superior del gradiente vertical. Imagen tomada y modificada de Sharma, (1997).

La primera derivada horizontal (x) se rige bajo el mismo principio que la primera derivada vertical (x), pero solo definiendo los límites de los cuerpos en la horizontal.

4.8.4 Señal Analítica

Ha sido demostrado por Roest et al. (1992) que la señal analítica de un campo magnético anómalo puede ser efectivamente usada para mapear los bordes de cuerpos 3D y 2D. El valor absoluto de la señal analítica $|A(x,y)|$, de un campo magnético anómalo dado $F(x,y)$, puede ser calculado por sus primeras derivadas horizontal y vertical:

$$|A(x,y)| = \left[\left(\frac{\partial}{\partial x} F(x,y) \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} F(x,y) \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z} F(x,y) \right)^2 \right]^{1/2}$$

Una ventaja específica de usar la señal analítica es que su forma es independiente de la dirección de magnetización de la fuente (Sharma, 1997).

Capítulo 5. Método Gravimétrico

La exploración gravimétrica tiene su base en las variaciones del campo gravitacional de la Tierra provocadas por la diferencia de densidades entre las rocas subyacentes a la corteza.

5.1 Ley de la Gravitación Universal

La base del método de exploración gravimétrica es La Ley de Gravitación de Newton, que establece que la fuerza de atracción F entre dos masas m_1 y m_2 , es inversamente proporcional a la distancia r entre ellas, está dada por

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2}$$

Donde G es la constante Gravitacional ($6.67 \times 10^{-11} \text{m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$).

Considerando la atracción gravitacional de una Tierra esférica, no rotacional y homogénea, de masa M y radio R en una masa pequeña m en su superficie, la masa de la esfera actúa como si estuviera concentrada en el centro de la esfera y por sustitución en la ecuación anterior,

$$F = \frac{GM}{R^2} \quad m = mg$$

La fuerza está relacionada a la masa por una aceleración y el término $g = \frac{GM}{R^2}$ es conocido por la aceleración de la fuerza gravitacional o gravedad. El peso de la masa está dado por mg . En tal Tierra, la gravedad sería constante. Sin embargo la Tierra es un elipsoide, rotacional, con un relieve superficial y una distribución de masa interna irregulares, lo que causa que la gravedad varíe en la superficie.

El campo gravitacional es más útil definido en términos de potencial gravitacional U :

$$U = \frac{GM}{r}$$

Aunque la aceleración gravitacional g es un vector cuantitativo, el potencial gravitacional U es un escalar. La primera derivada de U en cualquier dirección resulta en el componente de gravedad en esa dirección. Las superficies equipotenciales pueden ser definidas en las cuales U es constante, por ejemplo la superficie al nivel del mar o el geoide.

La media del valor de gravedad sobre la superficie terrestre es 9.8 ms^{-2} . Las variaciones causadas en la gravedad son del orden $100 \mu\text{ms}^{-2}$, esta unidad es referida como unidad de gravedad (gu). En el sistema c.g.s. la unidad para gravedad en el miligal ($1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ cms}^{-2}$), equivalente a 10 gu.

5.2 Densidades de las rocas

Las anomalías gravimétricas son resultado de la diferencia en densidad entre un cuerpo rocoso y sus alrededores. Para un cuerpo de densidad ρ_1 encajonado en un material de ρ_2 , el contraste $\Delta\rho$ está dado por

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2$$

El signo del contraste de densidad determina el signo de la anomalía gravimétrica. Las rocas son de los parámetros geofísicos menos variables. La mayoría de las rocas tienen valores de entre 1.60 y 3.20 Mgm^{-3} (tabla 5.1). La densidad de una roca depende tanto de su porosidad como de su composición mineral. El conocimiento de la densidad es necesario para la corrección de terreno y de Bouguer y para interpretar las anomalías gravimétricas.

	<i>Mgm-3</i>
Aluvión (húmedo)	1.96 - 2.00
Arcilla	1.63 - 2.60
Lutita	2.06 - 2.66
Arenisca	
Cretácico	2.05 - 2.35
Triásico	2.25 - 2.30
Carbonífera	2.35 - 2.55
Caliza	2.60 - 2.80
Chalk	1.94 - 2.23
Dolomita	2.28 - 2.90
Halita	2.10 - 2.40
Granito	2.52 - 2.75
Granodiorita	2.67 - 2.79
Anortosita	2.61 - 2.75
Basalto	2.70 - 3.20
Gabro	2.85 - 3.12
Gneiss	2.61 - 2.99
Cuarzita	2.60 - 2.70
Amfibolita	2.79 - 3.14
Chromite	4.30 - 4.60
Pyrrholite	4.50 - 4.80
Magnetita	4.90 - 5.20
Pirita	4.90 - 5.20
Cassiterite	6.80 - 7.10
Galena	7.40 - 7.60

Tabla 5.1, rangos aproximados de densidad (Mgm^{-3}) de algunas rocas comunes y minerales. Tabla tomada de Kearey et al., (2002).

5.3 El geoide

La verdadera superficie de la Tierra es irregular. La forma de la Tierra y su gravedad están íntimamente relacionadas. La mejor aproximación matemática a la figura es la de un elipsoide oblato o esferoide.

Los análisis modernos en orbitas gravitacionales de satélites artificiales han sido usados para definir el mejor elipsoide oblato que se acerque a la forma de la Tierra, llamado Elipsoide Internacional de Referencia, el elipsoide basado en los mejores datos disponibles fue el GRS80, en el que el elipsoide de referencia tiene

un radio ecuatorial de 6378.137 km y un radio polar de 6,356.752 km. La causa del aplanamiento polar es el efecto deformante de la aceleración centrífuga.

El elipsoide internacional de referencia es una aproximación de la superficie de gravedad equipotencial, esta superficie es referida como el geoide, y refleja la verdadera distribución de masa dentro de la Tierra. El geoide concuerda con la superficie libre del océano, excluyendo los efectos temporales de mareas y vientos, sobre los continentes el geoide es afectado por las masas terrestres sobre el nivel del mar causando una atracción hacia arriba y no hacía el centro de la Tierra.

5.4 Medición de gravedad

El valor medio de gravedad en la superficie de la Tierra es de casi 9.80 ms^{-2} . Su rotación y aplanamiento causa que la gravedad sufra un incremento de 5,300 mGal del ecuador a los polos. Por lo tanto hay dos tipos de mediciones de gravedad, (1) corresponde a la determinación de la magnitud de gravedad absoluta en cualquier lugar, (2) consiste en la medición del cambio en gravedad de un lugar a otro.

5.4.1 Gravedad Absoluta

El método clásico es medir la gravedad con un péndulo, el cual consiste en una varilla de metal o cuarzo rígido, de casi 50 cm de largo al que se ata a una masa móvil. Cerca de cada extremo de la varilla se fija un pivote, que consiste en un filo de cuchillo de cuarzo descansando sobre un plano de cuarzo plano. El periodo del péndulo es medido por oscilaciones cercano a uno de los pivotes. El péndulo se invierte entonces y se determina su periodo alrededor del otro pivote. La posición de la masa móvil es ajustada hasta que los periodos alrededor de los dos pivotes sean iguales. La distancia L entre los pivotes es entonces medida con precisión. El periodo del instrumento está dado por

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{I}{mgh}} = 2\pi\sqrt{\frac{L}{g}}$$

Donde I es el momento de inercia del péndulo respecto al pivote, h es la distancia del centro de masa del pivote y m es la masa del péndulo.

Métodos modernos para determinar la aceleración de la gravedad están basados en las observaciones de objetos en caída. Para un objeto que cae de una posición inicial Z_0 con velocidad inicial u la ecuación de movimiento da su la posición Z en el tiempo t .

$$z = z_0 + ut + \frac{1}{2}gt^2$$

El valor absoluto de la gravedad es obtenido mediante el ajuste de un cuadrático al registro de la posición en función del tiempo.

5.4.2 Gravedad Relativa

Esta medición se hace con la ayuda de un gravímetro, los primeros cuales estuvieron basados en la Ley de Hooks. Una masa m suspendida de un resorte de longitud s_0 cause que se estire a una nueva longitud s . La extensión o cambio en la longitud del resorte es proporcional a la fuerza de restauración del resorte y por tanto al valor de la gravedad, de acuerdo a

$$F = mg = -k(s - s_0)$$

Donde k es la constante elástica del resorte. El gravímetro es calibrado en una ubicación conocida. Si la gravedad es diferente en otra ubicación, la extensión del resorte cambia, y por este cambio la gravedad puede ser calculada.

5.5 Correcciones

Antes de poder interpretar los valores de un levantamiento gravimétrico es necesario corregir por todas las variaciones del campo terrestre gravitacional que no son resultado de las diferencias de gravedad de las rocas subyacentes. Este

proceso es conocido como Reducción gravimétrica (La Fehr ,1999) y a continuación se describen:

5.5.1 Corrección por Deriva

Esta corrección se basa en repetidas lecturas en una estación base a tiempos guardados a través del día. Las lecturas son graficadas con respecto al tiempo (figura 5.1). La corrección por deriva en el tiempo t es d , el cual es sustraído del valor observado. Una vez hecha la corrección por deriva la diferencia en gravedad entre un punto de observación y la base, es encontrado por la multiplicación de la diferencia obtenida por el factor de calibración del gravímetro. Conociendo esta diferencia en gravedad, la gravedad absoluta en el punto de observación g_{obs} puede ser obtenida del valor conocido de gravedad medido en la base.

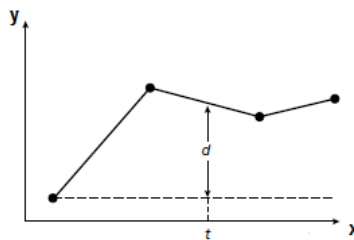


Figura 5.1, curva de la deriva de un gravímetro de varias lecturas en un punto fijo. La corrección de deriva es la resta de las lecturas tomadas por el gravímetro (y) en el tiempo (t,x), el resultado es d .

5.5.2 Corrección de Elevación

Esta corrección consta de tres partes: La corrección de aire libre, corrección de Bouguer y la corrección por terreno.

Corrección de Aire-Libre

Se encarga de corregir la disminución de la gravedad debido a la altura en aire libre que resulta por el incremento en la distancia al centro de la Tierra. Para reducir al datum una observación medida a altura (h).

$$CAL = (+/-) 3.086h$$

Corrección de Bouguer

Esta corrección remueve el efecto de la roca presente entre el punto de observación y el datum, aproximando la capa rocosa debajo del punto de observación a una placa horizontal infinita y homogénea con un grosor igual al de elevación z sobre el datum. Si ρ es la densidad de la roca, entonces.

$$CB = 2\pi G\rho h = 0.4191\rho h \text{ gu o (mGal/m)}$$

Corrección de Terreno

Está hecha para tomar en cuenta el relieve topográfico en las áreas vecinas a la estación gravimétrica. Esta corrección es siempre positiva. Su importancia deriva que corrige la asunción de una placa homogénea e infinita de la CB (conocida como zona A), ya que incluye material rocoso que ha sido excluida de la corrección de Bouguer. La cual ejerce una atracción hacia arriba en el punto de observación causando un decremento en la gravedad (zona B).

De manera clásica el método para la corrección de terreno (figura 5.2) es usando una grátícula circular llamada gráfico de Hammer, dividida en líneas concéntricas y radiales dentro de un gran número de compartimentos. La grátícula es puesta sobre un mapa topográfico con su centro en la estación gravimétrica y la media de la altura topográfica en cada compartimento es determinada. La altura de la estación gravimétrica es substraída de esos valores y el efecto gravitacional es determinado en una tabla de referencias construida con la fórmula para el efecto gravitacional de un sector en el axis de un cilindro vertical. La corrección de terreno es determinada sumando la contribución gravitacional de todos los compartimentos (Cogbill, 1990).

Zona	r_1	r_2	n	Zona	r_1	r_2	n
B	2.0	16.6	4	H	1529.4	2614.4	12
C	16.6	53.3	6	I	2614.4	4468.8	12
D	53.3	170.1	6	J	4468.8	6652.2	16
E	170.1	390.1	8	K	6652.2	9902.5	16
F	390.1	894.8	8	L	9902.5	14740.9	16
G	894.8	1529.4	12	M	14740.9	21943.3	16

$$T = 0.4191 \frac{\rho}{n} (r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2})$$

Figura 5.2 Correcciones de terreno. Donde T = es la corrección de terreno de compartimento (gu); ρ = densidad de la corrección de Bouguer (Mgm^{-3}); n = número de compartimentos en la zona; r_1 = el radio interno de la zona (m); r_2 = radio exterior de la zona (m); y z = módulos de diferencia de elevación entre el punto observado y la media de elevación de los compartimentos (m). Imagen tomada de Kearey et al. (2002).

5.5.3 Corrección por marea

Las medidas de gravedad en una locación fija pueden variar con el tiempo debido a las variaciones periódicas en los efectos gravitacionales causados por el Sol y la Luna. Estas variaciones tienen una amplitud máxima de unos 3 gu y periodo mínimo cercano a 12 horas. Las correcciones son automáticamente hechas por los gravímetros. Si se usa un gravímetro con un rango menor de deriva, es necesario entonces hacer mediciones base para mareas, son normalmente hechas al inicio y al final del día para que la variación por marea allá pasado por un ciclo completo.

5.5.4 Anomalía de Aire-Libre y Bouguer

Las correcciones descritas previamente compensan que la medida hecha no es en el elipsoide. La discrepancia entre la gravedad medida, corregida y la gravedad teórica es llamada anomalía gravimétrica.

La anomalía de Aire libre (AAL), es descrita utilizando solo los valores de la g_{obs} = gravedad observada; g_{teo} = gravedad teórica; y la CAL = corrección aire – libre.

$$\text{AAL} = g_{\text{obs}} - g_{\text{teo}} + \text{CAL}$$

La anomalía de Bouger (AB), es la base para la interpretación de datos gravimétricos y su cálculo se hace con:

$$AB = g_{obs} - g_{teo} + CAL + CT$$

Siendo g_{obs} = la gravedad observada; g_{teo} = la gravedad teórica; CAL = La corrección aire – libre; CT = corrección de Terreno.

La anomalía de Bouguer Completa es la suma de la anomalía de Bouguer y la corrección de terreno:

$$BC = AB + CT$$

Capítulo 6. Análisis de datos geológicos - geofísicos

El estudio de la CSO se llevó a cabo a través de métodos de identificación de geofomas volcánicas para el área superficial y de métodos geofísicos de potencial (magnetismo y gravimetría) para la superficie y el subsuelo, los métodos geofísicos fueron analizados tanto con datos de instituciones como con un levantamiento de 104 estaciones gravimétricas dentro de la cuenca hecho por una brigada.

6.1 Edificios volcánicos

Para el análisis geomorfológico de los edificios volcánicos de la zona se utilizó un modelo digital de elevación (DEM) del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) con una resolución de 30 metros, así como información de tipo *shapefile* sobre geología, cuerpos y corrientes de agua con una resolución 1:1,000,000 con proyección Cónica conforme de Lambert, que fue re proyectada al sistema WGS 84.

Se utilizó además la carta geológica del Servicio Geológico Mexicano (SGM) Veracruz E14-3 con escala 1:250,000 y la carta Orizaba E14-6 con escala 1:250,000.

El sistema de información geográfica (SIG) utilizado para realizar el procesamiento de los datos espaciales arriba descritos fue QGIS 2.14.0 – Essen debido a su facilidad de uso y por ser un software libre. Google Earth fue de importante ayuda para la visualización de los edificios volcánicos analizados.

La importancia de la identificación de los edificios volcánicos se debe a que da una idea del ambiente geológico, tectónico e hidrológico en el interior de la cuenca, además se pueden tomar como indicadores de las direcciones del campo de esfuerzos, ya que se forman en las zonas con mayor debilidad.

6.1.1 Identificación y clasificación de edificios volcánicos

El primer paso del análisis geomorfológico fue identificar el tipo de edificio volcánico monogenético presente en nuestra zona de estudio con la ayuda del modelo de elevación digital y de los modelos geomorfológicos descritos por Kereszturi y Németh, (2012), Rossi, (1996) y Killburn, (2003) que describen las características morfológicas y geológicas principales de cada edificio.

Fueron clasificados como conos monogenéticos (escoria, lava), conos monogenéticos erosionados, anillos de toba, maars, flujos de lava, domos y volcanes escudo. Es importante mencionar que “conos monogenéticos” es una clasificación general ya que en el modelo de elevación digital es difícil distinguir entre escoria y lava para esta geoforma. Algunos edificios han sido estudiados anteriormente y se han usado las clasificaciones propuestas por los investigadores, más información sobre estos edificios en los capítulos 1, 2 y 3.

Para identificar y clasificar de una manera más rápida y confiable estos edificios se creó un mapa de sombras (*hillshade*) sobre el DEM, además que manualmente se buscó en *Google Earth* cada uno de estos para constatar su forma y materiales.

Se creó un mapa sobre el *hillshade* con la ubicación de los edificios volcánicos (longitud, latitud), el tipo de geoforma, cuerpos y corrientes de agua (la importancia del agua ha sido descrita en el capítulo de hidrovulcanismo). Se elaboró otro mapa más con la información anterior además de la geología de la zona (los colores del mapa geológico usados son los sugeridos por el U.S Geological Survey <http://pubs.usgs.gov/tm/2005/11B01/pdf/plate.pdf>).

6.1.2 Mapeo de *vents* volcánicos

La importancia de la ubicación y forma de un *vent* ha sido descrita en el Capítulo 3. La metodología usada para su mapeo ha sido derivada de estudios en campos volcánicos basálticos como Laki en Islandia, Cráter Lunar en Nevada entre otros, por Paulsen y Wilson, 2008.

Una vez que fueron identificados los edificios volcánicos se mapearon sus vents con ayuda de un *shapefile* en nuestro mapa de sombras, para esto también fue necesario el uso de Google Earth, algunos vents debido a la resolución y sombreado fueron difíciles de identificar por lo que fueron mapeados en Google Earth y después importados al mapa. Algunos edificios son geomorfologicamente identificables pero debido a procesos erosivos, antropogénicos (explotación como bancos de materiales, construcción habitacional y de vías de comunicación) y de acumulación de sedimentos en la cuenca (parcialmente cubiertos) así como por presentar cubierta vegetal hace imposible la identificación de su vent, estos edificios solo fueron registrados pero no mapeados.

6.1.3 Lineamientos

Vents volcánicos

Paulsen y Wilson, 2008 y las figuras 3.1y 3.2 del Capítulo 3.1.2 son ilustrativas de la secuencia que se sigue para el análisis del campo volcánico de la cuenca Serdán – Oriental. Una vez mapeados los vents se buscó medir su dirección de deformación (vents elongados), identificando y marcando los axis de mayor y menor longitud respectivamente. En los estudios de Paulsen y Wilson, 2008 los vents son fisurales y siguen lineamientos casi verticales. Nuestro campo volcánico aunque presenta actividad fisural se ve influenciado por la presencia de volcanes poligenéticos y de un relleno de aluvión y toba que los cubre, lo que requiere de la ayuda de métodos geofísicos para definir los lineamientos de los vents.

Rocas sedimentarias

Se marcaron los lineamientos en las rocas sedimentarias que afloran en la cuenca Serdán – Oriental con el fin de compararlos con los volcánicos, se identificaron las formaciones sedimentarias sobreponiendo el mapa geológico de INEGI en el DEM, y después se fueron marcando los lineamientos visibles, se agregaron además las fallas registradas por INEGI.

Rosetas

Se hizo un análisis de la dirección de deformación (elongación) de cada uno de los *vents* para compararlos con los lineamientos obtenidos con los métodos magnético y gravimétrico. También se analizaron las direcciones de los lineamientos de las rocas sedimentarias que afloran en la cuenca. Se usó el *software* libre Rozeta.

6.1.4 Perfiles geológicos - volcánicos

Para la realización del modelo geológico se tomaron en cuenta 2 perfiles que incluyen información morfológica de los edificios que cruzan, se eligió una zona que mostrara la gama de vulcanismo del campo volcánico. Incluye conos monogenéticos, domos, maars, flujos de lava y un volcán escudo.

En la tabla 7.1 se recopilieron datos de ubicación, elevación, área y longitudes de los axis de los *vents*.

Con la finalidad de encontrar una relación entre los edificios volcánicos con los intrusivos que pudieron haberlos formado y de encontrar una relación entre los edificios volcánicos con las estructuras a profundidad de la cuenca se utilizaron dos métodos potenciales definidos en el Capítulo 4 y 5.

6.2 Método Magnetométrico

Para el estudio de magnetometría se usaron datos del campo magnético residual de la carta aeromagnética Veracruz E14-3 escala 1:250 000 en formato ASCII (tabla 6.1).

Campo Magnético	
Año de vuelo	2004
Altura	1.87 Km
Intensidad	41897 nT
Inclinación	48°09'
Declinación	05°23'

Características de equipo	
Avión	Islander BN2-B21
Magnetómetro	Scintrex CS-3, Bombeo ópticos del vapor de cesio
Sensibilidad	0.001 nT
Magnetómetro estación base	GEM-SYSTEMS GSM-19, OVERHAUSER
Sensibilidad	0.01 nT
Radar altímetro	Terra TRA3000
Sistema de navegación	GPS ASTECH+GLONAS
Parámetros de vuelo	
Rumbo de líneas de vuelo	Norte -Sur
Distancia entre líneas de vuelo	1 Km
Distancia entre líneas de control	10 Km
Altura de vuelo sobre el nivel del terreno	300 m
Navegación	Electrónica (GPS)
Proyección	Universal de Mercator
Cuadrícula	UTM cada 25 Km
Esferoide	Clarke 1866
Datum	NAD 27
Intervalo entre curva	40 nT
Procesos realizados	
Compilación digital	
Corrección	Por movimiento del avión (compensación magnética) Por Variación Diurna
Sustracción del campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF 2000)	
Nivelación usando líneas de control	
Micronivelación	

Tabla 6.1, información técnica de la carta aeromagnética Veracruz E14-3.

6.2.1 Procesamiento de datos

El procesamiento de la información aeromagnética fue llevada a cabo en el software Oasis Montaj de Geosoft™ en el cual se inició creando un “grid”, interpolado con el método de Mínima Curvatura de Briggs (1974).

Se aplicaron una serie de algoritmos matemáticos (filtros) con la intención de definir los cuerpos de interés resaltados por las anomalías magnéticas, tales filtros fueron aplicados de manera separada o conjunta según fue necesario.

Reducción al polo

Al campo magnético residual se le aplicó un filtro de reducción al polo que ubica a la zona de estudio en el norte magnético donde la inclinación es 90° y la declinación es 0° , lo que permitió posicionar las anomalías magnéticas sobre las posibles fuentes.

Continuación ascendente

Sobre este filtro se hicieron unas series de continuaciones ascendentes a diferentes alturas para acentuar los efectos de cuerpos cercanos a la superficie y también para quitar el “ruido”. Estas continuaciones fueron aplicadas en conjunto con otros filtros. Además de que se usaron para definir los dominios aeromagnéticos.

Primera Derivada Vertical y Horizontal

Los filtros de las derivadas están basados en la técnica de dominio de la transformada de Fourier, fueron hechas sobre el mapa del campo magnético residual reducido al polo con una continuación ascendente de 500 m debido a la presencia de ruido en los grids, las continuaciones suavizaron las señales magnéticas. En el mapa de la primera derivada vertical (z) se marcaron los lineamientos aeromagnéticos con base en la geología.

El mapa de la primera derivada horizontal (x) fue usado para delimitar los dominios aeromagnéticos, ya que permitió distinguir los bordes de las anomalías.

Señal Analítica

Por último se usó el filtro de la señal analítica para tener información de los cuerpos en 2D y poder visualizar su forma y profundidad, este filtro necesitó de una continuación ascendente de 1000 m, debido a las ondas de alta frecuencia en el

grid que no permitía una clara visualización de los cuerpos. Tal información permitió que se identificaran los dominios aeromagnéticos (DAM), junto con la primera derivada horizontal y la geología.

6.2.2 Dominios aeromagnéticos

Los dominios aeromagnéticos (DAM) son zonas, cuerpos, materiales etc, que comparten las mismas propiedades magnéticas y que pueden ser agrupados. Para su definición se utilizó el mapa de campo magnético residual reducido al polo con una continuación ascendente de 1000 m, los datos del mapa de la señal analítica y la geología de la zona.

6.3 Método Gravimétrico

El estudio gravimétrico de la CSO fue dividido en gravedad terrestre (sobre un área pequeña de interés) y en gravedad satelital, que abarca un área regional.

6.3.1 Gravedad Terrestre

Las mediciones de gravedad terrestre fueron llevadas a cabo en los alrededores de los domos Las Derrumbadas y de varios cráteres de explosión, Atexcac, La Preciosa y Alchichica (Foto 6.1).

Adquisición de datos

Se realizó un levantamiento de 5 días de duración en las que fueron hechas un total de 104 mediciones gravimétricas, con un promedio de 3.5 Km entre cada medición, cada punto además fue georeferenciado y tomada su altura. Para las correcciones diurnas se tomó la base Perote en la que se tomaba una medición en la mañana cada día antes de iniciar la medición y otra en la noche al terminar la jornada. Para la corrección de deriva instrumental se utilizó una base de gravedad absoluta fijada por INEGI cercana al centro de IPICyT, la cual fue medida el día de salida a Puebla y el día de regreso.

Equipo utilizado

Se utilizó el gravímetro Scintrex Autograv CG-5 relativo del tipo lineal con una resolución de $1 \mu\text{Gal}$ y un rango operacional de 8000 mGal . Mide a una frecuencia de 6 Hz . Puede utilizarse en modo levantamiento para la adquisición de mediciones discretas y en modo cíclico para el registro continuo de datos. El elemento sensor se basa en un sistema elástico de cuarzo fundido. Las coordenadas fueron tomadas con un GPS Garmin Rino-520.



Foto 6.1, Parte del levantamiento gravimétrico, dentro del cráter del maar Alchichica.

Corrección de datos

El gravímetro hizo de manera automática la corrección por deriva instrumental y la corrección por mareas. Después se hicieron las correcciones explicadas en el capítulo 5 de gravedad para obtener las anomalías de aire libre, la isostática y la de Bouguer.

Procesado de datos

Para calcular la anomalía de Bouguer completa se utilizó una densidad de 2.7 g/cm^3 , y para obtener la anomalía de Bouguer residual se aplicó a esta anomalía un polinomial de 2do grado, todas las interpolaciones para realizar los mapas se

hicieron usando el método de mínima curvatura de Briggs, (1974), en el Software Oasis Montaj de Geosoft™.

6.3.2 Gravedad Satelital

La gravedad satelital abarca toda la cuenca Serdán-oriental y los estratovolcanes que la circundan.

Adquisición de datos

Los datos de gravedad satelital fueron obtenidos a través de “Bureau Gravimétrique Internacional (BGI)/ International Association of Geodesy”. Los datos incluyeron plots de la anomalía de Bouguer completa, anomalía de aire libre, anomalía isostática y topografía.

Las características de los datos para cada plot incluyen un grid con resolución 1' x 1' de acuerdo con el proyecto WGM2012, la cobertura de un área de extensión: Lat 18.7 – 19.95 °N; Long 97.0 – 98.15 °W, un sistema de referencias geodésicas (GRS80). Además incluye los valores de las densidades usadas para el cálculo de las anomalías: Densidad de la corteza 2670 kg/m³, densidad del manto 3270 kg/m³ y densidad de agua en 1000 kg/m³.

Procesado de datos:

Anomalía de Bouguer Completa y Residual

A la anomalía de Bouguer completa (BC) se le aplicó un polinomio de 2do grado para obtener la anomalía de Bouguer Residual (BR), tanto a BC como a BR se les hizo una interpolación por el método de Mínima Curvatura para obtener un grid por medio del software Oasis Montaj de Geosoft™.

Primera derivada en vertical (z)

Al mapa de Bouguer residual se le aplicó el filtro de la primera derivada en Z, con la finalidad de definir estructuras superficiales y marcar los lineamientos gravimétricos que después fueron medidos y presentados en una roseta. Fue

necesario hacerle una continuación ascendente de 500 m para suavizar la señal magnética.

6.3.3 Dominios gravimétricos

Para marcar los dominios gravimétricos se utilizó información geológica de la zona, así como el uso del filtro de primera derivada horizontal (x) y el de señal analítica para marcar los límites en las estructuras y poder agruparlos según las propiedades que comparten. Se usó también información topográfica.

6.4 Modelado de datos

La modelación se llevó a cabo utilizando la herramienta GM-SYS del software Oasis Montaj de Geosoft^{MT}, la cual permitió generar dos modelos geológicos 2D calculando la respuesta de gravedad. Se modelaron dos perfiles para los cuales se utilizaron dos gris, el grid de la anomalía de Bouguer residual y la topografía. Se optó por ajustar las anomalías de gravedad ya que su geometría era más discreta. Se utilizaron valores de densidad para rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas.

Capítulo 7. Resultados

7.1 Geoformas

7.1.1 Identificación y clasificación de Edificios Volcánicos

Se identificaron 125 edificios volcánicos monogenéticos dentro de la cuenca Serdán – Oriental, entre ellos 75 conos monogenéticos algunos erosionados parcialmente pero con un *vent* visible, 12 conos monogenéticos erosionados donde no se distingue el *vent*, 10 edificios tipo maar, 5 domos riolíticos, 20 lavas fisurales que fueron identificadas a partir de la bibliografía, 2 rims (estos son formas anilladas que parecen edificios erosionados o cubiertos por los sedimentos de la cuenca) y 1 volcán escudo. Las geoformas más fáciles de identificar por medio de DEM y el uso de GIS fueron los maars y los domos, esto debido a su peculiar forma y a su gran tamaño. Las más difíciles corresponden a las lavas, algunos episodios aislados fueron registrados en el DEM, los demás fueron ubicados a partir de la bibliografía de la zona.

Se describen según su morfología como:

Conos Monogenéticos

En su mayoría conos de escoria de composición basáltica – andesítica con actividad de tipo estromboliana, los flujos de lava asociados son de tipo aa es decir muestran una superficie cubierta por una mezcla de fragmentos irregulares, tales flujos son visibles en los conos cercanos a la base de Pico de Orizaba.

Cráteres de explosión

Fueron identificados como anillos de toba, donde solo cantidades pequeñas de la pared rocosa participaron en las explosiones, y como maars tipo diatrema formados en explosiones de alta energía que produjeron depósitos piroclásticos.

Domos

Se clasificaron como domos de tipo peleen o espinas, circulares en vista en planta, tienen superficies superiores relativamente suaves, coronadas por altas

espinas verticales, presenta características de un sistema químico abierto, un magma rico en volátiles pero con ascenso controlado por fracturas pequeñas lo que permitió mantuvieran su apariencia masiva.

El mapa Edificios Volcánicos de la figura 7.1, muestra el tipo de edificio volcánico y su distribución espacial dentro de la cuenca, estos aparecen más bien agrupados que aislados y se pueden observar algunas tendencias.

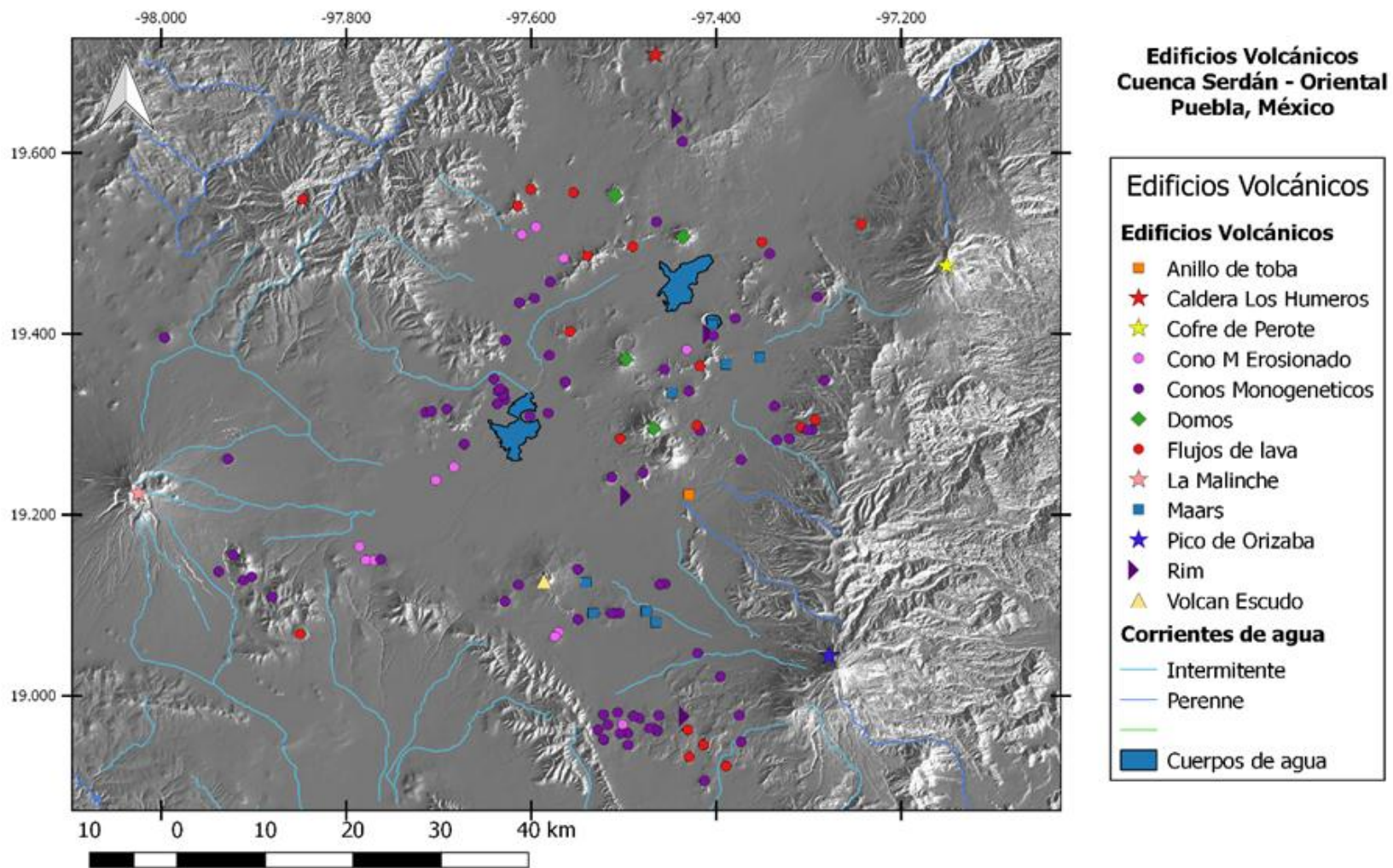


Figura 7.1, en el mapa de Edificios Volcánicos se muestra la distribución espacial de los volcanes tanto monogenéticos como poligenéticos en la CSO.

Maars

Como se ha expuesto en capítulos anteriores, los volcanes tipo maar son resultado del encuentro del magma ascendente con agua subterránea o superficial, en un lugar bien drenado y con abundante agua, como la Cuenca Serdán – Oriental, si el magma se encuentra con agua superficial la interacción es menor y se forman anillos de toba, mientras que si se entra en contacto con agua subterránea la interacción provoca una explosión que corta el basamento, provocando subsidencia de las paredes y formando un cráter profundo y una diatrema.

En la cuenca Serdán – Oriental los maars parecen estar agrupados en dos partes, una al norte (figuras 7.2 y 7.4) de la cuenca donde cinco maars están formando alineaciones con dirección WSW – ENE (tomando en cuenta el anillo de toba del complejo Cerro Pinto) y una al sur formada por cuatro maars con una dirección preferencial WNW –ESE, el anillo de toba Tepexitl al centro de la cuenca une a los dos grupos. El primer grupo tiene lagos cratéricos de gran profundidad dejando expuesto el acuífero subterráneo de la cuenca. Tales maars son de norte a sur, Alchichica, Quechulac, La Preciosa (un cráter trilobular) y Atexcac, el anillo de toba de Cerro Pinto está seco, del Cuaternario tardío se les atribuye una edad de entre 35,000 y 30,000 años.

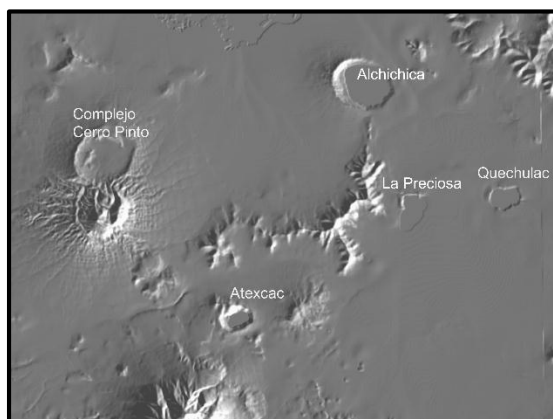


Figura 7.2, maars al norte de la CSO, Complejo Cerro Pinto (anillo de toba al norte y domo al sur), Alchichica, La Preciosa, Quechulac y Atexcac.

El segundo grupo formado por cuatro maars, Tecuitlapa, Aljojuca, San Juan Atenco y un Axalapazco, dos de ellos son cráteres secos y los otros dos tienen

pequeños lagos de temporada, se les atribuye una edad según Negendank et al. 1985, de alrededor de 20,000 a 30,000 BP años a los maars húmedos con al menos una profundidad de 50 m, mientras que a los secos una edad de alrededor de 50,000 a 40,000, la formación de este segundo grupo y al igual que Tepexitl se asocia a la Toba café, material volcánico eruptado por Los Húmeros, que se fluidizó y se mezcló con el magma en ascenso produciendo explosiones freatomagmáticas. La distribución de los maars da información sobre el acuífero de la zona, ya que aunque había disponibilidad de agua, parece haber estado limitada a la parte NE que es donde se encuentran los cráteres más profundos (figura 7.3).

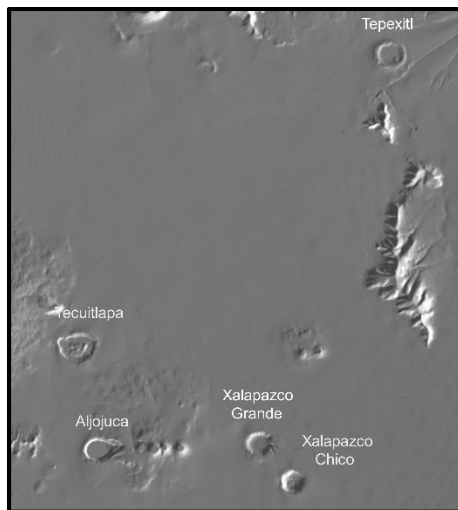


Figura 7.3, maars al sur de la CSO, anillo de toba Tepexitl que une a los dos grupos, maars Tecuitlapa, Aljojuca, Xalapazco Grande y Xalapazco Chico.

La composición de los maars es variada, desde magmas basálticos poco diferenciados a magmas riolíticos y dacíticos. El complejo de domos - anillos de toba Cerro Pinto muestra que a través del tiempo ha variado en estilo de actividad alternando entre anillos de toba y la formación de una serie de domos, de misma composición riolítica, así pues se les atribuye la misma fuente. Algunos maars como Tepexitl de composición riolítica y Tecuitlapa de composición basáltica, presentan dentro de sus cráteres una serie de conos cineríticos alineados y/o de pequeños anillos de toba. El maar de mayor dimensión (medido con el DEM) es Quechulac con un diámetro N-S de 1.8 km y E-W de 2.27 km, el promedio entre los maars es de 1.2 km N-S y 0.90 km E-W.

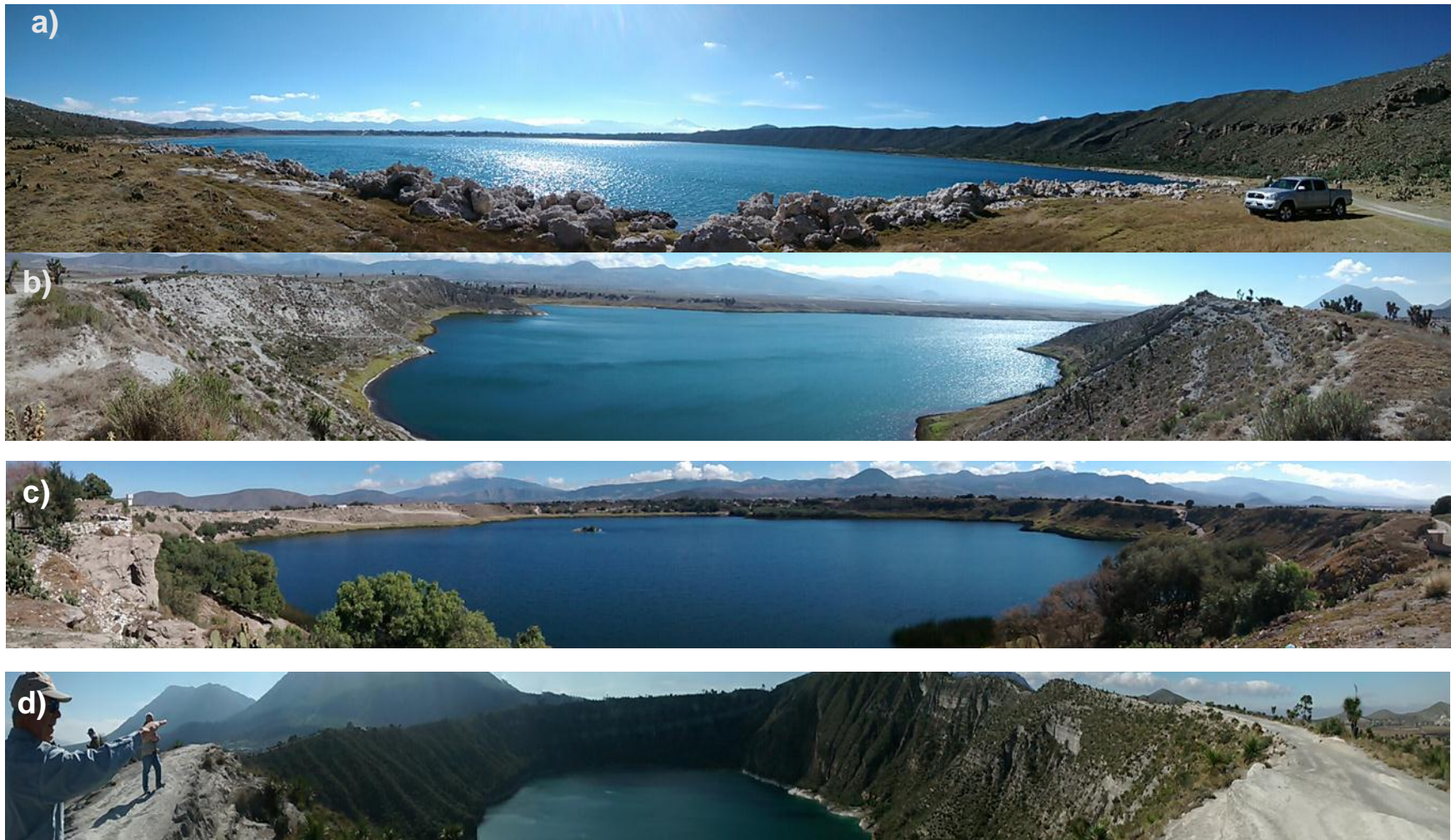


Figura 7.4, Maar con cráteres profundos que dejan al descubierto el acuífero subterráneo de la cuenca, a) Maar Alchichica, b) Maar trilobular La Preciosa, c) Maar Quechulac d) Maar Atexcac.

Domos

Los domos presentes en la cuenca Serdán – Oriental son 5, de norte a sur son Las Águilas, Cerro Pizarro, Cerro Pinto y los domos gemelos de Las Derrumbadas (figura 7.5). Distribuidos a lo largo de la parte norte y central de cuenca, con una dirección casi N – S. Son domos riolíticos con alto contenido en sílice con volúmenes entre 1 y 5 m³. Ferriz y Mahood (1986) concluyeron a través de estudios geoquímicos (ver capítulo 1) que aunque cercanos entre ellos tienen orígenes radicalmente distintos. Schminck, (2004), nos dice que los domos de lava se producen en escenarios de zona de subducción y con una composición andesítica a dacítica, lo que se confirma en estos casos.

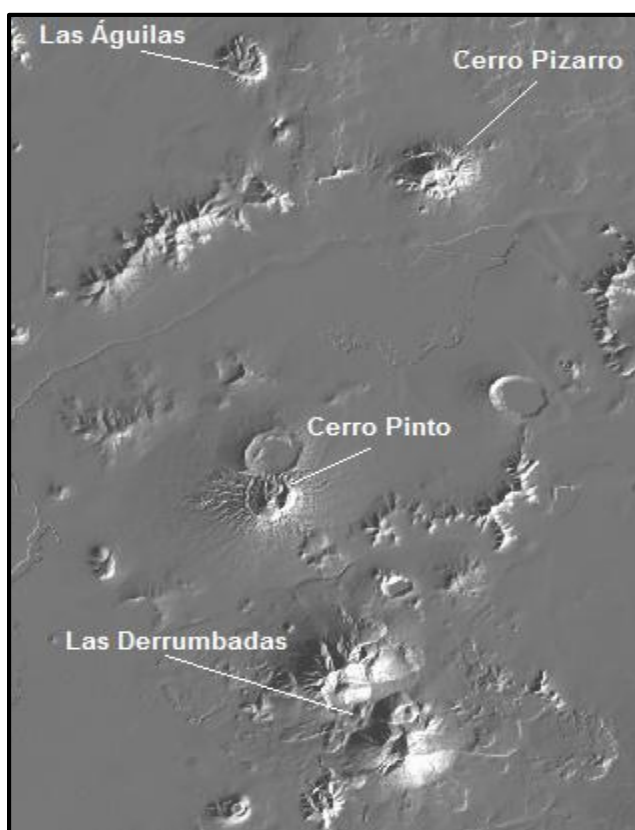


Figura 7.5, Distribución de los domos y su edificio, aunque riolíticos todos, la diferencia en su estilo eruptivo y en su morfología es evidente. Imagen del DEM

Las Águilas es el domo más al norte y el más pequeño de todos, muy cercano a Los Humeros pero se ha descartado su relación cogenética. El cerro Pizarro es un domo con un volumen de alrededor de 1 km³, con una edad de alrededor de 200

ka., según fechamientos de Carrasco-Nuñez y Riggs (2008) y con una altura de alrededor de 2,900 msnm. Le continúa el Cerro Pinto, un complejo de 4 domos y 4 anillos de toba (con la resolución del DEM fue difícil ubicar los 4 anillos de toba, solo se ubicó el mayor y fue agrupado junto con los domos) en el volumen conjunto de los 4 domos es de alrededor de 0.5 km³, y su altura máxima (en su punta más alta) es de 3,000 msnm, se formó a la par que Las Derrumbadas. Por último en el centro de la cuenca se erigen los domos gemelos de Las Derrumbadas, del Holoceno, con una edad menor que 40,000 años datada por Siebe y Verma (1980), como se ven en el DEM (figura 7.5) y en la figura 7.6, son edificios masivos y que contrastan con la cuenca con una altura superior a los 3,000 msnm. Aunque los domos son descritos como monogénéticos actualmente hay evidencias que sugieren un vulcanismo más complejo, como en el caso de Cerro Pinto que reanudaba su actividad después de varios miles de años de permanecer inactivo



Figura 7.6, Vista desde Los Humeros (N-S) a la derecha el domo Cerro Pizarro, a la mitad los domos de Las Derrumbadas y al fondo a la izquierda el estratovolcán Pico de Orizaba.
Flujos de Lava

Marcar el inicio o *vent* de un flujo de lava en el DEM o con imágenes de Google Earth fue infructuoso, aunque morfológicamente sean identificables y algunos flujos se puedan asociar a volcanes. Por esta razón fue necesario tomar los datos directo de la bibliografía y compaginarlos. Las lavas al norte de la cuenca no se marcaron porque son producto de la caldera de Los Humeros. Las lavas masivas al NW de la cuenca fueron eruptadas por el volcán compuesto Cerro Grande del

Mioceno, con una edad de entre 11 y 7 Ma. Los flujos de lavas del centro de la cuenca son más bien pequeños y asociados tanto a fisuras como a conos de lava, y varían entre lavas tipo “aa” y de bloques. En el SE de la cuenca cercano a la base de Pico de Orizaba hay una serie importante de lavas fisurales, las cuales presentan frentes lobulares que podrían clasificarse del tipo “aa”, “pahoehoe” o una mezcla de ambas, éstas lavas forman mesas. El volcán Cerro El Brujo tiene los flancos formados por flujos de lava, con una mayor amplitud hacia el norte y este del edificio.

Conos monogenéticos

Los conos monogenéticos se encuentran distribuidos a lo largo y ancho de la cuenca, rodeando a domos, maars, y flujos de lava, tienden a seguir grietas, fallas y/o fisuras como se puede ver en las figuras 7.7 y 7.8, por eso su gran número y cercanía a los flujos de lava. Se identificaron 87 conos monogenéticos con el DEM e imágenes de Google Earth, 12 de estos conos están erosionado sobre todo los cercanos a los cuerpos de agua. Los hay de varios tamaños, en su mayoría son conos de escoria típicos, pero los más grandes y localizados sobre todo al sur de la cuenca tienen derrames de lava por sus flancos. Se les ve uno tras otro formando secuencias y alternando los tamaños.

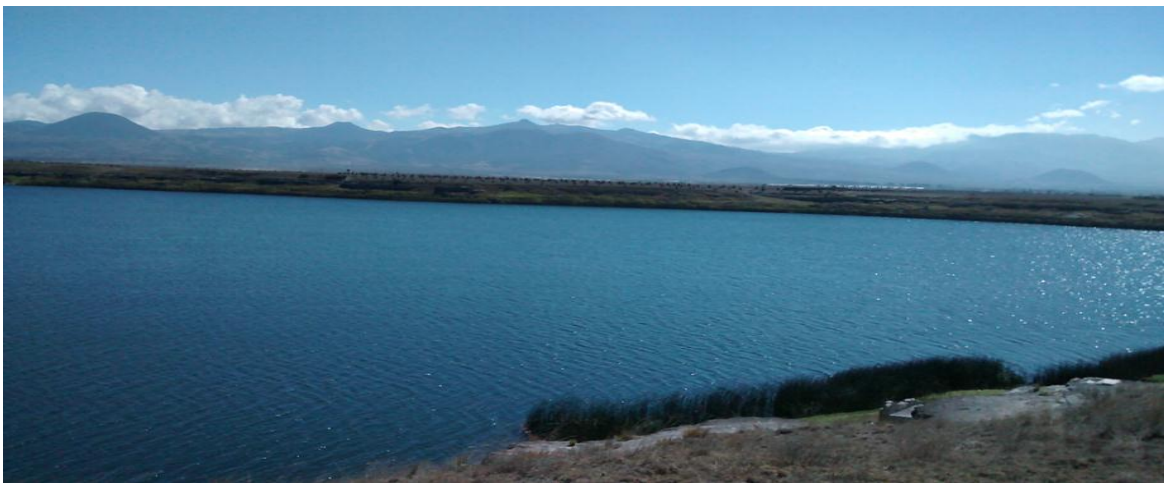


Figura 7.7, Conos monogenéticos alineados E – W con respecto al maar La Preciosa, como se puede ver al fondo los tamaños varían, pero la forma es muy similar, conos con pendientes muy suaves.



Figura 7.8, conos monogenéticos a lo largo de la cuenca, a) conos monogenéticos de variadas dimensiones pero que claramente forman lineamientos, panorámica tomada desde el cráter Atexcac; b) igualmente muestra una serie de conos alineados; c) conos de escoria, que son aprovechados como bancos de materiales; d) al fondo Pico de Orizaba, al igual que en las panorámicas anteriores los lineamientos de conos a través de la cuenca son claros.

Edificios poligenéticos

Los edificios poligenéticos son aquellos que hacen erupción más de una vez, entre ellos se encuentran el volcán escudo Cerro Las Brujas en el sur central de la cuenca, también los estratovolcanes Cofre de Perote, Pico de Orizaba y La Malinche, además de la Caldera de los Húmeros y el volcán Cerro Grande. Estos edificios son referidos y descritos en los capítulos 1 y 2, nuestro estudio está concentrado en el estudio de los edificios monogenéticos cuaternarios.

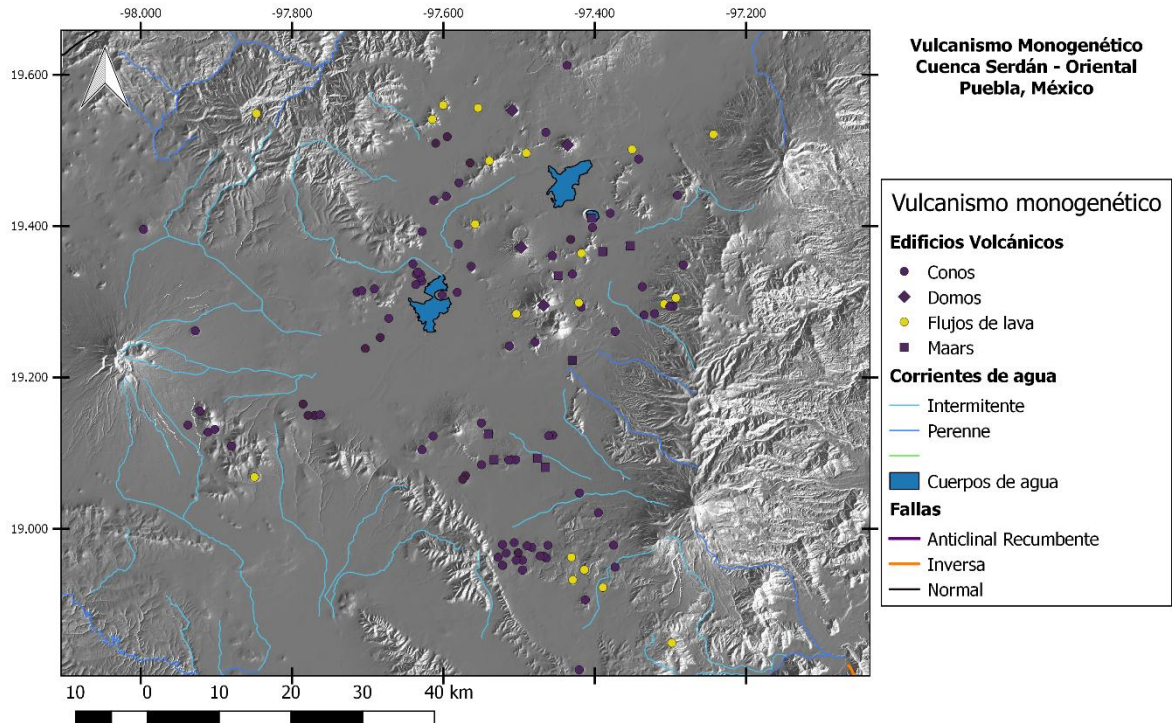


Figura 7.9, se muestran solamente los edificios volcánicos que son considerados monogenéticos a pesar de sus características individuales (complejos de domos etc.). Los cuerpos de agua centrales corresponden al lago El Salado al norte y al Totolcingo al sur.

Si superponemos los edificios en el mapa geológico (figura 7.10) se puede ver de manera general la edad y composición de los edificios volcánicos de interés. Cabe mencionar que se usó el *shapefile* de geología de INEGI por su fácil manejo en el SIG, pero se usa la carta geológica Veracruz E14-3 para constatar de manera más puntual composiciones, tal carta está georeferenciada y explicada en el capítulo 2.

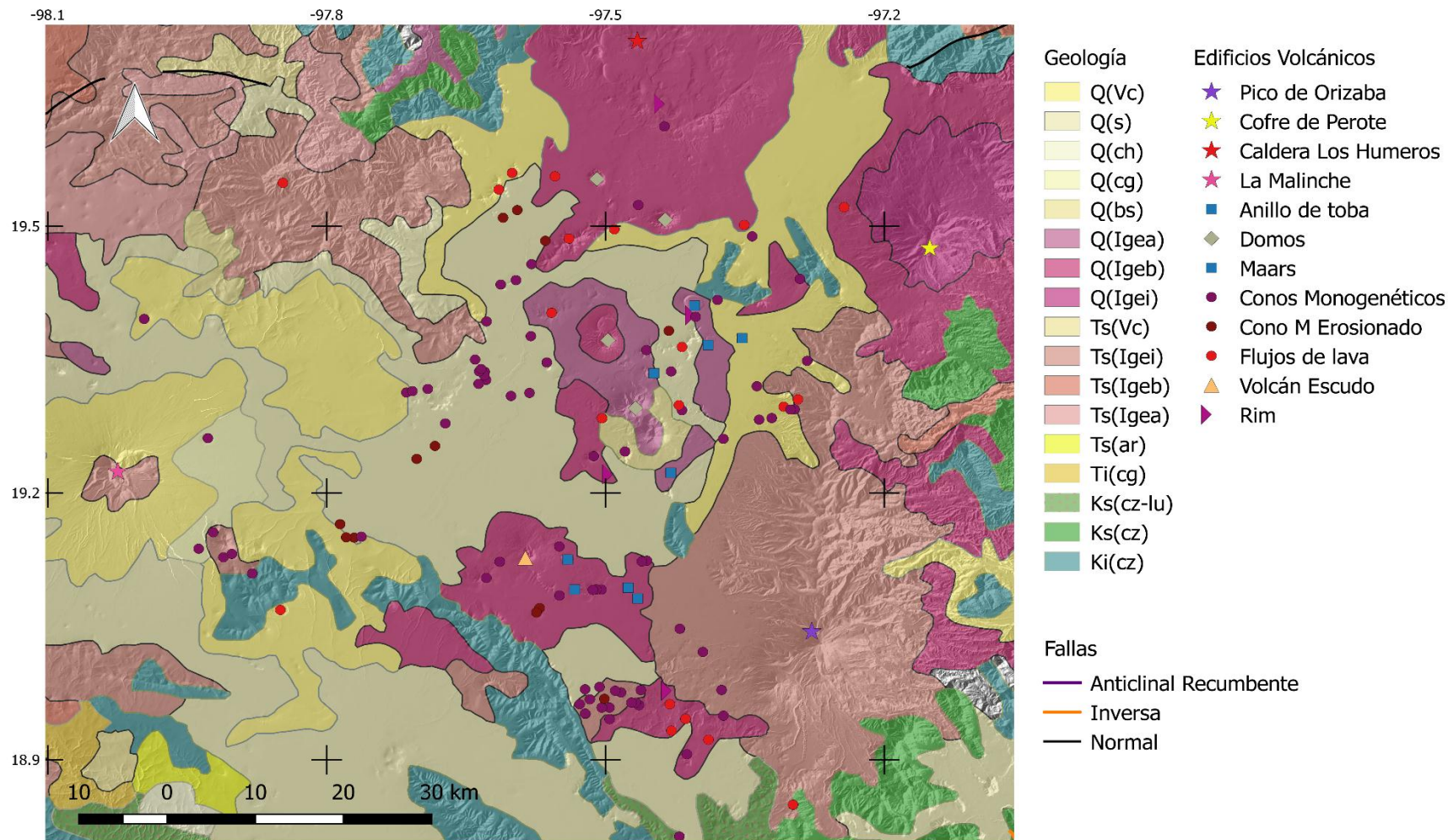


Figura 7.10, edificios volcánicos sobre puestos en el mapa geológico generado por un shapefile de INEGI. Muestra de manera general las relaciones del edificio con las rocas. Simbología de las rocas: Q(bs) brecha sedimentaria del Cuaternario; Q(vc) Volcanoclástico del Cuaternario; Q(s) Suelo del Cuaternario; Q(cg) conglomerado del Cuaternario; Q(ch) caliche del Cuaternario; Q(igea) ígnea extrusiva ácida del Cuaternario; Q(igeb) ígnea extrusiva básica del Cuaternario; Q(igei) ígnea extrusiva intermedia del Cuaternario; Ts(Vc) volcanoclástico del Neógeno; Ts(Igei) ígnea extrusiva intermedia del Neógeno; Ts(Igeb) ígnea extrusiva básica del Neógeno; Ts(Igea) ígnea extrusiva ácida del Neógeno; Ts(ar) arenisca del Neógeno; Ti(cg) conglomerado del Paleógeno; Ki(cz) caliza del Cretácico inferior; Ks(cz) caliza del Cretácico superior; Ks(cz-lu) caliza-lutita del Cretácico superior.

Los eventos extrusivos que se ven pertenecen al Neógeno y al Pleistoceno, con composiciones ácidas, básicas e intermedias, la cuenca en gran parte esta rellena de material volcanoclástico (tobas, pómez y ceniza), suelo y aluvión. Los domos Las Derrumbadas y Cerro Pinto pertenecen al cuaternario y con una composición ácida (Pleistoceno - Riolita) mientras que los domos Las Águilas y Pizarro aunque también del cuaternario aparecen con composición intermedia (Pleistoceno Dacita – Riolita).

Los maar del grupo norte, Alchichica, Quechulac, La Preciosa y Cerro Pinto son del Pleistoceno Superior con composición basáltica. Tepexitl es del Pleistoceno con composición riolítica. Los maars del grupo sur van del Neógeno al Pleistoceno con composición basáltica. Los flujos de lava del SE cuaternario con composición básica, y los conos vecinos del neógeno con composición básica. El volcán escudo Cerro Brujas con edad del Neógeno al Pleistoceno y con composición basáltica.

7.1.2 Lineamientos de *vents* volcánicos

El mapa de *vents* (figura 7.11) muestra la forma de los *vents* de los edificios volcánicos de la cuenca, hay edificios que tienen más de un *vent*, por ejemplo el volcán escudo Cerro El Brujo (marcado con la flecha) que tiene 5 *vents* de varios tamaños o el domo cerro Pinto que tiene 2 *vents* identificables con una morfología totalmente diferente, siendo uno un domo y el otro un anillo de toba. Algunos conos monogenéticos exhiben aún el punto de ruptura en el *vent* por donde se desbordó la lava y se marca en el mapa la dirección que tomó el flujo, en otros por la calidad del DEM no fue posible marcarlos. Los maars/ anillos de toba presentan los *vents* más simétricos con excepción de La Preciosa, un cráter trilobular y fueron los más fáciles de contornear. Y para los flujos de lava como se ha dicho con anterioridad no se puede con esta metodología ubicar su *vent* o asociarlo a un sistema de fallas o fracturas aún. Los domos tienen varios *vents* y su cima se encuentra demasiado modificada debido a los colapsos que sufren, así como a los procesos erosivos, el mapearlos fue un poco difícil con la calidad del DEM y las imágenes de Google Earth. El mapa también muestra la dirección de deformación del *vent* tanto en la vertical como en la horizontal. Si comparamos la dirección de cada uno de los *vents*

es difícil poder trazar un lineamiento que abarque más de tres edificios. La mayoría de los *vents* tiene una forma elongada con una dirección preferente, esta elongación nos habla del sistema de fuerzas que actúa sobre los edificios y de la dirección de los posibles esfuerzos. La figura 7.12, muestra la dirección de elongación de los *vents* de los maars, los conos monogenéticos y algunos flujos de lava identificados, tal dirección fue proyectada para poder ser medida.

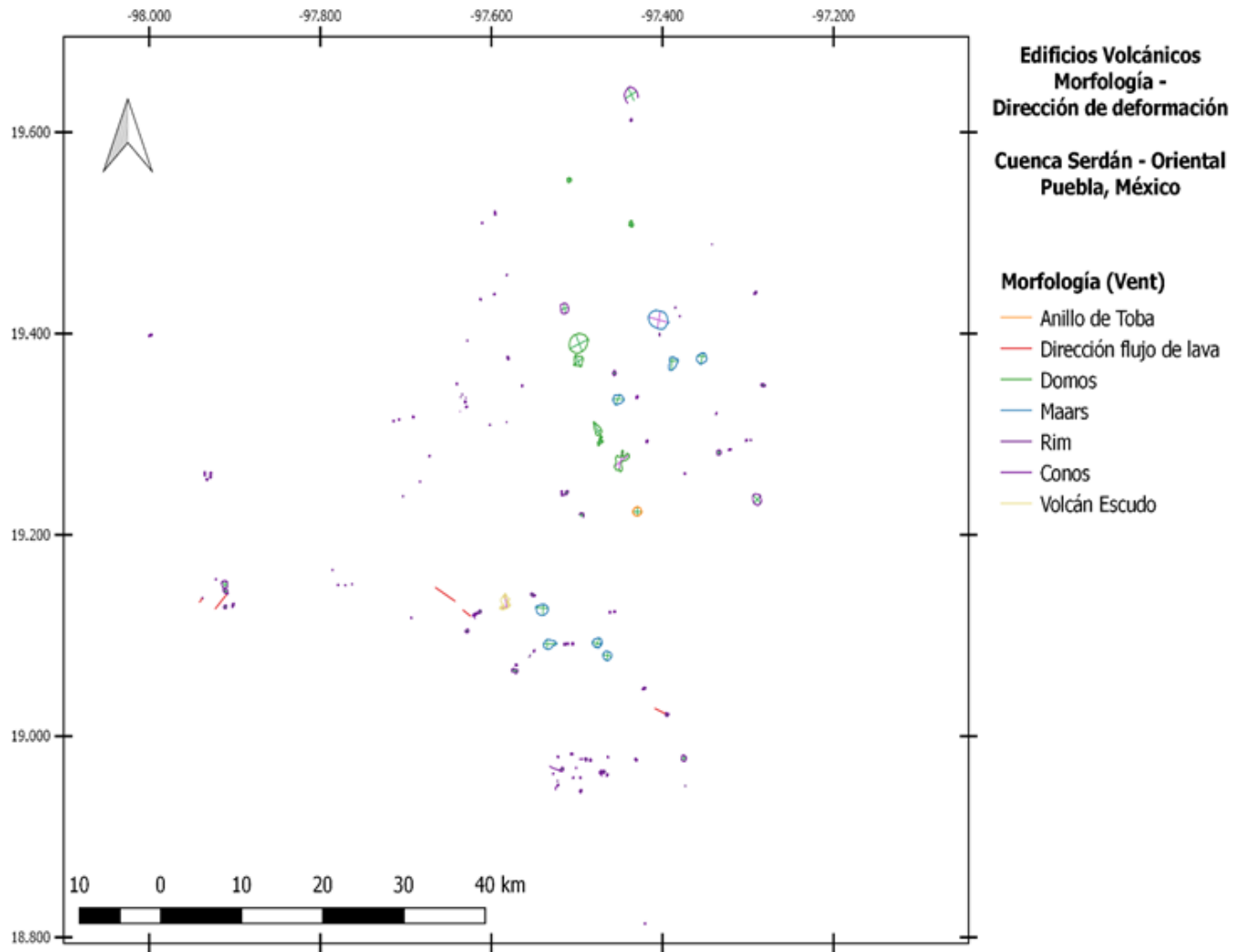


Figura 7.11, mapeo de los *vents* de los edificios volcánicos monogénéticos y del volcán escudo Cerro El Brujo.

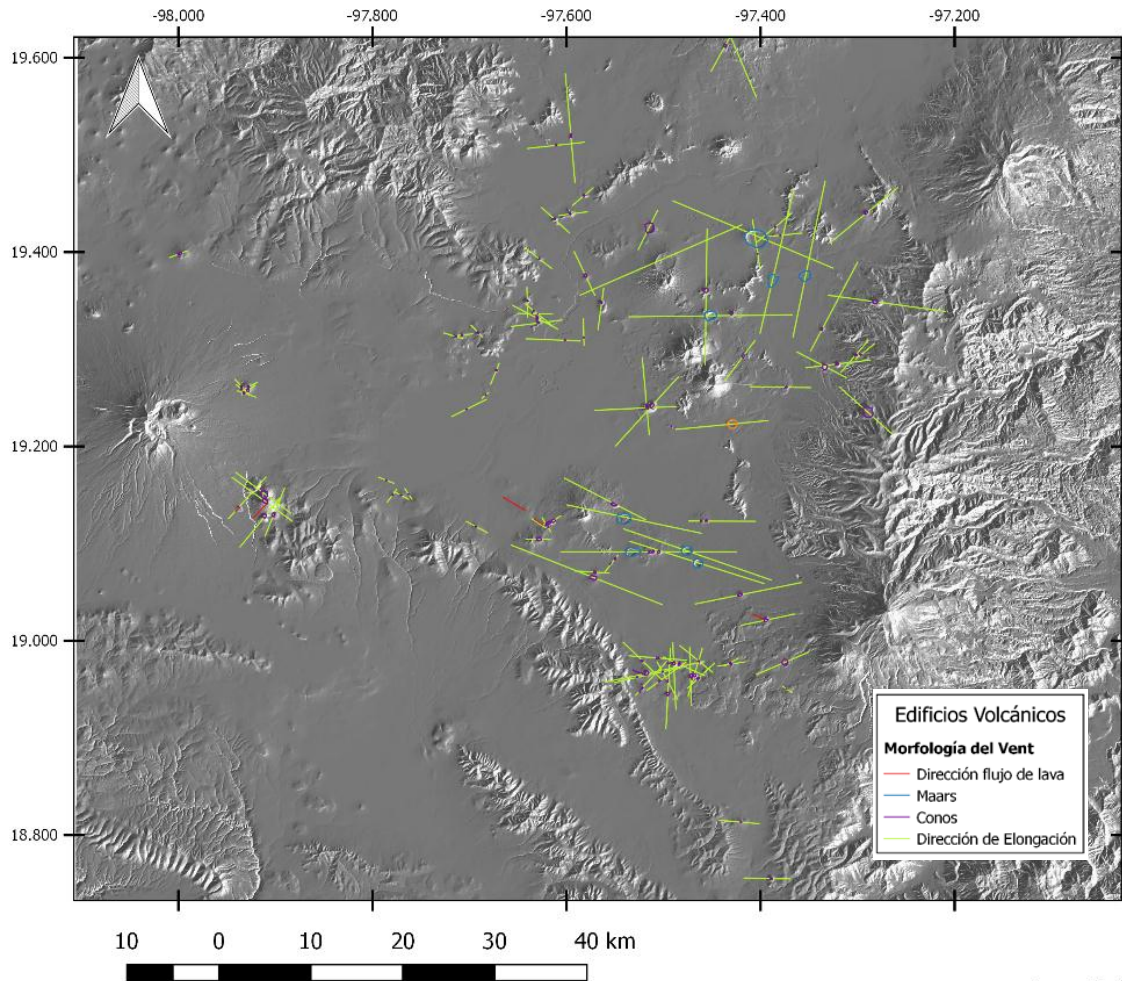


Figura 7.12, Mapa con la dirección de elongación de los vents de los maars, con monogénéticos y algunos flujos de lava al sur de la Cuenca.

La elongación de los vents sigue dos direcciones preferentes (figura 7.13), una NE – SW y la segunda en W – E. Los conos siguen en su mayoría a la dirección NE – SW, mientras que los maar la W – E en su mayoría.

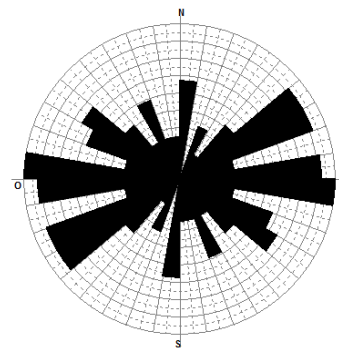


Figura 7.13, diagrama de rosa los vientos mostrando las direcciones preferentes de elongación de los vents volcánicos.

7.1.3 Lineamientos de rocas sedimentarias

En la cuenca afloran de manera aislada rocas sedimentarias altamente deformadas, al W y al E de Cerro Pizarro y al E de las Derrumbadas afloran calizas del Cretácico inferior pertenecientes a las Formación Tamaulipas. En la parte NE de la cuenca cerca de Cofre de Perote, al sur de las Derrumbadas y cerca de Tepexitl, así como al sur de la cuenca con una distribución E – W, y formando al anticlinal Tlachichuca, cercano a Pico de Orizaba aflora caliza – dolomía del Cretácico inferior de la Formación Orizaba. Las calizas – lutitas del Cretácico superior afloran entre Las Derrumbadas y el grupo de maars en el NE de la cuenca, pertenecientes a la Formación San Felipe Agua Nueva. Por último afloran lutitas margas del Cretácico superior de la Formación Méndez al sur de la cuenca, entre el Cerro el Brujo y el grupo de maars cercanos.

En la figura 7.14 están marcados los lineamientos correspondientes a los afloramientos de las rocas sedimentarias, cabe mencionar que las rocas con mayor presencia en la cuenca son las de la Formación Orizaba al sur de la cuenca.

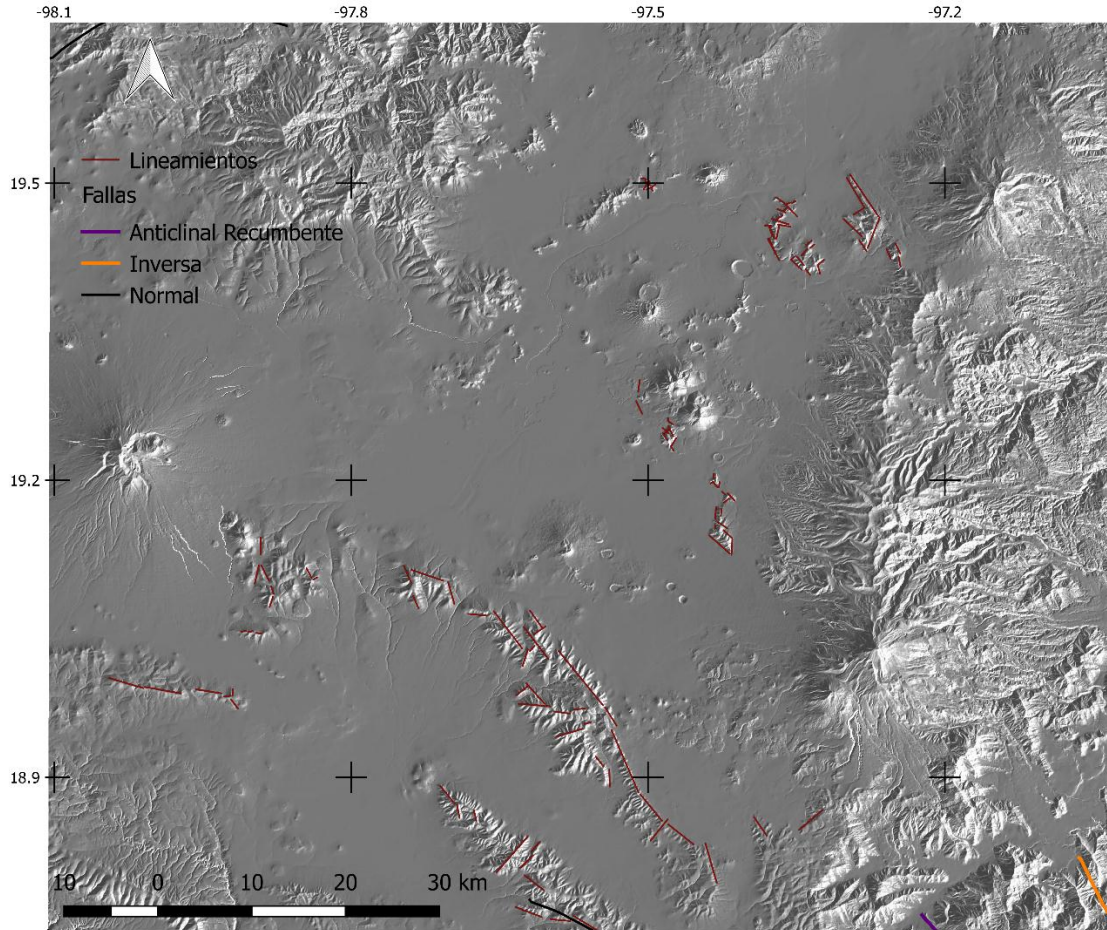


Figura 7.14, Modelo de Elevación digital con los lineamientos que se marcaron en las rocas sedimentarias y algunas fallas identificadas por INEGI, 2005.

La roseta (figura 7.15) muestra las direcciones preferentes de los lineamientos sedimentarios, con una visible preferencia en la dirección NE – SW, seguida de una dirección NW – SE, también se pueden observar direcciones menores N – S y W – E.

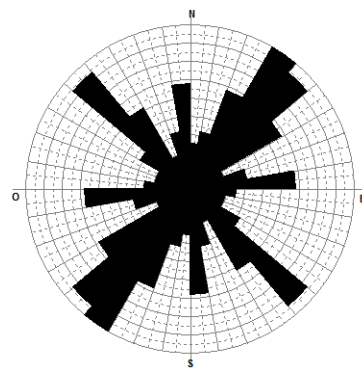


Figura 7.15 Roseta de direcciones de los lineamientos sedimentarios que afloran en la cuenca.

7.1.4 Perfiles

En el mapa (7.16) se muestran los perfiles que se modelaron con información geológica y geofísica. Los perfiles para la creación del modelo geológico pasaron por varios edificios volcánicos el perfil a – a' a traviesa el maar Alchichica, uno de los domos de Las derrumbadas y por tres conos monogenéticos y varios flujos de lava. El perfil b –b' va a través de un cono monogenético, el volcán escudo El Brujo con sus *vents* y varios flujos de lava. La información morfológica de los edificios se resume en la tabla 7.1 donde LA corresponde al axis largo del *vent* y SA al corto. Y considerando la altura como su punto más alto.

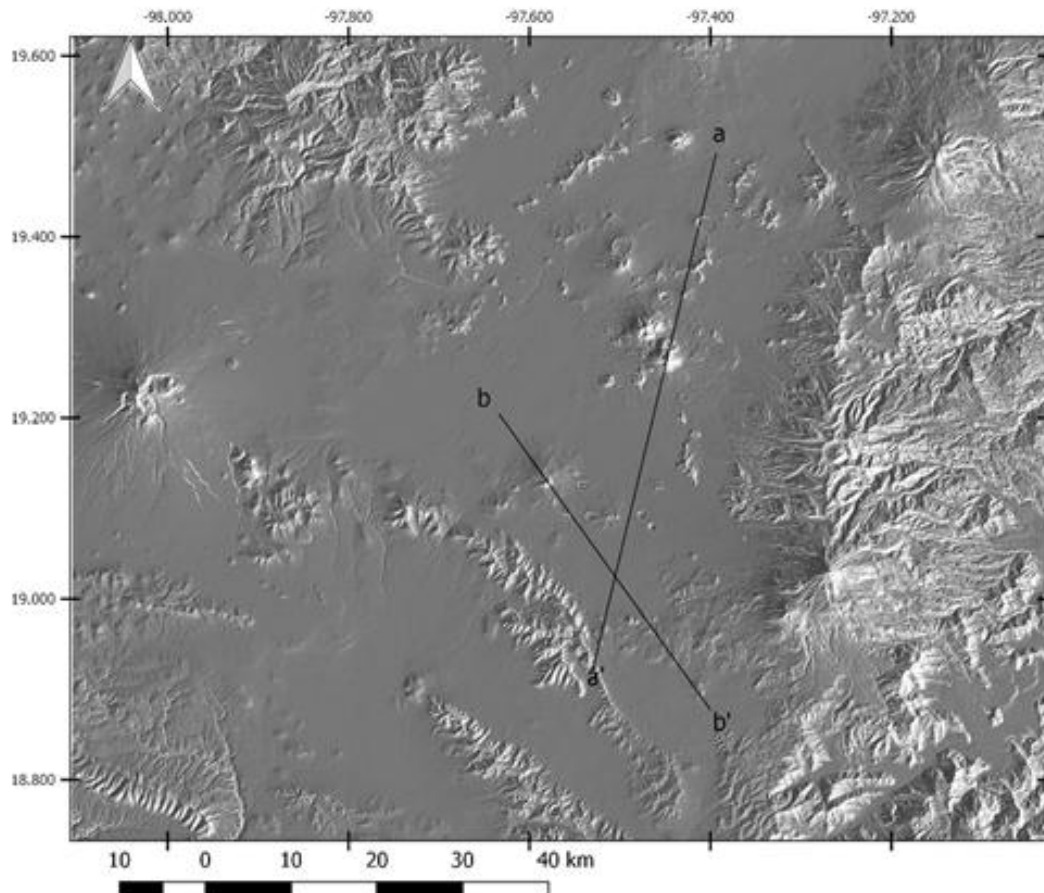


Figura 7.15, perfiles a modelar a partir de datos gravimétricos en conjunto con la geología de la zona.

Perfil a -a'							
Edificio	LA (m)	SA (m)	AREA m2	LONG	LAT	ID	ALTURA (msnm)
				-			
Maar	2539.126	1927.773	3,814,542.27	97.404042	19.410567	1,2	2474
Cono	348.27	234.162	64,693.70	-97.4294	19.336624	3,4	2580
Domo	2229.472	2155.038	1,756,285.91	-97.44914	19.27249	5,6	3405
				-			
Cono	585.646	410.24	147,850.33	97.516825	18.967767	7,8	2630
Cono	235.209	161.835	22,694.46	-97.52162	18.951489	9,10	2590
Perfil b -b'							
Edificio	LA (m)	SA (m)	AREA m2	LONG	LAT	ID	ALTURA (msnm)
Cono	162.622	150.621	18,331.93	-97.54951	19.08455	21,22	2460
Volcán							
Escudo	1,626.92	1,373.03	1,361,088.36	-97.58244	19.27249	12,11	2877
Vent 1	455.742	218.469	67,782.55	-97.58432	19.13917	20,19	2797
Vent 2	400.546	228.269	66,744.21	-97.58118	19.13384	18,17	2806
Vent 3	249.415	111.314	26,524.43	-97.5795	19.12954	16,15	2857
Vent 4	469.926	280.458	92,304.37	-97.58619	19.12678	14,13	2805

Tabla 7.1, resumen de la información de los edificios volcánicos por los que atraviesan los perfiles a – a' y b – b'.

7.2 Magnetometría

Los datos aeromagnéticos son presentados en mapas para su mejor interpretación, tales datos sin excepción alguna fueron interpolados con el método de Mínima Curvatura como se explica en el capítulo 6 y se indica si tienen o no algún filtro para definir y/o resaltar características de interés. Es importante tener en cuenta que no hay información aeromagnética para la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote debido a que exceden la altura del vuelo.

7.2.1 Campo Magnético Residual (CMR)

A los datos del campo magnético total obtenidos a través del Servicio Geológico Mexicano (SGM) se les sustrajo el IGRF y se les corrigió según fue pertinente, dejando los valores del Campo Magnético Residual (CMR) listos para ser procesados. El mapa del CMR (figura 7.17) nos permite asociar el magnetismo a materiales geológicos, cuerpos intrusivos, edificios volcánicos, estructuras como fallas etc.

El mapa de CMR tiene un valor máximo para la zona de estudio de 762.1 nT, mientras que el valor mínimo es de -580.5 nT, lo que nos indica un ambiente contrastante es sus propiedades magnéticas. Las anomalías con los gradientes más altos <200 nT se encuentran distribuidas al norte y centro del mapa, presentan una forma elongada con direcciones preferentes N-S y W-E. Los bajos con valores >-90 nT aparecen en los límites NW y NE del mapa ligados a los altos gradientes y siguiendo su misma dirección. Al SW del mapa hay una gran área con valores entre 2 - 35 nT que sólo se ve alterada por pequeños altos de alrededor de 60 nT y los bajos asociados a estos (anomalías dipolares). La distribución aparente de los gradientes altos de esta zona es W-E.

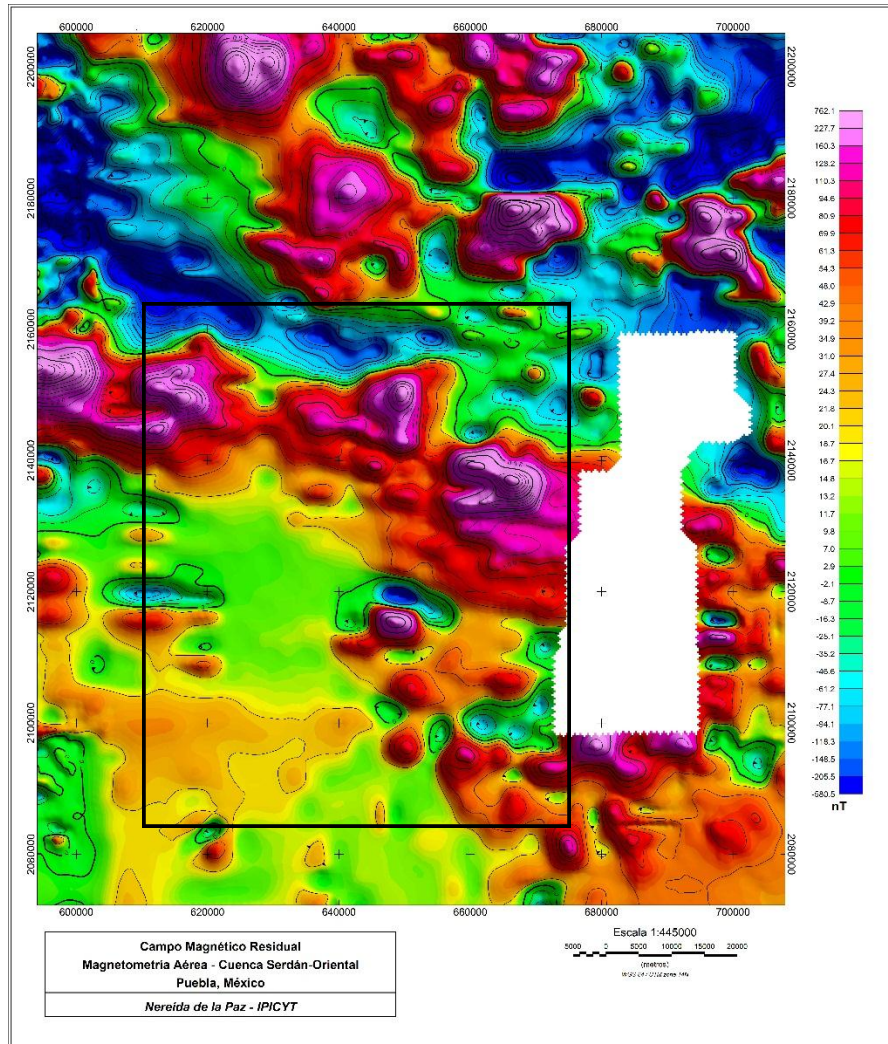


Figura 7.17, mapa del campo magnético residual de la cuenca Serdán – Oriental. El rectángulo negro representa más o menos nuestra zona de estudio.

7.2.2 Campo Magnético Residual – Reducido al Polo

Al aplicar el filtro de Reducción al Polo al campo magnético residual se ubicó la zona de estudio sobre el norte magnético lo que permitió una concordancia de las características de las anomalías con los límites planos de los cuerpos geológicos. Es decir una mejor ubicación de las anomalías sobre las fuentes que las producen.

Los valores del campo magnético residual (figura 7.17) cambiaron al reducirlo al polo (figura 7.18), con un mínimo de -467.5 nT y un máximo de 1156.5 nT, la forma de las anomalías continúan siendo elongadas con direcciones preferenciales N-S y E-W. Los bordes de las anomalías se ven mejor definidos, así como los bajos

asociados a anomalías con altos gradientes. Se puede ver un “reagrupamiento” entre las anomalías de alto gradiente, sobre todo en la porción norte y centro del mapa, además que algunas de éstas pasan de monopulares a dipolares. Aunque los bajos y altos en la porción norte mantienen casi su distribución y valores, el cambio al sur del mapa es el más notorio, presentando ahora un área de mayor gradiente (<192.5 nT).

Las anomalías en la parte norte corresponden en parte a la caldera de los humeros (al centro) y en parte a los distritos mineros que la rodean, al norte de los Humeros el Distrito Minero Teziutl'n que explota Cu y Ag, al este el Distrito Minero Tatatila – Las Minas que sacan Au, Ag y Cu y al oeste el Distrito Minero Cuyoaco con Au, Ag y Cu. Estos distritos y los minerales asociados podrían explicar el incremento en los valores del Campo Magnético Residual con un máximo de 762.1 nT al Campo Magnético Residual Reducido al Polo con un máximo de 1155.5 nT. La siguiente serie de anomalías se encuentra en el centro del mapa con una dirección WNW – ESE, en la parte oeste se observan un par de anomalías con valores < 400 nT, los picos de estas anomalías parecen ir de norte a sur en sus valores y están asociadas al volcán compuesto Cerro Grande de edad entre 11 y 9 Ma de composición intermedia. Justo en el centro de esta serie anómala, se encuentran los intrusivos relacionados a la génesis de las Derrumbadas, de los maars y conos de los alrededores inmediatos, éstas anomalías parecen unirse a la producida por el edificio volcánico Cofre de Perote, con direcciones preferenciales de W-E y con valores <1000 nT (hace falta información aeromagnética sobre esta área). Justo al sur de Cerro Grande se encuentra la anomalía asociada a La Malinche, con forma elongada de N a S, con su máximo en el sur de alrededor de 80 nT, al centro en la misma dirección que la Malinche se encuentra el cerro El Brujo, volcán escudo, con valores <400 nT, al sur de este volcán aparecen una serie de anomalías pequeñas y un tanto desagrupadas, pero con forma elongada, con direcciones preferentes N-S, éstas mismas se características aplican para las anomalías al sur de Pico de Orizaba, con direcciones preferentes N-S y W-E, y valores máximos de alrededor de 180 nT, al sur del mapa hay un par de anomalías masivas, aunque sólo se muestra una parte de su extensión, con valores de menos

de 200 nT y con una pendiente muy suave al ir incrementando sus valores, asociadas a derrames basálticos del neógeno, a andesitas y toba andesítica del cuaternario.

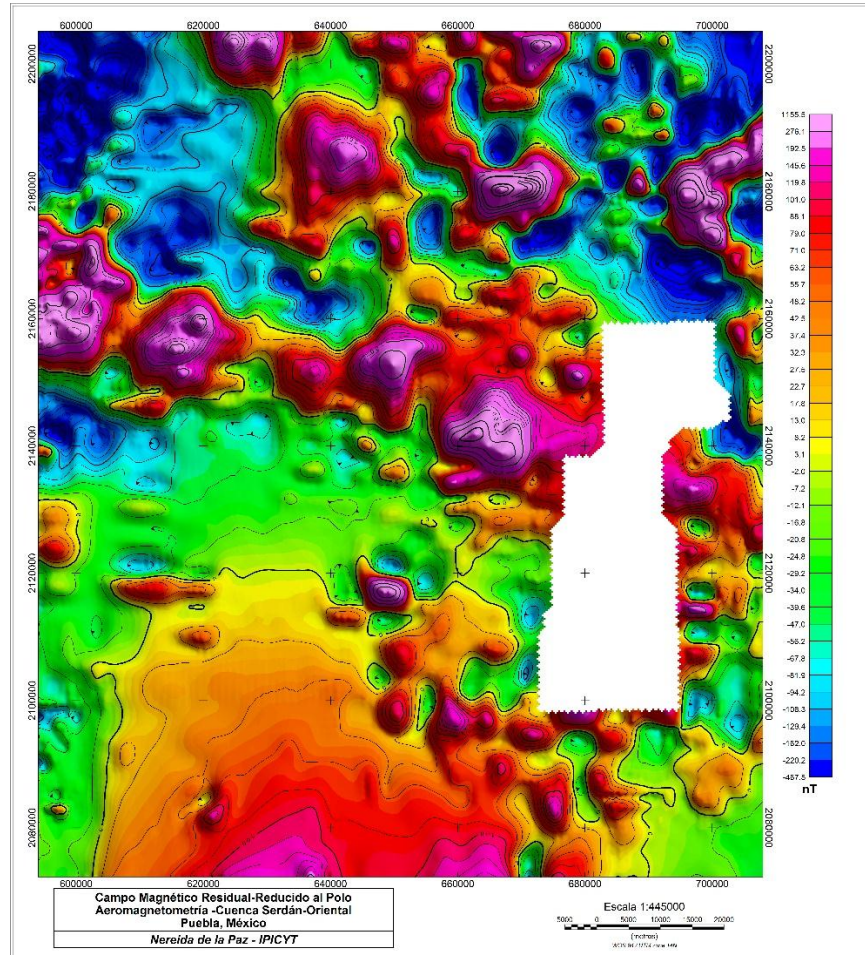


Figura 7.18, Mapa del Campo magnético residual después de aplicarle el filtro de Reducción al Polo, el cual ubica a las anomalías en el norte magnético.

7.2.3 Lineamientos aeromagnéticos

Para poder marcar los lineamientos aeromagnéticos se usó el filtro de la Primera Derivada Vertical (z) ya que esta permite incrementar la resolución de las estructuras cercanas a la superficie. Al Campo Magnético Residual-Reducido al Polo se le hizo antes una continuación ascendente (CA) de 500 m, ya que el grid inicial aparecía con ruido, la CA permitió que la señal magnética se suavizara.

En el mapa (figura 7.19), se puede observar claramente como las estructuras tienen una dirección preferente N-S y E-W, las cuales se ven alargadas en estas direcciones.

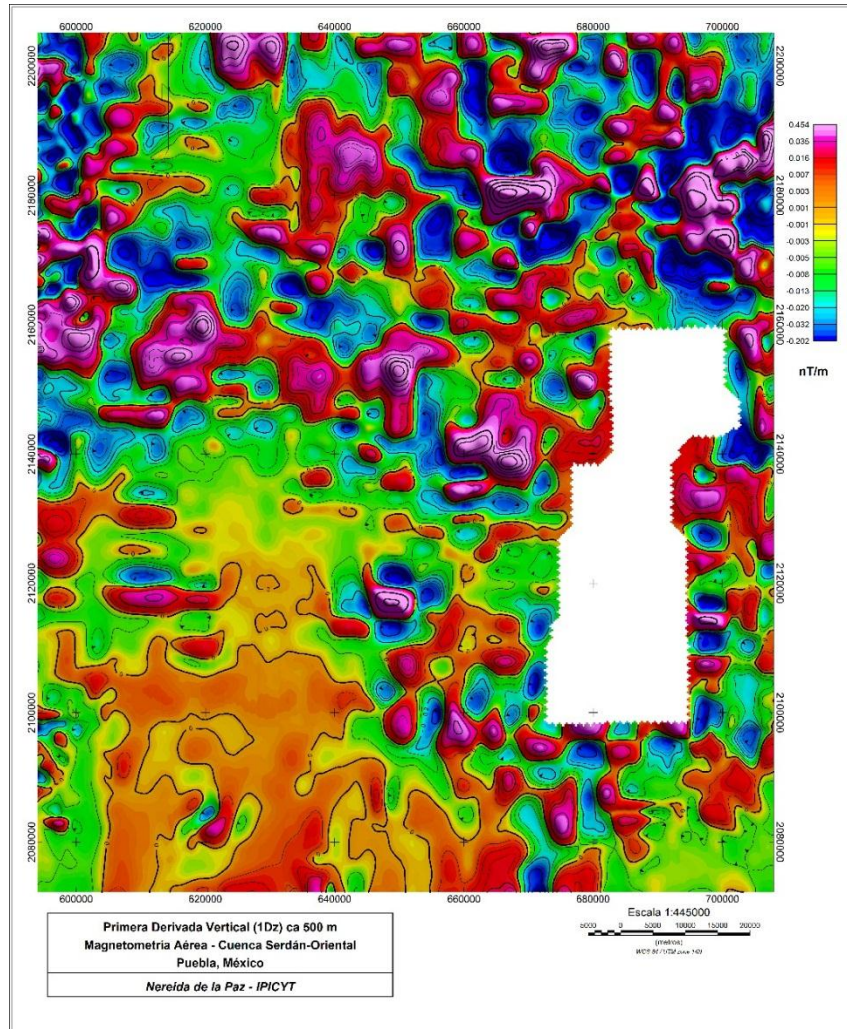


Figura 7.19, Mapa del campo magnético residual continuado ascendientemente 500 m y con el filtro de la primera derivada vertical.

Para marcar los lineamientos aeromagnéticos de interés se limitó al área a la cuenca Serdán – Oriental. Donde se obtuvieron los lineamientos marcados en la figura 7.20, una vez marcados los lineamientos se le agrego la ubicación de los edificios volcánicos identificados (figura 7.22) con el fin de poder relacionar las estructuras identificadas a estos.

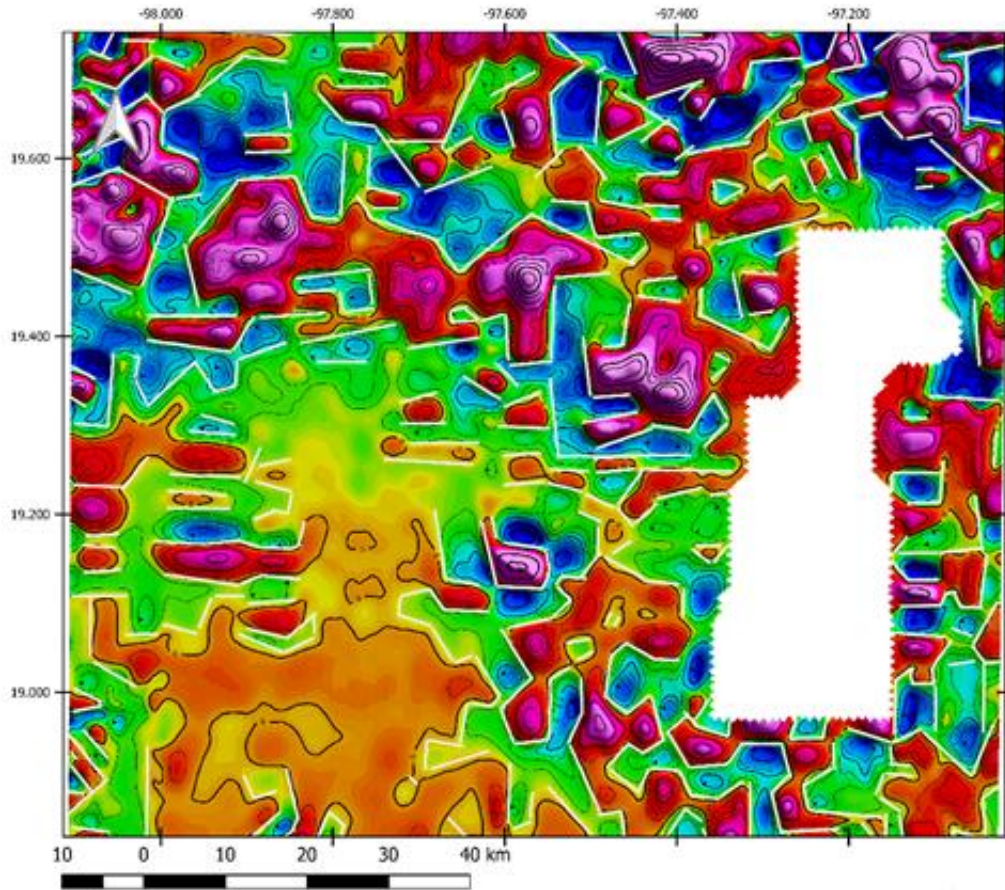


Figura 7.20, mapa de lineamientos aeromagnéticos (línea blanca) marcados según la distribución de las anomalías y la geología del lugar.

En la roseta se puede ver que la gran mayoría de los lineamientos se encuentran con una dirección preferente W-E o muy cercana a ésta. La siguiente dirección que más se repite es N-S. Tales direcciones se pueden observar también en la forma de las anomalías.

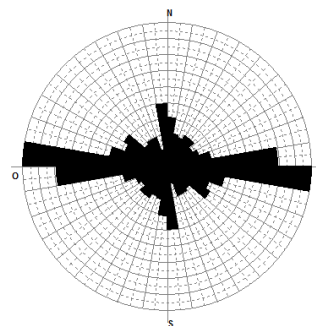


Figura 7.21, roseta de lineamientos aeromagnéticos, con dirección preferencial E-W.

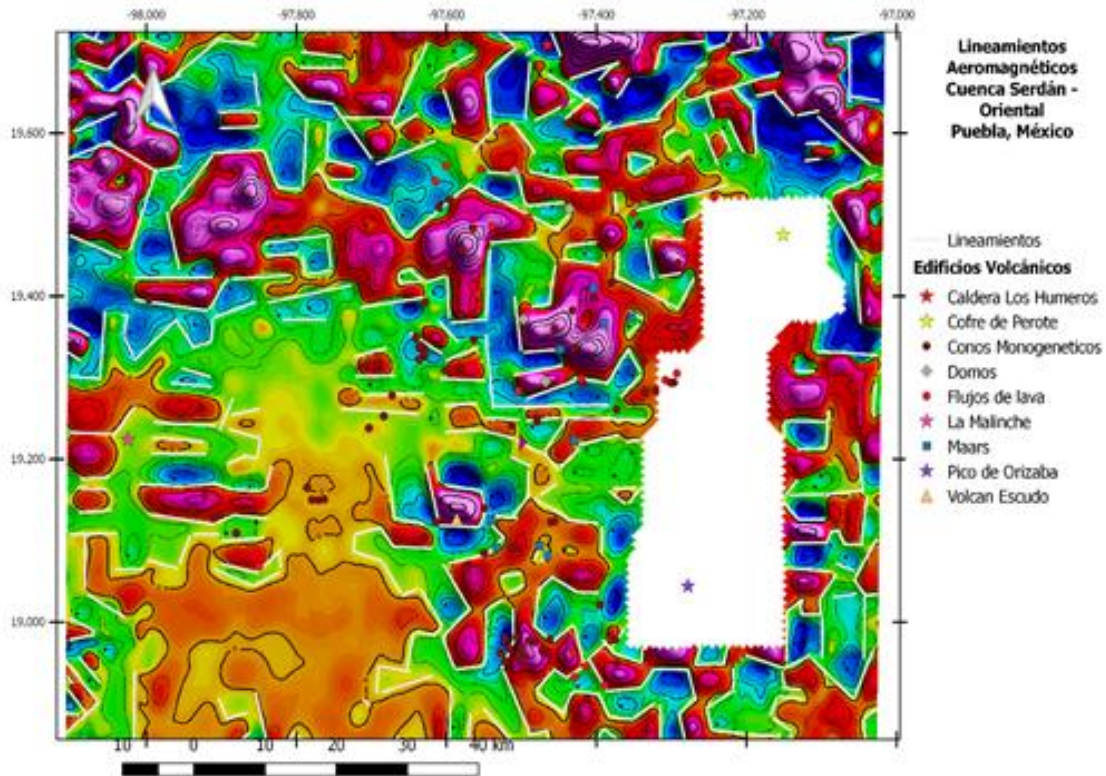


Figura 7.22, lineamientos aeromagnéticos marcados en la Primera derivada vertical (z) y edificios volcánicos identificados.

La mayoría de los edificios volcánicos están distribuidos en el centro del mapa de norte a sur, y están relacionados a anomalías positivas con valores mayores que 65 nT. Los edificios volcánicos están 1) sobre cuerpos que causan anomalías masivas (alta susceptibilidad magnética), 2) sobre áreas con extensa fracturación, con anomalías más pequeñas en extensión pero alta susceptibilidad.

7.2.4 Dominios aeromagnéticos

Para clasificar los dominios aeromagnéticos (DAM) se tomó en cuenta la geología del lugar, la primera derivada horizontal y la señal analítica con la intención de encontrar áreas que compartan las mismas propiedades, tanto magnéticas como geológicas. La figura 7.23 muestra el mapa del Campo Magnético Residual-Reducido al Polo continuado ascendentemente 500 m, sobre puestas están las rocas masivas que afloran en la cuenca, entre ellas los materiales extrusivos del cuaternario y terciario de composiciones ácidas, intermedias y básicas; así como

las formaciones sedimentarias Pico de Orizaba, Tamaulipas y San Felipe Agua Nueva del Cretácico inferior, y la formación Méndez del Cretácico superior.

Existe una buena correlación entre los materiales extrusivos con las anomalías magnéticas de alto gradiente del Campo Magnético Residual-Reducido al Polo, asociar a las calizas es un poco más difícil ya que afloran muy pocas, pero las calizas que afloran a los lados de Pico de Orizaba se encuentran en anomalías de bajos gradientes. Las anomalías con los valores más bajos ubicadas al NW y NE de la caldera de los Humeros son calizas y materiales de relleno de la cuenca en las que hay fallas de tipo normal. Los materiales que se encuentran entre los límites descritos son vulcanoclásticos (pómez, tobas e ignimbritas).

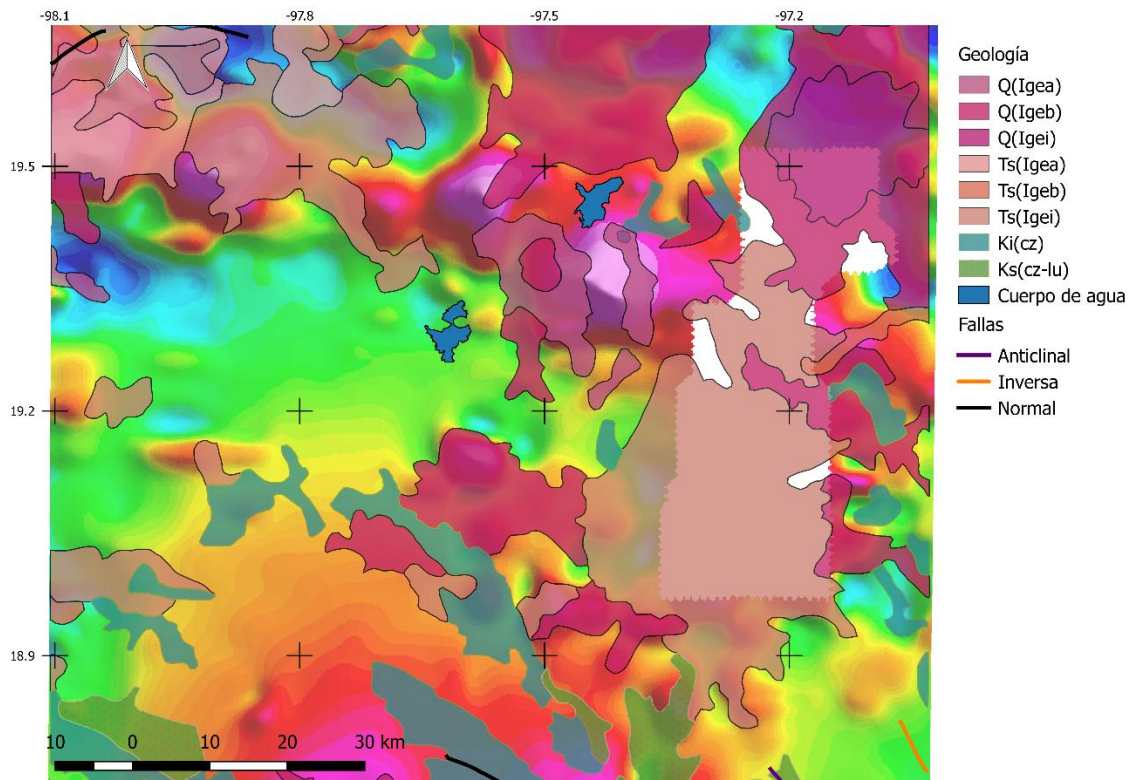


Figura 7.23, mapa del campo magnético residual reducido al polo con una continuación ascendente de 500 m, superpuesta las rocas ígneas extrusivas y las rocas de las formaciones sedimentarias que afloran en el lugar. Simbología Rocas Q(Igea) Ígnea extrusiva ácida del Cuaternario; Q(Igeb) ígnea extrusiva básica del Cuaternario; Q(Igei) Ígnea extrusiva intermedia del Cuaternario; Ts(Igea) Ígnea extrusiva ácida del Neógeno; Ts(Igeb) Ígnea extrusiva básica del Neógeno; Ts(Igei) Ígnea extrusiva intermedia del Neógeno; Ki(cz) caliza del Cretácico inferior; Ks(cz-lu) caliza-lutita del Cretácico superior.

Para delimitar los dominios aparte de la geología se utilizaron los mapas de la primera derivada en la horizontal con el fin de fijar límites en las estructuras y el mapa de la Señal Analítica para localizar los bordes de los cuerpos anómalos.

El mapa de la Primera derivada horizontal (1Dx) (figura 24) se adecua muy bien al geológico, con el pequeño detalle de que desagrupa a la anomalía positiva de más de 130 nT al sur de la cuenca, al igual que lo hicieron la primera derivada vertical y la señal analítica. Cabe mencionar que el gradiente que tiene es muy suave comparado con los demás altos dentro de la cuenca. Dejando sólo un alto pequeño en dimensión pero con valor de 100 nT, que concuerdan con el mapa geológico de la carta Orizaba donde se marcan derrames basálticos. Esta zona queda fuera de nuestra área de interés por lo que faltan datos para su estudio por lo cual no habrá una continuación en su estudio. Las anomalías positivas mantienen su forma elongada y las orientaciones medidas en el mapa de la primera derivada horizontal.

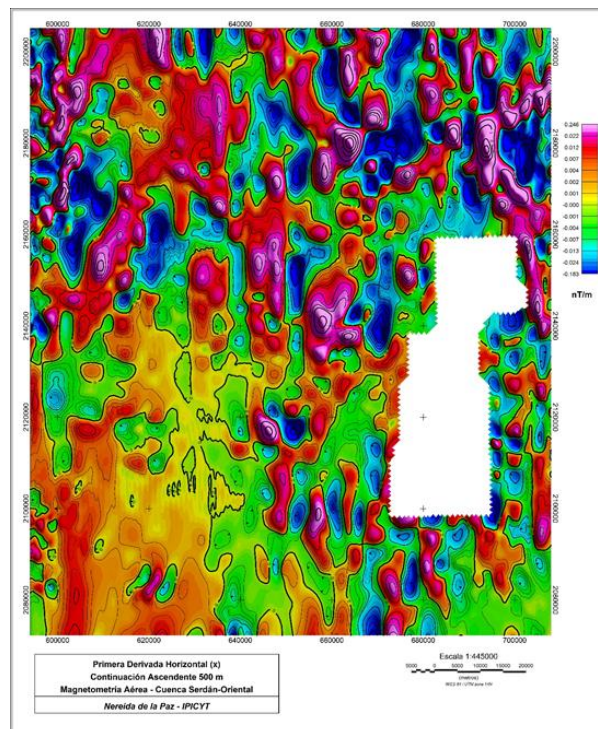


Figura 7.24, mapa del Campo magnético Residual continuado ascendentemente 500 m y con el filtro de la Primera Derivada Horizontal (x).

El mapa de la señal analítica (figura 7.25) muestra el valor absoluto del gradiente de la señal magnética permitiendo definir contactos litológicos, fallas y fracturas, las cuales igual que en las primera derivada en vertical y horizontal muestran direcciones preferentes N-S, NW-SE. Se marcaron tres zonas en dentro del mapa con el fin de delimitar los cuerpos que los componen, las cuales fueron tomadas en cuenta para marcar los dominios en la figura 7.26. Es importante notar que los cuerpos con los valores más altos pertenecen a la Zona I, los cuales representan a los cuerpos anómalos de interés, que parecen haber formado parte de una misa inyección de magma pero que fue controlada y distribuida por las fallas y fracturas del basamento.

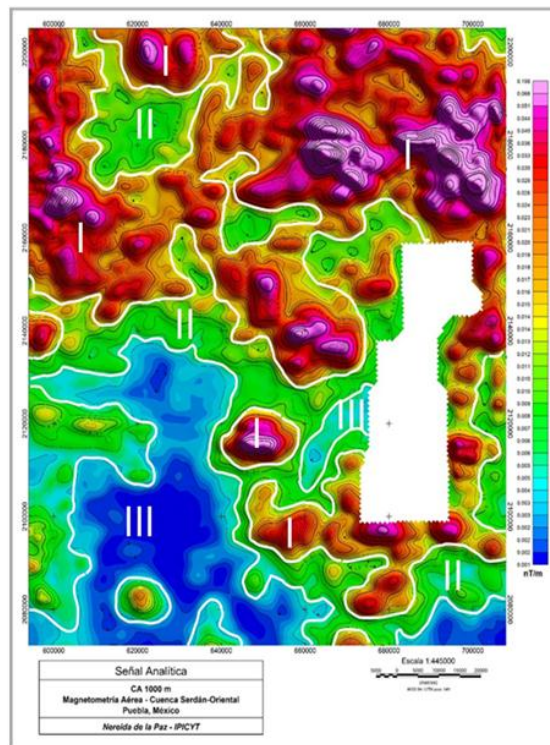


Figura 7.25, mapa del Campo Magnético Residual continuado ascendientemente 1 km, con el filtro de la señal analítica, dividido en 3 zonas.

Se identificaron tres dominios aeromagnéticos (DAM), los cuales fueron marcados en el mapa de Campo Magnético Residual-Reducido al Polo con una continuación ascendente de 2.5 km, para identificar las anomalías regionales y quitar las locales.

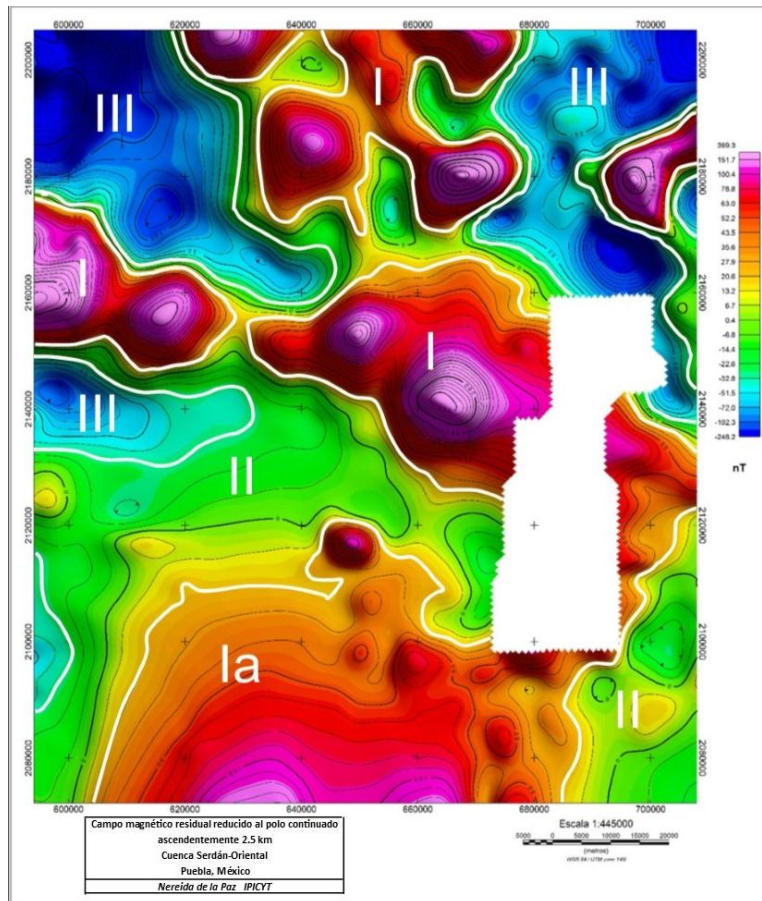


Figura 7.26, mapa Campo Magnético Residual-Reducido al Polo continuado ascendentemente 2.5 km, con los dominios magnéticos marcados.

DAM I

Se encuentran agrupadas en este dominio las anomalías de alto gradiente con valores que van de 20 nT hasta el máximo de 369 nT asociado a la caldera de Los Humeros. La señal analítica (figura 7.23) sugiere que estas anomalías se encuentran relacionadas entre sí a profundidad. Geológicamente las andesitas, las riolitas y dacitas están asociadas a anomalías con las mismas características (información sobre la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote sería de gran

ayuda para confirmar esta relación), por lo que pareciera que las fallas y fracturas son quienes delimitan la forma y desarrollo de las anomalías. Estando riolitas y andesitas asociadas a zonas de mayor fracturamiento que permiten la acumulación de estos magmas y su diferenciación, y a su vez la formación de edificios de grandes dimensiones o formando cuerpos mineralizados de grandes dimensiones como en el caso de las dacitas. Los magmas basálticos forman parte de este grupo de anomalías pero en dimensiones menores, asociados también a un régimen de fallas pero de tipo extensional que promueven el ascenso de magmas a profundidad de manera más rápida.

DAM Ia

Como se ha explicado con anterioridad este alto magnético se creía superficial pero sigue apareciendo después de varias continuaciones. Geológicamente forma parte del DAM I ya que están marcados como derrames basálticos, pero si se toma en cuenta la señal analítica y los cuerpos definidos por esta formaría parte del DAM III, con un pequeño alto en el DAM II.

DAM II

Este dominio tiene valores que van de 19 nT a - 30 nT, y está relacionado con fuentes magmáticas pero más someras como se puede ver en el caso del volcán La Malinche cuya anomalía tiene un valor máximo de 10 nT, en superficie está marcado por material de ignimbritas riolíticas, tobas riolíticas y andesíticas y están cercanas a las fuentes que las producen.

DAM III

Este dominios está marcado por valores que van de -31 nT a -248.2 nT que están relacionadas con las anomalías negativas que rodean la caldera de los Humeros y de los cuerpos que forman las zonas mineralizadas. Los bajos están representados geológicamente por calizas con diferentes grados de fracturación, a estas calizas se les asociación fallas de tipo normal y anticlinal.

7.3 Gravimetría Satelital

Los datos de gravedad satelital corregidos fueron procesados para obtener “grids” que reflejaran los valores de densidad de nuestra área de estudio. Estos grids se muestran en mapas según la información a analizar.

7.3.1 Anomalía de Bouguer Completa

La anomalía de Bouguer Completa (BC) en la figura 7.27, muestra una combinación del efecto que causan anomalías de onda larga, asociadas a efectos regionales y profundos, con las anomalías de onda corta que pudieran relacionarse con efectos locales y superficiales. Los valores de BC para la región van de -63.9 mGal a -206 mGal, con un gradiente muy suave. Las zonas con mayores valores se encuentra al este del mapa distribuida de N-S, y corresponden a los edificios volcánicos masivos que circundan a la cuenca Serdán – Oriental, al norte la caldera de los Humeros y el distrito minero Tatatila – Las Minas, seguidos de la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, teniendo Pico de Orizaba el valor más alto. Los valores bajos de alrededor de -185 a 206.9 mGal se encuentran en la porción oeste del mapa donde se encuentra el volcán Cerro Grande del Mioceno. El edificio de la Malinche está marcado por una anomalía con valores de hasta -115 mGal.

Algo interesante en este mapa es que del norte al centro se puede observar que las anomalías siguen una tendencia NW-SE, para cambiar en el centro del mapa a W-E, al igual que la elongación de las anomalías tanto altas como bajas, lo que marca un límite, para después del centro al sur tener una tendencia preferente N-S. También cabe señalar que las anomalías con los valores mayores se encuentran agrupadas al este y norte, mientras que los valores medios a bajos (alrededor de -141 nT a 206 nT) se encuentran intercalados pudiendo indicar un basamento altamente fracturado.

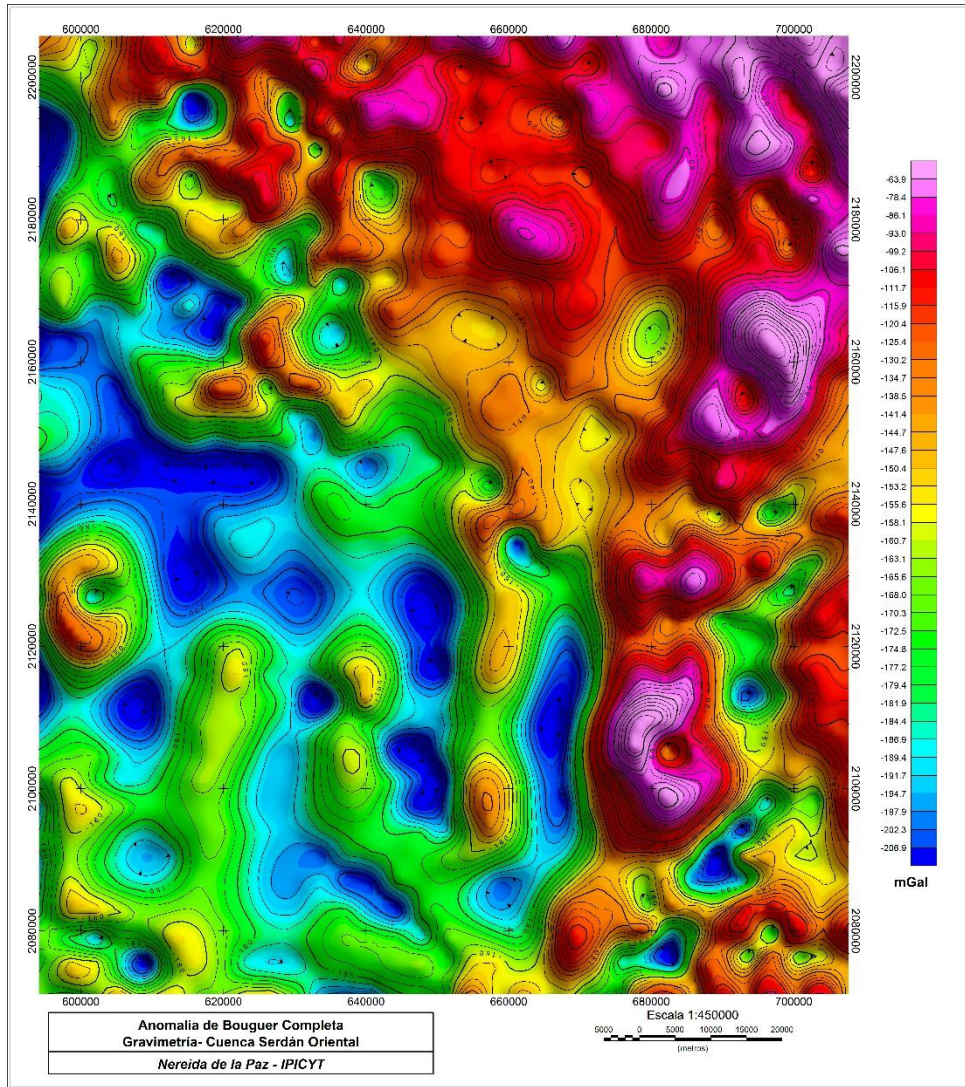


Figura 7.27, Mapa de Anomalia de Bouguer Completa en miligales, de la Cuenca Serdán – Oriental.

7.3.2 Anomalia de Bouguer Residual

Para obtener el mapa de Bouguer Residual (figura 7.28) se aplicó un polinomio de segundo grado con el fin de dejar las longitudes de ondas cortas para asociarlas a estructuras superficiales y subsuperficiales. Al hacerlo se pudo observar como las anomalías con valores altos fueron reducidas y sus límites individuales mejor marcados. Se dio además un cambio en los valores ahora de un máximo de 136.695 mGal a -117.604 mGal, ampliándose además el gradiente entre estos valores. La configuración y fronteras descritas en el mapa de Bouguer

Completa varió un poco sobre todo en la parte NW del mapa donde los altos anómalos se redujeron para dar paso a bajos (-40 a -117 nT) que se pueden asociar a un mayor fracturamiento. Dejando así que las tendencias continúen igual, NW-SE de los altos para la porción NE del mapa, para cambiar de W-E en el centro y por último de N-S para la parte sur del mapa.

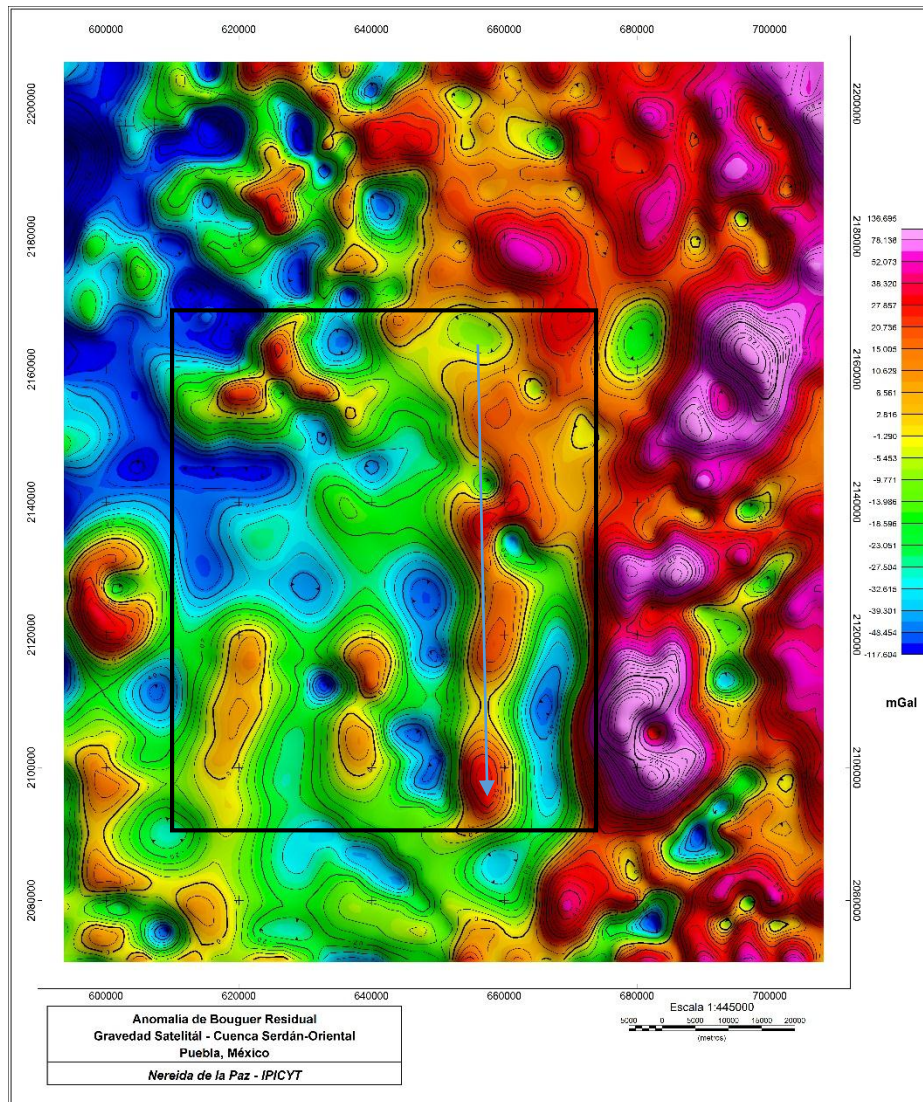


Figura 7.28, mapa de la Anomalía de Bouguer Residual, el rectángulo limita nuestra zona de estudio donde se presenta el vulcanismo monogenético cuaternario y la flecha azul marca zona de interés geotérmica.

Dentro de nuestra zona de estudio limitada más o menos por el rectángulo negro aparecen una serie de anomalías con valores máximos de 30 mGal y bajos

de alrededor de -80 mGal. Una de las series de anomalías (marcada de norte a sur por la fecha azul) que suponen un mayor interés es la que se encuentra justo al sur de Los Humeros y al oeste de la cordillera Pico de Orizaba - Cofre de Perote que sigue la misma dirección N-S que este último, esta serie es responsable de gran parte del vulcanismo monogenético dentro de la cuenca, sobre esta se ubican los domos de Las Águilas y Cerro Pinto en pequeños bajos con valores de 0 a -10 mGal, los domos gemelos de Las Derrumbadas están en bajos de -10 a -30 mGal entre ellos se interpone un alto con dirección NE-SW con valores de alrededor de 30 mGal, sobre esta anomalía hacia la parte NE, se encuentran los maars Alchichica, Quechulac, La Preciosa y Atexcac, así como una serie de conos y flujos de lava. Al sur de los domos de Las Derrumbadas se continua con la serie para dar paso a los maars del grupo sur con valores que van de los -10 a 0 mGal y a una serie de domos con valores de 0 mGal, justo al oeste de este lugar se encuentra el Cerro El Brujo en un bajo con valores menores que -40 mGal, en el último alto de esta serie anómala se encuentran ubicados una gran cantidad de conos monogenéticos con valores desde 0 a 25 mGal, al este de estos conos aparece un bajo donde se encuentran ubicados los flujos de lava del sur con valores de -5 a -30 mGal. A los flujos de lava asociados a la caldera de Los Humeros al SW de esta se encuentran sobre valores de -15 a 5 mGal, mientras que la serie de conos monogenéticos que extiende por la cuenca de NE-SW tienen valores de -15 a -25 mGal. En la esquina superior izquierda del rectángulo que limita nuestra zona de estudio hay un bajo con valores de -40 a -70 mGal y un alto de 20 mGal, los cuales parecen estar asociados espacialmente con el volcán del Mioceno Cerro Grande.

En la figura 7.29 Se muestra sólo la distribución de los edificios volcánicos sobre el mapa de Bouguer Residual con una continuación ascendente de 1000 m con la finalidad de que sea más fácil su visualización y además de poder observar que siguen perteneciendo a las mismas anomalías, aun así los valores descritos (mGal) con anterioridad corresponden a los del mapa de la figura 7.27, el cual no tiene ninguna continuación.

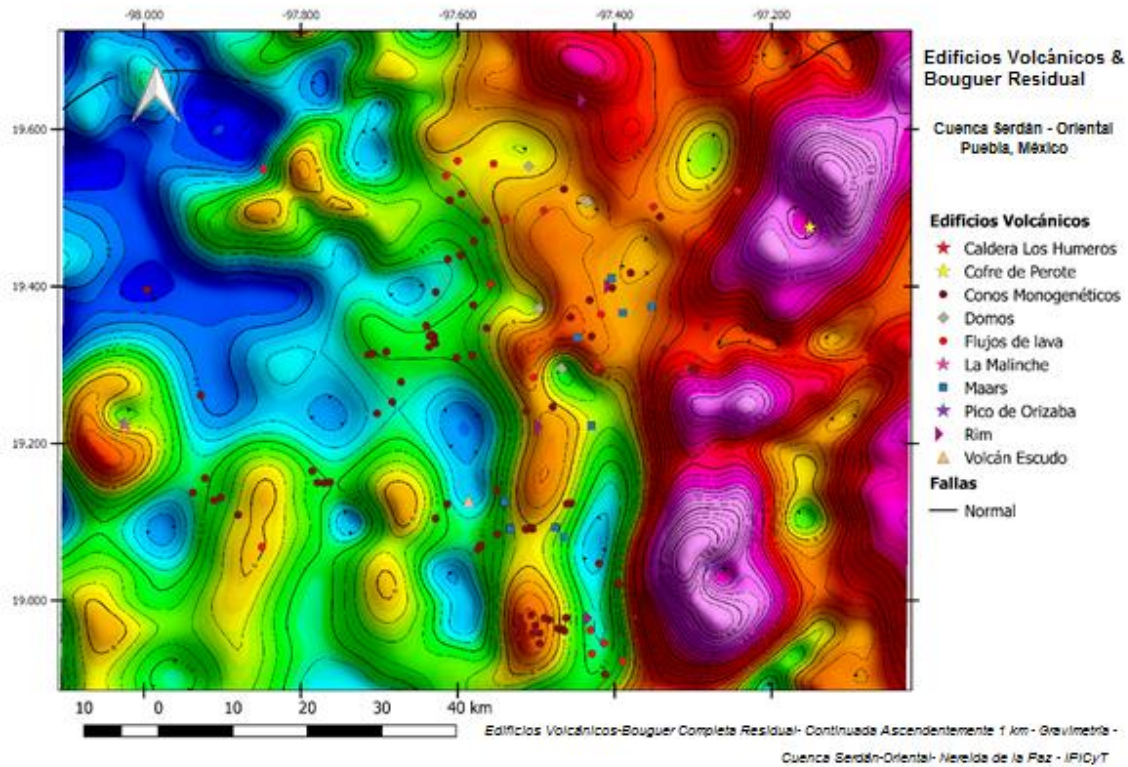


Figura 7.29, mapa de Anomalía de Bouguer Residual (ABR) con una continuación ascendente de 1 km, con los edificios volcánicos sobre el mapa a manera de ilustrar la relación espacial entre éstos y las anomalías gravimétricas.

Algo que debemos tener en cuenta es que los cuerpos con mayores valores como el Pico de Orizaba con al menos 130 mGal corresponden a edificios masivos, al igual que Cofre de Perote con al menos 125 mGal, por lo que llama la atención que edificios con volúmenes relativamente grande dentro de la cuenca como los domos y el volcán escudo se encuentren en bajos gravimétricos, lo que se podría tomar como indicador de que la información gravimétrica está dando información del basamento y de la configuración regional de la zona de estudio, esto también es notable al comparar el mapa del Campo Magnético Residual-Reducido al Polo (figura 7.18), donde al sur se ve una anomalía masiva positiva, mientras que en el mapa de Bouguer Completa Residual se ve un cuerpo fracturado que concuerda con la deformación laramide que sufrieron las calizas de cuencas.

7.3.3 Lineamientos Gravimétricos

Al grid de la Anomalía de Bouguer Residual se le aplicó el filtro de la Primera Derivada Vertical (z) con la finalidad de incrementar la resolución de las estructuras cercanas a la superficie, se le hizo además una continuación ascendente de 500 m para suavizar la señal de gravedad y además para tener una correlación con el mapa de lineamientos magnéticos (figura 7.19). El mapa de la Primera Derivada Vertical (z) (figura 7.30) muestra a simple vista orientaciones preferenciales de las anomalías positivas de N-S y W-E en la parte este del mapa y del centro al sur, la parte NW es más difícil de describir encontrándose seriamente fracturada y con direcciones (tomando en cuenta la elongación de las anomalías tanto positivas como negativas) NNE-SSW y NW-SE.

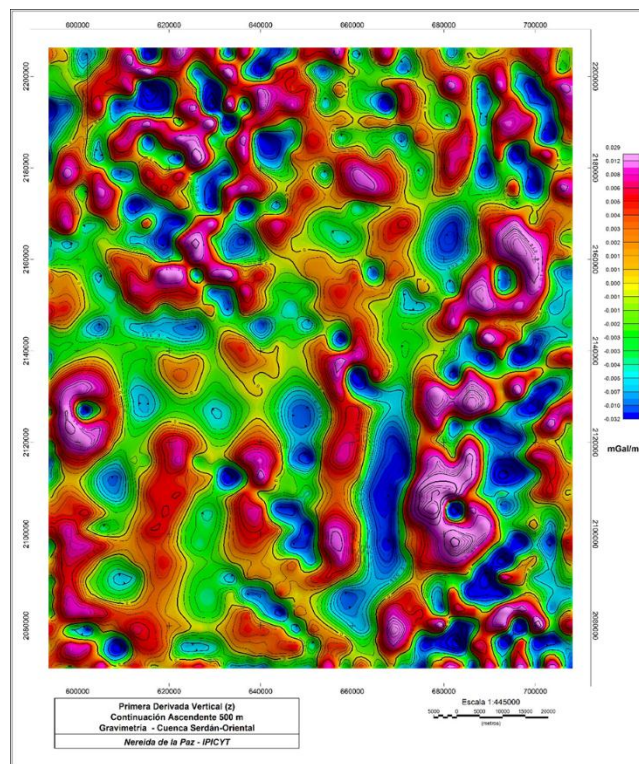


Figura 7.30, mapa de anomalía de Bouguer Residual con el filtro de la Primera Derivada Vertical (z) y continuado ascendente 500 m.

En el mapa de la Primera Derivada Vertical (z) (figura 7.31) se marcaron los lineamientos gravimétricos para las estructuras dentro de nuestra zona de estudio y de los volcanes poligenéticos que la rodean. Se agregó además la ubicación

espacial de los edificios volcánicos tanto monogenéticos como poligenéticos para poder asociar su ubicación espacial a los lineamientos gravimétricos y a las estructuras que posiblemente influyeron en su formación y distribución dentro de la cuenca.

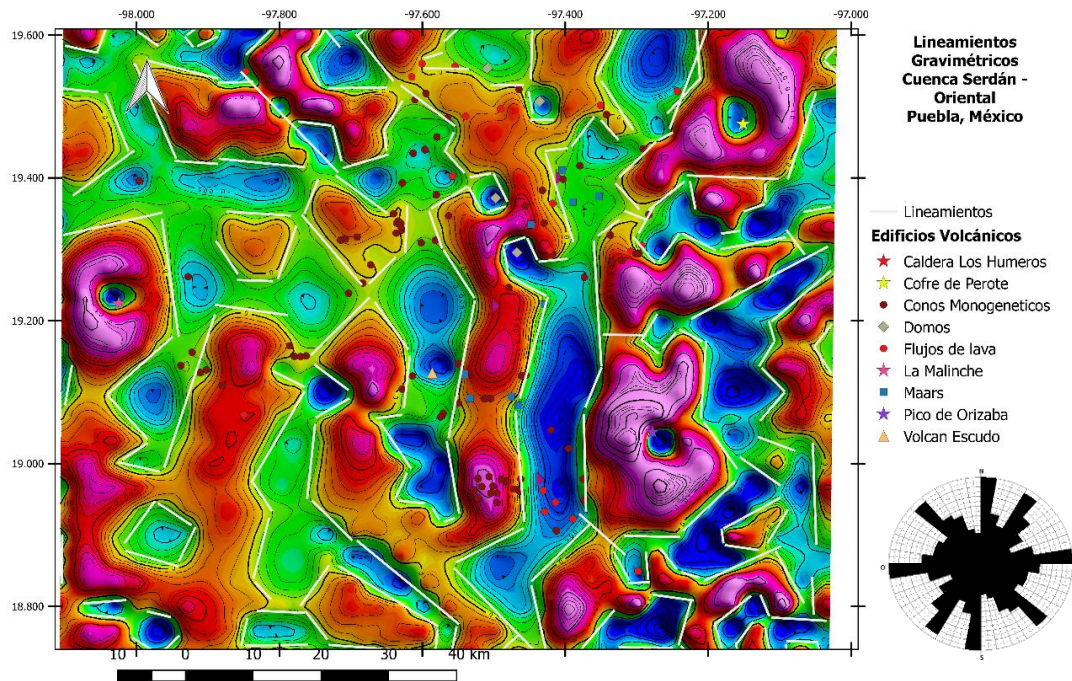


Figura 7.31, mapa de la Primera Derivada Vertical (1Dz) de la Anomalía de Bouguer Residual continuada ascendente 500m, con los lineamientos gravimétricos marcados y los edificios volcánicos.

La roseta en el lado derecho inferior de la figura 7.31 muestra una distribución un tanto caótica de los lineamientos esto es debido a la fracturación que existe por lo que los lineamientos no pueden ser tan continuos. Las direcciones preferenciales son N-S, W-E, NW-SE y NE-SW.

Los edificios volcánicos monogenéticos parecen encontrarse asociados a anomalías (en su mayoría negativas) con una orientación N-S y NW-SE.

7.3.4 Dominios Gravimétricos

Para poder marcar los dominios gravimétricos se usó información geológica de la carta Veracruz E14-3 y el shapefile de INEGI (figura 7.32), solamente en ciertas partes como la caldera de los Humeros, en la cordillera Cofre de Perote y Pico de Orizaba, la cima de la Malinche y los flujos de lava de Cerro Grande, con la característica de ser edificios masivos es donde concuerda la geología con los valores de densidad, por lo cual se utilizó información topográfica para delimitar los dominios, además de los mapas de la primera derivada horizontal y señal analítica.

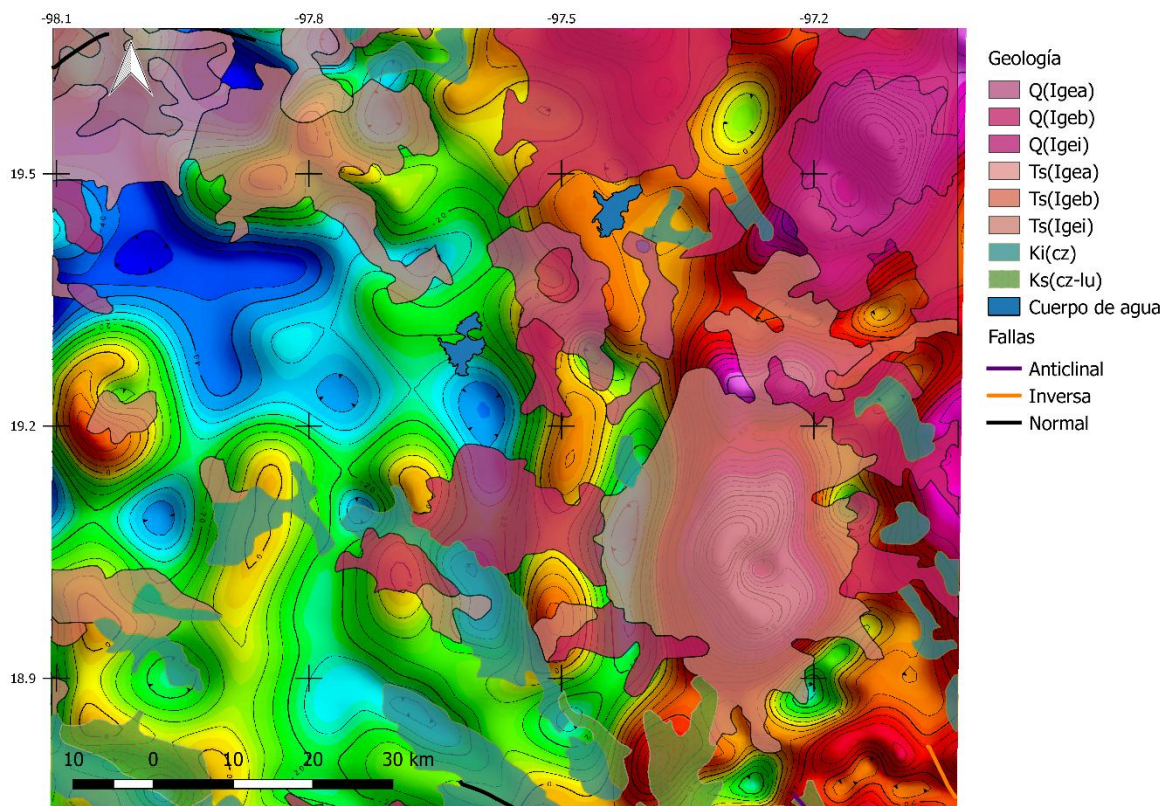
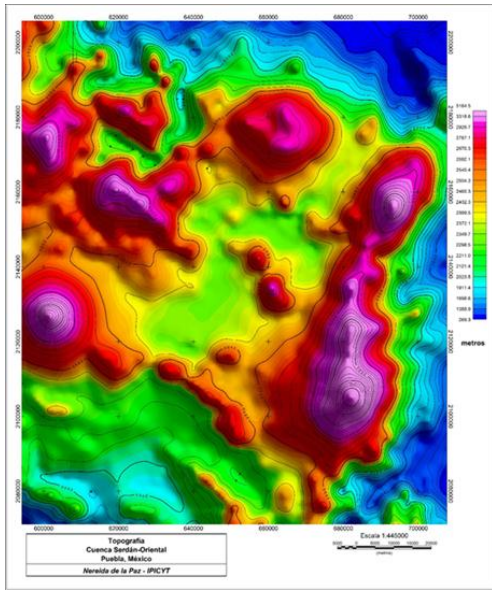
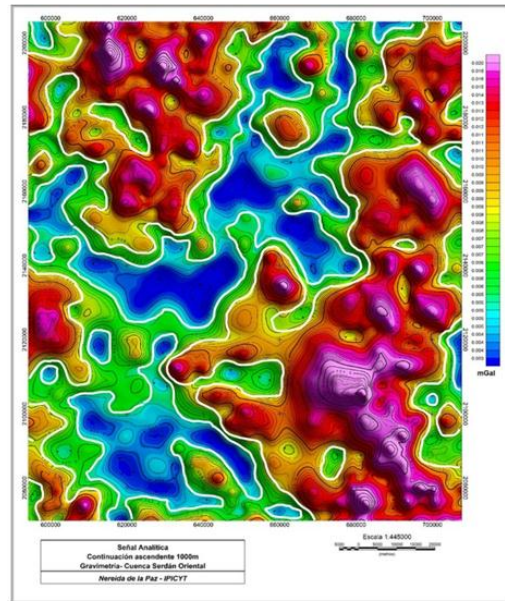


Figura 7.32, mapa de la anomalía de Bouguer residual con continuación ascendente de 1000 m. Superpuestas las formaciones sedimentarias del cretácico superior e inferior, junto con los extrusivos de composición ácida, intermedia y básica. Simbología Rocas: Q(Igea) Ígnea extrusiva ácida del Cuaternario; Q(Igeb) ígnea extrusiva básica del Cuaternario; Q(Igei) Ígnea extrusiva intermedia del Cuaternario; Ts(Igea) Ígnea extrusiva ácida del Neógeno; Ts(Igeb) Ígnea extrusiva básica del Neógeno; Ts(Igei) Ígnea extrusiva intermedia del Neógeno; Ki(cz) caliza del Cretácico inferior; Ks(cz-lu) caliza-lutita del Cretácico superior.

a)



c)



b)

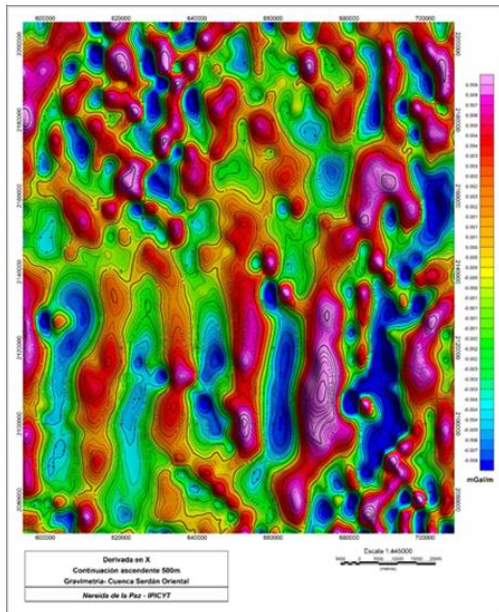


Figura 7.33, a) mapa de la topografía de la cuenca Serdán Oriental, los puntos más altos son los complejos volcánicos entre ellos, la Cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote con al menos 5,800 m de altura; b) mapa de la señal analítica continuado ascendente 1000 m; c) mapa de la primera derivada en la horizontal continuado ascendente 500 m.

En los mapas de topografía (figura 7.33a) y señal analítica (figura 7.33b) se puede ver claramente una correlación de la distribución y forma de los cuerpos, con los grandes volcanes marcados como máximos, mientras que en el mapa de primera derivada en la horizontal (7.33c) se muestran más bien dispersos por la cuenca y con una coincidencia mayor con los cuerpos con propiedades magnéticas, con direcciones preferentes WNW-ESE, NNW-SSE y N-S. Las zonas con densidades medias parecen estar asociadas al vulcanismo monogenético cuaternario, mientras que las zonas de bajos a zonas sedimentarias.

Se identificaron tres dominios gravimétricos (DG) basados en la información anterior, que fueron marcados en el mapa de anomalía de Bouguer residual con una continuación ascendente de 2.5 km representados en la figura 7.34.

DGI

Este dominio va del máximo valor en Pico de Orizaba con 87.5 mGal al límite de 20 mGal, los cuerpos que quedan dentro de este dominio gravimétrico son la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, la caldera de los Humeros y el distrito minero de Tatatila – Las Minas. Las anomalías alargadas siguen una dirección preferencial casi N -S y NE-SW.

DGII

Dominio que va de 19 mGal a -20 mGal, los edificios que quedan en este dominio son el estratovolcán La Malinche y todo el vulcanismo monogenético cuaternario que incluye domos, maars, conos y flujos de lava. Las anomalías son alargadas con dirección NW-SE para la parte norte y N-S para la parte sur.

DGIII

Dominio con valores de -21 a -88.9 mGal, este bajo tan marcado está al NW, donde están las calizas falladas normalmente a la vez mezcladas con tobas del mioceno y material de relleno de la cuenca. La forma de las anomalías es alargada con una dirección preferente NNW-SSE.

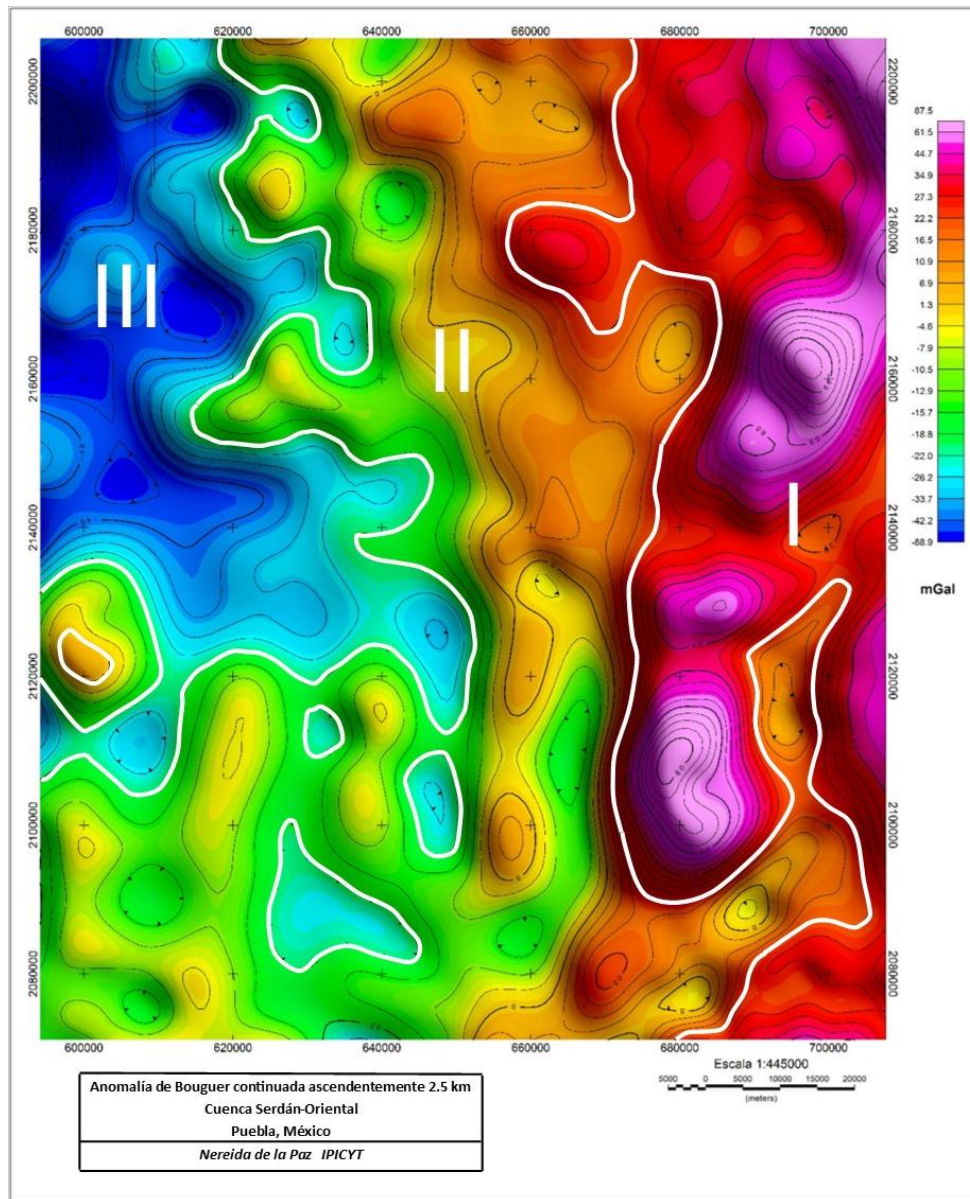


Figura 7.34, mapa de la anomalía de Bouguer Residual con una continuación ascendente de 2.5 km con los tres dominios gravimétricos marcados.

7.4 Gravimetría Terrestre

Los datos de gravedad terrestre como se ha descrito en el capítulo de metodología fueron levantados dentro de la cuenca con mayor interés en la zona de los domos Las Derrumbadas. Se levantaron un total de 104 estaciones gravimétricas, las cuáles se muestran en la figura 7.35. Se levantó esta zona en particular debido al interés que existe en el estudio de los domos gemelos Las Derrumbadas, quienes son el edificio monogenético de mayor volumen y altura dentro de la Cuenca Serdán – Oriental.

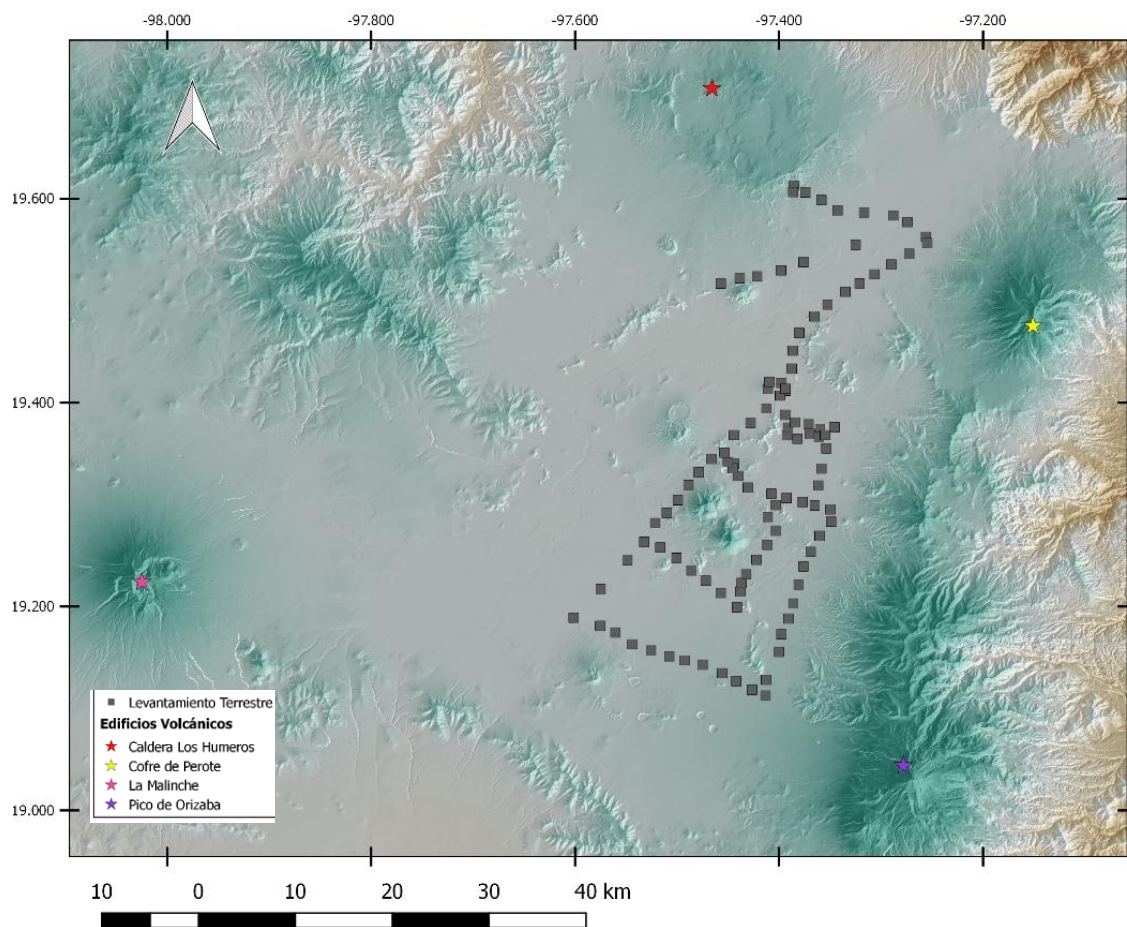


Figura 7.35, se muestra la ubicación de las estaciones gravimétricas medidas durante el levantamiento terrestre, con una distancia promedio entre estación de 3.5 km.

La figura 7.36 representa algunos de los puntos donde se midieron estaciones gravimétricas.



Figura 7.36, levantamiento gravimétrico dentro de la cuenca Serdán – Oriental a) gravímetro Scintrex CG5 dentro del maar Alchichica, b) zona urbana dentro del levantamiento, c) medición de estación gravimétrica cercana a Pico de Orizaba.

7.4.1 Anomalía de Bouguer Completa

Esta anomalía se obtuvo después de una serie de correcciones explicadas en el capítulo de metodología. Se interpolaron las 104 estaciones ya corregidas en

un grid con el método de mínima curvatura. Los valores que presenta van de un máximo de -129.2 mGal a un mínimo de -185 mGal. La dirección preferencial del gradiente con los valores más altos es NE – SW, la misma que presenta en el mapa de anomalía Bouguer Completa satelital (figura 7.37), la forma es muy parecida, lo que cambia un poco es la ubicación de los bajos asociados. Mantiene casi los mismos valores en su alto con -135 mGal para la satelital y de -130 mGal para la terrestre. Para su bajo más grande con -210 mGal para la satelital y -190 mGal para la terrestre.

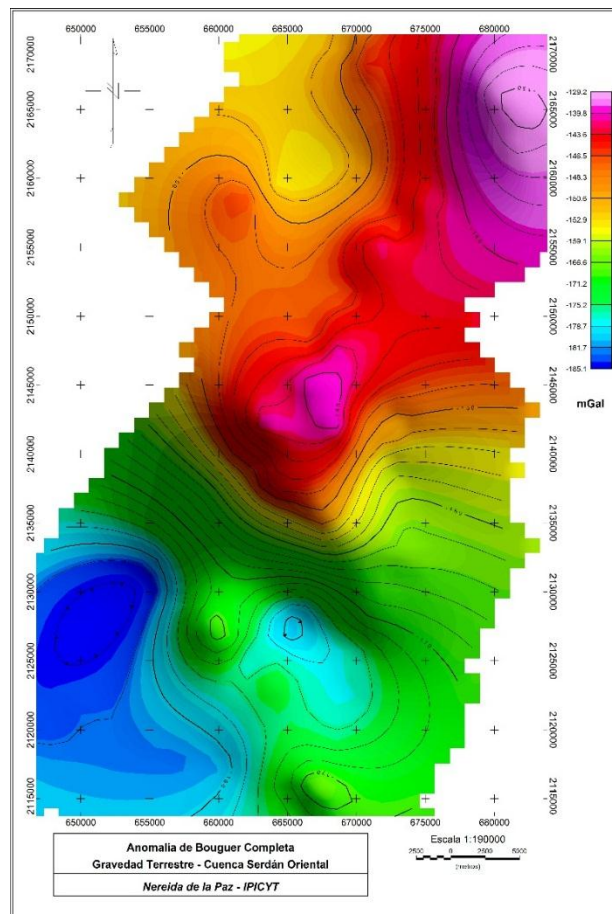


Figura 7.37, mapa de la anomalía de Bouguer Completa para el levantamiento terrestre, se interpolaron 104 estaciones gravimétricas.

7.4.2 Anomalía de Bouguer Residual

La anomalía de Bouguer residual representada en la figura 7.38 se obtuvo después de aplicarle un polinomio de segundo grado a la anomalía de Bouguer

Completa, dejando las frecuencias altas que indican cuales son las características superficiales del área de estudio. Los valores van de -119.7 a -170.8 mGal.

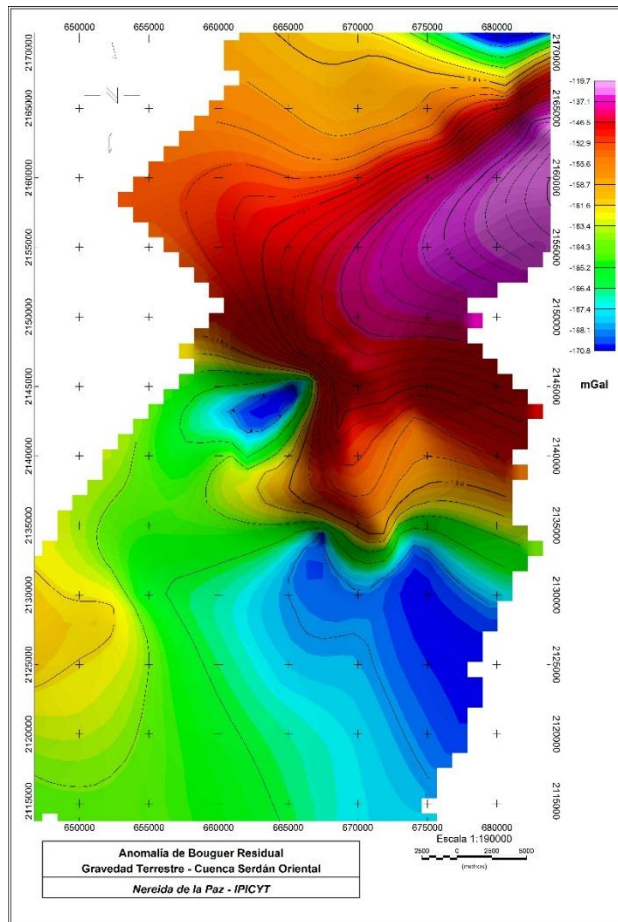


Figura 7.38, mapa de la Anomalia de Bouguer Residual de los domos gemelos Las Derrumbadas, en la mitad de la cuenca Serdán – Oriental.

La anomalía sigue teniendo una dirección NE – SW, con los valores mayores de -119.7 mGal al NE, y los bajos al SW y al SE con valores de -170 mGal, los bordes de las anomalías quedan mejor definidos.

7.5 Modelo 2D Geológico – Geofísico

Para la modelación se utilizó la herramienta GM - SYS de Oasis Montaj™ se utilizaron dos grids, uno correspondiente a la anomalía de Bouguer residual continuada ascendente 1000 m y el grid de la topografía del lugar. Además de las cartas geológicas disponibles, mapas aeromagnéticos y de información sobre los edificios volcánicos que se modelaron, incluyendo la tabla 7.1.

Los perfiles se eligieron tomando en cuenta las señales gravimétricas de interés que representarían el vulcanismo monogenético dentro de la cuenca.

Grids utilizados en la modelación

Anomalía de Bouguer Residual

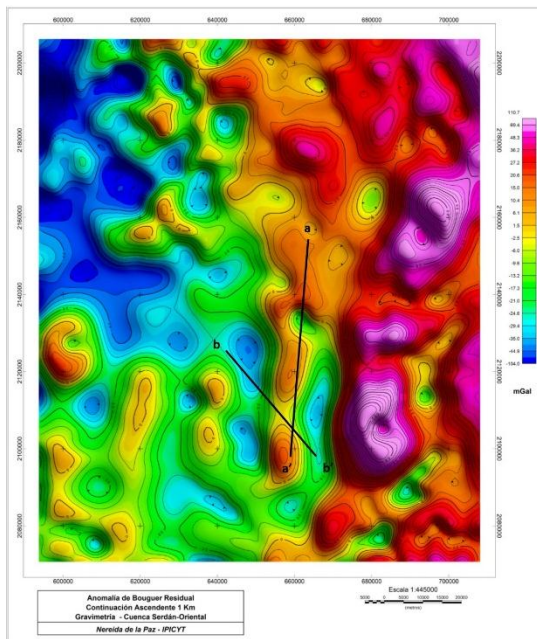


Figura 7.39, mapa de la anomalía de Bouguer Residual continuado ascendente 1000 m.

Topografía

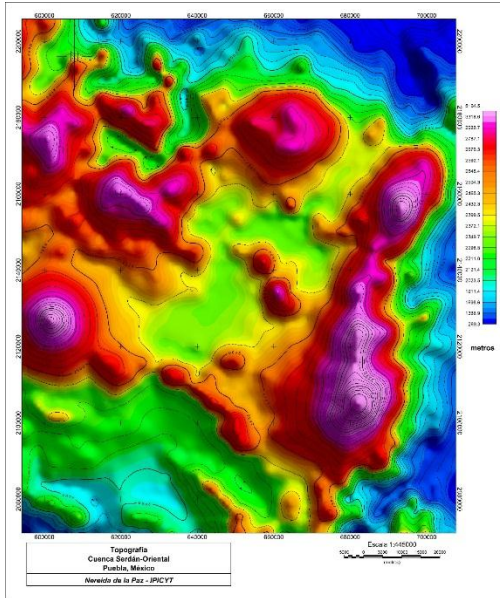


Figura 7.40, mapa topográfico de la cuenca Serdán – Oriental, los puntos más altos marcados por los estratovolcanes Pico de Orizaba y La Malinche, y el Volcán Escudo Cofre de Perote.

Para la elaboración del modelo 2D se utilizaron valores de densidad en el sistema cgs para las rocas identificadas en el área y que se muestran en la tabla 7.2 junto con sus valores.

7.5.1 Perfil a – a'

Ubicado en el centro de la cuenca con una dirección casi N-S cruza por una serie de edificios volcánicos, maar Quechulac, domo de Las Derrumbadas, una serie de conos monogenéticos, de derrames de lavas fisurales y de material de relleno como tobas, pómez y aluvión.

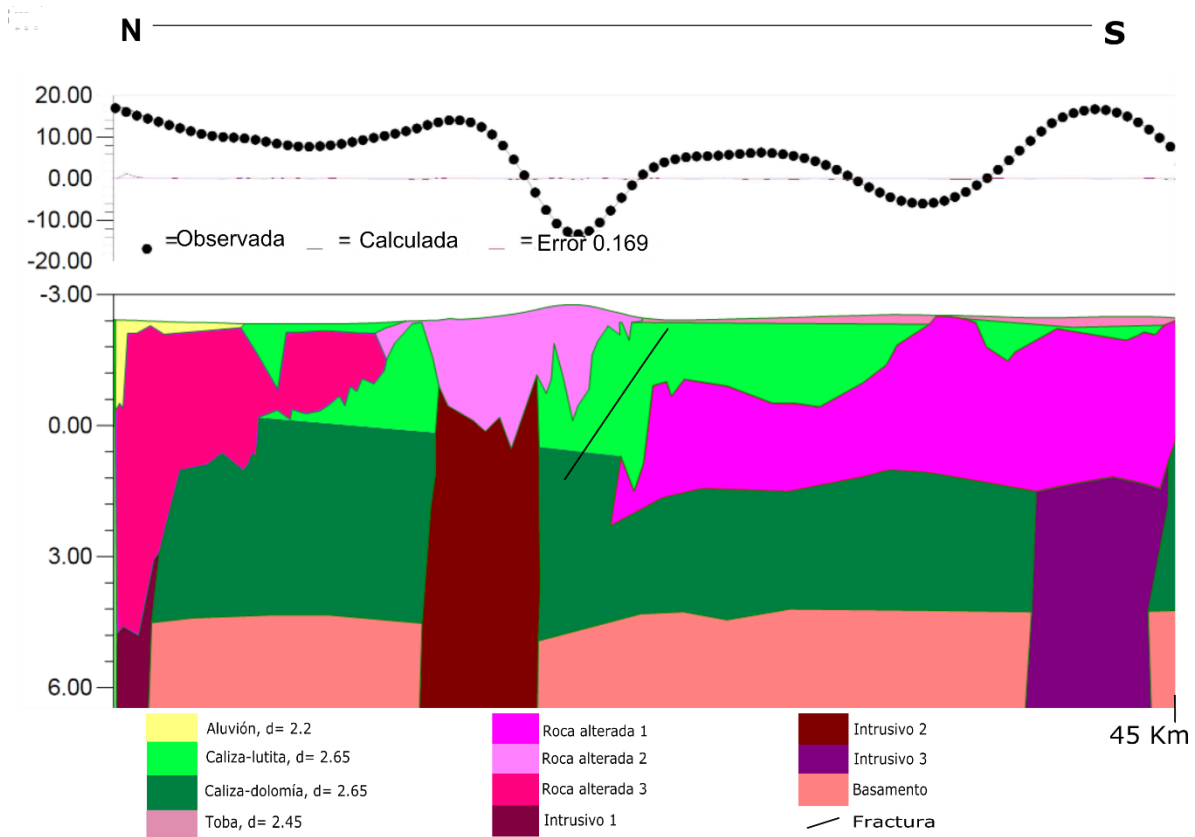


Figura 7.41, perfil geológico – gravimétrico a – a’ de la Cuenca Serdán- Oriental. Las unidades están en mGal. La profundidad máxima del modelo son 6 km. Los valores de densidad (d) en cgm.

Los altos gravimétricos coinciden con tres intrusivos, el bajo más marcado representa a la cúpula más al sur de Las Derrumbadas, para después tener una zona con un pequeño contraste en la gravedad, seguido del segundo bajo que coincide con derrames de lavas fisurales basálticas. El primer extrusivo son andesitas que se han encontrado bajo los maars, pero que su fuente no es clara, habría que extender el perfil a la izquierda para tener un mejor panorama.

Es interesante ver que el magma del intrusivo de la derecha se distribuye lateralmente con una dirección N – S dentro de las calizas al igual que en el mapa de Bouguer Residual. También es importante ver que son estructuras masivas. Parte de la distribución del magma en las calizas parece estar limitada por fracturas en las rocas calizas ya que las fallas darían una respuesta gravimétrica fuerte.

7.5.2 Perfil b – b’

Ubicado al sur de la cuenca atravesándola con una dirección NW-SE y cruzando en una serie de conos monogenéticos con el perfil a – a'. Atraviesa una serie de edificios volcánicos, desde el volcán escudo El Brujo (ubicado en el bajo gravimétrico del perfil) y por una serie de domos monogenéticos de composición basáltica. Además de material volcanoclástico que rellena la cuenca y de derrames de lavas fisurales de composición basáltica (figura 7.42).

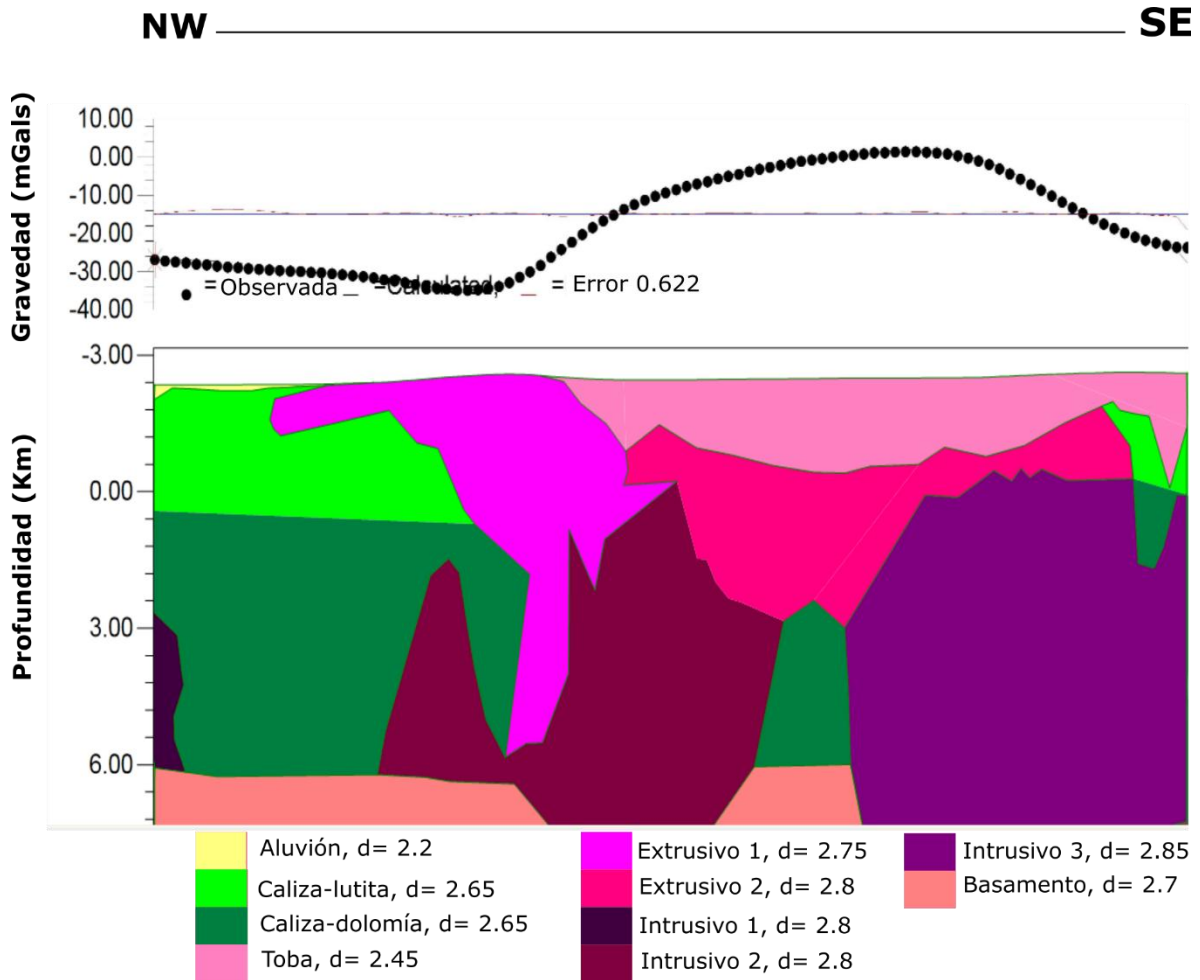


Figura 7.42, perfil geológico – gravimétrico b – b' de la Cuenca Serdán- Oriental. Las unidades están en mGal. La profundidad máxima del modelo son 6.5 km. Los valores de densidad (d) en cgm.

El contraste mayor se da entre el bajo representado por el volcán escudo Cerro Brujo, donde pareciera que la actividad magmática ha migrado al SE esto en correspondencia con la anomalía de Bouguer y con los maars al SE, el alto sostenido parece influenciado por dos intrusivos de diferente densidad, donde el

intrusivo aportó el material para el volcán escudo, mientras que el intrusivo 2 aportó el magma para los conos monogenéticos y las lavas fisurales, tales magmas parecieran haber ascendido a través de grietas que después se llenaron con material volcaniclástico.

Capítulo 8. Discusión

La cuenca Serdán – Oriental es un lugar con una variedad impresionante de vulcanismo, flanqueada por grandes estratovolcanes del Mioceno al Pleistoceno temprano y con desarrollo de vulcanismo monogenético dentro de ella, lo que la vuelve un sistema volcánico complejo, ya que a la vez involucra diversas configuraciones tectónicas y estructurales para el ascenso del magma. Ubicada dentro de la FVTM, se ha visto alternada por episodios de composición máfica con coladas de basalto alcalino y conos monogenéticos durante el Mioceno tardío, durante el final del Mioceno superior y durante el Plioceno temprano los magmas se volvieron diferenciados y se produjo una asociación bimodal entre lavas intraplaca y riolitas, para el Plioceno tardío- Cuaternario el vulcanismo sílico y bimodal cambia a andesítico-basáltico y se desarrollan los grandes estratovolcanes que flanquean la cuenca con edades menores que 1 Ma y se da el desarrollo del campo monogenético durante el Holoceno.

El bimodalismo como se ha expuesto en el capítulo 2 ha formado parte de la FVTM y la afectado de W a E. Estudios magnéticos y gravimétricos, de la tectónica de placas asocian esta diversidad a los cambios en la configuración tectónica desde su inicio hasta la actualidad, donde la placa continental frente al arco se encuentra subyacente por la placa Rivera y la porción central y occidental por la placa de Cocos. La placa Rivera se introduce hacia el manto con un ángulo cercano a 50° , mientras que en la de Cocos es más variable, en su límite con Rivera disminuye su inclinación hasta quedar subhorizontal en una parte de la porción occidental y la porción oriental, al sureste de Palma Sola incrementa su inclinación rápidamente para alcanzar otra vez un ángulo de $45 - 50^\circ$. Las anomalías gravimétricas muestran una estructura sencilla, que sugieren un incremento en el espesor cortical de las costas al interior del continente. La región con mayor espesor cortical se encuentra en la porción Oriental desde el frente volcánico hasta el norte de Puebla según datos de Urrutia-Fucugauchi, 1986), como se describe en la sección 2.4 varios estudios se han llevado a cabo para entender esta asociación bimodal dentro de la porción Oriental y específicamente en la cuenca Serdán – Oriental.

Es el campo monogenético Cuaternario bimodal lo que se estudió, como se ha explicado en el capítulo 3 los campos monogenéticos se agrupan dentro de los campos volcánicos, como en nuestro caso dentro de la FVTM, o siguen estructuras tectónicas lineares como fallas, o en los flancos de volcanes compuestos (Pico de Orizaba – Cofre de Perote), volcanes escudo (Cerro El Brujo) y dentro de calderas (Los Humeros). Es importante mencionar que aunque la formación de un campo monogenético es en alto grado definida por las estructuras preexistentes y la tectónica, el volumen y estilo eruptivo son debidas al conjunto de características de la zona, como disponibilidad de agua, procesos erosivos y en este caso estratovolcanes circundantes, entre otros.

Para poder entender cómo surgió este campo monogenético es necesario entender el sistema de ascenso del magma y como Rooney et al., 2011 explica, éste sistema es controlado por el esfuerzo regional y/o estructuras preexistentes y se expresa en la superficie de la tierra como alineaciones de vents, donde un vent como se ha definido anteriormente es el punto final de la ruta del magma desde su fuente en la parte superior del manto hasta la superficie (McGee et al., 2011). Bajo estos principios se inició con la identificación de los edificios volcánicos de la cuenca (en el capítulo 6 se describe la metodología y modelos usados para la identificación), se identificaron 125 edificios volcánicos monogenéticos y sus vents asociados, donde se encontró que las direcciones preferenciales de estos vents son dos NE-SW y W-E, donde la dirección W-E concuerda con los estudios de García – Palomo et al., 2000, al decir que las rocas volcánicas más primitivas asociadas a un campo monogenético y/o derrames fisurales dentro de la FVTM se han emplazado a lo largo de fallas y fisuras con orientación preferencial E-W, esta orientación es asociada a la etapa distensiva de inicios del Oligoceno y que perduró hasta el Cuaternario que provocó la formación de fosas tectónicas y escalonamientos en las rocas mesozoicas lo que permitió el ascenso de magma, a esta etapa están asociados los edificios volcánicos monogenéticos estudiados al igual que los estratovolcanes de la zona. La dirección NE-SW según Romero – Ríos (1985) es perpendicular a las estructuras de la Sierra Madre Oriental las cuales disloca y se manifiesta por algunas fallas de desplazamiento lateral. Debido a que la orientación

de los edificios monogenéticos se ven relacionados con las formaciones sedimentarias dentro de la cuenca se midieron las direcciones de aquellas que afloran en la cuenca.

La dirección de las rocas sedimentarias tienen una dirección preferente NE-SW lo cual era esperado, la segunda dirección preferente es la NW-SE la cual está asociada a la deformación Laramide como sugiere Negendank et al., 1985, donde los afloramientos esporádicos de calizas del cretácico superior e inferior tienen este rumbo preferente. Tiene además direcciones N-S que parecen haber sido adquirida durante la formación de los grandes estratovolcanes que debieron deformarlas en esa dirección, por último dirección E-W adquirida por la etapa distensiva en la cuenca.

Esta variedad en las direcciones nos habla de una zona bastante activa y en la que el vulcanismo monogenético no ha sido controlado solamente por el régimen distensivo, tal vez éste dio paso al ascenso de magmas que después tomaron direcciones a la vez controladas por el basamento y por las direcciones de emplazamiento de los grandes estratovolcanes. Esta dificultad se hace latente a la hora de intentar crear lineamientos entre las direcciones de elongación de los cráteres, Paulsen y Wilson (2008) exponen que los vents circulares o elongados también pueden ser producidos por erupciones efusivas aisladas provenientes de conductos en forma de pipa o plana donde la fuente es un dique subsuperficial que nunca alcanzó la superficie por lo que no se muestra material volcánico dentro de una alineación, que podría ser el caso para algunos eventos como en los maars cuyo dique migró lateralmente según proponen Austin – Erickson et al., 2011 y Carrasco-Nuñez, 2009. Además que algunos de estos edificios se encuentran agrupados y aunque comparten un espacio su dirección de elongación difiere, aunado a esto la deposición de una gran cantidad de material vulcanoclástico y aluvial dentro de la cuenca han erosionado y cubierto varios edificios.

Los lineamientos magnéticos y gravimétricos nos dieron información sobre las direcciones de las estructuras que están asociadas a los edificios volcánicos monogenéticos cuaternarios. Para los lineamientos magnéticos la dirección

preferente por mucho en el área de la cuenca es E-W, lo que se transmite también en la geometría de las anomalías principalmente de alto gradiente que se ven elongadas en esas direcciones. La segunda dirección preferente es N – S, tales direcciones están relacionadas con el vulcanismo característica de la FVTM. En los lineamientos gravimétricos se vuelve un poco caótico ya que se pueden observar direcciones relacionadas con todas las estructuras presentes dentro de la cuenca, tanto volcánicas N-S y E-W, y sedimentarias NW-SE de la deformación laramide en las rocas cretácicas y de las que forman el basamento. Entonces la elongación de los edificios volcánicos son indicadores de la configuración de las direcciones de fallas a profundidad, como Chadwick y Dieterich, 1995 describen, las alineaciones de vents proporcionan direcciones de estrés tectónico confiable para edades jóvenes (cuaternario), no muestran patrones radiales alrededor de un volcán poligenético (lo que es importante es nuestra zona de estudio) y no son controlados por la topografía, el tamaño y presiones de la cámara magmática.

La magnetometría fue de gran ayuda para identificar las posibles fuentes de los edificios volcánicos, los cuales muestran una agrupación o racimos de conos sobre algunos de los cuerpos de alto magnetismo, además de poder ver la forma, orientación y límites de las fuentes. La geología de los extrusivos se correlaciona de buena manera con las fuentes bajo tales derrames. Se pudo ver que los magmas atrapados por la estructuras del basamento provienen de la misma inyección de magma máfico, pero que en su ascenso han pasado por varios procesos de asimilación entre ellos de asimilación cortical (debemos tener en cuenta que se encuentra en la zona cortical más densa de FVTM) o por interacción con fluidos provenientes de la placa de subducción. Los grandes volcanes tienen las mayores susceptibilidades de la zona, seguidos por los domos y el volcán escudo y por ultimo algunos lugares al sur de Pico de Orizaba donde están asociados racimos de conos. Los estudios geoquímicos que se han llevado en la zona aún no son concluyentes, aun así se reconocen firmas que indican procesos de diferenciación fraccionada.

La gravimetría por otra parte permitió ver la geometría del basamento, ya que se correlaciona con la topografía, y ver como se encuentran emplazados los

magmas, en este caso en forma de diques que suben de manera perpendicular hasta llegar a la capa de calizas del cretácico para ser atrapados y extenderse de manera lateral formando esas anomalías elongadas N-S que caracterizan a la zona de vulcanismo monogenético y siendo cortadas por las fallas de desplazamiento lateral E-W, propias de las cuencas pull apart, siendo posible que el régimen N-S sea el sistema dominante (el lineamiento de la cordillera volcánica Cofre de Perote – Pico de Orizaba, parece marcar el límite de la cuenca).

Estudios geofísicos de magnetometría y gravimetría como los que se llevaron a cabo en los campos volcánicos de Tuxtla y de Rahat muestran una buena correlación entre los cuerpos a profundidad y los volcanes tipo monogenético en superficie, donde los picos de las anomalías se relacionan directamente con los edificios de mayor tamaño al igual que en este caso de estudio y en los cuales el sistema de fallas superficial es el que distribuye a los conos pequeños, para el caso de Tuxtla en Veracruz dentro aún de la FVTM se puede ver una serie de concordancias como que las anomalías son elongadas, además de que los datos magnéticos definen sistemas de fallas NW-SE y fallas secundarias E-W, y los datos gravumétricos tienen una dirección de elongación N-S paralela a las fallas mapeadas e inferidas.

Capítulo 9. Conclusiones

A través de la magnetometría y la gravimetría se pudieron comparar los lineamientos de los edificios monogenéticos cuaternarios de la Cuenca Serdán – Oriental, donde se pudo comprobar que los vents elongados sirven de indicadores de los esfuerzos tectónicos, para medir la dirección de fallas a profundidad lo que permite entender la geometría del basamento e inferir la presencia y orientación de diques a poca profundidad así como sus mecanismos de inyección.

Se definieron además patrones estructurales en conjunto del análisis de la elongación de los vents con los métodos potenciales:

- 1) Asociado a un régimen distensivo del Oligoceno al Cuaternario que provoca fallamiento normal que permite el ascenso de magma, y se registra en toda la FVTM, están las direcciones N-S y E-W.
- 2) Dirección NE-SW, perpendicular a las estructuras de la Sierra Madre Oriental y que son responsables por las fallas de escalonamiento (horst y graben) y desplazamiento lateral, y presentes en las calizas del cretácico superior e inferior que afloran dentro de la cuenca Serdán – Oriental, cuya dirección se debe a la compresión causada por la orogenia Laramide.

El vulcanismo monogenético de la zona fue llevado a cabo a través de erupciones efusivas aisladas causadas por conductos con forma plana (que debido a los esfuerzos migraron lateralmente en su ascenso) donde la fuente es un dique superficial que no alcanzó la superficie, esto para los edificios monogenéticos de mayor tamaño como los domos y maars. Mientras que los lineamientos de conos aunque relativamente pequeños fueron producidos en zonas de fallamiento con diques propagados varios kilómetros.

Se observó además que el vulcanismo de toda la zona está relacionado al venir de la misma fuente del manto pero su ascenso y diferenciación se encuentra condicionado por la geometría del basamento. El vulcanismo monogenético parece haber sido atrapado en las rocas del cretácico y distribuido N-S en estas estructuras.

Los modelos sirvieron como herramientas para encontrar las fronteras entre los cuerpos estudiados, definir su espesor y geometría, así como los efectos que producen en un área.

Bibliografía

Aboud, E., El-Masry, N., Gaddah, A., Algahtani, F., Mouft, M.R.H. 2015. Magnetic and gravity data analysis of Rahat Volcanic field, El – Madinah City, Saudi Arabia. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics* (2015)4,154-162.

Alvarez, R. and Yutsis, V.V. 2017. Potential fields modeling of the Serdan – Oriental basin, Eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 80(2017)375-388.

Arzate, J., Corbo – Camargo, F., Carrasco, G., Hernandez, J., and Yutsis, V. 2018. The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical data. *Geothermics* 71(2008)200-211.n

Austin-Erickson, A., Ort, M.H., Buttner, R., Zimanowski, B., Dellino, P., 2008. Phreatomagmatic explosions of rhyolitic magma: Experimental and field evidence. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, B11201.

Austin-Erickson, A., Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G., 2011. Rhyolitic phreatomagmatis explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Volcanic Belt). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201 (2011) pp. 325-341.

Baltazar-Chongo, O., 1982. Informe final de detalle estratigráfico. Prospecto Tepeyahualco, Córdoba, Ver., PEMEX (Inédito).

Baranov, V. and Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *Geophysics*, 29, pp. 67-79.

Besch, T.H., Negendank, J.F.W., Tobschall, H.J., Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of clacalkaline and alkaline magmas of the Eastern trans-mexican volcanic belt. *Geof. Int.*, Vol. 27-4, pp. 641 – 663.

Briggs, I. C., 1974. Machine contouring minimum curvature. *Geophysics*, 39, pp. 39 – 48.

Burger, H. R., 1992. Exploration using magnetic method in exploration geophysics of the shallow surface. Prentice Hall, pp. 389 – 452.

Cantagrel, J. and Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, pp. 99-114.

Carrasco-Nuñez, G. and Riggs, N.R., 2008. Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171 (2008) pp. 307-315.

Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Capra, L., Siebert, L., Vázquez-Selem, L. 2010. Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197 (2010) pp. 209-224.

Carrasco-Nuñez, G., Ort, M. H., Romero, C., 2007. Evolution and hydrological conditions of a maar volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159 (2007) pp. 179-197.

Cebrià, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., 2011. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: examples from the Michoacán–Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201, pp. 73–82.

Cedillo-Rodríguez, F., 1985. Estudio Geohidrológico en el área Los Humeros-Las Derrumbadas. Morelia, Mich., CFE. Resumen inédito.

Chadwick, W.W. and Dieterich, J.H., 1995. Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66, pp. 37–52.

Christiansen, R. L. and Lipman, P. W., 1972. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States. II. Late Cenozoic. *Phil. Trans. R. Soc. London* A271, pp. 249-284.

Connor, B. C. and Conway, M., 2000. Basaltic Volcanic Fields. In: *Encyclopedia of Volcanoes*. Editor in Chief: Haraldur Sigurdsson, University of Rhode Island, U.S.A. Academic Press, pp. 331-343.

Connor, C. B., Stamatakos, J. A., Ferrill, D. A., Hill, B. E., Ofoegbu, G., Conway, F. M., 2000. Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. *J Geophys Res*, 105(1), pp. 417-32.

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I., McKee, E.H., 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research* 91, 4920–4938.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol. Rev.*, 2, pp. 172-187.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

Ego, F. and Ansan, V., 2002. Why is the central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, 359, pp. 189-208.

Espindola, J.M., Lopez-Loera, H., Mena, M., Zamora-Camacho, A. 2016. Internal architecture of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, México inferred from gravity and magnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324(2016)15-27.

Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: *Geology*, 32(1), pp. 77-80.

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, pp. 129-148. En: Tuena-Gómez, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Núm. 3*, pp. 227-283.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., 2005a. Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.

Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005b. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, pp. 284-306.

Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, pp. 161-185.

Ferriz, H. and Mahood, G.A. 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geof. Int. Vol. 25- I*, 1986, pp. 117-156.

Fink, J. H. 1983. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, pp. 362 – 380. In: Eichelberger, J. C., Carrigan, C. R., Westrich, H. R., Price, R. H., 1986. Non-explosive silicic volcanism. *Sandia National Laboratories. Nature vol.* 323.

Fink, J. H. and Anderson, S. W., 1999. Lava domes and coulees. In: *Encyclopedia of Volcanoes*. Editor in Chief: Haraldur Sigurdsson, University of Rhode Island, U.S.A. Academic Press pp. 307-319.

García-Palomo, A., Macías, J., Garduño, V., 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, 318, pp. 281-302.

Geyer, A., and Martí, J., 2010. The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics*, 483(3-4), pp. 310-326.

Gómez-Tuena, A. and Carrasco-Nuñez, G., 2000. Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318 (2000) pp. 249-280.

Griffiths, R. W. and Fink, J. H., 1993. Effect of surface cooling on the spreading of lava flows and domes. *Journal of Fluid Mechanics*, pp. 1-37.

Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro–Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bull. Volcanol.* 74 (5), pp. 1187–1211.

Gutmann, J. T., 2002. Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic fields, Sonora, Mexico. *J Volcanol Geotherm Res*, 113(1-2), pp. 345-56.

Hasenaka, T., and Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25, pp. 105–124.

Head III, J.W. and Wilson, L., 1989. Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 37, pp. 261–271.

Henderson, R., 1970. On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. *Geophysics* 35, pp. 916 – 919.

Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Smith, I.E.M., 1999. Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91 (1), pp. 97–120.

Jankovics, M.É., Harangi, S., Kiss, B., Ntaflós, T., 2012. Open-system evolution of the Füzestó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: constraints from mineral textures and compositions. *Lithos* 140–141, pp. 25–37.

Johnson, E., Wallace, P., Chashman, K., Granados, H. D., Kent, A., 2008. Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth Planet Sci Lett*, 269, pp. 478-87.

Keppie, J. and Ortega-Gutiérrez, J., 1998. Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1 Ga orogen. In: Ramos, V., Keppie, J. D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper*, 336, pp. 199-210. En: Tuena-Gómez, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005. *Petrogénesis de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Núm. 3*, pp. 227-283.

Kereszturi, G. and Németh, K., 2008. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. Chapter 1 In “Updates in Volcanology – New advances in understanding volcanic systems”. , book edited by Karoly Nemeth, ISBN 978-953-51-0915-0, Published: September 27, 2012 under CC BY 3.0 license. © The Author(s).

Kilburn, C. R.J., 2000. Lava flows and Flow fields. In: Encyclopedia of Volcanoes. Editor in Chief: Haraldur Sigurdsson, University of Rhode Island, U.S.A. Academic Press, pp. 291-305.

Kostoglodov, V. and Bandy, W., 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North American plates: Journal of Geophysical Research, 100(B9), 17977-17989.

Kuntz, M. A., Champion, D. E., Spiker, E. C., Lefebvre, R. H., 1986. Contrasting magma types and steady-state, volume-predictable, basaltic volcanism along the Great Rift, Idaho. Geol Soc Am Bull, 97(5), pp. 579-94.

López-Rojas, M. and Carrasco-Núñez, G. 2015. Depositional facies and migration of the eruptive loci for Atexcac axalapazco (central Mexico): implications for the morphology of the crater. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.32, núm 3, 2015, 9. 377-394.

Lorenz, V. and Kurszlaukis, S., 2006. Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 1 59 (2007) pp. 4-32.

Lorenz, V., 1970. Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole maar, central Oregon, Geol. Soc. Amer. Bull., 81, pp. 1823-1830.

Lorenz, V., 1973. On the Formation of Maars. Geologisches Institut der Universitat, Mainz, Germany. Bull. Volcanol, 37, pp. 183-204.

Lowrie, W. 2007. Fundamentals of Geophysics, 2nd Edition. Cambridge University Press. ISBN – 13 978 – 0 – 511 – 35447 – 9 eBook (EBL).

Márquez, A., Oyarzún, R., Doblaz, M., Verma, S., 1999. Alkalic (oceanic island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?, Geology, 27, pp. 51-54.

Martin, U. and Németh, K., 2004. Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin. Geologica Hungarica, Series Geologica, Budapest 26, pp.198.

McGee, L., Beier, C., Smith, I., Turner, S., 2011. Dynamics of melting beneath a smallscale basaltic system: a U–Th–Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand. Contributions to Mineralogy and Petrology. pp. 1–17.

Mena, M. and Gonzalez-Morán, T., 1978. Regional gravity of Los Humeros volcanic área. Geofísica Int. 17, pp. 429-443.

Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data: Journal of Geodynamics, 15, 181-201.

Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principal and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, pp. 1–16.

Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 2 (Ed. S.P. Verma), 24, pp. 477-525.

Németh, K., Haller, M.J., Siebe, C., 2011. Maars and scoria cones: the enigma of monogenetic volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201 (2011) v-viii.

Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., Jacobo-Albarran, J., 2003. The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, en 99^a Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, p. 58.

Ort, M.H. and Carrasco-Núñez, G. 2009. Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east-central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 181 (2009) pp. 67-77.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 1992. Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo pp. 74

Pardo, M. and Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.

Paulsen, T.S. and Wilson, T.J., 2009. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics* 482 (2010) pp. 16-28.

Reeves, C. 2005. *Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice & Interpretation*. Earthworks. Published by Geosoft.

Risso, C., Németh, K., Combina, A. M., Nulo, F., Drosina, M., 2008. The Role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llanquanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169, pp. 61-86.

Robin, C., 1982. Relations Volcanologie – Magmatologie – Géodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le Sud Mexicain. (Axe trans-mexicain et Province alcaline Orientale). *Ann. Sci. de l'Univ. de Clermont-Ferrand* II.

Romero-Ríos, F., 1985. Exploración en la zona geotérmica de Las Derrumbadas, Puebla. Informe 37/85. CFE: Comisión Federal de Electricidad. Gerencia de proyectos geotermoeléctricos. Subgerencia de estudios geotérmicos. Departamento de Exploración.

Rooney, T.O., Bastow, I.D., Keir, D., 2011. Insights into extensional processes during magma assisted rifting: evidence from aligned scoria cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201 (1–4), pp. 83–96. In: Corvec, N.L., Sporli, K.B., Rowland, J., Lindsay, J., 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields.

Rossi, M. J., 1996. Morphology and mechanism of eruption of postglacial shield volcanoes in Iceland. *Bull Volcanol* (1996) 57, pp. 530-540

Rubin, A. M., 1995. Propagation of Magma-Filled Cracks. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 23, pp. 287-336.

Salazar- Mandujano, S., 1969. Estudio geológico regional del Prospecto Zacatepec. Poza Rica, Veracruz. PEMEX. Inédito.

Schaaf, P and Carrasco-Núñez, G. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197 (2010) pp. 108-122.

Schmincke, H. U., 2004. *Volcanism*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg. ISBN: 9783642189524 online.

Scott, D.H., Trask, N.J., 1971. Geology of the Lunar Crater volcanic field, Nye County, Nevada. United States Geological Survey Professional Paper 599-I, 1–22.

SGM. 2002. Servicio Geológico Mexicano (SGM). Carta Geológico – Minera Veracruz E14-3.

Sharma, P. V., 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press. ISBN: 0 521 57240 1.

Sheridan, M.F. and Wohletz, K.H., 1983. Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1983) pp. 1-29. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam- Printed in The Netherlands.

Siebe, C. and Verma, S.P. 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chemie der Erde – Geochemistry*. *Chem. Erde* 48 (1988), pp. 177-189.

Sigvaldason, G.E., Annertz, K., Nilsson, M., 1992. Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjoll area, Central Iceland. *Bull Volcanol* 54, pp. 385-392.

Sparks, R. S. J., 1978. *J. Volc. Geotherm. Res.* 3, 1 –38. In Eichelberger, J. C., Carrigan, C. R., Westrich, H. R., Price, R. H., 1986. Non-explosive silicic volcanism. Sandia National Laboratories. *Nature* vol. 323.

Stearns, H.T. and MacDonald, G.A., 1996. Geology and groundwater resources of the island of Hawaii. Hawaii Div. Hydrol. Bull., 67, pp. 13-49.

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: Geological Society of America Bulletin, 113(6), pp. 693-703.

Suter, M., Quintero, O., Johnson, C., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the trans-Mexican volcanic belt. 1. The Venta de Bravo fault. J. Geophys. Res. 97, 11983–11993.

Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. J Geophys Res, 99(B7), 10.1029/94JB00494.

Telford W. E., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., 1990. Applied Geophysics: Cambridge University Press, pp. 770.

Thordarson, Th, Self, S., 1993. The Laki (Skaftár Fires) and Grímsvötn eruptions in 1783–1785. Bulletin of Volcanology 55, 233–263.

Tibaldi, A., Bonali, F.L., Corazzato, C., 2014. The diverging volcanic rift system. Tectonophysics 611, pp. 94–113. En: López-Loera, H. y Tristán-González, M., 2013. Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 65, Núm. 1, 2013.

Toprak, V., 1998. Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey. J Volcanol Geotherm Res, 85(1-4), pp. 55.

Tuena-Gómez, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Núm. 3, pp. 227-283.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heatflow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-Preliminary report: Geofísica Internacional, 25(4), pp. 559-573

Valentine, G. A. and Gregg, T. K. P., 2008. Continental basaltic volcanoes-Processes and problems. J Volcanol Geotherm Res, 177(4), pp. 857-73.

Valentine, G. A., and Perry, F. V., 2007. Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). Earth Planet Sci Lett, 261(1-2), pp. 201-16.

Vergnolle, S. and Mangan, M., 2000. Hawaiian and Strombolian eruptions. In: Sigurdsson, H. (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, pp. 447–461.

Verma, S., 2000a. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt, In: Delgado-Granados, H., Aguirre- Díaz, G., Stock, J. (eds.), Cenozoic

tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (334), pp.1-28.

Vespermann, D., and Schmincke, H.-U., 2000. Scoria cones and tuff rings. In Sigurdsson, H., ed., *Encyclopedia of volcanoes*: San Diego, Academic Press, pp. 683–694.

Viggiano Guerra, J. C., 1984. Resultados de 13 estudios petrográficos en muestras de la zona geotérmica Las Derrumbadas, Pue. Morelia, Mich. CFE. (Inédito).

Walker, G. P. L., 2000. Basaltic volcanoes and volcanic systems. In Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J, editors. *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego: Academic Press, 283-290.

Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K., 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. *J Volcanol Geotherm Res*, 164(4), pp. 193-204.

Wood, C. A., 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *J Volcanol Geotherm Res*, 7(3-4), pp. 387-413.

Yáñez García, C. y Casique Vásquez, J., 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas. México, D.F. CFE. (Inédito).

Yañez, C. y Garcia, S. 1982. Exploración de la Región geotérmica Los Humeros – Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz, Comisión Federal de Electricidad, México, D.F. pp. 96.

Zhang, D. and Lutz, T., 1989. Structural control of igneous complexes and kimberlites: a new statistical method. *Tectonophysics* 159 (1–2), pp. 137–148. In: Cebrià, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., 2011. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: examples from the Michoacán–Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201, pp. 73–82.

Zimanowski, B. and Wohletz, K. H., 2000. Physics of Phreatomagmatism I y II. *Terra Nostra*, v 6, pp. 515-523. International Maar Conference, Daun, Germany, August 17 – 27, 2000.

Zimmer, B.W., Riggs, N.R., Carrasco-Núñez, G., 2010. Evolution of tuff ring-dome complex: the case study of Cerro Pinto, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bull Volcanol* (2010) 72, pp.1223-1240.

Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map project. *Journal of Geophysical Research* 97, 11,703–11,728.