

**UNIVERSIDAD DE CIENCIAS Y
ARTES DE CHIAPAS**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN EN
GESTIÓN DE RIESGOS Y CAMBIO
CLIMÁTICO**

LICENCIATURA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

TESIS

**“ESTIMACIÓN DEL PELIGRO POR CAÍDA DE
TEFRA DE LOS VOLCANES CHICHÓN Y
TACANÁ”**

**PARA OBTENER EL GRADO DE:
LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
SÁNCHEZ BENITO JOVANI MISHO**

**DIRECTOR:
DR. MIGUEL ÁNGEL ALATORRE
IBARGÜENGOITIA**

**ASESORES:
DRA. SILVIA G. RAMOS HERNÁNDEZ.
DR. EMMANUEL DÍAZ NIGENDA**



**Tuxtla Gutiérrez, Chiapas a
17 de Agosto del 2020**



Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas
Dirección de Servicios Escolares
Departamento de Certificación Escolar
Autorización de impresión



Lugar: TUXTLA GUTIÉRREZ, CHIAPAS
Fecha: MAYO 20, 2020

C. **JOVANI MISHO SÁNCHEZ BENITO**

Pasante del Programa Educativo de: **LICENCIATURA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

Realizado el análisis y revisión correspondiente a su trabajo recepcional denominado:
ESTIMACIÓN DEL PELIGRO POR CAÍDA DE TEFRA DE LOS VOLCANES CHICHÓN

Y TACANÁ.

En la modalidad de: **TESIS PROFESIONAL**

Nos permitimos hacer de su conocimiento que esta Comisión Revisora considera que dicho documento reúne los requisitos y méritos necesarios para que proceda a la impresión correspondiente, y de esta manera se encuentre en condiciones de proceder con el trámite que le permita sustentar su Examen Profesional.

ATENTAMENTE

Revisores

DR. MIGUEL ÁNGEL ALATORRE IBARGÜENGOITIA

DRA. SILVIA G. RAMOS HERNÁNDEZ

DR. EMMANUEL DIAZ NIGENDA

Firmas:

Miguel Ángel Alatorre
Silvia Ramos
Emmanuel Díaz

Ccp. Expediente

Revista

{ 1 }

“Yo te pido que seas fuerte y valiente, que no te desanimes ni tengas miedo, porque yo soy tu Dios, y te ayudaré por dondequiera que vayas”

Josué 1:9 TLA

DEDICATORIA

El presente trabajo está dedicado principalmente a Dios, por ser el inspirador, el proveedor y darme fuerza para continuar durante todo este proceso.

A mi madre Adelina, por su amor, trabajo y sacrificio todos estos años, ya que gracias a ella he logrado llegar hasta aquí y convertirme en lo que soy.

A mi hermana Alis por estar siempre presente, acompañándome y brindándome su apoyo y su cariño a lo largo de toda mi vida.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi gratitud a Dios, por haberme acompañado y guiado a lo largo de mi carrera, por todas y cada una de las bendiciones que me ha dado, por darme salud, y por llenar siempre mi vida con amor y bondad.

A mi familia, mi madre y mi hermana, por el apoyo incondicional que me han brindado, por regañarme cuando fue necesario y alentarme en todo momento. Y al señor Miguel Contreras Luis por el apoyo durante gran parte de la carrera.

Quiero expresar mi más grande y sincero agradecimiento al Dr. Miguel Ángel Alatorre Ibarquengoitia, principal colaborador durante todo este proceso, por aceptarme para realizar este trabajo bajo su dirección y quien con sus conocimientos y enseñanzas permitió el desarrollo de este trabajo. No cabe duda que su participación ha enriquecido este proyecto y a me ha dejado enseñanzas científicas y personales.

Debo agradecer también al Dr. Emmanuel Díaz Nigenda por su importante aporte y participación activa en el desarrollo de esta tesis. Destacando, su disponibilidad y paciencia que resultaron beneficiosas tanto a nivel científico como personal.

Le agradezco a la Dra. Silvia Ramos Hernández por el tiempo invertido, por los aportes a este trabajo y principalmente por todo lo que ha realizado por el instituto de investigación en gestión de riesgos y cambio climático.

A la Mtra. Andrea Venegas Sandoval, por ser una persona de bendición en mi vida, por ser una guía, por escucharme y por ayudarme en momentos difíciles.

A mis profesores en general, les agradezco ser parte de toda mi formación profesional, por la paciencia brindada a lo largo de estos años y las enseñanzas que me han dejado.

Agradezco también a Lizeth Domínguez por todos los momentos que vivimos y por ser parte importante de mi vida.

Para mis compañeros de grupo, también tengo palabras de agradecimiento, ha sido un camino largo y duro el que hemos recorrido y el tiempo que convivimos juntos ha sido de gran enseñanza para mí, he aprendido mucho de ustedes y aunque posiblemente no estemos en contacto de manera constante los recordare. Muchas Gracias: Harumi, Kisai, Mariana, Monserrat, Pilar, Alan, Andrei, Antonio, Josue, y Juan Carlos.

En especial quiero agradecer a Liliana Rendón por ser una amiga incondicional, por ser tan linda y enojona como ella sola y por estar en momentos complicados para mí. A Jesús Constantino por ser un compañero y amigo generoso y dispuesto, que compartió conocimientos y experiencias de tipo profesional y personal que fueron de gran valor. A Jonathan Escobar por abrirme las puertas de su hogar y de su familia y ayudarme en todo momento. A Cesar Mancilla por escucharme, por las largas caminatas que dimos y por ser un amigo como pocos. Y a Diana porque sin decir una palabra se volvió mi canción. Mil gracias.

Contenido

RESUMEN.....	XVII
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. MARCO TEÓRICO	3
2.1. Tipos de erupciones volcánicas	6
2.2. Peligro y riesgo volcánico	14
2.3. Transporte de tefra	15
2.4. Modelos de dispersión de tefra	19
2.4.1. Modelos eulerianos y lagrangianos	19
2.4.2. Modelos computacionales de dispersión de tefra	24
2.4.2.1. Modelo TEPHRA 2	24
2.4.2.2. Modelo Hazmap	32
2.4.2.3. Modelo FALL3D	39
2.5. Presión hidrostática	51
3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	54
4. JUSTIFICACIÓN	55
5. ANTECEDENTES	57
5.1. Modelado de caída de tefra en diferentes volcanes del mundo	57
5.2. Modelado de caída de tefra en el volcán Chichón.....	60
5.3. Modelado de caída de tefra en el volcán Tacaná.....	68
6. HIPÓTESIS	77
7. OBJETIVOS.....	77
7.1. General.....	77
7.2. Particulares.....	77
8. ÁREA DE ESTUDIO	78
8.1. Volcán Chichonal	78
8.1.1. Ubicación.....	78
8.1.2. Geología.....	80
8.1.3. Edafología	82
8.1.4. Uso de suelo y vegetación.....	84
8.1.5. Climatología.....	85
8.1.6. Estado actual y distribución de la población.....	86
8.1.7. Historia eruptiva del volcán Chichón.....	87
8.1.7.1. Erupción de 1982.....	88
8.2. Volcán Tacaná.....	91

8.2.1.	Ubicación.....	92
8.2.2.	Geología.....	93
8.2.3.	Edafología	96
8.2.4.	Uso de suelo y vegetación.....	97
8.2.5.	Climatología.....	98
8.2.6.	Estado actual y distribución de la población.....	99
8.2.7.	Historia eruptiva del volcán Tacaná.....	100
8.2.7.1.	Erupción de 1986.....	104
9.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	106
9.1.	Recopilación de información	107
9.2.	Definición de escenarios eruptivos.....	108
9.3.	Definición de escenarios climáticos	111
9.4.	Elaboración de mapas base	114
9.5.	Simulaciones	115
9.6.	Mapas de peligro	115
10.	RESULTADOS	116
10.1.	Caída de tefra por la erupción del volcán Chichón de 1982.....	116
10.2.	Estimación del peligro por caída de tefra proveniente del volcán Chichón. 122	
10.3.	Estimación del peligro por caída de tefra proveniente del volcán Tacaná.	143
11.	DISCUSIÓN DE RESULTADOS	163
12.	CONCLUSIONES.....	168
13.	RECOMENDACIONES	170
14.	LITERATURA CITADA	171
15.	ANEXOS.....	185
15.1.	Tablas de resultados del volcán Chichón.....	185
15.2.	Tablas de resultados del Volcán Tacaná	197

Índice de figuras

Figura 1. Clasificación según el patrón eruptivo observado en los volcanes.....	6
Figura 2. Criterios del Índice de Explosividad Volcánica (VEI).....	8
Figura 3. Esquema de una explosión de tipo pliniana.	11
Figura 4. Esquema de una explosión de tipo estromboliana.....	12
Figura 5. Esquema de una explosión de tipo vulcaniana.	13
Figura 6. Formación de una pluma volcánica y sus fases. Hb: altura a la cual la densidad de la pluma es igual que la de la atmósfera. Ht: Altura máxima.....	18
Figura 7. Discretización del dominio espacial en el modelo euleriano.	21
Figura 8. Discretización de los flujos de contaminantes a través de una celda de dominio.....	22
Figura 9. Descripción de la ubicación de las partículas emitidas por el volcán desde el cráter hasta la altura máxima de la columna en base a su tamaño.....	27
Figura 10. Cantidad relativa de partículas presentes en el depósito de acuerdo al tamaño.....	27
Figura 11. Columna producida por una erupción pliniana en el volcán Lasear, Chile de 1993.....	28
Figura 12. Distancias de caída para partículas esféricas de ceniza volcánica de 0.1-50 μm en función del tiempo.....	28
Figura 13. Dispersión de partículas debido al aumento de la altura de la columna eruptiva.....	29
Figura 14. Modificación de la ubicación de las partículas emitidas por el volcán desde el cráter hasta la altura máxima de la columna de acuerdo a su tamaño y a la difusión atmosférica.....	30
Figura 15. Acumulación de masa en puntos aledaños al volcán.....	31
Figura 16. Zona cercana al volcán Cerro negro de 1992.....	32
Figura 17. Forma de la columna: la distribución de la masa dentro de la columna eruptiva, dada por la ecuación (10). En el eje y, la altura de la columna relativa. En el eje x un valor proporcional a la fracción de masa. (a) $\lambda=1$ y los valores indicados de A. (b) $A = 4$ y los valores de λ . La línea de trazos indica $3/4$ de la altura de la columna.....	36
Figura 18. Depósitos de lluvia de las tres fases de la erupción de El Chichón de 1982 y del depósito total efectivo, obtenidos utilizando el modelo FALL3D. Los contornos son carga de cenizas en kg/m^2	64
Figura 19. a) Simulación de nube de cenizas FALL3D de la fase A1 ejecutada para el día 29 de marzo a las 1330 UTC. Los contornos son carga de columnas en tn/km^2 . b) Crecimiento lateral de la nube de la fase A1 según lo registrado por el satélite meteorológico GOES. Los contornos están en intervalos de una hora. Dos instantáneas corresponden aproximadamente al 29 de marzo a las 1330 UTC.....	65
Figura 20. Imágenes instantáneas de las simulaciones de la nube de cenizas de FALL3D el 4 de abril a las 0930 UTC (a) y 2100 UTC (b). Los contornos son cargas de columnas en tn/km^2 . La ceniza volcánica vista con el radiómetro avanzado de muy alta resolución (AVHRR) el 4 de abril a las 0945 UTC (c) y 2100 UTC (d).	66
Figura 21. Mapa preliminar de zonas de peligro potencial de flujos de lava y depósitos de nubes de ceniza de futuras erupciones del volcán Tacaná.....	69

Figura 22: Mapa de Isopacas de depósitos de ceniza del Tacaná.....	70
Figura 23. Dirección de los vientos dominantes a 10,000 - 50,000 pies de altura sobre la ciudad de Guatemala. Los vientos del poniente predominan durante la temporada seca (diciembre-abril), y los vientos del oriente durante la temporada de lluvias (junio – octubre). No se observa patrón de direcciones dominantes durante los meses de mayo y noviembre.....	70
Figura 24. Mapas de Isopacas e isopletas del miembro masivo de la Piedra Pómez Sibinal que muestra el eje de dispersión principal del depósito. A) Líneas de Isopacas; B) Líneas de isopletas. Los valores de ambos mapas están en cm y los valores que se muestran en puntos negros son el promedio de los cinco clastos líticos más grandes.	72
Figura 25: Mapas de probabilidad de peligro para diferentes umbrales de carga de ceniza en el TVC A) 1 kg/m²; B) 10 kg/m²; y C) 100 kg/m². El color del contorno denota el porcentaje de probabilidad de exceder los valores de umbral dados.	75
Figura 26. Mapas de peligro probabilístico para dos niveles de vuelo, considerando dos concentraciones críticas de cenizas: A) FL100 con un umbral de 0.2 mg/ m³; B) FL100 de 2.0 mg/ m³; C) FL300 considerando el umbral de 0.2 mg/m³; y D) FL300 para el umbral de 2.0 mg/m³. El color del contorno denota el porcentaje de probabilidad de superar los valores de umbral dados.	76
Figura 27. Mapa de ubicación del Volcán Chichón.....	78
Figura 28. Localización de los principales volcanes de México (triángulos negros). Existen otras regiones volcánicas aisladas como: las islas Revillagigedo, el complejo volcánico de Tres Vírgenes, el campo volcánico de Los Tuxtlas, el arco volcánico Chiapaneco.	79
Figura 29. Mapa de las áreas con los principales tipos de roca de las zonas aledañas al volcán Chichón.	80
Figura 30. Interior del Cráter del volcán Chichón.....	81
Figura 31. Mapa de las áreas con los principales tipos de suelos de las zonas aledañas al volcán Chichón.	83
Figura 32. Mapa los principales tipos de vegetación y uso de suelo de las zonas aledañas al volcán Chichón.	84
Figura 33. Mapa de los tipos de Climas de las zonas aledañas al volcán Chichón... ..	85
Figura 34. Volcán Tacaná visto desde la parte lateral.....	91
Figura 35. Mapa de ubicación del Volcán Tacaná, Elaboración propia con base en datos obtenidos de INEGI y de La Secretaria de Planificación y Programación de la Presidencia (SEGEPLAN).	92
Figura 36. Mapa geológico general del complejo volcánico de Tacaná el cual se encuentra enclavado dentro de la caldera de San Rafael de 1 Ma. Se muestran algunos de los depósitos piroclásticos producidos durante los últimos 50 000 años en el volcán Tacaná y el depósito de flujo piroclástico Mixcun de 1950 años. T: volcán Tacaná, SA: volcán San Antonio, Ch: volcán Chichuj, A: domo Las Ardillas.....	95
Figura 37: Columnas estratigráficas compuestas de los volcanes Chichuj, Tacaná y San Antonio y la cúpula Las Ardillas, formando el Complejo Volcánico Tacaná. Las columnas muestran un complejo conjunto de depósitos que indican el derrame de lava y la construcción de la cúpula, seguidos de colapsos de edificios de Chichuj, Tacaná y San Antonio. Los eventos plinianos a subplinianos y los colapsos de	

columnas asociados generaron depósitos piroclásticos concentrados en el volcán Tacaná.....	101
Figura 38: Ejemplo de Perfil de viento del 28 de marzo de 1982.....	111
Figura 39: Ejemplo de los datos obtenidos del perfil de viento, para el 1 de marzo de 1982 de la zona del volcán Chichón. En el cuadro rojo se indica la presión atmosférica.....	112
Figura 41. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 28 de Marzo de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de todas las horas del día de la erupción.....	119
Figura 40. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 28 de marzo de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de las horas más cercanas a la erupción.....	119
Figura 42. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 3 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de las horas más cercanas a la erupción.....	120
Figura 43. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 3 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de todas las horas del día de la erupción.....	120
Figura 45. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 4 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de todas las horas del día de la erupción.....	121
Figura 44. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 4 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de las horas más cercanas a la erupción.....	121
Figura 46. Rosa de vientos de datos del trimestre abril-junio para 112 metros de altura, A) Rosa de vientos para los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Rosa de vientos para los años de 2007 hasta el año 2017.....	126
Figura 47. Rosa de vientos de datos del trimestre enero-marzo para 11958 metros de altura, A) Rosa de vientos para los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Rosa de vientos para los años de 2007 hasta el año 2017.....	127
Figura 48. Rosa de vientos de datos del trimestre julio-septiembre para 39463 metros de altura, A) Rosa de vientos para los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Rosa de vientos para los años de 2007 hasta el año 2017.....	127
Figura 49. Isomasas (kg/m ²) obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico A1 del volcán Chichón. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.....	128
Figura 50. Isomasas (kg/m ²) obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico B del volcán Chichón. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.....	129
Figura 51. Isomasas (kg/m ²) obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico C del volcán Chichón. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.....	130

Figura 52. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.....	131
Figura 53: Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.....	132
Figura 54. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.....	133
Figura 55. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.	134
Figura 56. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.	135
Figura 57. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.	136
Figura 58. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.....	137
Figura 59. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.....	138
Figura 60. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.....	139
Figura 61. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.	140
Figura 62. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.	141
Figura 63. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.	142
Figura 64. Rosa de vientos de datos del trimestre Julio-Septiembre para 112 metros de altura en la zona del volcán Tacaná, A) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 2007 hasta el año 2017.	146
Figura 65. Rosa de vientos de datos del trimestre Enero-Marzo para 11958 metros de altura en la zona del volcán Tacaná, A) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 2007 hasta el año 2017.	147
Figura 66. Rosa de vientos de datos del trimestre Julio-Septiembre para 39463 metros de altura en la zona del volcán Tacaná, A) Vientos correspondientes al periodo	

abarcado por los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 2007 hasta el año 2017.	147
Figura 67. Obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico uno del volcán Tacaná. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.	148
Figura 68. Obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico dos del volcán Tacaná. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.	149
Figura 69. Obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico tres del volcán Tacaná. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.	150
Figura 70. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.	151
Figura 71. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.	152
Figura 72. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.	153
Figura 73. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.	154
Figura 74. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.	155
Figura 75. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.	156
Figura 76. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.	157
Figura 77. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.	158
Figura 78: Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.	159
Figura 79. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.	160

Figura 80. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre. 161

Figura 81. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre. 162

Índice de tablas

Tabla 1. Equivalencias y clasificación de los tamaños de granos.	16
Tabla 2. Parámetros de las simulaciones de Hazmap que mejor reproducen los datos de campo de las erupciones del volcán Chichón de 1982, ^a Los vientos se giraron con respecto a su dirección original en sentido anti-horario.	61
Tabla 3. Valores de masa total, MFR y altura de la columna obtenidos con el modelo BPT.....	63
Tabla 4. Resultados de los mapas de probabilidad de carga de cenizas para el escenario A1 Pliniano para la carga masiva de más de 100 kg/m ² y 300 kg/m ²	67
Tabla 5. Resultados de los mapas de probabilidad de carga de cenizas para el escenario A1 + B + C Pliniano para la carga masiva de 100 kg/m ² y 300 kg/m ²	67
Tabla 6. Gama de parámetros de entrada utilizados para las ejecuciones numéricas FALL3D.	73
Tabla 7. Población por Municipio.	99
Tabla 8. Tasa de Marginación.	100
Tabla 9: Lista comparativa de las características de los diferentes programas tomados en cuenta para la realización de las recreaciones eruptivas.....	107
Tabla 10. Fases eruptivas del volcán Chichón (1982).	109
Tabla 11. Fases eruptivas para el Volcán Tacaná.	110
Tabla 12. Estaciones climáticas más cercanas al volcán Chichón.	113
Tabla 13. Estaciones climáticas más cercanas al volcán Tacaná.	114
Tabla 14. Datos del perfil de viento convertidos mediante la ecuación de presión hidrostática.	116
Tabla 15: Promedio de los datos del perfil de viento de las 18:00 h y 24:00 h del 28 de marzo correspondientes a las horas más cercana a la erupción.	117
Tabla 16. Promedio de los datos del perfil de viento perteneciente al día completo del 28 de marzo de 1982.....	118
Tabla 17. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Chichón.....	185
Tabla 18. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Chichón.....	186
Tabla 19. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre enero-marzo Para el volcán Chichón.....	187
Tabla 20. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Chichón.....	188
Tabla 21. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Chichón.....	189
Tabla 22. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Chichón.....	190

Tabla 23. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Chichón.....	191
Tabla 24. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Chichón.....	192
Tabla 25. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Chichón.....	193
Tabla 26. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Chichón.....	194
Tabla 27. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Chichón.....	195
Tabla 28. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Chichón.....	196
Tabla 29. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Tacaná.....	197
Tabla 30. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Tacaná.....	198
Tabla 31. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Tacaná.....	199
Tabla 32. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Tacaná.....	200
Tabla 33. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Tacaná.....	201
Tabla 34. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Tacaná.....	202
Tabla 35. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Tacaná.....	203
Tabla 36. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Tacaná.....	204
Tabla 37. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Tacaná.....	205

Tabla 38. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Tacaná.	206
Tabla 39. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Tacaná.	207
Tabla 40. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Tacaná.	208

RESUMEN

A lo largo de su historia eruptiva, Los volcanes Chichón y Tacaná (Chiapas) han mostrado actividad explosiva importante. Dentro de los peligros asociados a este tipo de actividad se encuentra la caída de tefra, es decir, los productos volcánicos arrojados en grandes cantidades de bloques, lapilli y ceniza a la atmosfera, las cuales pueden causar problemas de salud en la población, problemas de infraestructura como en casas y carreteras, problemas en los campos y así mismo, problemas con los animales.

En el presente trabajo se evalúan las zonas que pueden ser afectadas por caída de tefra provenientes de ambos volcanes utilizando TEPHRA2, que es un modelo basado en el modelo Suzuki (Suzuki, 1983), en el cual la difusión, advección y sedimentación del material piroclástico arrojado por los volcanes son calculadas mediante la ecuación de conservación de masa.

Para cada volcán se consideraron cuatro escenarios de viento y tres escenarios eruptivos, la información para la creación de los escenarios de viento se obtuvo de la base de datos de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés), mientras que para los escenarios eruptivos se optó por recurrir a la información obtenida por diferentes trabajos de investigación realizados con base a los volcanes mencionados.

En total se presentan 12 mapas de cada uno de los volcanes mencionados, estimando las áreas que podrían ser afectadas por la caída de tefra en diferentes escenarios, delimitando las zonas que podrían ser afectadas por medio de mapas de peligro, las cuales podrían ser utilizados como herramientas para la mitigación de riesgos y salvaguarda de la vida de las personas en caso de una crisis volcánica.

1. INTRODUCCIÓN

La Volcanología es una ciencia joven que ha experimentado un considerable avance en los últimos años del siglo XX. Este desarrollo permite determinar con bastante aproximación, dónde y cuándo se va a producir una erupción volcánica e incluso adelantar hipótesis sobre el previsible comportamiento de dicha erupción. Se puede afirmar, por lo tanto, que en la actualidad estamos ante un fenómeno natural susceptible de ser predicho y, en consecuencia, sobre la base de un eficaz sistema de vigilancia, por lo que es posible diseñar planes de prevención y mitigación, potenciando las estructuras científicas y de protección civil y acompañado de un gran esfuerzo educacional a todos los niveles (Llinares *et al.*, 2006).

En los últimos 30 años, la modelación física de los procesos volcánicos ha cobrado relevancia como un mecanismo para simular los efectos de una erupción y de esta forma comprender sus posibles impactos en el ambiente (Felpeto, citado en Barrantes *et al.*, 2013). Los modelos conceptuales creados a partir del conocimiento de la física del problema pueden ser traducidos en conjuntos de ecuaciones matemáticas, secuencias de reglas explícitas que convierten entradas numéricas en salidas numéricas con un propósito específico (Dingman, citado en Barrantes *et al.*, 2013). Los modelos matemáticos de procesos naturales son una representación parcial de la realidad, que reproducen algunas de sus características de manera selectiva, consideradas relevantes para el problema en cuestión. La simulación computacional corresponde a la implementación de un modelo matemático que describe la dinámica esencial del comportamiento de un sistema de interés. Su utilidad fundamental está en la posibilidad de diseñar y realizar experimentos computacionales con el modelo y extraer conclusiones relevantes a partir de sus resultados. La simulación permite examinar el comportamiento del sistema en casos en los que resulta imposible o impráctico ejecutar el experimento o esperar a que suceda en la realidad. Generalmente su diseño busca un equilibrio entre la precisión y el costo computacional (Barrantes *et al.*, 2013).

La evaluación de riesgo por la caída de tefra volcánica es un problema importante no solamente desde un punto de vista científico, sino también económico y político, especialmente en zonas densamente pobladas. Los avances realizados en las últimas dos décadas se obtuvieron a través del uso de los modelos computacionales cada vez más potentes y capaces, y que hoy en día se utilizan para cuantificar los escenarios de peligro y/o para dar pronósticos a corto plazo (Folch *et al.*, 2008).

El conocer anticipadamente las posibles áreas y grados de afectación producidos por el problema de caída de tefra en México, en especial a la producida por los volcanes Chichón y Tacaná ubicados en el estado de Chiapas, es de mucho interés debido a las afectaciones que pueden provocar en la salud de la población, en la infraestructura de las localidades, así como a las zonas de agricultura y ganadería, y con base en ello poder realizar planes de mitigación y contingencia, de ahí la importancia de aplicar esta tecnología, por medio de la técnica del escenario. En la estimación del peligro, la identificación de potenciales desastres es de mucha relevancia y se puede obtener a través del análisis de diferentes escenarios.

En la presente tesis se evaluará la aplicabilidad de diferentes escenarios eruptivos y meteorológicos, al peligro que representa la caída de tefra proveniente de los volcanes mencionados anteriormente.

2. MARCO TEÓRICO

A diferencia de otros fenómenos naturales, el volcánico presenta múltiples facetas; un mismo sistema puede tener tipos muy distintos de erupciones, e incluso durante el desarrollo de una erupción puede cambiar su dinámica, pudiendo pasar de una actividad relativamente tranquila a otra tremendamente violenta. Por ello, en este apartado se hace una revisión de los principios básicos de la actividad volcánica, haciendo hincapié en los aspectos más relevantes para la comprensión de la amenaza volcánica.

Los volcanes son una manifestación en superficie de la energía interna de la Tierra, la temperatura y la presión se incrementan a medida que nos acercamos al centro de esta, alcanzándose temperaturas de 5000 °C en el núcleo. De acuerdo a Llinares *et al.* (2006), el efecto combinado de la temperatura y la presión a distintas profundidades provoca un comportamiento diferente de los materiales que se estructuran en varias capas a mencionar:

- La corteza, fría y muy rígida, es la capa externa.
- El manto, con temperaturas superiores a los 1000 °C, presenta un comportamiento semirrígido. En los niveles superiores es donde se originan los magmas por fusión parcial de las rocas que allí se encuentran. En el manto inferior (Astenósfera), los materiales se mueven lentamente debido a las corrientes de convección originadas por las diferencias de temperatura entre la parte superior y el núcleo, provocando el movimiento de las placas tectónicas.
- El núcleo es la parte más interna y más densa de la Tierra. Se encuentra a una temperatura próxima a los 5000 °C. Debido a esta elevada temperatura, los materiales se comportan como un líquido (núcleo externo); sin embargo, en la zona más profunda se encuentran en forma sólida debido a la elevadísima presión que soportan.

La actual estructura interna de la Tierra se ha ido formando a medida que el planeta ha ido envejeciendo y enfriándose. Inicialmente, toda la superficie estaba constituida por materiales fundidos, que han ido solidificándose en el transcurso de miles de millones de años. La actividad volcánica actual es sólo un resto de este proceso (*ibídem*).

Un volcán es un punto de la superficie terrestre por donde sale al exterior el material fundido (magma) generado en el interior de la Tierra y, ocasionalmente, material no magmático. Estos materiales se acumulan alrededor del centro emisor, dando lugar a relieves positivos con morfologías diversas (*ibídem*). Según esta definición, un volcán no representa únicamente una morfología (en forma de montaña), sino que es el resultado de un proceso complejo que incluye la formación, ascenso, evolución, emisión del magma y depósito de estos materiales. Generalmente los volcanes tienen en su cumbre o en sus costados, grandes cavidades de forma aproximadamente circular denominadas cráteres, generadas por erupciones anteriores, en cuyas bases puede, en ocasiones, apreciarse la abertura de la chimenea volcánica. Los volcanes que se forman por la acumulación de materiales emitidos por varias erupciones a lo largo del tiempo geológico se llaman poligenéticos, o volcanes centrales. Existe otro tipo de volcanes que nacen, desarrollan una erupción que puede durar algunos años y se extinguen sin volver a tener actividad. En lugar de ocurrir otra erupción en ese volcán, puede nacer otro volcán similar en la misma región. A este tipo de volcán se le denomina monogenético y es muy abundante en México (De la Cruz, 2008).

De los volcanes se desprenden componentes como el magma, que como se mencionó anteriormente, es una mezcla de materiales rocosos fundidos (líquido), que puede contener partículas sólidas en suspensión y gases disueltos. Está formado mayoritariamente por silicatos y según el porcentaje de sílice (SiO_2) que contenga se clasifica en:

- Básico o máfico, cuando es inferior al 52%.
- Ácido o félsico, cuando supera el 63%.

- Intermedio, cuando el porcentaje está entre el 52 y el 63%.

Las propiedades del magma dependen de la roca origen de las que procede. Una vez que el magma abandona la zona de fusión y empieza a ascender estará sometido a un proceso de enfriamiento y descompresión que hará variar su composición química y sus propiedades físicas y una vez expulsado por el volcán se denomina lava. Las lavas son rocas de composición homogénea emitidas en forma líquida durante una erupción volcánica. Las propiedades físicas de la lava (especialmente la viscosidad), la variación de temperatura durante su recorrido, el volumen de material emitido y las características del terreno por el que discurre, influyen sobre la morfología final que adquieren (Linares *et al.*, 2006).

Una erupción volcánica se refiere a la emisión de gases a altas temperaturas y magma. Los factores que influyen en el tipo de actividad presentada por los volcanes es la viscosidad del magma y el contenido de gas en exsolución, éstos son factores determinantes de la forma y explosividad de los volcanes. Otro factor que influye es el contacto con cuerpos de agua meteórica, la cual se refiere al agua subterránea (por ejemplo: acuíferos y/o sedimentos saturados) que en tiempo reciente ha formado parte del ciclo hidrológico (Fagundo *et al.*, 2004), y lagos con el magma (Aparicio, 2010).

La viscosidad es la resistencia interna que opone una sustancia a fluir y depende de la composición química (los magmas silíceos son más viscosos), temperatura, contenido de volátiles disueltos, cristales dentro del magma y burbujas. Si el magma es poco viscoso, los gases escapan con relativa facilidad y la lava fluye sin violencia; de lo contrario, la lava puede estallar o romperse en pedazos a causa de los gases que se expanden para después, ser lanzada al aire. En el primer caso se trata de erupciones efusivas y de explosivas en el segundo (*ibídem*).

2.1. Tipos de erupciones volcánicas

Por su tipo de actividad, los volcanes se clasifican según el patrón eruptivo observado en aquellos más estudiados y que presentan un comportamiento definido. En general encontramos seis tipos o modalidades de erupciones (Virtual Volcano, 2008), éstas se muestran en la figura 1 y son explicados a continuación:

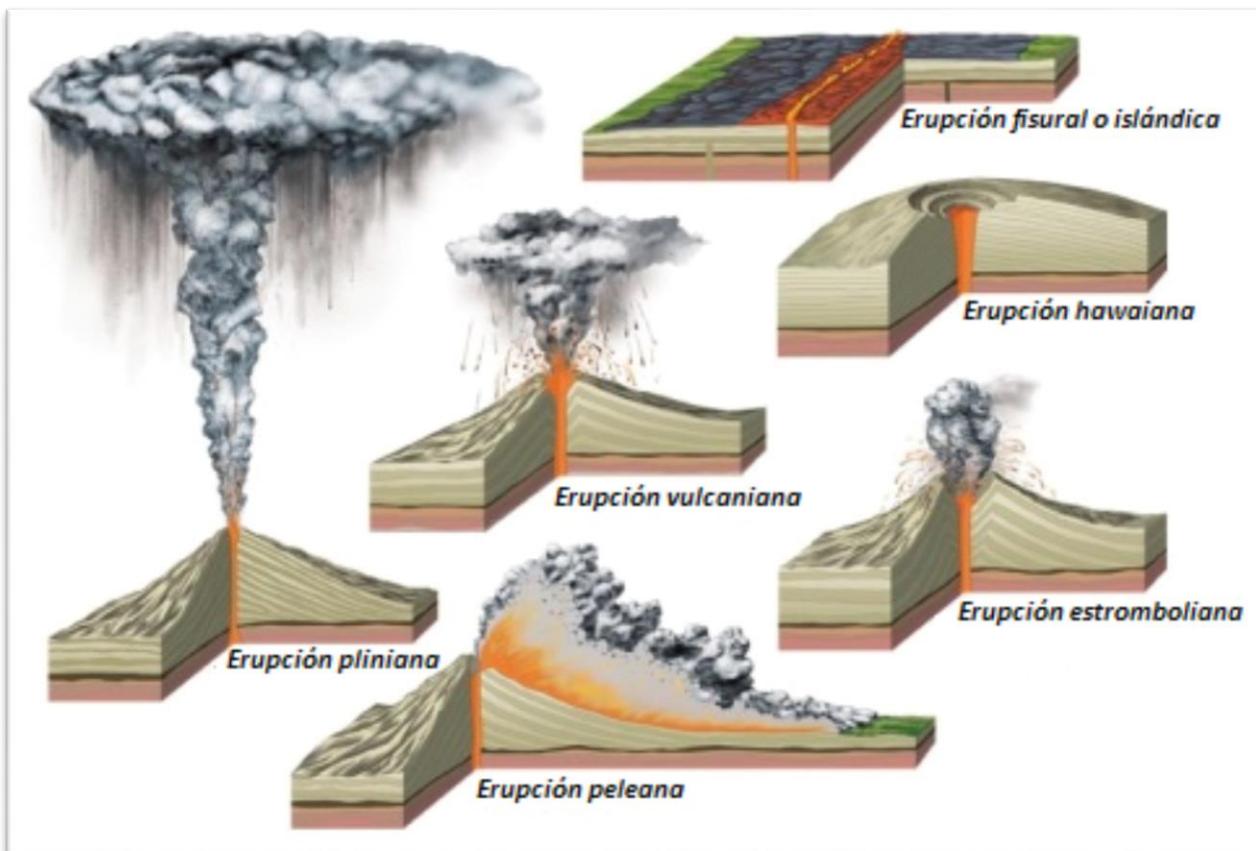


Figura 1. Clasificación según el patrón eruptivo observado en los volcanes (tomado de la Encyclopaedia Británica, Inc., 2006).

Las de tipo Pliniano son erupciones muy violentas que levantan columnas verticales de gases, y piroclastos a varias decenas de kilómetros de altura. A menudo son acompañadas por el colapso de la parte superior del edificio volcánico. Ejemplo de este tipo de erupción fue la erupción del Vesubio en Italia en el año 79 DC.

Las erupciones de tipo Vulcaniano producen erupciones de poca duración y más violentas debido principalmente a que el magma es más viscoso y por lo tanto la liberación de los gases más difícil. Tales erupciones van acompañadas por una gran nube de gases cargados de ceniza y fragmentos de rocas que alcanzan varios kilómetros de altura. Después de ocurrida la explosión, que limpia la chimenea, una corriente de lava puede tener lugar, ya sea saliendo por el cráter principal, secundario o por una fisura lateral. Un ejemplo es el Volcán de Fuego en Guatemala.

Las erupciones de tipo Estromboliano se caracterizan por una actividad regular o constante de explosiones que lanzan lava viscosa en estado incandescente. En ocasiones, son acompañadas por ríos de lava, emisión de gases y suelen edificar conos de escoria con bastante rapidez. Un ejemplo de este tipo de actividad es la del Volcán Pacaya en Guatemala.

Las erupciones de tipo Peleano se caracterizan por su alto índice de explosividad asociado a un magma viscoso con alto contenido de gases. Pueden producir explosiones de gases que involucra rocas y magma muy pulverizado dirigido lateralmente, formando nubes ardientes o flujos piroclásticos. Por ejemplo la erupción del Monte Peleé en Martinica en 1902.

Las erupciones de tipo Hawaiano son aquellas cuyas lavas son muy fluidas, sin que tengan desprendimientos gaseosos explosivos, estas lavas forman grandes flujos e incluso lagos de lava. Los gases son liberados en forma pasiva. Las erupciones violentas son raras y los gases pueden impulsar fuentes de lava que llegan a alcanzar 500 m de altura.

Por último las erupciones de tipo fisural o Islándica, se refieren a aquellas en las que no existe un cono con cráter central, como en todos los anteriores. La característica principal es la emisión de enormes volúmenes de lava a través de

fisuras o grietas. Algunas forman coladas de poco espesor que cubren áreas enormes.

El Índice de Explosividad Volcánica o IEV (VEI por sus siglas en inglés; Newhall *et al.*, 1982) es una escala integradora que abarca valores desde 0 a 8 para describir el volumen y la altura de la pluma de una erupción dada (Romero *et al.*, 2015). A cada erupción se le asigna un grado de la escala utilizando la mayor cantidad posible de los criterios que se observan en la figura 2. El índice está basado en la información de la magnitud (en este caso el volumen emitido) y la intensidad (en este caso la altura de la columna eruptiva). El VEI puede ser aplicado para erupciones recientes como antiguas. Esta escala no es usada para erupciones efusivas (que emiten lava de manera tranquila), las cuales al no ser explosivas reciben una clasificación de 0 ó 1 (Pyle, 2000).

	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción General	No explosiva	Pequeña	Moderada	Moderada-Larga	Larga	Muy larga			
Volumen de Tefra (m ³)		1x10 ⁴	1x10 ⁶	1x10 ⁷	1x10 ⁸	1x10 ⁹	1x10 ¹⁰	1x10 ¹¹	1x10 ¹²
Altura de la columna (km)									
Sobre el cráter	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Sobre el nivel del mar									
Descripción cualitativa	"Ligero"	"Efusivo"	"Explosivo"		"Cataclismo"		"Paroxismal"	"Colosal"	
						"Severo"	"Violento"	"Terrible"	
Tipo de erupción	"Hawaiano"		"Stromboliano"		"Vulcaniano"		"Pliniano"		"Ultra-pliniano"
Duración (explosión continua)	< 1 hr		1-6 hrs		6-12 hrs		>12 hrs		
Máx. Explosividad enumerada en CAVW	Flujo de lava		Freático		Explosión o nube ardiente				
	Domo o flujo de lodo								
Inyección de materiales en la troposfera	Despreciable	Menor	Moderado	Substancial					
Inyección de materiales en la estratósfera	Nulo	Nulo	Nulo	Possible	Moderado	Significativo			
Número de erupciones	699	845	3477	869	278	84	39	4	0

Figura 2. Criterios del Índice de Explosividad Volcánica (VEI). Modificado de Simkin y Siebert, (1994).

De acuerdo con este índice, el tamaño de una erupción explosiva depende principalmente de cinco parámetros, los cuales fueron inicialmente identificados por Walker (1980):

1. Magnitud, la cual está determinada por el volumen del material arrojado (km^3).
2. Intensidad, definida como el volumen de material arrojado por unidad de tiempo y que se determina a partir de la altura de la columna eruptiva y de las velocidades de salida (kg/s).
3. Poder de dispersión, el cual está determinado por la altura de la columna eruptiva.
4. Violencia de la liberación de energía cinética, que tiene un significado físico similar a la intensidad pero que se refiere principalmente a eventos explosivos instantáneos y no a erupciones sostenidas.
5. Potencial destructivo, definido como la extensión de devastación real o potencial de una erupción.

Se asume que la magnitud y la intensidad de las erupciones están relacionadas, sin embargo, las diferencias entre ambas variables, cuantitativa y cualitativa, hace necesarias dos escalas diferentes para describir la magnitud e intensidad (Pyle, 2000). La caída de tefra es el fenómeno más frecuente en las erupciones de carácter explosivo; sin embargo, los depósitos más voluminosos se producen en erupciones cuyo VEI es superior a 4 (Newhall *et al.*, 1982).

En general, las erupciones volcánicas explosivas se producen cuando la presión del gas contenido en el magma supera la resistencia de la roca o el fundido, las velocidades de deformación viscosa del magma son mayores que la velocidad de relajación de la masa fundida o el magma interactúa con agua externa (McBirney *et al.*, 1970). Cuando el magma se aproxima a la superficie, al disminuir la presión de confinamiento ocurre la exsolución gradual de los volátiles por sobresaturación, formando burbujas de gas que se distribuyen al interior del líquido, siendo responsables finalmente de la fragmentación del magma en una serie de partículas

vítreas suspendidas en el gas (Parfitt *et al.*, 2008). A continuación se describen los mecanismos en función de los principales tipos de erupciones explosivas:

Las erupciones explosivas plinianas: A cierta profundidad un volumen considerable de magma se desgasifica mientras asciende por el conducto a partir de la cámara magmática, lo que provoca que se empiecen a formar burbujas. Al ir ascendiendo el magma hacia el cráter, la presión litostática disminuye, la presión interna del magma aumenta y las burbujas de gas empiezan a crecer, lo que provoca que el magma se fragmente progresivamente y finalmente sea expulsado hacia la atmósfera con velocidades del orden de cientos de metros por segundo (Wilson, 1980). Zhang (1999) establece que la fragmentación ocurre cuando los esfuerzos de tensión en las paredes internas de las burbujas son mayores a la resistencia del magma. A pesar de que los fragmentos resultantes presentan una gran variedad de tamaños, la mayor parte de ellos son suficientemente pequeños (menores a 10 mm) lo que les permite mantener el equilibrio térmico con los gases magmáticos mientras son acelerados (Francis, 1995). En la figura 3 se muestra un bosquejo de una explosión pliniana.

La actividad volcánica de tipo pliniano se considera como una de las erupciones de mayor magnitud y explosividad, con la formación de nubes eruptivas constituidas por fragmentos de magma y gas que pueden alcanzar hasta los 40 km de altura, y son acompañadas por la caída de ceniza sobre grandes distancias (i.e. Rosi *et al.*, 2001). Sin embargo, sólo unas pocas erupciones se han podido observar y documentar en tiempos históricos (como la descripción hecha por Plinio el Joven durante la erupción del Volcán Vesubio, Italia en el año 79 D.C.) por lo que la información sobre su dinámica ha sido en su mayoría derivada del análisis de sus depósitos (Rosi *et al.*, citado en Aparicio, 2012).

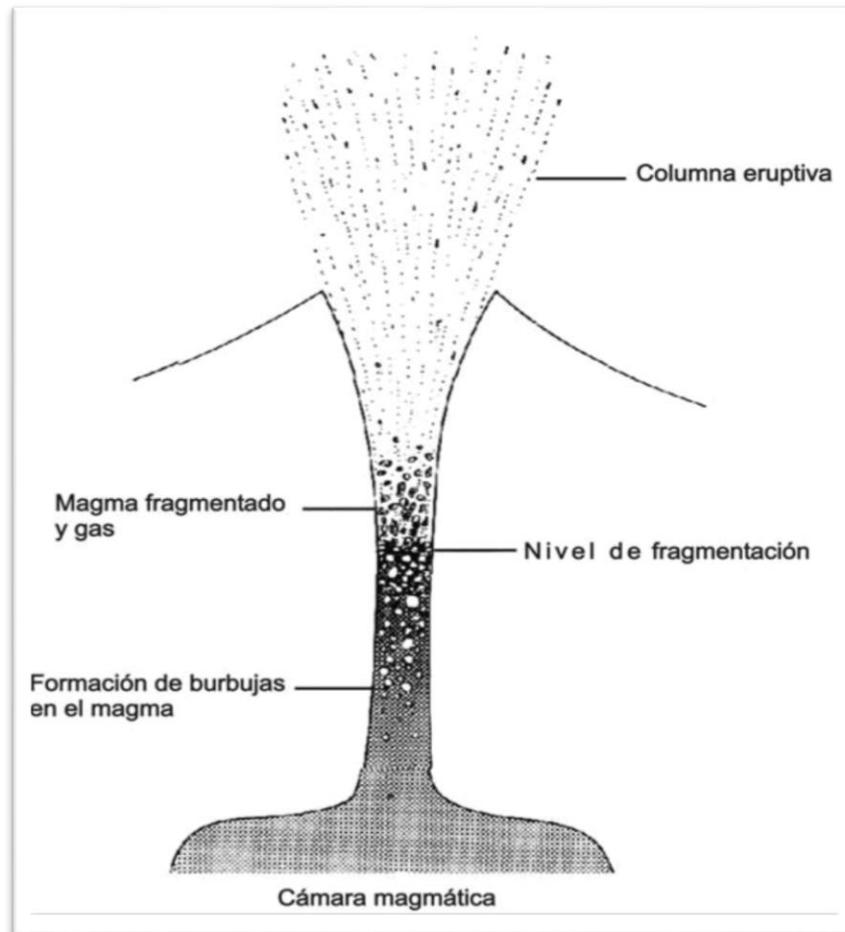


Figura 3. Esquema de una explosión de tipo pliniana. Modificada de Francis (1995).

Las erupciones estrombolianas explosivas involucran magmas menos viscosos que las plinianas, pero que ascienden lentamente con velocidades típicas del orden de pocos metros por segundo. Esto permite que se formen burbujas de gas en zonas relativamente profundas, las cuales se mueven hacia la superficie a través del cuerpo de magma aumentando progresivamente su volumen hasta alcanzar el techo de la columna magmática. Al llegar a niveles superficiales, estas burbujas producen explosiones discretas que se suceden cada pocos minutos, y que ocasionalmente son acompañadas por breves derrames de lava.

El proceso de cada explosión corresponde a la evolución de una burbuja, lo que implica un continuo, aunque escaso, aporte de magma desde zonas profundas

en donde los fragmentos arrojados forman la membrana de la burbuja (Francis, citado en Alatorre, 2003). En la figura 4 se muestra un esquema de una explosión estromboliana.

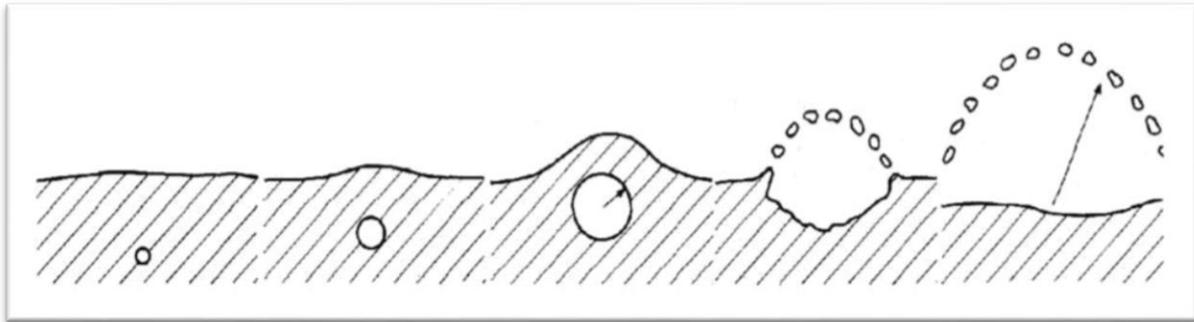


Figura 4. Esquema de una explosión de tipo estromboliana. Tomada de Araña y Ortiz (1984).

Durante las erupciones explosivas del tipo vulcaniano ocurren explosiones discretas a intervalos que van desde algunos minutos hasta algunas horas y que tienen lugar en zonas poco profundas. Este término también se asocia a las primeras explosiones que fragmentan y arrojan una gran cantidad de rocas para limpiar el conducto de un volcán que inicia una nueva etapa eruptiva tras un largo periodo de tranquilidad. En las explosiones vulcanianas, como se observa en la figura 5, se considera que un magma se inyecta en el edificio volcánico, pero que no aflora hasta que la presión del gas hace saltar el tapón de roca que obstruye la chimenea. Este tapón puede estar formado por material magmático que se enfría y solidifica antes de salir a la superficie, o bien por restos de una erupción anterior.

El exceso de presión necesaria para romper este tapón procede de la desgasificación del magma junto con la vaporización parcial de aguas subterráneas. Durante este tipo de eventos la energía es superior a las explosiones estrombolianas pero inferior a las plinianas, y suelen culminar con la emisión de lavas muy viscosas ya empobrecidas en volátiles (Francis, 1995).

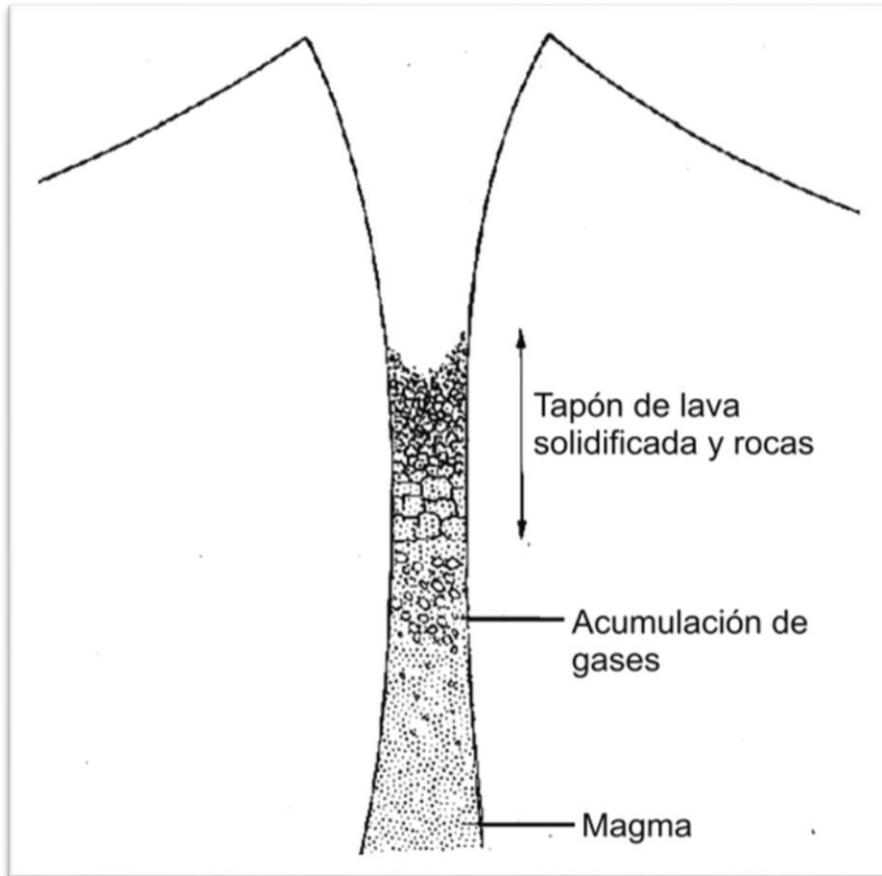


Figura 5. Esquema de una explosión de tipo vulcaniana. Modificada de Francis (1995).

Las explosiones freatomagmáticas ocurren cuando un magma bastante fragmentado, a alta temperatura, alcanza durante su ascenso un nivel en el que existe una cierta cantidad de agua a la que puede vaporizar. Para que esto ocurra, es necesario que el agua se encuentre a una presión hidrostática menor a su presión crítica (i.e. la que limita la transición de líquido a vapor, cuyo valor es 21.74 MPa). Todos los procesos físico-químicos que ocurren a continuación durante este tipo de explosiones son el resultado del aumento del flujo de energía térmica del magma a los alrededores, en particular a los cuerpos de agua. Como resultado de esto, se obtiene una mayor energía cinética comparada con las explosiones magmáticas donde no interviene agua, considerando las mismas condiciones (geometría del cráter, flujo de masa, composición del magma, etc.) (*Ibidem*).

2.2. Peligro y riesgo volcánico

Los desastres volcánicos continúan ocurriendo en distintos lugares del mundo por efecto del acelerado crecimiento de la población y de asentamientos en sitios susceptibles a ser afectados por erupciones. Es necesario entonces identificar y eliminar o al menos reducir las causas de esos desastres. Para tratar el problema de los daños provocados por fenómenos naturales y buscar soluciones que permitan reducir su impacto, es necesario proceder metódicamente (De la Cruz, 2008).

En primer lugar es necesario definir y cuantificar los conceptos que relacionan los fenómenos naturales con su impacto sobre la sociedad. “Riesgo” es un concepto complejo, que involucra varios componentes (*ibídem*).

En términos generales se define al Riesgo asociado a los fenómenos naturales, y en particular al fenómeno volcánico, como la combinación de dos componentes: $\text{Riesgo} = \text{Peligro} \times \text{Vulnerabilidad}$, es decir, el riesgo volcánico es la multiplicación del peligro volcánico por la vulnerabilidad y por el número de vidas humanas en juego, o el valor capital expuestos a los eventos destructivos (Marzocchi *et al.*, 2004; UNESCO, 1972; Fournier d’Albe, 1979). El “peligro” o “amenaza” se define como la probabilidad de que alguna manifestación volcánica específica, como por ejemplo los flujos piroclásticos o la lluvia de ceniza, pueda presentarse en un área o región particular del entorno del volcán en un intervalo de tiempo dado. La “vulnerabilidad” se define como el grado o porcentaje de pérdida o daño que puede sufrir un elemento de la estructura social (población, infraestructura, productividad) por efecto de alguna de las manifestaciones volcánicas (De la Cruz, 2008).

2.3. Transporte de tefra

Las erupciones volcánicas explosivas pueden inyectar a la atmósfera grandes cantidades de bloques, lapilli y ceniza (estos últimos pueden quedarse largos periodos de tiempo). Estos productos piroclásticos, conocidos como tefra, representan serios problemas en comunidades localizadas alrededor de volcanes activos. De acuerdo con De la Cruz (2008), a los fragmentos de tefra con tamaño entre 0.004 mm y 2 mm se les llama ceniza volcánica, a los que tienen entre 2 mm y 64 mm lapilli, y los mayores de 64 mm se les denomina bloques o bombas dependiendo de su morfología (ver Tabla 1). La diferencia entre bloques y bombas es su formación, la forma exterior y la superficie de las bombas indican que este tipo de piroclasto estaba líquido durante su formación y transporte, mientras que la forma más angular del bloque sugiere que ya estaba en estado sólido cuando se formó (Zieron, 2008). Los bloques y lapilli más grandes siguen trayectorias balísticas y caen rápidamente cerca del volcán. Por el contrario, las cenizas permanecen en el aire a partir de las primeras horas de la erupción, cubriendo amplias áreas aprovechando la velocidad y dirección del viento, y pueden permanecer atrapadas en la atmósfera durante varios meses llegando a afectar el clima global en el caso de grandes erupciones (Folch *et al.* 2009). Para una erupción volcánica la distribución total del tamaño de grano se estima suponiendo una distribución normal en unidades phi (debido a que la caracterización de las partículas en milímetros puede generar alguna dificultad para representar gráficamente tamaños muy pequeños, por lo tanto se prefiere utilizar el factor Phi (Φ) que es una escala logarítmica definida como:

$$\Phi = -\log_2 d \quad (1)$$

Donde d es el tamaño de la partícula en milímetros. Esta representación permite separar valores de forma continua en forma de números enteros con las partículas mayores negativas y las menores positivas (Arias *et al.*, 2012).

Los mecanismos para la formación de tefra son básicamente tres:

1. Liberación explosiva de gases producto de la descompresión dentro del magma cuando alcanza niveles superficiales la corteza terrestre (erupciones magmáticas).
2. Fragmentación explosiva del magma durante el contacto con agua subterránea y/o superficial como hielo, nieve o lluvia (erupciones hidromagmáticas).
3. Fragmentación e incorporación de partículas desde las paredes del conducto en procesos de colapso de cráter o calderas o “voladura” del material suprayacente durante erupciones vulcanianas o de vapor sobrecalentado (erupciones freáticas) (Heiken *et al.*, citado en Romero *et al.*, 2015).

Tabla 1. Equivalencias y clasificación de los tamaños de granos.

Milímetros	Phi (ϕ)	Sedimentos Volcánicos
1024	-10	Bloques y Bombas
512	-9	
256	-8	
128	-7	
64	-6	
32	-5	Lapilli
16	-4	
8	-3	
4	-2	
2	-1	
1	0	Ceniza Gruesa
0.5	1	
0.25	2	
0.125	3	
0.062	4	
0.031	5	Ceniza Fina
0.015	6	
0.0078	7	
0.0039	8	
0.002	9	
0.001	10	

Las columnas eruptivas son generadas cuando el magma se fragmenta y es descargado a altas velocidades en donde los piroclastos son transportados hacia arriba. La mezcla emitida consiste de partículas sólidas o parcialmente fundidas que representan el magma, gases del magma o el ambiente circundante y materiales del edificio volcánico, denominados como líticos de pared (Carey *et al.*, citado en Hernandez, 2007).

En las columnas eruptivas se distinguen principalmente tres zonas, como se observa en la figura 6, a mencionar: zona de chorro o fase de jet (parte basal en la que predomina la energía cinética y donde se alcanza la máxima velocidad de escape y también se producen bruscas desaceleraciones); zona o fase convectiva (parte media de la columna en la que se produce la incorporación de aire atmosférico y la pérdida de energía térmica) y zona de expansión también conocida como la región de sombrilla (parte alta de la columna en la que la temperatura interna se ha igualado con la atmosférica) (Sparks *et al.*, citado en González, 2015).

La estabilidad o el desplome de las columnas eruptivas están controlados por el tamaño de la boca de emisión, la velocidad de salida del gas, el porcentaje de carga sólida y la capacidad de incorporación de aire para conseguir una disminución de su densidad y ser más ligera que la atmósfera que la rodea generándose mecanismos de difusión y advección, que influyen directamente en el transporte y depósito de los piroclastos (Carey *et al.*, 1986) La sedimentación de dicha tefra es un fenómeno complejo debido a las diferentes leyes de sedimentación para partículas gruesas y finas (Bonadonna *et al.*, 1998). Los depósitos de caída están compuestos por fragmentos juveniles, accesorios o accidentales (Romero *et al.*, 2015).

Folch *et al.* (2012) afirman que una vez en la atmósfera, se forma una nube de cenizas que se dispersa por advección del viento, es decir, por “movimiento de partículas en forma horizontal”; controlado por la altura de inyección, así como por procesos de difusión turbulenta y sedimentación, debido a que las partículas caen

por gravedad con una velocidad terminal¹. Los procesos de sedimentación de tefra se complican por la ocurrencia de otros fenómenos como la agregación, la formación de hidrometeoros, entre otros. Diferentes modelos computacionales hacen diferentes suposiciones acerca de estos procesos.

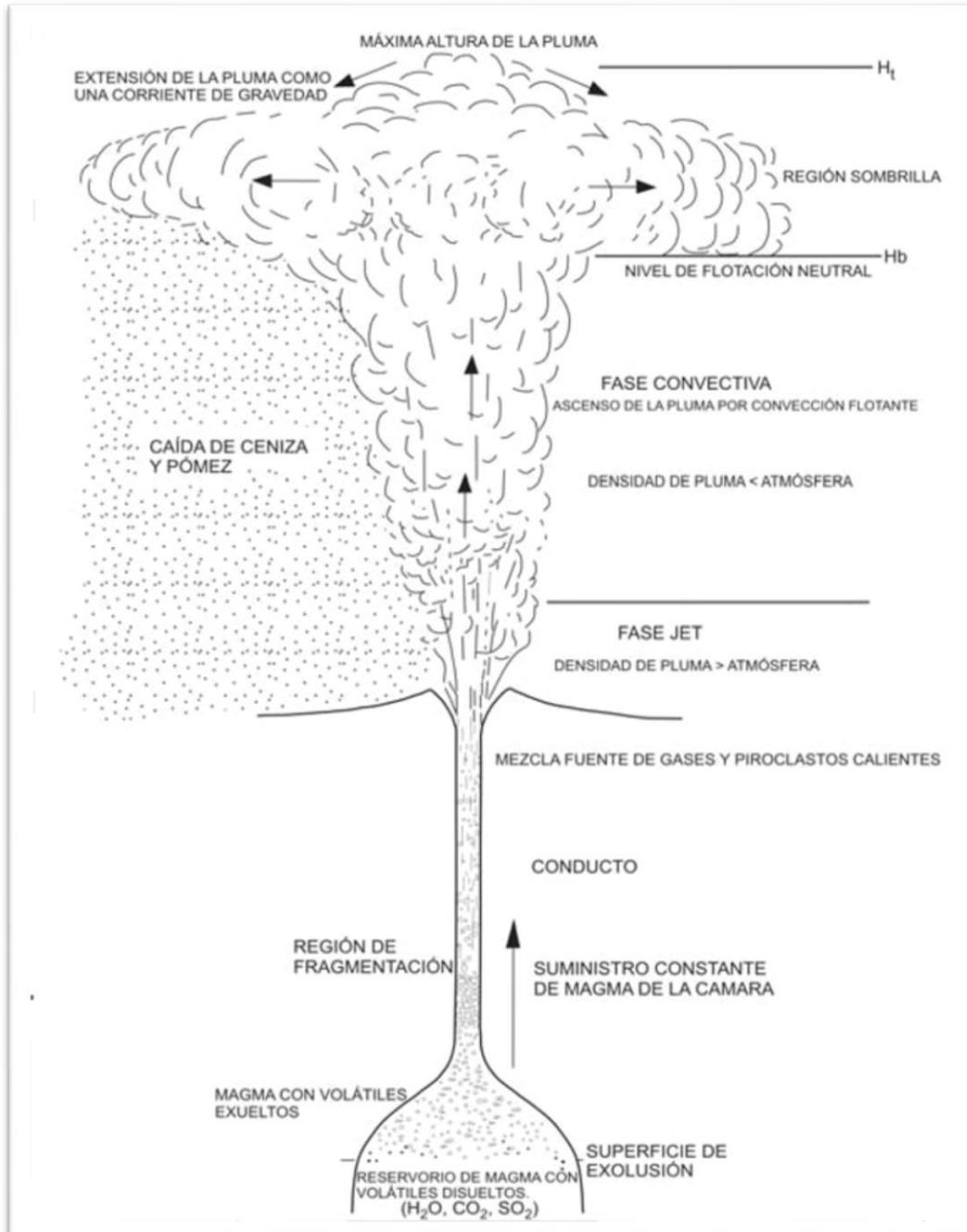


Figura 6. Formación de una pluma volcánica y sus fases. H_b : altura a la cual la densidad de la pluma es igual que la de la atmósfera. H_t : Altura máxima. (De Carey y Bursik, 2000).

¹ Velocidad máxima que alcanzaría un cuerpo moviéndose en el seno de un fluido infinito bajo la acción de una fuerza constante (Pérez *et al.*, 2010).

2.4. Modelos de dispersión de tefra

La detallada caracterización de los depósitos de tefra se ha transformado en una de las fuentes de información más importante sobre los Parámetros de Fuente de una Erupción (PER). Adicionalmente, considerando que la dispersión de tefra es uno de los grandes peligros asociados a las erupciones explosivas (Kawabata *et al.*, 2013), la recolección de información es una herramienta muy importante a la hora de generar modelos predictivos de dispersión (Collini *et al.*, 2012; Osores *et al.*, 2013).

La habilidad para simular y pronosticar la dispersión de la tefra, en áreas expuestas a la actividad volcánica, está directamente vinculada a la calidad y cantidad de información previa del centro eruptivo que permita utilizar, en tiempo y forma, parámetros volcanológicos [distribución total del tamaño del grano (TGSD, por sus siglas en inglés), parámetros de forma, altura de columna, ritmo de descarga, estilo eruptivo, etc.] lo más ajustados posible a la erupción en cuestión, para lograr pronósticos lo más cercanos a la realidad. Por otro lado, el estudio de erupciones pasadas es muy importante debido a que provee una útil herramienta para la predicción de la acumulación esperada de tefra durante erupciones futuras. Además, esto mejora la evaluación del riesgo y el manejo de la crisis respecto al impacto en las poblaciones, el entorno, la aviación, la salud y el medioambiente, y provee una buena guía para la implementación de medidas de mitigación y el manejo del uso del suelo a largo plazo (Komorowski *et al.*, 2008).

2.4.1. Modelos eulerianos y lagrangianos

La solución de la ecuación de dispersión de partículas permite conocer su cantidad f en cada punto del espacio (x, y, z) y en el instante de tiempo t . De acuerdo a Molina (2013) existen dos aproximaciones numéricas para el tratamiento de la dispersión de partículas en la atmósfera: la aproximación euleriana y la aproximación lagrangiana.

- La aproximación euleriana implica la simulación de los cambios de concentración de partículas sobre una malla espacial fija, basándose en la solución numérica explícita de la ecuación de conservación de masa, resuelta en función de condiciones iniciales y de contorno adecuadas. Esta aproximación permite tratar directamente procesos no-lineales, como es la química atmosférica que surge de la interacción entre contaminantes de múltiples y diferentes fuentes. La principal desventaja de esta aproximación está relacionada con la complejidad computacional y la obtención de datos de entrada en la escala espacial requerida.
- La aproximación lagrangiana es más apropiada para el tratamiento de emisiones de fuentes individuales puntuales, pudiendo seguirse el desplazamiento y la trayectoria de dichas emisiones. Las emisiones suelen ser representadas por “plumas” o puntos de partículas, como se verá más adelante.

2.4.1.1. Modelos eulerianos

En este tipo de modelos el área modelada se divide en celdas o cajas, tanto en la dirección horizontal como vertical. Las concentraciones se calculan en posiciones geográficas fijas y en momentos temporales concretos, basándose en concentraciones iniciales, nuevas emisiones, transporte hacia dentro y hacia fuera de cada caja o celda, dilución y reacciones químicas.

Aunque al principio esta aproximación estaba centrada principalmente a regiones urbanas, en seguida se desarrollaron modelos regionales de tipo euleriano. La necesidad de modelos a escala regional se puso de manifiesto en situaciones donde el transporte a largas distancias juega un papel importante para determinar la concentración de partículas en varias localidades (Molina, 2013).

Características principales

Los modelos eulerianos utilizan directamente la ecuación de dispersión (Molina, 2013) que se presenta a continuación:

$$\frac{\partial f}{\partial t} + \nabla(uf) = \nabla(k\nabla f) + P - L \quad (2)$$

Donde:

f = La cantidad de partículas transportadas

u = Es la velocidad del viento

$\nabla(uf)$ = Representa el transporte advectivo.

$\nabla(k\nabla f)$ = Representa la difusión de las partículas.

P y L = Representan la pérdida y producción de partículas respectivamente, correspondiente a diferentes procesos como las emisiones, la generación química de contaminantes secundarios, el depósito seco y húmedo y el consumo de partículas dentro de las reacciones químicas.

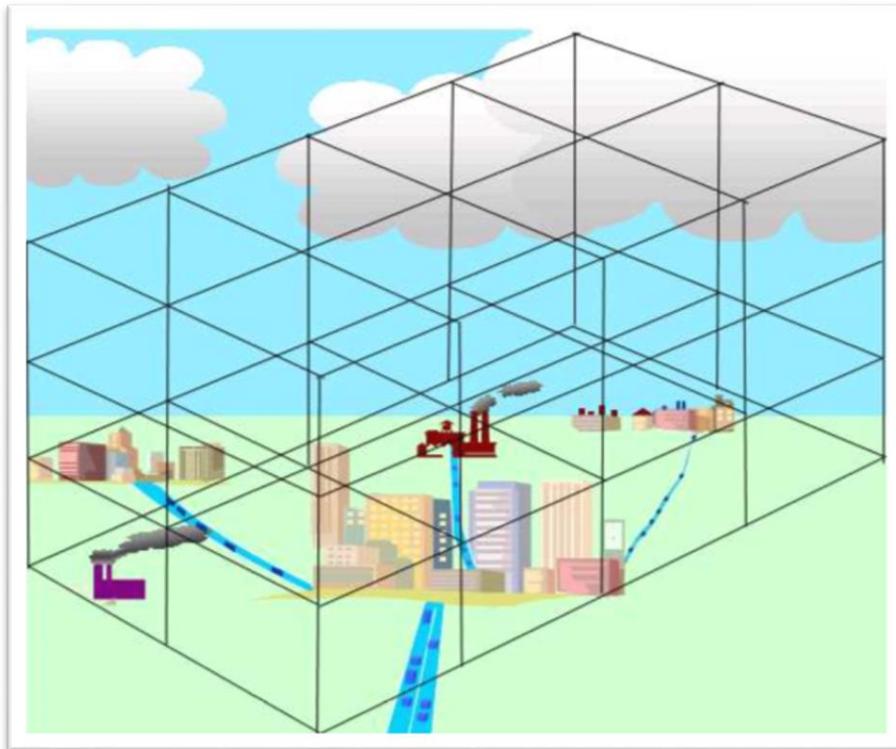


Figura 7. Discretización del dominio espacial en el modelo euleriano. (De Molina, 2013).

El dominio espacial (un área geográfica o un volumen de aire) en el cual se van a aplicar las ecuaciones, se divide en pequeñas celdas (ver figura 7).

Por este motivo, estos modelos son conocidos también como modelos de celdas o modelos de malla. Las derivadas parciales que conforman la ecuación (1) se discretizan en la malla seleccionada. Esto quiere decir que cada uno de los procesos (advección, difusión vertical, reacciones químicas, depósito y emisiones) debe ser descrito para cada celda con respecto a un sistema de referencia fijo.

La figura 8 muestra los diversos flujos de partículas posibles: Celda de Dominio (AM), Entrada por advección por el oeste (HO), salida por advección hacia el este (HE), entrada por advección desde el sur (HS), salida hacia el norte (HN), pérdida por depósito (D), entrada por emisiones (E), variaciones por transformaciones químicas en el interior de la celda (Q), y entrada y salida de la celda en la dirección vertical (V). El sistema de ecuaciones debe ser resuelto para cada paso temporal empleando métodos numéricos como diferencias finitas, volúmenes finitos, etc.

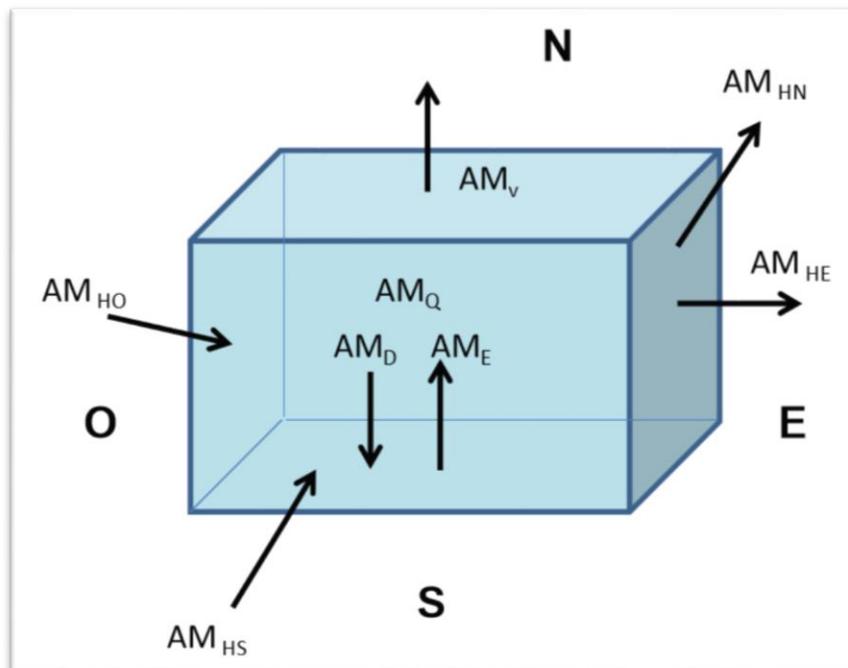


Figura 8. Discretización de los flujos de contaminantes a través de una celda de dominio. (De Molina, 2013).

2.4.1.2. MODELOS LAGRANGIANOS

Características principales

Esta aproximación se basa en el cálculo de las trayectorias del viento y en el transporte de parcelas de aire a lo largo de esas trayectorias. Por este motivo son conocidos también como modelos de trayectoria. La trayectoria puede calcularse desde el momento en que se produce la emisión hasta alcanzar la zona de interés o, por el contrario, desde el punto de interés hacia atrás, hasta llegar al origen de la emisión. Esta posibilidad de seguir la trayectoria de una nube de partículas originada por una emisión determinada hace que los modelos lagrangianos se empleen frecuentemente en la modelización de las emisiones de fuentes puntuales (Molina, 2013).

Matemáticamente, los modelos lagrangianos calculan la difusión de las partículas en un sistema móvil ligado a una determinada parcela de aire mientras es transportada por el viento. Las emisiones son representadas por una serie de elementos discretos transportados por la velocidad media del viento. Los modelos que utilizan esta aproximación se diferencian entre sí en el elemento lagrangiano que emplean para representar la emisión (pluma, penacho, partículas), en las características de dicho elemento y en cómo responde éste a los cambios del campo de viento a gran escala, Asimismo también se diferencian en las simplificaciones que se utilizan para reducir el tiempo de cálculo y los requisitos computacionales (*ibídem*).

Los modelos de dispersión de tefra utilizan la aproximación euleriana que implementa el modelo suzuki (Suzuki, 1983), lo cual a través de la ecuación de la conservación de la masa permite calcular la difusión, advección y sedimentación de las partículas.

2.4.2. Modelos computacionales de dispersión de tefra

Actualmente existen varios programas para simular la caída de ceniza tales como: FALL3D, HAZMAP y TEPHRA. Cada uno de ellos cuenta con diferentes niveles de complejidad (y por consiguiente de precisión) tanto en la cantidad de parámetros de entrada, como en la complejidad computacional inherente a cada programa (Scollo *et al.*, citado en Barrantes *et al.*, 2013).

2.4.2.1. Modelo TEPHRA 2

TEPHRA es un programa de simulación computacional que implementa el modelo Suzuki (Suzuki, 1983), en el cual la difusión, advección y sedimentación son calculadas mediante una ecuación de conservación de masa (ver ecuación 3). La primera versión del software fue implementada por Connor *et al.*, (2001) y posteriormente modificada y extendida por un grupo de investigación multidisciplinario para su implementación en el Volcán Irazú (Barrantes *et al.*, 2013).

Caballero (2003) menciona que la ecuación de conservación de la masa representa una previsión de la adición y sustracción de masa de una región concreta de un fluido. Pensemos en un volumen fijo e indeformable de un fluido, llamado volumen de control, que tiene un límite de superficie definido, llamado superficie de control. Para que se cumpla la conservación de la masa, la tasa de intercambio de masa por unidad de tiempo dentro del volumen de control tiene que ser igual a la velocidad en la que la masa penetra en el volumen de control más la velocidad a la que éste gana o pierde masa debido a fuentes y sumideros.

$$\frac{\partial C_j}{\partial t} + W_x \frac{\partial C_j}{\partial x} + W_y \frac{\partial C_j}{\partial y} + W_z \frac{\partial C_j}{\partial z} - \frac{\partial V_{Sj} C_j}{\partial z} = K_x \frac{\partial^2 C_j}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C_j}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C_j}{\partial z^2} + S_j \quad (3)$$

Donde:

x, y, z = Coordenadas espaciales

t = tiempo

C_j = Concentración de partículas

(W_x, W_y, W_z) = Componentes del vector velocidad del viento

$K_x = K_y = K_z$ = Coeficientes de la difusión turbulenta (Asumido como constante)

V_{sj} = Velocidad terminal de sedimentación

S_j = Termino fuente

Las entradas del programa TEPHRA son: coordenadas y elevación de la fuente; masa total; tamaño; forma y densidad de las partículas; altura de la columna; velocidad inicial de la erupción; velocidad y dirección del viento.

Una función de densidad de probabilidad es utilizada para describir la difusión de la tefra fuera de la columna en la atmósfera circundante, donde es posible el transporte por el viento. En su formulación se utiliza el parámetro β , el cual controla la distribución en altura de la concentración de ceniza. Altos valores de β resultan en una mayor proporción de tefra presente en la parte alta de la columna eruptiva. La velocidad ascendente de las partículas decrece proporcionalmente con la altura en función de la altura elevada a la potencia λ , a la cual Connor asigna el valor de 1 (Connor *et al.*, 2001). De esta manera, la incertidumbre del modelo crece con la incorporación de estos dos parámetros, aumentando la necesidad de su calibración. Una completa descripción del programa puede consultarse en Connor (2002).

Los modelos de sedimentación de TEPHRA2 utilizan la ecuación de difusión-advección para calcular la acumulación de tefra en lugares alrededor de un volcán en un conjunto predefinido de condiciones eruptivas (Connor *et al.*, 2011).

El código funciona tomando un conjunto de parámetros de erupción suministrados por el usuario y aplicando la ecuación de difusión-advección para calcular la carga masiva de partículas en el suelo. Esto implica realizar una doble integración en cada ubicación de la cuadrícula (ecuación 4) (*ibídem*):

$$M(X, Y) = \sum_{i=1}^H \sum_{j=\Phi_{min}}^{\Phi_{max}} M_{i,j}^0 f_{i,j}(X, Y) \quad (4)$$

Dónde:

M = Masa

i = Altura de la columna eruptiva.

H = Ventilación a la altura máxima de la columna.

j = Tamaño de partícula (máx. A min.).

x, y = Ubicación dentro de la cuadrícula,

A continuación, se describen con detalle los pasos que se llevan a cabo para realizar el cálculo (*ibídem*):

De acuerdo a Connor *et al.* (2011) una columna eruptiva vertical se extiende por encima del cráter. La columna se discretiza y se considera que las partículas caen desde los puntos altos de cada columna. Para cada paso de la sección vertical de la columna eruptiva (i), desde el cráter hasta la altura máxima de la columna (H), se considera cada tamaño de grano (j).

1. Como se mencionó anteriormente (ver sección 2.3) la distribución total del tamaño de grano se estima para la erupción, suponiendo una distribución normal en unidades Phi (Φ) considerado como el $-\log_2 d$ (donde d es el diámetro de la partícula en milímetros), ya que esta representación permite separar valores de forma continua en forma de números enteros con las partículas mayores positivas y las menores negativas (Arias *et al.*, 2012. Krumbein, 1934) (ver figura 9).

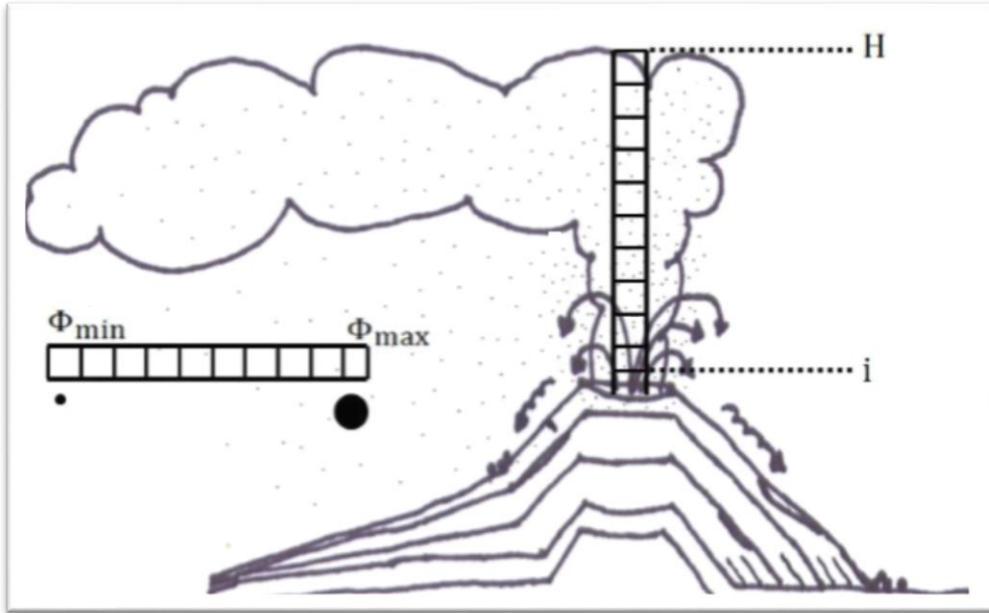


Figura 9. Descripción de la ubicación de las partículas emitidas por el volcán desde el cráter hasta la altura máxima de la columna en base a su tamaño (Connor, 2011).

La distribución del tamaño de grano de un depósito define la cantidad relativa de partículas presentes en el depósito, clasificadas según el tamaño de partícula (ver figura 10). Un depósito típico de tefra tendrá un tamaño mediano de grano entre -1 y 1 phi (0.5 - 2.0 mm) (Connor *et al.*, 2011).

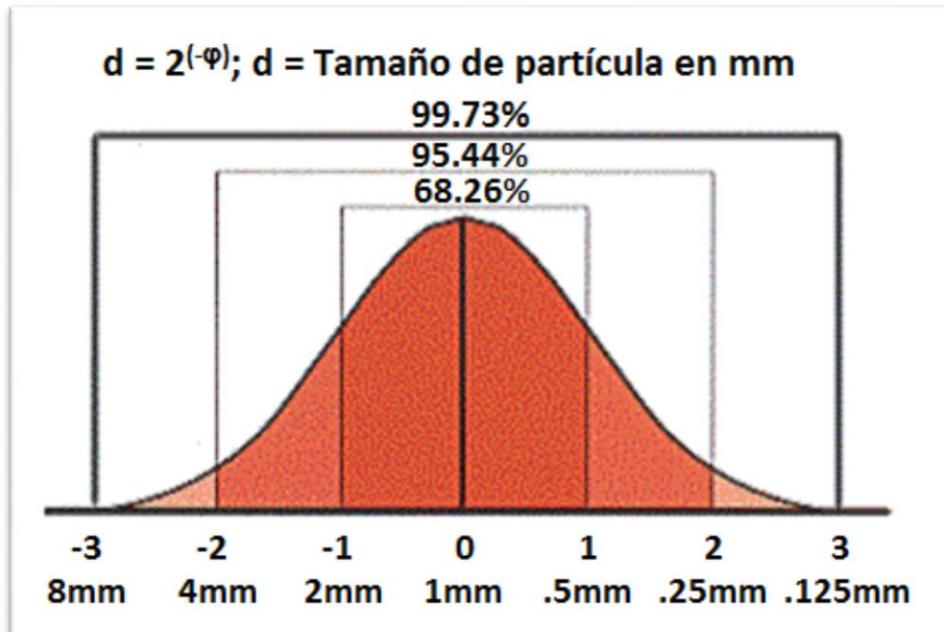


Figura 10. Cantidad relativa de partículas presentes en el depósito de acuerdo al tamaño (De Connor, 2011).



Figura 11. Columna producida por una erupción pliniana en el volcán Lasear, Chile de 1993 (Connor, 2011).

2. Se calcula la probabilidad de liberación de partículas en cada paso. La masa total de tefra se distribuye verticalmente en la columna eruptiva en función de la densidad de probabilidad para la masa en función de la altura (ver figura 10). Por ejemplo, para una nube paraguas (ver figura 11), la masa puede distribuirse equitativamente en el 20% superior de la altura total de la columna (Connor *et al.*, 2011).

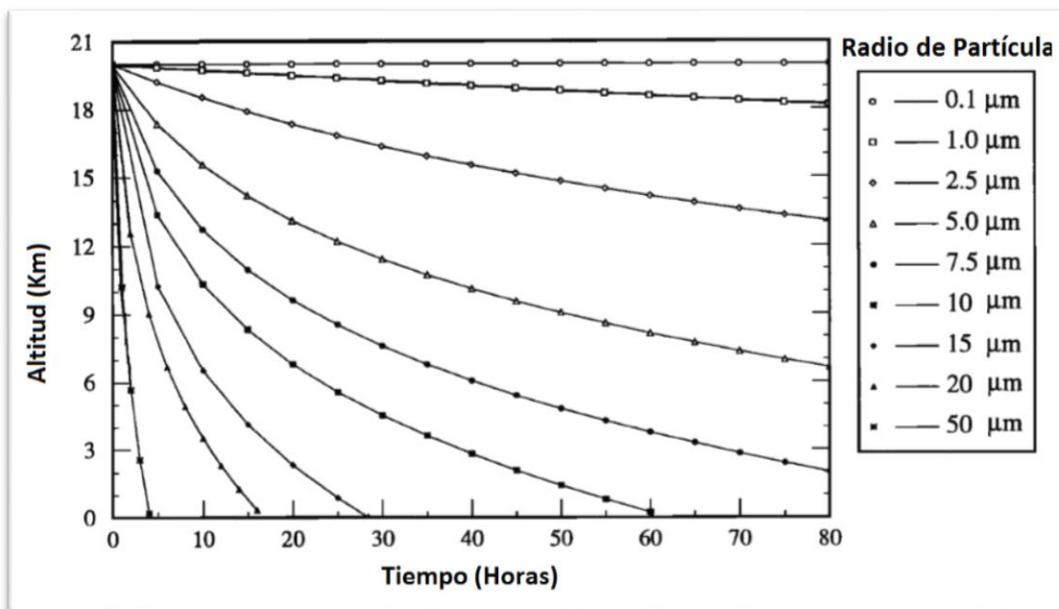


Figura 12. Distancias de caída para partículas esféricas de ceniza volcánica de 0.1-50 μm en función del tiempo (De Schneider *et al.*, 1999).

3. Se calcula el tiempo de caída de partículas desde una fuente de liberación puntual, dependiendo de la altura de la columna en la que ésta se desprende.

El tiempo de caída de la partícula depende de su densidad, diámetro, forma y de la densidad atmosférica. La gravedad y la resistencia del aire ayudan a controlar la caída de partículas a través de la atmósfera. La mayoría de las partículas alcanzan una velocidad terminal después de algunos segundos (Connor *et al.*, 2011).

La caída de partículas pequeñas está dominada por la resistencia del aire, mientras que la caída de partículas grandes está dominada por la gravedad. La velocidad de sedimentación se determina asumiendo partículas esféricas y teniendo en cuenta la variación en el número de Reynolds de las partículas² y la densidad atmosférica (Ver figura 12) (*Ibidem*).

4. Durante su caída, el movimiento de partículas se modifica por la difusión de la columna. El radio de la columna eruptiva aumenta con la altura y esto afecta la deposición. Las partículas están más dispersas de lo que estarían si se liberaran de una fuente de línea vertical (ver figura 13). Este efecto se explica aumentando el tiempo de difusión en función de la altura en la columna (*Ibidem*).

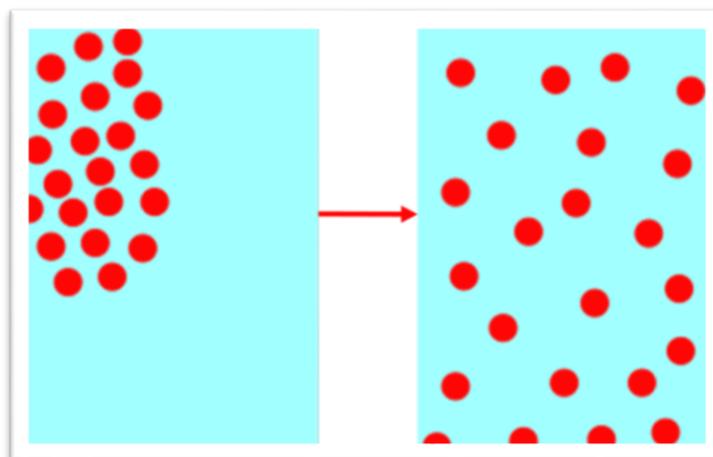


Figura 13. Dispersión de partículas debido al aumento de la altura de la columna eruptiva (De Connor, 2011).

² El número de Reynolds (R_e) es una cantidad numérica adimensional que establece la relación entre las fuerzas inerciales y las fuerzas viscosas de un fluido en movimiento (Rodgers *et al.*, 2004)

5. El movimiento de partículas también se modifica por la difusión atmosférica (ver figura 14). La difusión de partículas en la atmósfera se estima utilizando una función de densidad de probabilidad gaussiana bivariada para aproximar la turbulencia. La escala de difusión (descrita por la ley de difusión) depende del tiempo total de caída de la partícula, que a su vez depende del tamaño de la partícula, la altura de liberación y la elevación del terreno que impacta la partícula (*ibídem*).

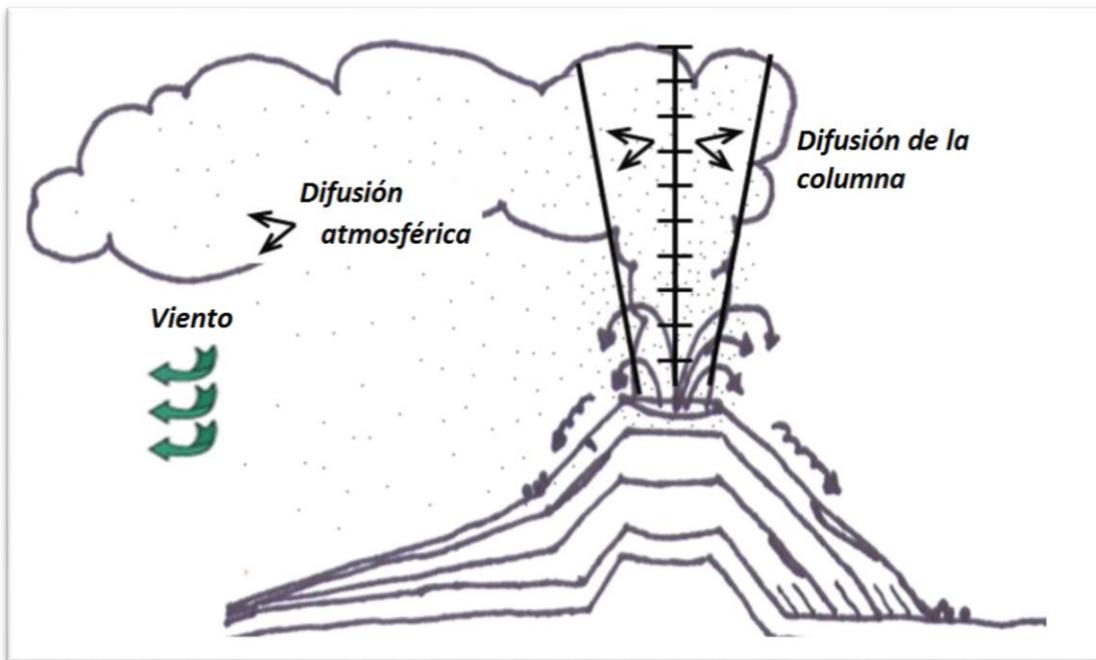


Figura 14. Modificación de la ubicación de las partículas emitidas por el volcán desde el cráter hasta la altura máxima de la columna de acuerdo a su tamaño y a la difusión atmosférica (Connor, 2011).

6. Las partículas caen a través de una atmósfera estratificada, con capas caracterizadas por diferentes velocidades del viento.
7. De acuerdo a la caída de las diferentes partículas, la masa (M) se acumula en cada ubicación de la cuadrícula (x, y) (ver figura 15).

8. La acumulación total de tefra en un punto dado se estima como masa por unidad de área; la mayoría de los riesgos son el resultado de una carga masiva excesiva que puede provocar el daño al cultivo y el colapso del techo (ver figura 16). La masa por unidad de área se puede convertir fácilmente en espesor conociendo la densidad aparente del depósito (es decir, el espesor $(m) = [(kg/m^2)/\text{densidad aparente}]$. A partir de los datos de simulación, se pueden realizar curvas de isomasas en una región alrededor del volcán (*Ibídem*).

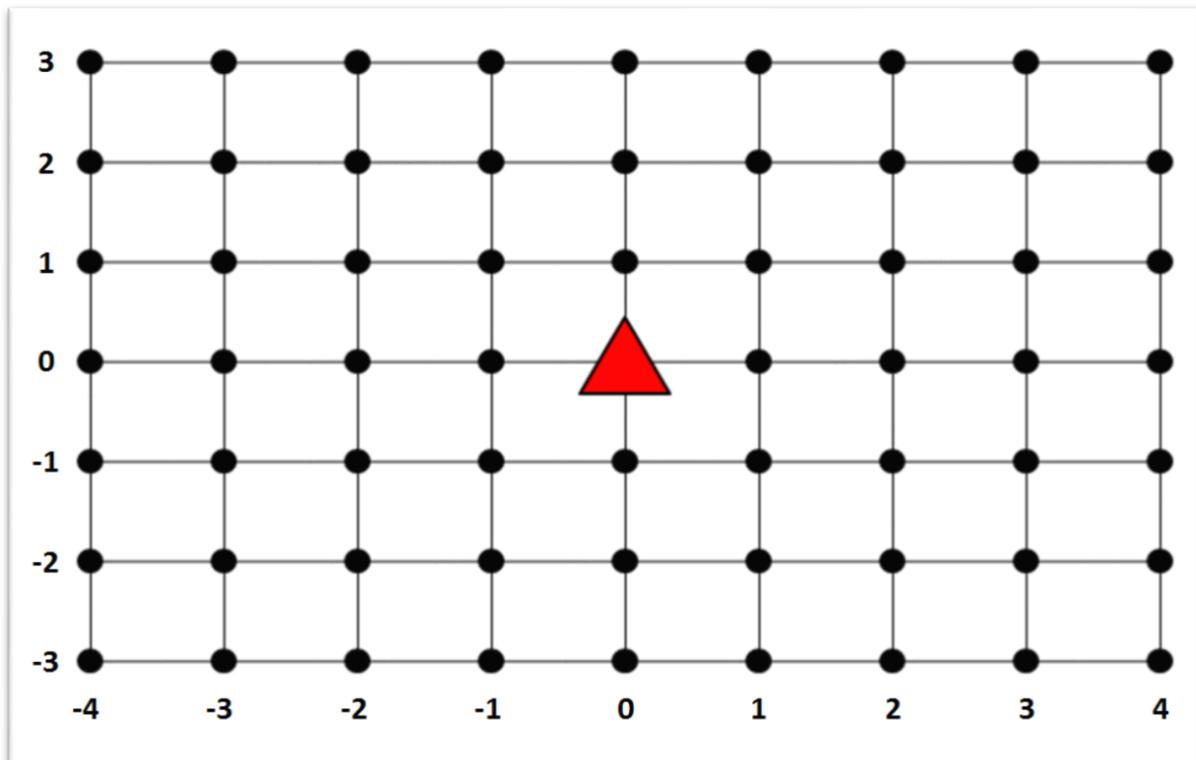


Figura 15. Acumulación de masa en puntos aledaños al volcán (De Connor, 2011).

El porcentaje en peso de partículas con diferentes tamaños en cada ubicación se puede usar por ejemplo, para identificar si las áreas pobladas deben esperar una abundancia de partículas pequeñas que se sabe que causan problemas respiratorios en humanos (*ibídem*).



Figura 16. Zona cercana al volcán Cerro negro de 1992 (De Connor, 2011).

2.4.2.2. Modelo Hazmap

El modelo Hazmap sirve para simular y pronosticar la dispersión y caída de tefra (Macedonio *et al.*, citado en Aparicio, 2012), el cual se basa en un modelo físico que describe el transporte y la sedimentación de las partículas volcánicas (cenizas y lapilli) de una o más fuentes puntuales. El modelo tiene como uno de sus supuestos que más allá de cierta distancia de la columna eruptiva, la dispersión y la sedimentación de las partículas volcánicas se rigen principalmente por el transporte del viento mientras que la difusión turbulenta y su velocidad terminal son resultado de la acción de la gravedad y la resistencia del aire (Armienti *et al.*, 1988; Costa *et al.*, 2006; Folch *et al.*, 2009). La dispersión de las partículas en la atmósfera se lleva a cabo bajo una difusión turbulenta y por el transporte eólico (una suposición razonable a grandes distancias desde el cráter) considerando que la caída se controla mediante la velocidad de sedimentación de partículas. Las partículas con la misma velocidad de sedimentación se agrupan en familias o clases que no tienen interacciones entre ellos. Por otra parte, se supone un campo de viento constante y uniforme en posición horizontal, así como un coeficiente difusión vertical insignificante.

Macedonio y Costa (citado en Aparicio, 2012) crearon un modelo computacional de primer orden bajo la hipótesis de que la concentración de las partículas de la clase j está descrita a través de la Ecuación de conservación de la masa, para las k -ésimas fuentes (ver ecuación 3).

La difusión de acuerdo a Galeano (2010) se define como la dispersión de las especies involucradas en el proceso a lo largo del dominio físico del problema, y depende de las características físicas del fluido y su escala de movimiento. La trayectoria de la columna, en general, se asume como (ecuación 5) (Macedonio y Costa, citado en Aparicio, 2012):

$$S(x, y, z, t) = \delta(t - t_0) \sum_k^{N_k} M_K \cdot \delta(x - x_v) \delta(y - y_v) \delta(z - z_k) \quad (5)$$

Dónde:

M_K = Representa la masa de partículas emitidas para K -ésimos puntos de la fuente con coordenadas (x_v, y_v, z_k)

(x_v, y_v) Son las coordenadas del conducto)

N_K = Número de fuentes puntuales consideradas

δ = Distribución de Dirac

La ecuación 5 está basada bajo el supuesto de que todas las partículas son emitidas instantáneamente en el tiempo $t = t_0$ desde el punto de la fuente a lo largo en una línea vertical por encima del cráter.

Para una sola fuente (x_0, y_0, z_0) en una región infinita, bajo condiciones de viento uniforme y con una velocidad de sedimentación constante, la ecuación de advección-difusión-sedimentación en tres dimensiones está dada por (ecuación 6):

$$\frac{\partial C_j}{\partial t} + w_x \frac{\partial C_j}{\partial x} + w_y \frac{\partial C_j}{\partial y} - \frac{\partial V_{s_j} C_j}{\partial z} = K_x \frac{\partial^2 C_j}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C_j}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C_j}{\partial z^2} \quad (6)$$

Y satisface una solución analítica exacta (ecuación 7):

$$C(x, y, z, t) = \frac{1}{4\pi K t} \exp\left[-\frac{(x-x_0-w_x t)^2 + (y-y_0-w_y t)^2}{4K t}\right] \times \frac{1}{\sqrt{4\pi K_z t}} \exp\left[-\frac{(z-z_0-V_s j t)^2}{4K_z t}\right] \quad (7)$$

Dado que los componentes horizontales de la difusión turbulenta y el viento son generalmente más grandes que los verticales, los valores K_z y W_z son despreciables por lo tanto la difusión turbulenta actúa principalmente en el plano (x,y) .

En el límite de $K_z \rightarrow 0$, la solución ecuación (7) puede ser aproximado por:

$$C(x, y, z, t) = \frac{1}{4\pi K t} \exp\left[-\frac{(x-x_0-w_x t)^2 + (y-y_0-w_y t)^2}{4K t}\right] \delta(z - z_0 - w_s j t) \quad (8)$$

La ecuación 8 describe la dispersión de las partículas en un plano horizontal donde la velocidad de sedimentación es V_s . Se divide el dominio computacional 3D en diferentes capas horizontales en donde la ecuación es válida, lo que permite tratar la dispersión de partículas en 3D, y en el caso de capas horizontales de viento y con un valor de K_z .despreciable, el problema se reduce a 2D. De esta manera un perfil real de viento y la velocidad de sedimentación que varía verticalmente se aproxima como capas de viento y un perfil de velocidad de sedimentación. Una descripción similar para el transporte de ceniza volcánica fue adoptado por Suzuki (1983). Por otra parte, bajo los efectos del viento, de la turbulencia atmosférica y de la gravedad, se asume que la distribución de las partículas se difunde y se asienta dentro de las capas subyacentes, mientras que su centro se traslada de forma horizontal.

Dado que los perfiles de viento y velocidades de sedimentación suelen cambiar de manera significativa en una escala de pocos kilómetros, el dominio vertical debe ser dividido en capas de alturas de unos pocos cientos de metros.

Debido a la linealidad de la ecuación (3), la masa total en el suelo (MG) se calcula como la suma de contribuciones de cada fuente puntual y de cada masa por su velocidad de sedimentación (ecuación 9):

$$M_G(x, y) = \sum_{j=1}^{N_{v_s}} \sum_{i=1}^{N_{sources}} \frac{M_i f_j}{2\pi\sigma_{Gi}^2} \exp \left[-\frac{(x - x_{Gi})^2 + (y - y_{Gi})^2}{2\sigma_{Gi}^2} \right] \quad (9)$$

Donde:

N_{v_s} = Indica el número total de clases con diferente velocidad de sedimentación.

M_i = Masa total emitida de la fuente puntual en la capa i .

$\sum_i M_i = M_{tot}$ = Masa total inyectada en todo el sistema.

f_j = Es la fracción de masa que pertenece a la clase de la velocidad de sedimentación j ($\sum_i f_i = 1$ probabilidad).

A. COLUMNA ERUPTIVA

La distribución de masa en las columnas eruptivas reales se rige por procesos físicos complejos que el modelo actual de HAZMAP (2.4.4) no puede explicar. Con el fin de considerar una forma de hongo de la columna, típico de muchas erupciones explosivas, se utiliza una fórmula empírica y que corresponde a una modificación de la fórmula original de Suzuki (1983) (ecuación 10):

$$S(x, y, z, t) = S_0 \left\{ \left(1 - \frac{z}{H} \right) \exp \left[A \left(\frac{z}{H} - 1 \right) \right] \right\}^\lambda \delta(t - t_0) \delta(x - x_v) \delta(y - y_v) \quad (10)$$

Donde:

S_0 = Constante de normalización

$x_v y_v$ = Coordenadas del conducto

H = Altura de la columna

A y λ = Dos parámetros empíricos introducidos por Pfeiffer *et al.* (Citado en Aparicio, 2012).

El valor de A describe la posición vertical de la concentración máxima (ver figura 17a) en relación con la altura máxima de la columna (es decir describe la forma de la columna, un valor cercano a 4 indica una forma de hongo) y el parámetro λ es una medida del grado en que la masa total (ver figura 17b) se concentra alrededor del máximo (es decir, representa la dispersión que existe en la columna, un valor cercano a 1 indica una mejor dispersión).

Observaciones teóricas y empíricas de las plumas muestran que la razón entre la altura de la flotabilidad de la pluma (H_B) y la altura máxima (H_T), la relación (H_B/H_T) tiene un valor generalmente alrededor de $3/4$ (Macedonio y Costa, citado en Aparicio, 2012).

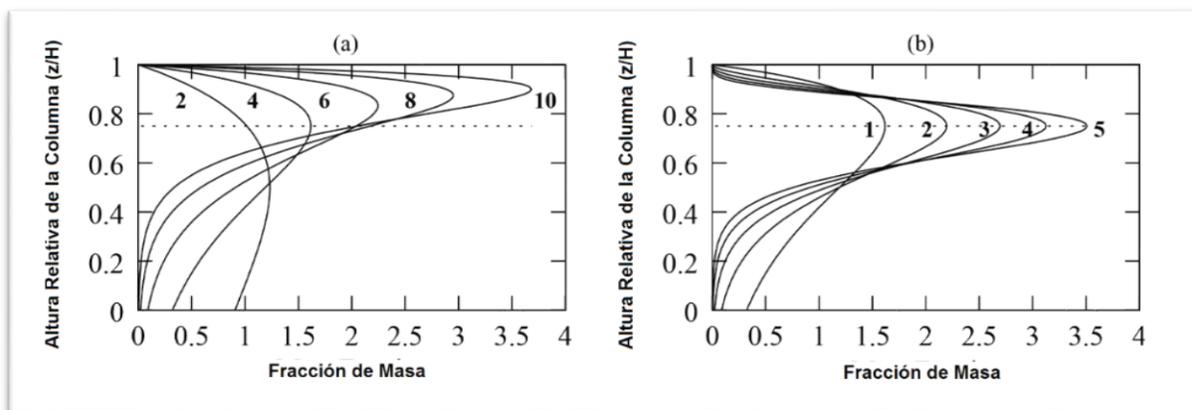


Figura 17. Forma de la columna: la distribución de la masa dentro de la columna eruptiva, dada por la ecuación (10). En el eje y, la altura de la columna relativa. En el eje x un valor proporcional a la fracción de masa. (a) $\lambda=1$ y los valores indicados de A . (b) $A = 4$ y los valores de λ . La línea de trazos indica $3/4$ de la altura de la columna (Macedonio y Costa, 2010).

Sin embargo, el uso directo de la ecuación (10) conduce a una masa nula ($z = H$) y podría dar lugar a la distribución de una masa incorrecta cuando el número de capas verticales es pequeño y/o cuando A es grande. En Hazmap (Macedonio *et al.*, 2005) se utiliza una mejor discretización de la columna vertical para evitar estos inconvenientes. Con el fin de evaluar la distribución vertical de la masa, la columna se subdivide en capas y la masa se supone que es proporcional a la integral de la ecuación (10) en esa capa.

B. DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA Y VELOCIDAD DE SEDIMENTACIÓN:

Para explicar las distribuciones granulométricas del material piroclástico en la erupción, usualmente se utiliza la ley de distribución de Rosin (Suzuki, 1983). Esta función de densidad de probabilidad viene dada por (ecuación 11):

$$f(\Phi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\Phi}} \exp \left[-\frac{(\Phi - \mu)^2}{2\sigma_{\Phi}^2} \right] \quad (11)$$

Donde:

Φ = Representa el cologaritmo con base 2 del diámetro de las partículas

μ = Valor de la mediana

σ_{Φ} = Desviación estándar de la distribución granulométrica.

Utilizando esta parametrización por cada tipo de componente se puede describir el espectro de velocidad de sedimentación usando dos tipos de parámetros por cada componente (μ y σ_{Φ}). La cantidad de masa expulsada es dividida en un número dado de clases granulométricas y de componentes. La velocidad de sedimentación determina la deposición de todo el material y tiene una importancia de primer orden en la deposición misma. En todos los modelos cuantitativos que pertenecen a los depósitos de caída una detallada descripción de la velocidad de sedimentación tiene una importancia fundamental. La velocidad de sedimentación de todas las partículas volcánicas está en función de la dimensión de la forma, de la densidad de las partículas y depende de la densidad y viscosidad del aire.

La velocidad de caída de una partícula viene dada por la ecuación 12 que describe el balance del peso de la partícula con la fuerza de fricción aerodinámica:

$$mg = \frac{1}{2} C_D \rho_a A_{cs} U_{cs}^2 \quad (12)$$

Donde:

m = Masa

A_{cs} = Área una sección de la partícula

C_D = Coeficiente de fricción a dimensional

ρ_a = Densidad del aire

u_{cs} = Velocidad de sedimentación

g = Gravedad

C. **PARFIT**

Los parámetros de entrada para HAZMAP se pueden obtener mediante un método de mínimos cuadrados comparando los datos de espesores del depósito y tamaños de grano medidos en campo, respecto a los valores calculados para el depósito y tamaños de grano (Bonasia *et al.*, 2010).

Parfit (Macedonio *et al.*, citado en Aparicio, 2012) es un código en lenguaje Fortran capaz de encontrar los parámetros de una erupción volcánica a partir de los datos de campo. El modelo utiliza un método de mínimos cuadrados comparando medidas de espesores del depósito y tamaños de grano contra los valores calculados del depósito y tamaños de grano (ecuación 13). Los parámetros del modelo se definen mediante la minimización de la ecuación 12 (Pfeiffer *et al.*, 2005; Costa *et al.*, 2009):

$$x^2 = \frac{1}{N - p} \sum_{i=1}^N W_i [Y_{obs,i} - Y_{mod,i}]^2 \quad (13)$$

Donde:

W_i = Factores de ponderación.

N = Número de datos observados

p = Número de parámetros libres

$Y_{obs,i}$ = Carga observada (kg/m²)

$Y_{mod,i}$ = Valores predichos por el modelo

2.4.2.3. Modelo FALL3D

El software FALL3D asume que los principales factores que controlan el transporte atmosférico de cenizas son la advección del viento, la dispersión turbulenta y la sedimentación gravitacional de las partículas, es decir, el modelo resuelve la ecuación de advección-difusión-sedimentación (ver ecuación 3).

Esta suposición no es válida en la región proximal que se puede ampliar para grandes erupciones (que tienen columnas de erupción altas y grandes tasas de erupción en masa), donde las nubes de erupción se pueden propagar en el Nivel de Flotabilidad Neutra (NFN) como una corriente de gravedad. Un simple modelo analítico que describe este efecto se puede utilizar en FALL3D. Despreciando los efectos de interacción partícula-partícula (colisiones, agregación, etc.), la forma euleriana de la ecuación de continuidad escrita en un sistema de coordenadas generalizado (X, Y, Z) es (ecuación 14) (Byun *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017, Costa *et al.*, 2006):

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + V_x \frac{\partial C}{\partial X} + V_y \frac{\partial C}{\partial Y} + (V_z - V_{aj}) \frac{\partial C}{\partial Z} = -C \nabla \cdot V + C \frac{\partial V_{sj}}{\partial Z} \\ + \frac{\partial}{\partial X} \left(\rho_* K_X \frac{\partial C}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(\rho_* K_Y \frac{\partial C}{\partial Y} \right) + \frac{\partial}{\partial Z} \left(\rho_* K_Z \frac{\partial C}{\partial Z} \right) + S_* \end{aligned} \quad (14)$$

Donde:

C = Es la concentración transformada.

$V = (V_x, V_y, V_z)$ Es la velocidad del viento transformada.

K_x, K_y y K_z = Son los términos diagonales del tensor de difracción turbulenta transformado.

ρ_* = Es la densidad atmosférica transformada.

S_* = Es el término fuente transformado.

FALL3D resuelve la ecuación (14) para cada clase de partículas j usando un sistema de coordenadas curvilíneas que sigue el terreno ($X = mx, Y = my, z \rightarrow Z$), donde m es el factor de escala del mapa y $Z = z - h(x, y)$, con $h(x, y)$ que denota la elevación topográfica, y (x, y, z) son las coordenadas cartesianas. La clase de partícula genérica j se define por un trío de valores que caracterizan cada partícula (d_p, ρ_p, F_p) que son el diámetro, la densidad y un factor de forma, respectivamente. Para d_p se usa el diámetro equivalente d , que es el diámetro de una esfera de volumen equivalente. Para el factor de forma F_p se considera la esfericidad ψ , que es la relación del área de superficie de una esfera con diámetro d al área superficial de la partícula. En esta aproximación, cada triplete (d, ρ_p, ψ) es suficiente para definir la velocidad de sedimentación.

Las características que considera el modelo para realizar los procesos y obtener resultados precisos se describen a continuación:

A. TENSOR DE DIFUSIÓN TURBULENTA

En este programa solo se consideran las componentes diagonales del tensor de difusión turbulenta, es decir, los componentes K_z vertical y horizontal $K_h = K_x = K_y$.

Las opciones disponibles para describir el componente vertical K_z son:

1. Opción CONSTANTE, es decir, $K_z = Constante$, donde el valor constante es asignado por el usuario;
2. Opción SIMILITUD. En este caso, dentro de la Capa Límite Atmosférica o CLA (Atmospheric Boundary Layer), FALL3D evalúa K_z como (ecuación 15):

$$K_z = \begin{cases} ku_*z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \left(1 + 9.2 \frac{hz}{Lh}\right)^{-1} & h/L \geq 0 & Estable \\ ku_*z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \left(1 - 13 \frac{hz}{Lh}\right)^{1/2} & h/L \geq 0 & Inestable \end{cases} \quad (15)$$

Donde:

k = Es la constante de von Karman ($k = 0.4$).

u_* = Es la velocidad de fricción del viento.

h = Es la altura de la CLA

L = Es la longitud Monin-Obukhov (ver Costa *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017).

3. Opción CAPA SUPERFICIAL. Esta opción se puede usar para estimar la difusividad turbulenta vertical kz , dentro de la capa superficial atmosférica, en términos de velocidad de fricción u_* y la longitud L de Monin-Obukhov (ecuación 16):

$$kz = \frac{kzu_*}{\phi h} \quad (16)$$

Donde

k = Es la constante de von Karman ($k = 0.4$),

z = Es la distancia desde el suelo

ϕh = Es la función de estabilidad atmosférica para la temperatura (ecuación

17):

$$\phi h = \begin{cases} Pr_t + \beta_h \frac{z}{L} & z/L > 0 & Estable \\ Pr_t \left(1 - \gamma h \frac{z}{L}\right)^{-1/2} & z/L < 0 & Inestable \\ Pr_t & z/L = 0 & Neutral \end{cases} \quad (17)$$

Con $\beta_h = 7.8$, $\gamma_h = 11.6$ y $Pr_t \approx 0.95$.

Las opciones disponibles para describir el componente horizontal $K_h = K_x = K_y$ son:

1. Opción CONSTANTE, es decir, $K_h = constante$, donde el valor constante es asignado por el usuario.
2. Opción RAMS. En este caso, se puede utilizar una parametrización de grandes remolinos como la utilizada por el modelo RAMS (Pielke *et al.*, citado por Folch *et al.*, 2017) para evaluar K_h (ver ecuación 18) :

$$K_h = Pr_t \max \left(k_m; (C_s \Delta)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right)^2 + 2 \left[\left(\frac{\partial v_x}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_y}{\partial y} \right)^2 \right]} \right) \quad (18)$$

Donde:

Pr_t = Es el número de Prandtl turbulento (típicamente $Pr_t \approx 1$), $k_m = 0.075 \Delta^{4/3}$, $\Delta = \sqrt{\Delta x + \Delta y}$,

Δx y Δy = Son los espaciamientos de la cuadrícula horizontal.

C_s = Es una constante que varía de 0.135 a 0.32.

3. Opción CMAQ. En este caso, la difusión horizontal se evalúa como en el modelo CMAQ (Byun *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017) (ecuación 19):

$$\frac{1}{K_h} = \frac{1}{K_{ht}} + \frac{1}{K_{hn}} \quad (19)$$

Donde:

$$K_{ht} = \alpha^2 \Delta x \Delta y \sqrt{\left(\frac{\partial v_x}{\partial x} - \frac{\partial v_y}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_y}{\partial x} + \frac{\partial v_x}{\partial y} \right)^2} \quad (20)$$

$$K_{hn} = K_{hf} \left(\frac{\Delta x_f \Delta y_f}{\Delta x \Delta y} \right) \quad (21)$$

Dónde:

$\alpha = 0.28$ Constante numérica

B. MODELOS DE VELOCIDAD DE SEDIMENTACIÓN

Hay varias parametrizaciones semi-empíricas para la velocidad de sedimentación de partículas v_s si se supone que las partículas se asientan a su velocidad terminal (ecuación 22):

$$v_s = \sqrt{\frac{4g(\rho_p - \rho_a)d}{3C_d\rho_a}} \quad (22)$$

Donde:

ρ_p y ρ_a = Denotan la densidad de las partículas y del aire, respectivamente.

d = Es el diámetro equivalente de la partícula

g = Es la aceleración de la gravedad

C_d = Es el coeficiente de arrastre, el cual depende del número de Reynolds, $Re = dv_s/v_a$ ($v_a = \mu_a/\rho_a$ es la viscosidad cinemática del aire y μ_a la viscosidad dinámica).

Las opciones posibles para estimar la velocidad de asentamiento son las siguientes:

1. Modelo ARASTOPOUR (Arastoopour *et al.*, 1982) (ecuación 23):

$$C_d = \begin{cases} \frac{24}{Re} (1 + 0.15Re^{0.687}) & Re \leq 988.847 \\ 0.44 & Re > 988.847 \end{cases} \quad (23)$$

Válido solo para partículas esféricas.

2. Modelo GANSER (Ganser, 1993) (ecuación 24):

$$C_d = \frac{24}{ReK_1} \{1 + 0.1118(ReK_1K_2)^{0.6567}\} + \frac{0.4305K_2}{1 + \frac{3305}{ReK_1K_2}} \quad (24)$$

Donde $K_1 = 3/[(d_n/d) + 2\psi^{-0.5}]$, $K_2 = 10^{1.8148(-\log\psi)^{0.5743}}$ son dos factores de forma, d es la esfera de igual volumen, y ψ es la esfericidad de la partícula ($\psi = 1$ para las esferas).

3. Modelo WILSON (Walker *et al.*, 1971; Wilson *et al.*, 1979) utilizando la interpolación sugerida por Pfeiffer *et al.* (2005) (ecuación 25):

$$C_d = \begin{cases} \frac{24}{Re} \varphi^{-0.828} + 2\sqrt{1-\varphi} & Re \leq 10^2 \\ 1 - \frac{1 - C_d|_{Re=10^2}}{900} (10^3 - Re) & 10^2 \leq Re \leq 10^3 \\ 1 & Re \geq 10^3 \end{cases} \quad (25)$$

Dónde:

$\varphi = (b + c)/2a$ Es la relación de aspecto de la partícula ($a \geq b \geq c$ denota los semiejes de la partícula).

4. Modelo DELLINO (Dellino *et al.*, 2005) (ecuación 26):

$$v_s = 1.2605 \frac{v_a}{d} (Ar\xi^{1.6})^{0.5206} \quad (26)$$

Donde

$Ar = gd^3(\rho_P - \rho_a)\rho_a/\mu_a^2$ Es el número de Arquímedes.

g = Es la aceleración de la gravedad.

ξ = Es un factor de forma de la partícula (relación de esfericidad a circularidad). Es aconsejable no extrapolar esta opción para diámetros de partículas más allá del rango utilizado en los experimentos de Dellino *et al.* (2005).

5. Modelo DIOGUARDI (Dioguardi *et al.*, 2017) (ecuación 27):

$$C_d = \frac{4}{3} \frac{0.559 C_{d,esfera} (Re^{4.18} \psi_{3D}^{-(Re^{-0.2})})^{0.5134}}{Re^2} \quad (27)$$

Donde:

ψ_{3D} = Denota la esfericidad 3D

$C_{d,esfera}$ = Es el arrastre para una esfera calculada de acuerdo con Clift *et al.*, (citado en Folch *et al.*, 2017).

Como para FALL3D el factor de forma de partícula primario es la esfericidad ψ , en aras de la simplicidad, φ (ver ecuación 25) y ξ (ver ecuación 26) se calculan aproximando partículas como elipsoides prolatos (la misma aproximación se usa para estimar d_n).

C. AGREGACIÓN DE PARTÍCULAS

Por razones computacionales, se supone que la agregación de partículas de ceniza ocurre dentro de la pluma eruptiva y la TGSD original que se modifica considerando una clase agregada efectiva y reduciendo las clases de partículas en lugar de la clase agregada misma. Algunas opciones están disponibles en FALL3D como:

1. NINGUNA opción que desprece la agregación
2. Una opción de PORCENTAJE que simplemente resta un porcentaje constante de ceniza de cada clase de partículas que tiene un diámetro menor que el diámetro agregado definido por el usuario con una densidad agregada definida por el usuario (Sulpizio *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017).
3. Opción CORNELL que es similar a la parametrización propuesta por Cornell *et al.* (citado en Folch *et al.*, 2017) como se usa en Costa *et al.* (citado en Folch *et al.*, 2017)
4. La opción COSTA basada en el modelo de Costa *et al.* (citado en Folch *et al.*, 2017). Por razones de computación, las tres opciones asumen que la agregación de ceniza ocurre principalmente dentro de la columna eruptiva y afecta al TGSD original, creando una distribución efectiva de partículas.

D. TÉRMINO FUENTE

FALL3D lee el término fuente dependiente del tiempo (masa liberada por unidad de tiempo en cada punto de la rejilla) desde un archivo externo. Este archivo puede ser generado por el programa de utilidad SETSRC, eligiendo entre las siguientes opciones, tales como:

1. FUENTE DE PUNTOS que emite una masa desde una fuente puntual solamente
2. SUZUKI que describe la columna eruptiva como una forma de hongo de Suzuki (1983) y descrita también en Pfeiffer *et al.* (2005).
3. SOMBRERO que describe la columna eruptiva como una forma rectangular de un grosor asignado.

4. PLUMA utiliza un modelo de columna eruptiva basado en la Teoría de la pluma flotante (basada en Folch *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017)
5. RESUSPENSIÓN que describe la resuspensión de ceniza depositada en el suelo removilizado por el viento. Esta opción se describe con más detalle a continuación.

E. RESUSPENSIÓN DE CENIZA

El impacto de la saltación representa el mecanismo más eficiente para la resuspensión de partículas más pequeñas en los suelos (Shao *et al.*, 1993). Cuando la intensidad del viento que sopla sobre un suelo granular supera un cierto umbral, las partículas de grano comienzan a salinizarse. Los experimentos con partículas del tamaño de arena muestran que el impacto de los granos medianos que forman sal (más de aproximadamente $50 \mu m$) rompe las fuerzas de cohesión de las partículas más pequeñas, mejorando su suspensión cuando caen al suelo. Por esta razón, la tasa de emisión (flujo vertical de partículas), definida como la masa emitida por unidad de área y tiempo, depende en gran medida del flujo horizontal (salación) de partículas más grandes. FALL3D utiliza diferentes esquemas de emisión para la resuspensión de cenizas por el viento (Folch *et al.*, 2014).

1. El esquema de emisión 1 (Westphal *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017) calcula la tasa de emisión como (ecuación 28):

$$F_v = \begin{cases} 0 & u_* < u_{*t} \\ 10^{-5} u_*^4 & u_* \geq u_{*t} \end{cases} \quad (28)$$

Dónde:

F_v = Es el flujo vertical (en $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$), que ocurre solo por encima (constante) de la velocidad de fricción u_{*t} . Una limitación importante para la ecuación 28 es que el flujo vertical no depende del tamaño de partícula o la humedad del suelo. Aunque es muy simple, este parámetro puede ser útil cuando la

información sobre las características del suelo (p. Ej., tamaño de partícula y densidad, humedad, rugosidad, etc.) no está disponible o está poco restringida.

2. El esquema de emisión 2 (Marticorena *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017) calcula la tasa de emisión como (ecuación 29):

$$F_v(d) = \begin{cases} 0 & u_* < u_{*t}(d) \\ \frac{K\rho_a u_*}{g} (u_*^2 - u_{*t}^2(d)) & u_* \geq u_{*t}(d) \end{cases} \quad (29)$$

Donde:

K = Es un coeficiente de textura del suelo igual a $K = 5.4 \times 10^{-4} m^{-1}$ de los experimentos.

u_* = Es la velocidad de fricción del viento.

u_{*t} = Es la velocidad de fricción del umbral dada por (ecuación 30):

$$u_{*t} = \begin{cases} \frac{0.129K}{(1.928Re^{0.092} - 1)^{0.5}} & 0.03 < Re \leq 10 \\ 0.129K(1 - 0.0858e^{-0.0617(Re-10)}) & Re > 10 \end{cases} \quad (30)$$

Con $K = \sqrt{\frac{\rho_p g d}{\rho_a} \left(1 + \frac{0.006}{\rho_p g d^{2.5}}\right)}$ y $Re = 1331 \chi d^{1.56}$ (el límite inferior del ajuste corresponde a partículas de $\approx 10 \mu m$ de tamaño. Tenga en cuenta que la relación anterior, ρ_p y ρ_a son densidades de partículas y aire (expresadas en g/cm^3). g es la gravedad (en cm/s^2), d es el tamaño de partícula (en cm), Re es el número de Reynolds parametrizado como una función del tamaño de partícula, y u_{*t} se da en cm/s .

3. El esquema de emisión 3 (Shao *et al.*, 1993, Shao y Leslie, Shao y Lu, citados en Folch *et al.*, 2017) calcula la tasa de emisión como (ecuación 31):

$$F_H(d, d_s) = \frac{\alpha(d, d_s)}{u_{*t}^2(d)} F_H(d_s) \quad (31)$$

Dónde:

$\alpha =$ (Unidades de $m \ s^{-2}$) es un coeficiente de eficacia de voladura determinado experimentalmente (Shao *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017)

$F_H =$ Es el flujo horizontal (unidades de $kg \ m^{-1} \ s^{-1}$) de partículas saltantes de tamaño d_s (ecuación 32):

$$F_H(d_s) = \begin{cases} 0 & u_* < u_{*t}(d_s) \\ C_o \frac{\rho_a u_*^3}{g} \left(1 - \frac{u_{*t}^2(d_s)}{u_*^2}\right) & u_* \geq u_{*t}(d_s) \end{cases} \quad (32)$$

Y es una constante empírica adimensional cercana a 1. La velocidad de fricción umbral $u_{*t}(d)$ está dada por (ecuación 33):

$$u_{*tS} = \sqrt{0.0123 \left(\frac{\rho_p g d}{\rho_a} + \frac{\gamma}{\rho_a d} \right)} \quad (33)$$

Donde γ es un parámetro que oscila entre 1.65×10^{-4} y $5 \times 10^{-4} \ kg/s^2$ (y se asume un valor de $3 \times 10^{-4} \ kg/s^2$ en FALL3D).

F. DIFUSIÓN DE LA NUBE VOLCÁNICA EN EL NFN

Cuando se usa la opción GRAVITY CURRENT, un modelo analítico que describe la dispersión de la nube volcánica en el nivel de flotabilidad neutra como una corriente de gravedad (por ejemplo, Woods *et al.*, Sparks *et al.*, citados en Folch *et al.*, 2017) está acoplado al transporte ADS (Costa *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017). En resumen, esta opción consiste en agregar una velocidad radial efectiva al campo de viento. El campo de viento radial debido a la dispersión gravitacional de la corriente se centra sobre la ventilación en la región del paraguas y se extiende a un radio R de acuerdo con (ecuación 34):

$$\begin{cases} u_b(R) = \left(\frac{2\lambda Nq}{3\pi}\right)^{1/2} \frac{1}{\sqrt{R}} & \text{para } R \leq R_p \text{ y } H_u - \frac{h}{2} \leq z \leq H_U + \frac{h}{2} \\ u_b(R) = 0 & \text{para } R > R_p \text{ ó } z < H_u - \frac{h}{2} \text{ ó } z > H_U + \frac{h}{2} \end{cases} \quad (34)$$

Donde:

λ = Es una constante empírica.

N = Es la frecuencia de Brunt-Vaisala debido a la estratificación ambiental.

q = Es la tasa de flujo volumétrico en la región sombrilla.

H_u = Denota el nivel de flotabilidad neutra (NFN).

h = Es el grosor de la región paraguas que se supone escalar con u_b como $h = u_b/(\lambda N)$.

El campo radial se considera insignificante a distancias mayores que el radio crítico R_p (Costa *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017).

G. DEPOSICIÓN HÚMEDA

Como primera aproximación, la deposición húmeda se supone solamente por debajo de la capa límite planetaria. Usando esta aproximación, solo se requiere la tasa total para describir la deposición húmeda que se parametriza como (Jung *et al.*, citado en Folch *et al.*, 2017) (ecuación 35):

$$\frac{dC}{dt} = -LC = -AP^B C \quad (35)$$

Donde:

P = Es la tasa de precipitación en mm h^{-1}

A y B Son dos constantes empíricas ($A = 8.4 \times 10^{-5}$ y $B = 0.79$ respectivamente). Se asumen dos puntos de corte críticos a 1 y 100 μms .

2.5. Presión hidrostática

En las bases de datos meteorológicas y climatológicas los datos se suelen expresar en términos de la presión atmosférica, la cual está directamente relacionada con la altura, por lo tanto, se tiene que realizar la conversión de presión hidrostática en altura utilizando las siguientes ecuaciones. De acuerdo a la ecuación de la presión hidrostática (ecuación 36) (Resnik, 1997):

$$\frac{dp}{dh} = -\rho g \quad (36)$$

Donde:

p = Presión

h = Altura

ρ = Densidad del aire

g = Gravedad

Y Como ρ es proporcional p , es decir:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{p}{p_0}$$

Donde:

ρ_0 = Densidad a nivel del mar

p_0 = Presión a nivel del mar

Entonces:

$$\frac{dp}{dh} = -g\rho_0 \frac{p}{p_0} \quad (37)$$

Al integrar la ecuación 37 desde la presión p_0 a una altitud $h = 0$, es decir, a nivel del mar, hasta la presión p a una altitud h , obtenemos:

$$\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{g\rho_0}{p_0}h$$

O sea:

$$p = p_0 e^{(g\rho_0/p_0)h} \quad (38)$$

Sustituyendo los valores $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, $\rho_0 = 1.21 \text{ kg/m}^3$ (a 20°C) y $p_0 = 1.01 \times 10^5 \text{ Pa}$, en la operación dentro del paréntesis de la ecuación 38, obtenemos:

$$\frac{g\rho_0}{p_0} = \frac{(9.81 \text{ m/s}^2)(1.21 \text{ kg/m}^3)}{1.01 \times 10^5 \text{ Pa}} = 1.17 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1} = 0.117 \text{ km}^{-1}$$

De ahí que:

$$p = p_0 e^{-h/a} \quad (39)$$

Donde:

$$\frac{1}{a} = \frac{g\rho_0}{p_0} = 0.117 \text{ km}^{-1} \quad \text{o} \quad a = 8.55 \text{ km}$$

La constante de a da el cambio de altitud para el cual la presión decae por un factor de e ; es decir, la presión atmosférica decae por un factor de 10 cuando la altitud cambia en $a \ln 10 = 2.30a = 20 \text{ km}$.

Despejando la altura de la ecuación 40 en función de la presión atmosférica se obtiene:

$$h = - \left(\left(\ln \frac{p}{p_0} \right) (a) \right) \quad (40)$$

Por otro lado, para la velocidad del viento expresada en nudos se aplica una sencilla conversión (Estudio FAO Riesgo y Drenaje, 2006), entonces:

$$1 \text{ nudo} = 0.5144 \text{ m/s}^2 \quad (41)$$

3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En México existen alrededor de 14 volcanes activos, dos de los cuales se encuentran en el estado de Chiapas: los volcanes Chichón y Tacaná, los cuales han presentado erupciones explosivas muy significativas en el pasado. El Chichón hizo erupción en marzo de 1982 siendo éste el mayor desastre volcánico suscitado en México, cuyas cenizas le dieron la vuelta al mundo afectando al clima global. Por otro lado, el volcán Tacaná tuvo una reactivación en el año de 1986 provocando pánico en la población. Las erupciones pasadas de ambos volcanes dejaron destrucción y daños a su paso, por lo que si alguno de estos volcanes volviera a hacer una erupción explosiva, es muy probable que se emitan grandes cantidades de ceniza a la atmósfera y que después sean transportados por el viento, provocando afectaciones en áreas muy grandes y daños a la población, infraestructura, agricultura, ganadería, etc. Cabe mencionar que Chiapas es particularmente vulnerable ante estas amenazas debido a que es uno de los estados con mayores condiciones de pobreza y cuya población está poco informada sobre estos fenómenos, por lo tanto, para poder tomar medidas de mitigación ante una posible erupción de los volcanes Chichón o Tacaná, es necesario tener una estimación de las áreas que podrían ser afectadas a través de distintos escenarios eruptivos mediante modelos de erupciones volcánicas. En este trabajo se estimarán las áreas que pudiesen ser afectadas por caída de tefra en caso de una erupción volcánica de los volcanes Chichón y Tacaná presentándose mediante mapas las zonas en donde pudiera existir un potencial peligro debido a la caída de tefra, tomando en cuenta diferentes escenarios eruptivos y climáticos.

4. JUSTIFICACIÓN

La relación del hombre con el ambiente es directa, pues hace parte de la tierra, vive, convive y toma provecho del planeta, por lo que debe practicar el respeto a su propio hogar y comprender los límites y alcances de su entorno; el ser humano debe sensibilizarse y entender su entorno de tal manera que tome las mejores decisiones con discernimiento, para lograrlo, necesita de herramientas que le permitan predecir los riesgos de posibles fenómenos naturales (Argoti, 2012).

El hombre en la búsqueda de lugares adecuados para su hábitat, ha logrado establecerse en cercanías a los volcanes, esto lo ha llevado a convivir con sus características, por esta razón requiere de medios que le permitan tomar decisiones frente a las erupciones; como consecuencia de esto, es importante estudiar bien la geología, las causas y las consecuencias del vulcanismo (*ibidem*).

Específicamente y de acuerdo a Folch *et al.* (2008), los posibles efectos de la ceniza volcánica sobre estructuras antrópicas y medio ambiente son:

- I. Daños a los asentamientos humanos y edificios, incluyendo el colapso del techo por la carga de cenizas, la corrosión y el deterioro de las estructuras metálicas o daños en los sistemas mecánicos y eléctricos.
- II. Interrupción de los sistemas de transporte, debido a la pérdida de visibilidad, que abarca caminos y carreteras o simplemente por el daño directo a los vehículos.
- III. Interrupción de las comunicaciones debido a la interferencia de las ondas de radio o daños directos a las instalaciones de comunicaciones y posibles fallas eléctricas.
- IV. Cierre temporal de aeropuertos. Si la trayectoria de la ceniza intercepta un avión durante el vuelo, se puede presentar la pérdida de visibilidad y la posibilidad de daños en los instrumentos de navegación que podrían afectar la seguridad del vuelo.

- V. Cambios químicos y físicos en la calidad del agua, daños en las tuberías que suministran el agua y daños en los sistemas de tratamiento de aguas residuales.
- VI. Destrucción parcial o total de los cultivos agrícolas y daños a la silvicultura.
- VII. Destrucción de los pastos y el riesgo de enfermedades en la ganadería, como la fluorosis en la ganadería.
- VIII. Irritaciones de los ojos, la piel y síntomas respiratorios producidas por la inhalación de cenizas.

El considerar los peligros volcánicos, en particular los producidos por la caída de tefra, ha tomado importancia debido a estos efectos. En el caso de una crisis volcánica es indispensable tomar medidas de mitigación y así salvaguardar la vida de los ciudadanos, en especial de los que habitan las comunidades cercanas. Para ello, es necesario realizar simulaciones de dispersión de tefra en diferentes escenarios eruptivos y climáticos para conocer hasta donde podrían ocurrir afectaciones por caída de tefra en el estado de Chiapas por los volcanes Chichón y Tacaná.

5. ANTECEDENTES

A continuación se mencionan algunos ejemplos de simulación numérica computacional para el transporte y caída de tefra, que permiten hacer pronósticos y se han convertido en herramientas de gestión para la toma de decisiones en las zonas de afectación por fenómenos volcánicos explosivos; por un lado se presentan algunos trabajos de modelación de dispersión de cenizas volcánicas y por otro, el acoplamiento con modelos meteorológicos junto con modelos de dispersión de cenizas volcánicas tanto en México como en otros países.

5.1. Modelado de caída de tefra en diferentes volcanes del mundo

En el trabajo realizado por Argoti (2012) se muestra una recopilación de diferentes metodologías de modelación utilizadas para la simulación de caída de cenizas de diferentes volcanes, los cuales, son mencionados a continuación:

El Volcán Concepción en la Isla de Ometepe, de Nicaragua, es un volcán muy activo, con un rico registro histórico de erupciones explosivas; sus frecuentes erupciones ponen en peligro las poblaciones de los alrededores, mientras que la navegación aérea se ve afectada por las nubes de ceniza. La evaluación de estos riesgos es importante para la planificación territorial y la adopción de medidas de mitigación; por ello Scaini *et al.* (2012) hicieron cálculos probabilísticos del riesgo por caída de tefra de este volcán, teniendo en cuenta tres escenarios diferentes basados en eventos eruptivos de referencia en el pasado; se usan las herramientas de modelación numérica de Investigación y pronóstico del tiempo (Weather Research and Forecasting) acopladas con el programa FALL3D; los resultados son útiles para identificar los impactos previstos para cada tipo de erupción y aspirar a mejorar la evaluación y gestión del riesgo en la región.

Barrantes *et al.* (2013) realizaron la simulación de caída de ceniza del volcán Irazú en Costa Rica aplicando el modelo de Suzuki (1983) para simular la caída de ceniza volcánica por medio del software TEPHRA. El programa TEPHRA modificado es sometido a prueba al simular la distribución de ceniza de los eventos eruptivos mejor conocidos que han ocurrido en el pasado en el volcán Irazú. Ellos encontraron que la masa de ceniza acumulada por 52 simulaciones concuerda satisfactoriamente con la distribución de las isopacas de la ceniza depositada durante el periodo 1963 - 1965 del volcán Irazú y relativamente bien con la distribución de isopacas de la ceniza depositada durante los últimos 2600 años de actividad. Esta situación justifica la aplicación del programa TEPHRA modificado en la elaboración de mapas de amenaza por caída de ceniza para el Volcán Irazú y otros volcanes en los cuales se tenga apropiada información sobre dirección del viento y características eruptivas más probables de presentarse en el volcán.

Mastin (2009), presenta su propuesta de modelos de transporte y dispersión de cenizas volcánicas (Volcanic Ash Transport and Dispersion Models, VATDs, por sus siglas en inglés), que describen la ubicación y el movimiento de las nubes de cenizas durante horas a días, a fin de definir los riesgos a las aeronaves y a las comunidades, a favor del viento; estos modelos utilizan los parámetros de entrada como: la altura de columna de la erupción, la masa de la erupción, la duración y la distribución granulométrica en masa, que puede permanecer en la nube durante muchas horas o días; las limitaciones de observación sobre el valor de estos parámetros con frecuencia no están disponibles en los primeros minutos u horas después de una erupción que se detecte; por otra parte, la altura de la pluma observada puede cambiar durante una erupción, lo que requiere la asignación rápida de los nuevos parámetros. Se ha experimentado con la técnica VATDs, con la que se puede hacer pruebas piloto con los datos necesarios para hacer modelaciones y simulaciones de dispersión de cenizas volcánicas; esta técnica ha permitido clasificar once tipos de erupción de 1500 volcanes del Holoceno; estos tipos de erupción y los parámetros asociados se pueden usar para el modelado de dispersión de cenizas volcánicas de una erupción.

La interrupción prolongada a la aviación durante la erupción del Volcán Eyjafjallajökull, en Islandia, en los meses de abril y mayo de 2010, hizo que los científicos se inquietaran sobre la prueba de herramientas de pronóstico para predecir la dinámica de la dispersión de cenizas volcánicas. Durante las últimas décadas se han generado una serie de incidentes de ceniza volcánica con aviones y se ha encontrado que la ceniza volcánica es la causante de grandes daños, en especial en la pérdida de poder de los motores de las aeronaves; las concentraciones de ceniza han sido estudiadas, y los resultados han proporcionado información importante, para determinar límites máximos de concentración y para asegurar o garantizar el funcionamiento de los motores de los aviones. (Argoti, 2012).

La pluma de cenizas del Volcán Eyjafjallajökull en particular ha despertado el interés de investigadores de la atmósfera; la emisión, el transporte y la deposición de las cenizas volcánicas; son simulados con el modelo de química y transporte denominado COSMO (Consortium for Small-scale Modeling) (Steppeler *et al.*, 2003) y MUSCAT (MUltiScale Chemistry Aerosol Transport) (Wolke *et al.*, 2004); los resultados de la simulación se comparan con las imágenes de la Nasa del Espectrómetro de Imágenes (Multiangle Imaging Spectro Radiometer) esta configuración permite establecer varios niveles de emisiones que están por debajo de las alturas máximas reportadas por el Centro de Asesoría de Ceniza Volcánica (VAAC, Volcanic Ash Advisory Center, por sus siglas en inglés) de Londres (Heinold *et al.*, 2012).

Scollo (2011) estudió las erupciones del monte Etna de los años 1998, 2001, 2002; la modelación que utiliza es de enfoque estadístico y le proporciona la carga de depósitos de tefra y la concentración de ceniza con el modelo PUFF, el cual es un modelo Lagrangiano ampliamente utilizado para predecir la dispersión de cenizas volcánicas durante una erupción volcánica (Searcy *et al.*, 1997). Él hace un estudio paramétrico con el fin de analizar la influencia de cada parámetro de entrada

en las salidas del modelo; para esta prueba, se simulan dos escenarios eruptivos similares a los de 1998 y 2001 del Monte Etna; el trabajo se hace con datos meteorológicos de alta resolución y un dominio de 170 × 170 km; los resultados muestran que es posible calcular la carga de depósitos de tefra y concentración de ceniza, pero el uso de millones de partículas requiere en concreto un robusto sistema de procesamiento; una buena comparación entre los datos de campo de las erupciones del Etna y las simulaciones PUFF, y un buen modelo para dinámica de aire en las condiciones de la tropósfera.

Durant *et al.*, (2011) realizaron las simulaciones de erupción de cenizas del Volcán Chaitén, de Chile, tras las erupciones de mayo de 2008, la cual ofreció la oportunidad de hacer un estudio de concentraciones de transporte a larga distancia de las emisiones volcánicas y las características de un depósito de cenizas en una distancia muy dispersa en el globo terrestre; fue posible comparar tanto las imágenes de satélite con los resultados de las simulaciones, así como, las isopacas de concentraciones de tierra, y también hacer inferencias sobre los efectos en el CO₂ de la atmósfera y la afectación de las cenizas en el océano, lo que generó lixiviados que causan gran afectación al ecosistema.

5.2. Modelado de caída de tefra en el volcán Chichón

Por otro lado, en México Bonasia *et al.* (2012) han utilizado modelos para reconstruir los depósitos y la dispersión de la pluma atmosférica asociada con las tres principales caídas de unidades de la erupción del volcán El Chichón que ocurrieron entre el 29 de marzo y el 4 de abril de 1982, y produjeron depósitos significativos de tefra. Para ello se utilizaron modelos analíticos de transporte de tefra como el software HAZMAP y numéricos como FALL3D. Sobre la base de tal reconstrucción, se produjeron mapas de peligrosidad de la caída de tefra asociadas a una erupción pliniana y además se discutieron las implicaciones de un escenario de erupción tan grave. Para reconstruir los datos de los depósitos utilizaron el

modelo HAZMAP. Utilizando el método de los mínimos cuadrados, realizaron el ajuste entre los datos de los depósitos de campo y los obtenidos por el modelo comparando los espesores de depósitos medidos y calculados y los tamaños de grano. Por otro lado, utilizaron espesores de depósito y asumieron densidades de depósito típicas de 900 a 1300 kg/m³ para convertir el espesor en carga de masa. En este trabajo se seleccionaron 41 secciones estratigráficas ubicadas a una distancia de al menos 8 km del cráter, debido a las limitaciones del modelo a distancias más cortas (Macedonio *et al.*, 2005). La distribución de masa dentro de la columna eruptiva se describe utilizando la fórmula empírica de Suzuki (1983) modificada en Pfeiffer *et al.* (2005). Los perfiles de viento se extrajeron de los datos meteorológicos correspondientes al punto de la malla global NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction, National Center for Atmospheric Research, por sus siglas en inglés) más cercana al volcán El Chichón, con latitud: 17.5 ° N y longitud: 267.5 °E, como se indica en el NCEP 4 veces al día / Reanálisis de NCAR (<http://www.cdc.noaa.gov>) para los días 29 de marzo y 4 de abril de 1982. En estos casos, los perfiles de viento del reanálisis NCEP no pueden reproducir la dirección de dispersión de tefra observada. Por esta razón, todos los perfiles de viento fueron rotados sistemáticamente con respecto a su dirección original al elegir el ángulo que mejor reproduce los depósitos observados (ver Tabla 2).

Tabla 2. Parámetros de las simulaciones de Hazmap que mejor reproducen los datos de campo de las erupciones del volcán Chichón de 1982, ^aLos vientos se giraron con respecto a su dirección original en sentido anti-horario (Bonasia *et al.*, 2012).

Escenarios	1	2	3
Fases Plinianas	A1	B	C
Masa Total (Kg)	1.8x10 ¹²	2.2x10 ¹²	2.0x10 ¹²
Altura de la columna (Km)	24	32	30
Factores de forma de columna (A/λ)	4/1	3/1	3.5/1
Coefficiente de Difusión (m ² /S)	10,000	4000	4000
Angulo de rotación de los perfiles de viento ^a	44°	15°	8°

En este trabajo, la dinámica eruptiva de las tres fases Plinianas también fue investigada mediante el modelo de columna eruptiva implementado en FALL3D (Costa *et al.*, Folch *et al.*, citados en Bonasia *et al.*, 2012) que se basa en la Teoría de Plumas Flotantes (Buoyant Plume Theory) (Bursik, Carazzo *et al.*, Citados en Bonasia *et al.*, 2012). Este modelo de columna eruptiva nos permite calcular la tasa de emisión (Mass Flow Rate, MFR, por sus siglas en inglés), la distribución vertical de la masa en función de la altura de la columna (o viceversa) y las propiedades de la mezcla en el cráter (velocidad de salida, contenido de agua y TGSD). Se varió el MFR medio para reproducir la altura de la columna de acuerdo con las observaciones que, al mismo tiempo, pueden reproducir razonablemente los depósitos observados.

Los resultados de la masa total y el MFR obtenidos usando el modelo BPT se muestran en la Tabla 3. Además de las estimaciones hechas con el modelo BPT, también se presenta la masa total y el MFR utilizando la relación empírica dada por Mastin *et al.* (2009) y distribuyendo la masa a lo largo de la columna utilizando la distribución de Suzuki (1983) (Pfeiffer *et al.*, citado en Bonasia *et al.*, 2012). Por razones de comparación, en la Tabla 3, se muestran también los resultados de las ejecuciones de inversión de HAZMAP y los valores de la masa total calculados por Carey y Sigurdsson (1986).

Bonasia *et al.* (2012) utilizaron el modelo FALL3D para reconstruir el depósito distal y la dispersión de la pluma volcánica utilizando datos meteorológicos del reanálisis 1 de NCEP (Kalnay *et al.*, 1996) para el período comprendido entre el 28 de marzo y 6 de abril de 1982, disponible en el sitio web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.

Tabla 3. Valores de masa total, MFR y altura de la columna obtenidos con el modelo BPT, Mastín *et al.* (2009), HAZMAP y los valores de Carey y Sigurdsson (1986).

Fases Plinianas		A1	B	C
Masa Total	BPT	1.10x10 ¹²	3.7 x10 ¹²	5.1 x10 ¹²
	Mastin <i>et al.</i> (2009).	1.1 x10 ¹²	2.1 x10 ¹²	2.9 x10 ¹²
	Hazmap	1.8 x10 ¹²	2.2 x10 ¹²	2.0 x10 ¹²
	Carey and Sigurdsson (1986).	0.8 x10 ¹²	1.02 x10 ¹²	1.04 x10 ¹²
MFR (kg/s)	BPT	0.52 x10 ⁸	0.23 x10 ⁹	1.9 x10 ⁸
	Mastin <i>et al.</i> (2009).	0.53 x10 ⁸	1.3 x10 ⁸	1.1 x10 ⁸
	Hazmap ^a	0.59 x10 ⁸	1.01 x10 ⁸	0.9 x10 ⁸
	Carey and Sigurdsson (1986).	0.37 x10 ⁸	0.63 x10 ⁸	0.41 x10 ⁸
Altura de la columna (Km)	BPT	24	28	27
	Hazmap	24	32	30
	Carey and Sigurdsson (1986).	20	32	29

^a Los valores de MFR calcularon los valores de masa total divididos obtenidos con el modelo HAZMAP por las duraciones de la erupción (A1: 6 h, B: 4.5 h, C = 7 h).

En la figura 18 se muestran los mapas de carga del suelo reconstruidos para cada fase eruptiva. Cada proceso de simulación tomo aproximadamente 2 h usando 36 CPUs. La figura 19a muestra una imagen de la simulación de nube de cenizas de FALL3D para la fase A1 que muestra la carga de la columna de cenizas el 29 de marzo a las 1330 UTC. En comparacion, la figura 19b muestra la dispersión de la pluma registrada por el satélite meteorológico GOES-East (Carey *et al.*, citado en Bonasia *et al.*, 2012). Como se observa en la imagen del satélite, la simulación muestra que el evento A1 se caracterizó por la dispersión de la pluma en dos direcciones principales: Este-noreste y sur-suroeste. La figura 20a y 20b muestran dos segmentos de tiempo de la simulación de nube de cenizas FALL3D a las 0930 UTC y las 2100 UTC el 4 de abril, cuando ya se desarrollaron las fases B y C. Los resultados revelan que las simulaciones reproducen las principales características cualitativas de la evolución de la nube de cenizas (Carey *et al.*, Schneider *et al.*, citados en Bonasia *et al.*, 2012).

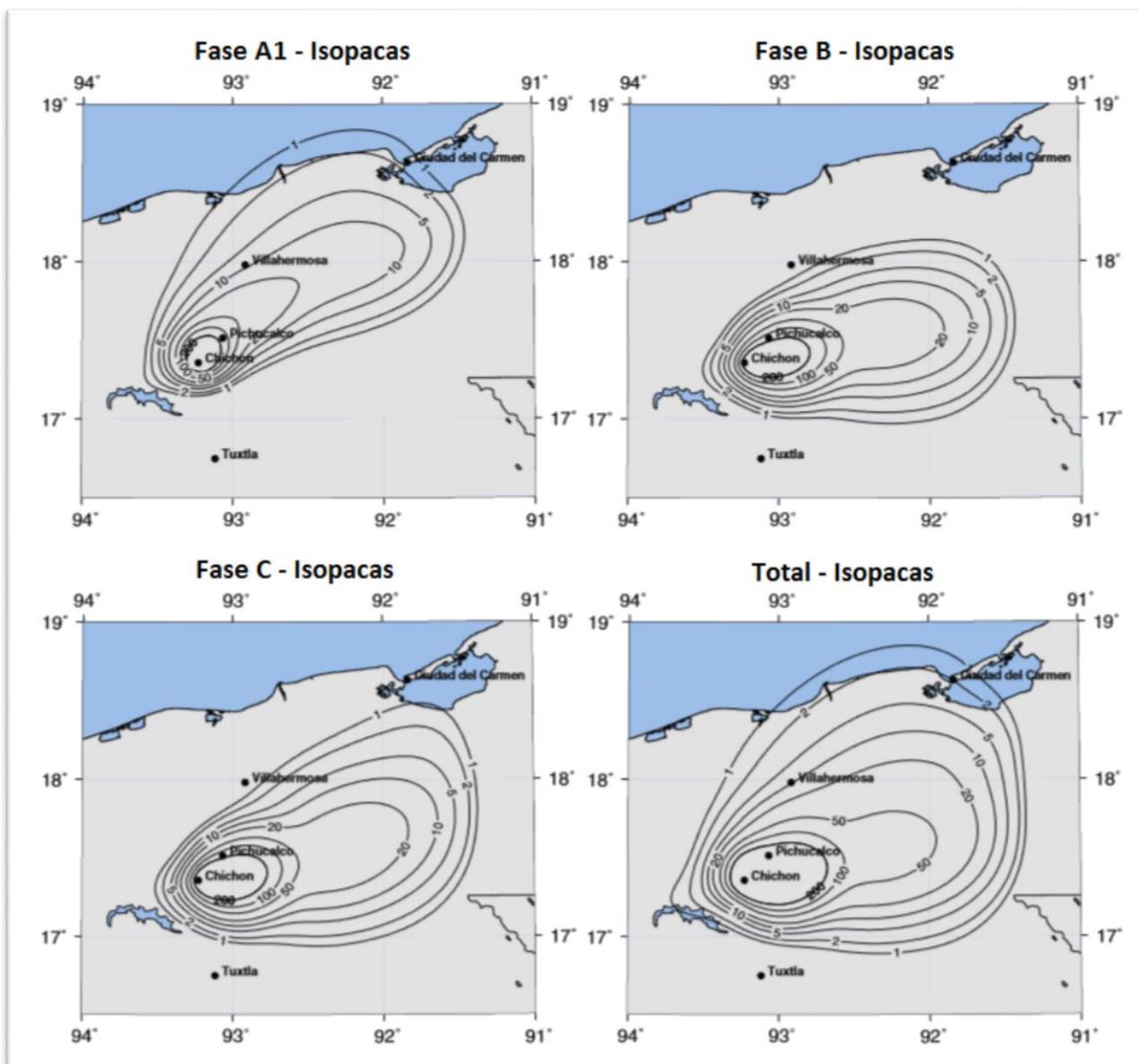


Figura 18. Depósitos de lluvia de las tres fases de la erupción de El Chichón de 1982 y del depósito total efectivo, obtenidos utilizando el modelo FALL3D. Los contornos son carga de cenizas en kg/m^2 (De Bonasia *et al.*, 2012).

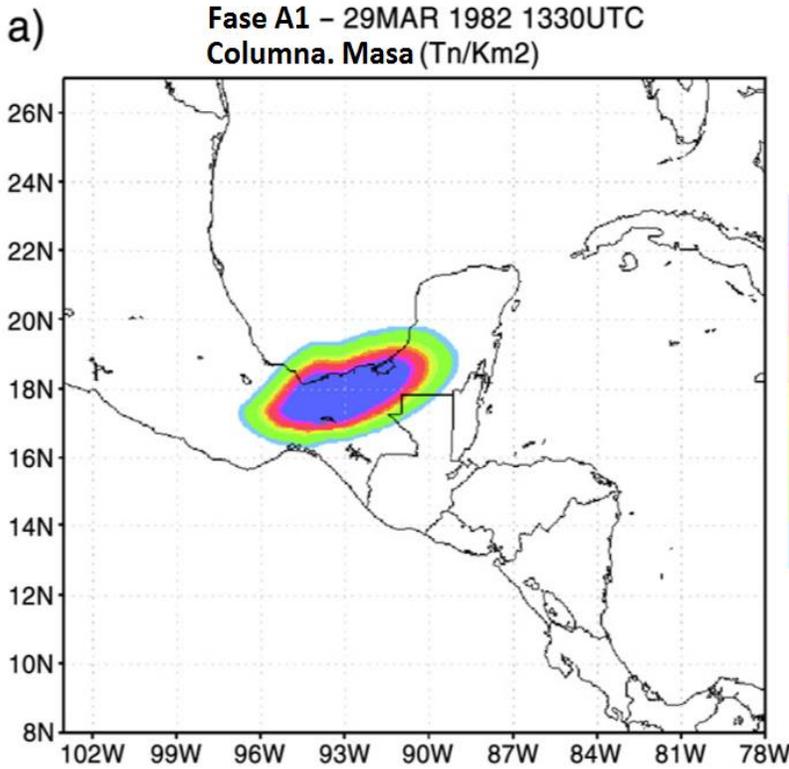
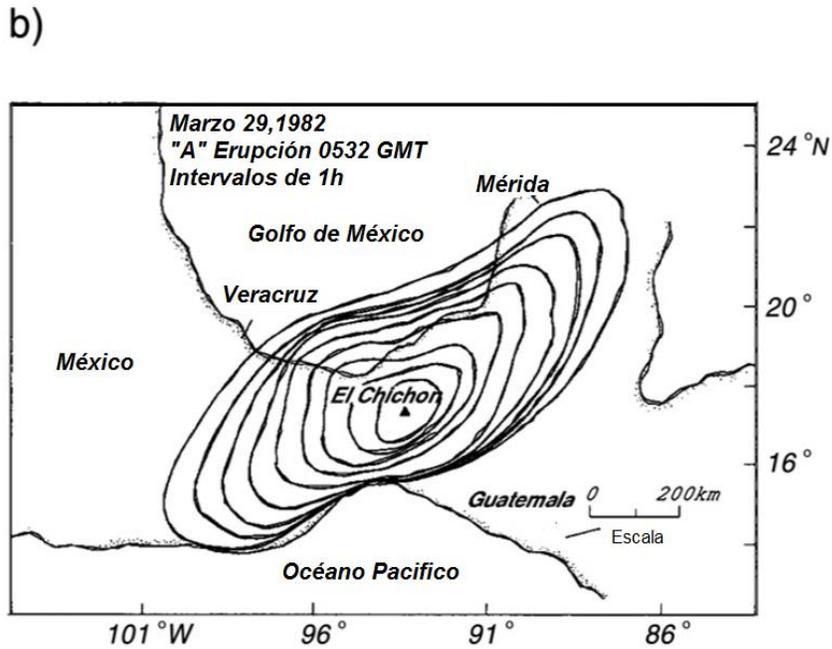


Figura 19. a) Simulación de nube de cenizas FALL3D de la fase A1 ejecutada para el día 29 de marzo a las 1330 UTC. Los contornos son carga de columnas en tn/km^2 . b) Crecimiento lateral de la nube de la fase A1 según lo registrado por el satélite meteorológico GOES. Los contornos están en intervalos de una hora. Dos instantáneas corresponden aproximadamente al 29 de marzo a las 1330 UTC. Después de Carey y Sigurdsson (1986). (De Bonasia et al., 2012).



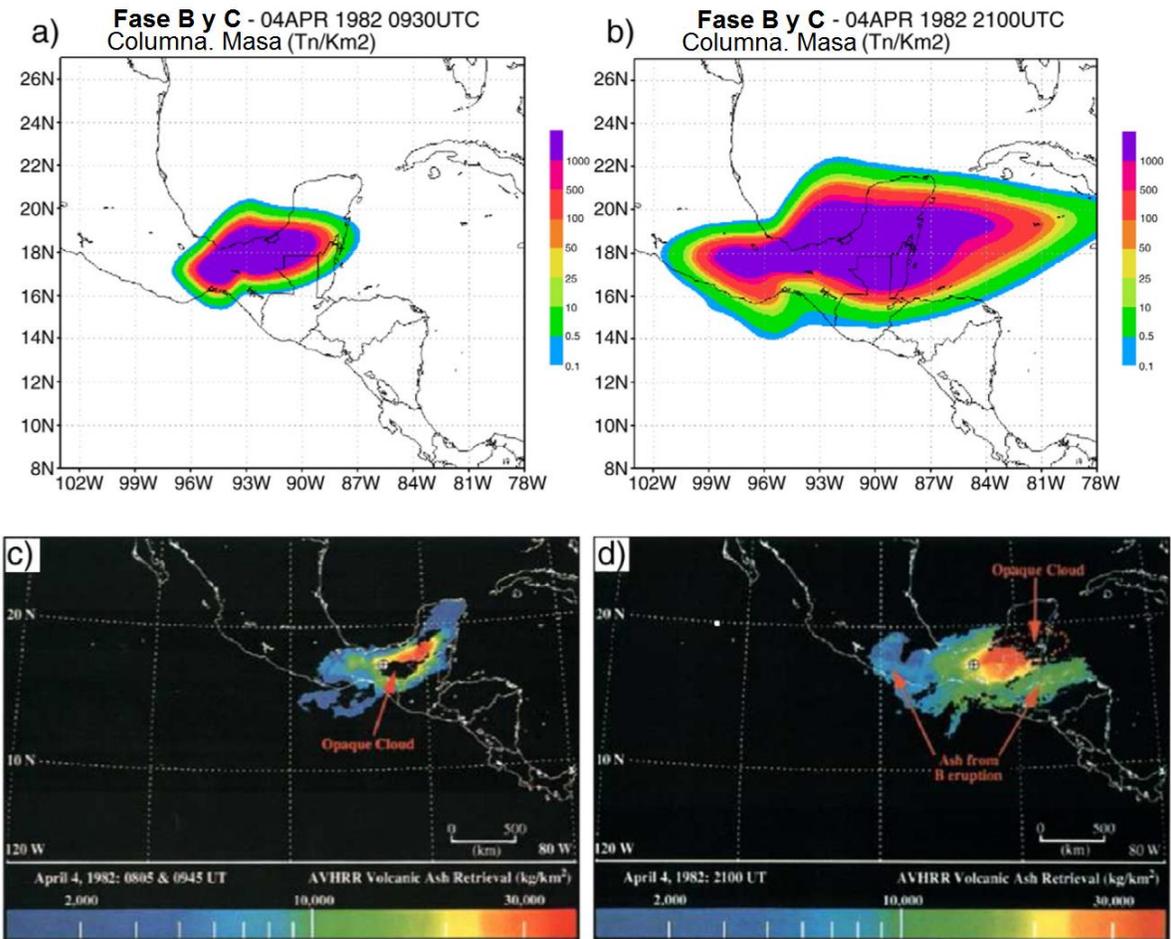


Figura 20. Imágenes instantáneas de las simulaciones de la nube de cenizas de FALL3D el 4 de abril a las 0930 UTC (a) y 2100 UTC (b). Los contornos son cargas de columnas en tn/km^2 . La ceniza volcánica vista con el radiómetro avanzado de muy alta resolución (AVHRR) el 4 de abril a las 0945 UTC (c) y 2100 UTC (d). Imágenes de Schneider *et al.*, (1999). Tomadas de Bonasia *et al.*, (2012).

En la tabla 4 se muestran los resultados de los contornos de probabilidad y las áreas que probablemente experimentarán una carga masiva de más de 100 y 300 kg/m² durante el escenario A1 Pliniano.

Tabla 4. Resultados de los mapas de probabilidad de carga de cenizas para el escenario A1 Pliniano para la carga masiva de más de 100 kg/m² y 300 kg/m². (De Bonasia *et al.*, 2012).

Carga de masa (kg/m ²)	Porcentaje (%) de probabilidad	Área afectada (Km ²)
100	De 2 a 10	4200
	>10	3200
300	2	1900
	>5	1100

La tabla 5, mostrada a continuación, muestra los resultados de los mapas de probabilidad de carga de cenizas para el escenario Pliniano A1 + B + C.

Tabla 5. Resultados de los mapas de probabilidad de carga de cenizas para el escenario A1 + B + C Pliniano para la carga masiva de 100 kg/m² y 300 kg/m². (De Bonasia *et al.*, 2012)

Carga de masa (kg/m ²)	Porcentaje (%) de probabilidad	Área afectada (Km ²)
100	2	22000
	>10	~30000
>300	>2	>30000

Para profundizar en el tema se recomienda revisar el documento original “Numerical Simulation of Tephra Transport and Deposition of the 1982 El Chichón Eruption and Implications For Hazard Assessment”.

5.3. Modelado de caída de tefra en el volcán Tacaná

Mercado *et al.* (1992) realizaron una evaluación de la peligrosidad del volcán Tacaná en caso de una erupción volcánica, en este trabajo se utilizó la técnica y metodología de Crandell *et al.* (1975) para la evaluación del peligro volcánico y con base en la definición de Tilling (1989) se discutió el peligro volcánico del volcán Tacaná, teniendo como resultado mapas de peligro por flujos piroclásticos, flujos de lava, lahares, explosiones laterales y nubes de ceniza. Para el caso de las nubes de ceniza, las áreas adyacentes al volcán potencialmente amenazadas por acumulación de más de un metro se señalan en la figura 21. Estas áreas fueron definidas con base en los depósitos de ceniza encontradas incluso a distancias de hasta 20 km de la cima del volcán (ver figura 22) y observadas mediante varios perfiles de la ladera oriental del volcán y unas fotos aéreas obtenidas desde un helicóptero. Los riesgos asociados a nubes de ceniza son mayores en el lado mexicano del volcán, debido a la mayor densidad de población. La dirección del viento a alturas de 3,000 a 15,000 m sobre la ciudad de Guatemala (ver figura 23) proviene del este hacia el noreste predominando durante la temporada de lluvias (junio a octubre); sólo un 40% del tiempo el viento sopla de una dirección distinta de 40°- 90°, de acuerdo al Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH). Así mismo, el viento del proveniente del oeste con dirección hacia el suroeste domina en la temporada seca (diciembre a abril) y sólo un 35% del tiempo difiere de 220° - 270°, por otro lado de ocurrir una erupción entre los meses de junio y octubre, las nubes de ceniza tenderán a moverse en dirección a México; en cambio, los vientos del poniente se llevarían la nube de ceniza hacia Guatemala, de ocurrir una erupción entre noviembre y mayo. Esta predicción es estadística, ya que la dirección de los vientos en un día determinado puede ser distinta de la dirección promedio.

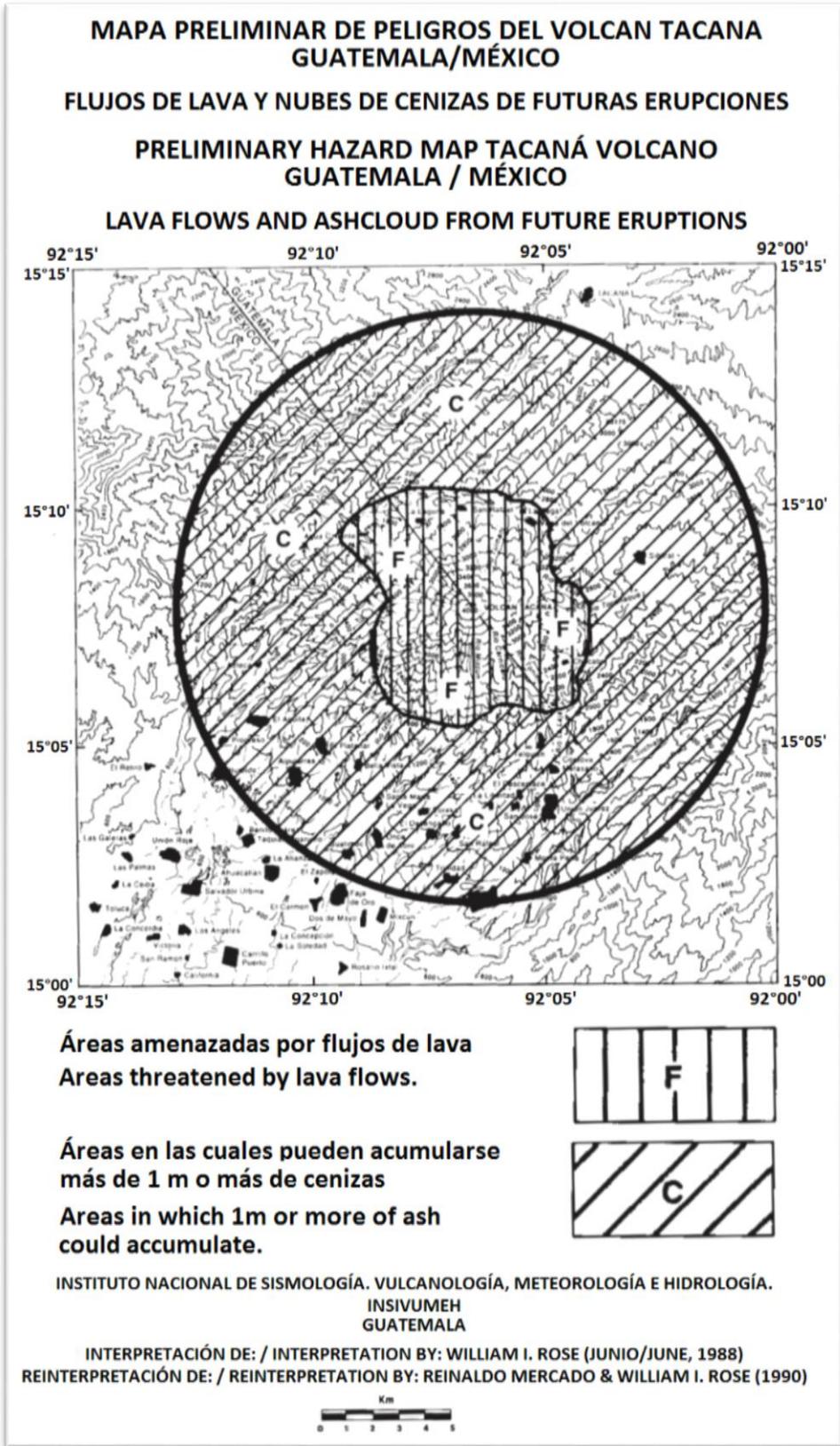


Figura 21. Mapa preliminar de zonas de peligro potencial de flujos de lava y depósitos de nubes de ceniza de futuras erupciones del volcán Tacaná (Mercado y Rose, 1992).

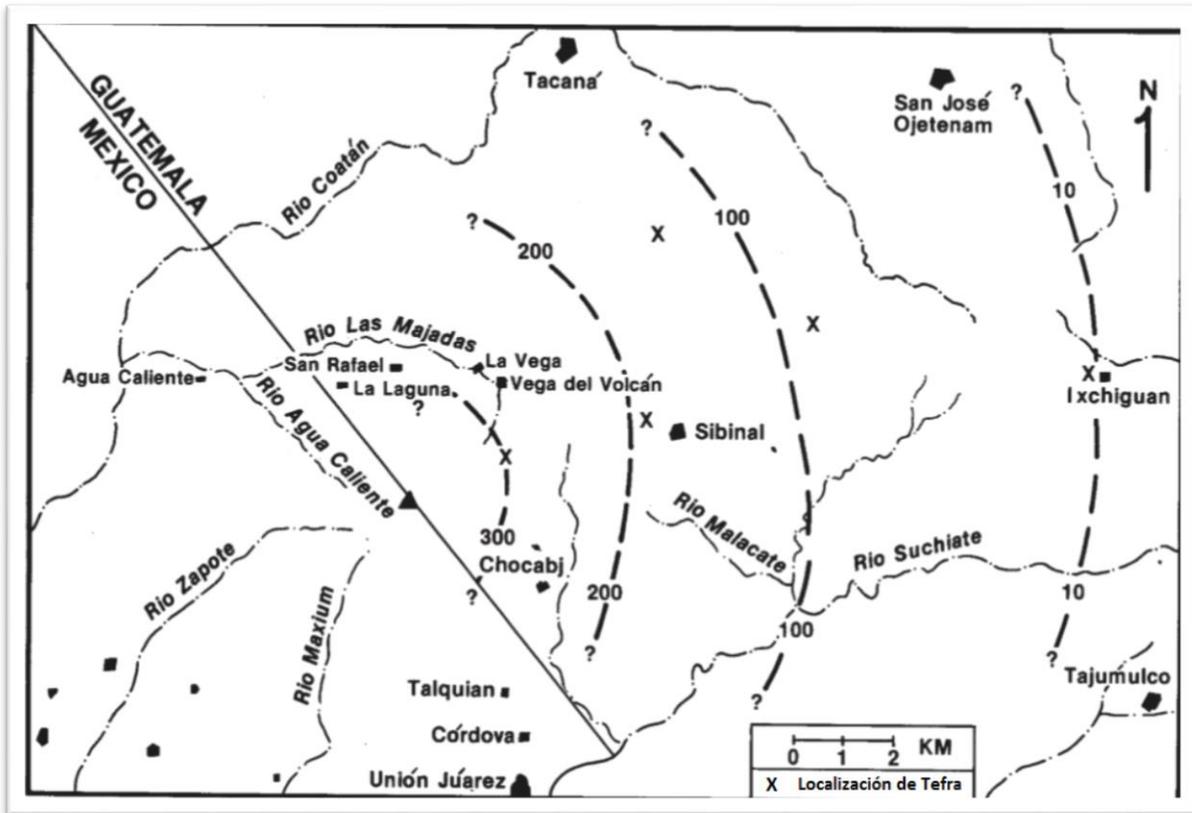


Figura 22: Mapa de Isopacas de depósitos de ceniza del Tacaná (Mercado y Rose, 1992).

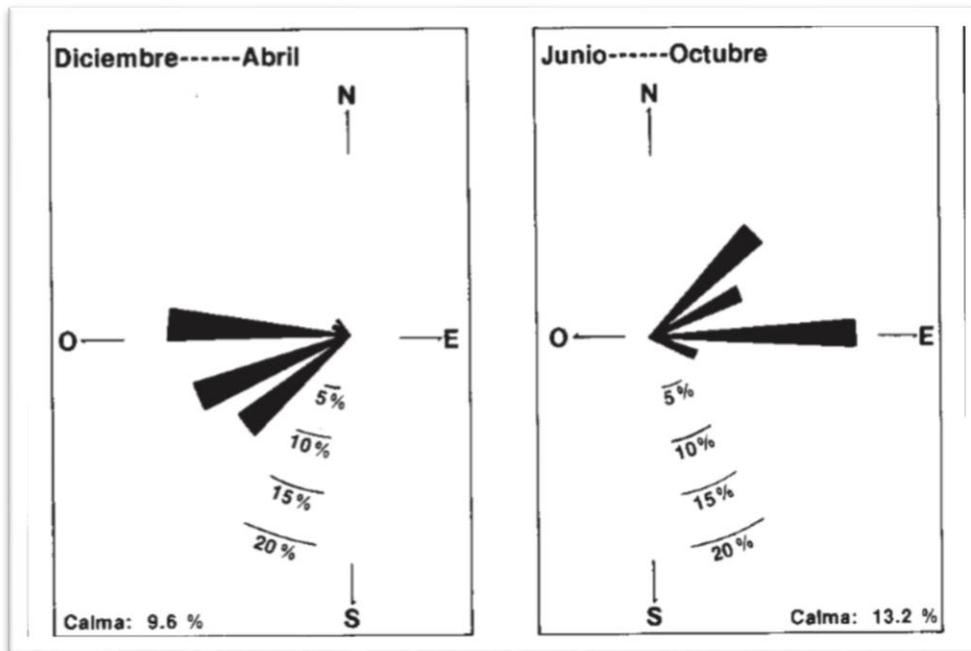


Figura 23. Dirección de los vientos dominantes a 10,000 - 50,000 pies de altura sobre la ciudad de Guatemala. Los vientos del poniente predominan durante la temporada seca (diciembre-abril), y los vientos del oriente durante la temporada de lluvias (junio - octubre). No se observa patrón de direcciones dominantes durante los meses de mayo y noviembre (De Mercado y Rose, 1992).

Por otro lado Vázquez *et al.* (2019) realizaron una evaluación del peligro de caída de tetra en el volcán Tacaná, elaborando mapas probabilísticos de peligro tanto para el depósito de tefra como para los umbrales críticos de concentración de cenizas en el aire a diferentes niveles. Utilizaron el modelo numérico FALL3D para realizar mapas de amenazas para un escenario de Pliniano definido sobre la base de la erupción de piedra pómez sibinal ocurrida hace ~23.5 años, que es el depósito más estudiado de este tipo en los alrededores del volcán, incluso cuando solo unos pocos de sus más afloramientos distales se conservan.

La distribución del depósito de piedra pómez sibinal, producido por una erupción pliniana, está basada en varios afloramientos descritos por Arce *et al.* (2012). Los productos se dispersaron en su mayoría hacia el noreste del complejo volcánico Tacaná más específicamente hacia los pueblos de Sibinal y Tacaná. El afloramiento más alejado de Sibinal se puede encontrar a 21 km de la cima del volcán y a distancias más lejanas el depósito está completamente erosionado porque el área está expuesta a lluvias intensas durante la mayor parte del año, por lo que es difícil obtener análisis granulométricos y químicos de roca entera de buena calidad. La ausencia de afloramientos más cercanos puede atribuirse a la intemperie y a una gruesa cubierta de depósitos más jóvenes (por ejemplo, flujos de lava y delantales piroclásticos).

Las isopacas e isopleas muestran que el grosor y el tamaño lítico del miembro masivo se distribuyen al norte y noreste del complejo volcánico Tacaná (Ver figura 24), con la isopaca más alejada (30 cm) cubriendo un área de 330 km². Se estimó un volumen mínimo de tefra de 1.9 km³ para el miembro masivo (Arce *et al.*, 2012). Basado en Carey y Sparks (1986), se infirió una altura de columna eruptiva de 22 km para el miembro masivo (Arce *et al.*, 2012), con una tasa de descarga de masa máxima de 8.1 x 10⁷ kg/s. El trabajo realizado por Vázquez *et al.* (2019) se centra en la unidad masiva, cuyas características físicas se utilizaron como base para la construcción de los mapas probabilísticos de peligro.

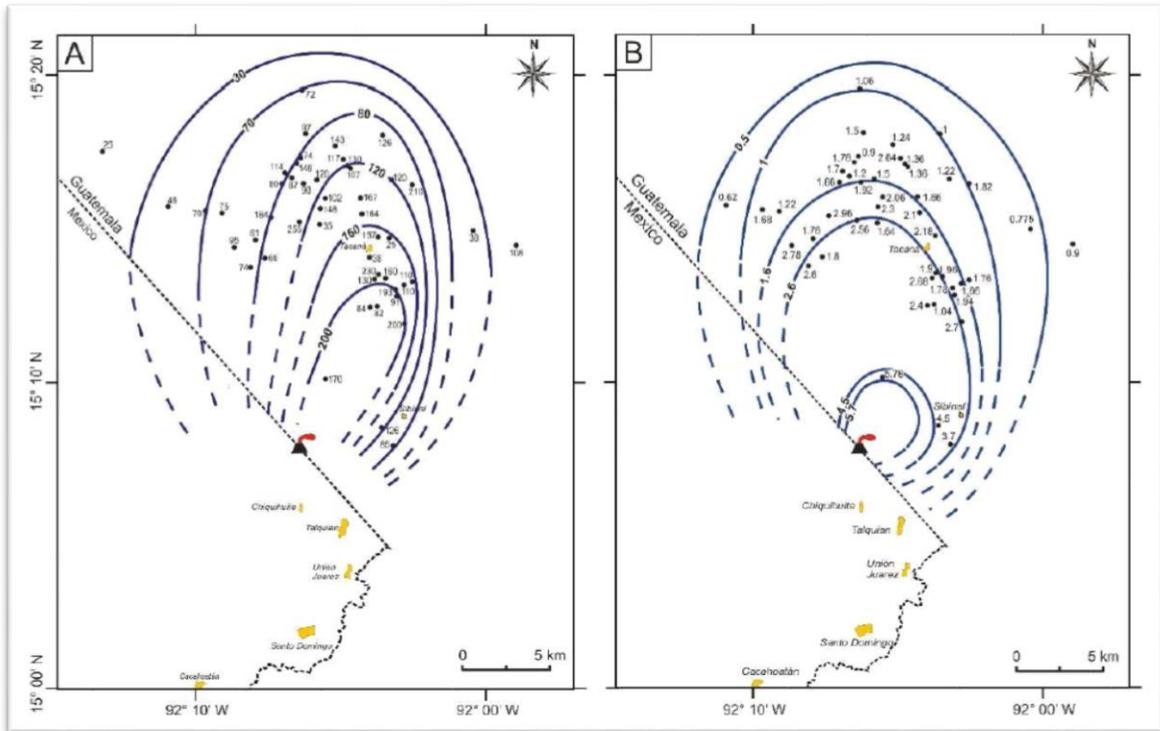


Figura 24. Mapas de Isopacas e isopletas del miembro masivo de la Piedra Pómez Sibinal que muestra el eje de dispersión principal del depósito. A) Líneas de Isopacas; B) Líneas de isopletas. Los valores de ambos mapas están en cm y los valores que se muestran en puntos negros son el promedio de los cinco clastos líticos más grandes (modificado de Arce *et al.* 2012) (Tomado de Vázquez *et al.* 2018).

En este trabajo se realizaron mil simulaciones numéricas para la generación de mapas de amenazas utilizando el modelo Euleriano de dispersión de tefra FALL3D, considerando un dominio computacional que abarca de 11° a 22° N y de -100° a -83° W, con una resolución de rejilla horizontal de 0.150 (~15 km). Los campos de viento dependientes del tiempo y otras entradas del modelo meteorológico se extrajeron del muestreo ERA: datos de reanálisis provisionales dentro de un período de 10 años (2008-2017), asegurando un muestreo estratificado homogéneo a lo largo de años naturales (es decir, el mismo número de corridas por mes). También se utilizaron otros parámetros como la una distribución vertical de masa en la columna después de una distribución de tipo Suzuki (Suzuki, 1983) con los parámetros $A = 4$ e $i = 5$. Así como la altura de la columna y la masa total erupcionada que muestrearon linealmente dentro de un rango (Tabla 6) consistente con el escenario descrito por Arce *et al.* (2012) para el depósito de piedra pómez del sibinal. Dado un valor para la altura de la columna, determinaron la tasa de

erupción en masa promediada en el tiempo utilizando la relación entre la altura de la columna y la tasa de erupción propuesta por Mastin *et al.* (2009). Fijando la duración de la erupción a partir de la tasa de erupción en masa y la masa muestreada. Y por último utilizaron una distribución gaussiana del tamaño total de grano (TGSD). Y debido a la falta de datos de campo necesarios para integrar el tamaño de grano del depósito en diferentes ubicaciones, utilizaron el ajuste de Costa *et al.* (2016) para determinar los parámetros TGSD a partir de la viscosidad del magma y la altura del penacho utilizando la erupción de la fase D de Askja 1875 como análogo (ambas erupciones tienen composiciones de magma y valores de altura de columna comparables).

Tabla 6. Gama de parámetros de entrada utilizados para las ejecuciones numéricas FALL3D.

	Mínimo	Máximo	Piedra Pómez Sibinal
Masa Total (Kg)	2.5x10¹²	5x10¹²	4.8x10¹²
Duración de la erupción (h)	12	24	17.7
Altura de la Columna (Km)	19	26	22

Los resultados de este trabajo muestran que a nivel del suelo, la perturbación de este tipo de peligro afectaría principalmente el territorio guatemalteco y el estado de Chiapas en México.

La figura 25 muestra los tres mapas de peligro por ceniza obtenidos por Vázquez *et al.* (2019) desde el valor umbral más bajo hasta el más alto (es decir, A, B y C, respectivamente). La característica general de estos mapas es la distribución alargada de los contornos de probabilidad en una dirección NE-SW, debido a la tendencia de los vientos en esta región. También es notable que la extensión del área que podría ser propensa a concentrar los diferentes umbrales disminuyen su alcance con el aumento del valor de la carga terrestre como se esperaba.

De los tres mapas de peligro, el mapa con una carga de 1 kg/m² (es decir, la figura 25A) cubre el área más amplia (~250,000 km²), aunque con el valor de probabilidad más bajo (5%). El contorno de probabilidad más grande (80%) tiene un radio de ~40 km desde el volcán (~4000 km²), lo que significa que al menos 26

zonas urbanas se verían afectadas por una fina capa de cenizas. Para el segundo umbral de carga terrestre de 10 kg/m^2 (Fig. 25B), el área afectada por el contorno de mayor probabilidad es $\sim 2000 \text{ km}^2$ (es decir, $\sim 30 \text{ km}$ del volcán). Considerando en cambio el contorno de probabilidad del 5% de la figura 25B, el área afectada alcanzaría $\sim 36,500 \text{ km}^2$. Finalmente, en la Fig. 25C, la probabilidad del 5% de que la carga de ceniza supere un umbral de 100 kg/m^2 involucra un área de $\sim 10,500 \text{ km}^2$ (un radio de $\sim 60 \text{ km}$ desde el volcán); Este contorno de probabilidad mantiene la forma alargada de los mapas anteriores (Fig. 25A-B), con dirección NE-SW. Además, para este umbral de carga terrestre (100 kg/m^2), el contorno de probabilidad del 80% cubre un área de $\sim 1000 \text{ km}^2$ en la que se verían afectadas aproximadamente 200 ciudades tanto de México como de Guatemala.

La figura 26 muestra los mapas de peligro de dispersión obtenidos para el complejo volcánico Tacaná, considerando los niveles de vuelo FL100 (ver figura 26 A y B) y FL300 (Ver figura 26 C y D), en las dos concentraciones críticas de cenizas adoptadas durante la crisis de aviación europea de 2010 (0.2 y 2.0 mg/m^3). A partir de estos mapas probabilísticos, se puede observar que en ambos niveles de vuelo existe una probabilidad muy alta (50%) de que los dos umbrales considerados podrían superarse, y el espacio aéreo de al menos 23 aeropuertos se vería afectado, incluso además del Internacional. Aeropuerto de la Ciudad de México. Además, en casi todos los casos, el contorno de probabilidad más alto (es decir, 90%) de que se puede superar el umbral de 0.2 o 2.0 mg/m^3 , cubre una región con un radio de $\sim 50 \text{ km}$ desde el volcán, restringiendo el área afectada a $\sim 8000 \text{ km}^2$. En general, los contornos de probabilidad de todos los mapas, se alargan hacia el NE-SW, lo cual es consistente con la dirección de los mapas de peligro de carga de cenizas presentadas en la figura 25.

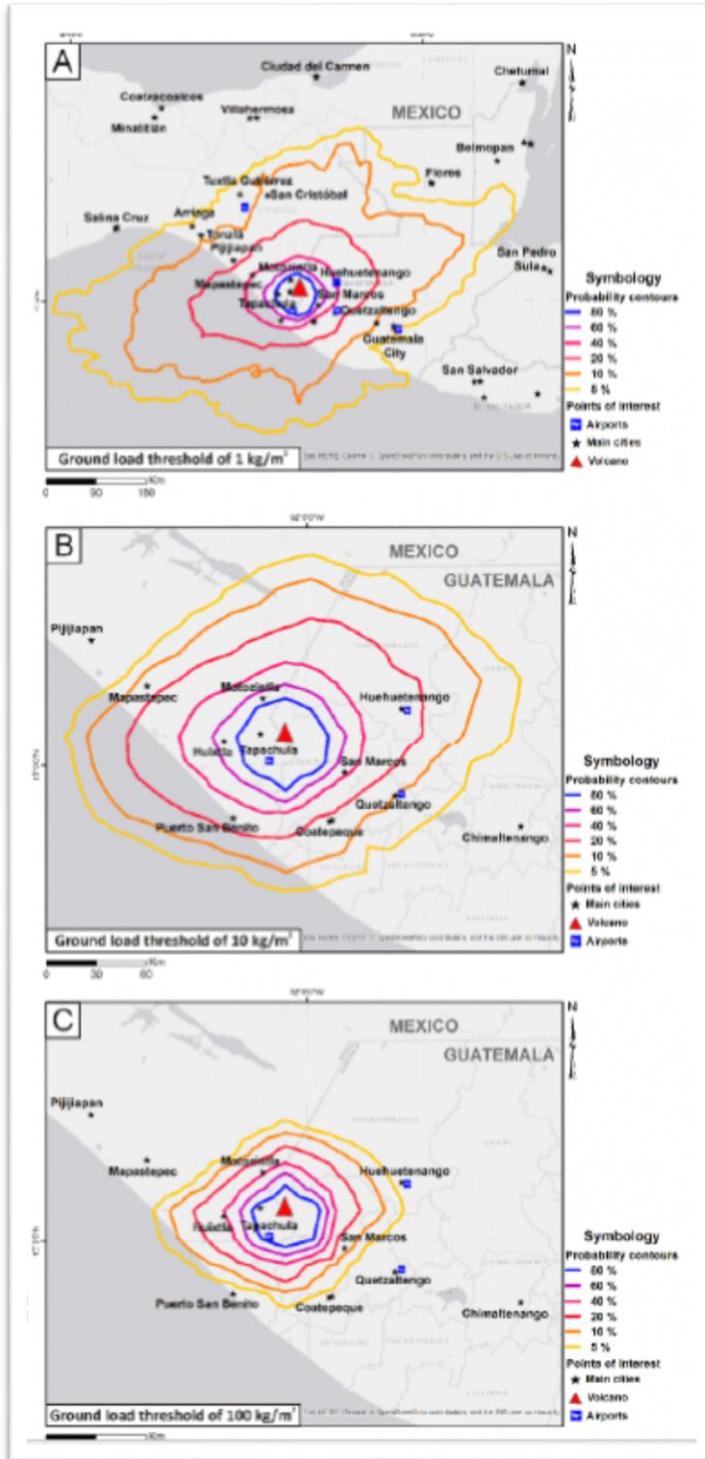


Figura 25: Mapas de probabilidad de peligro para diferentes umbrales de carga de ceniza en el TVC A) 1 kg/m²; B) 10 kg/m²; y C) 100 kg/m². El color del contorno denota el porcentaje de probabilidad de exceder los valores de umbral dados (Tomado de Vázquez *et al.* 2018).

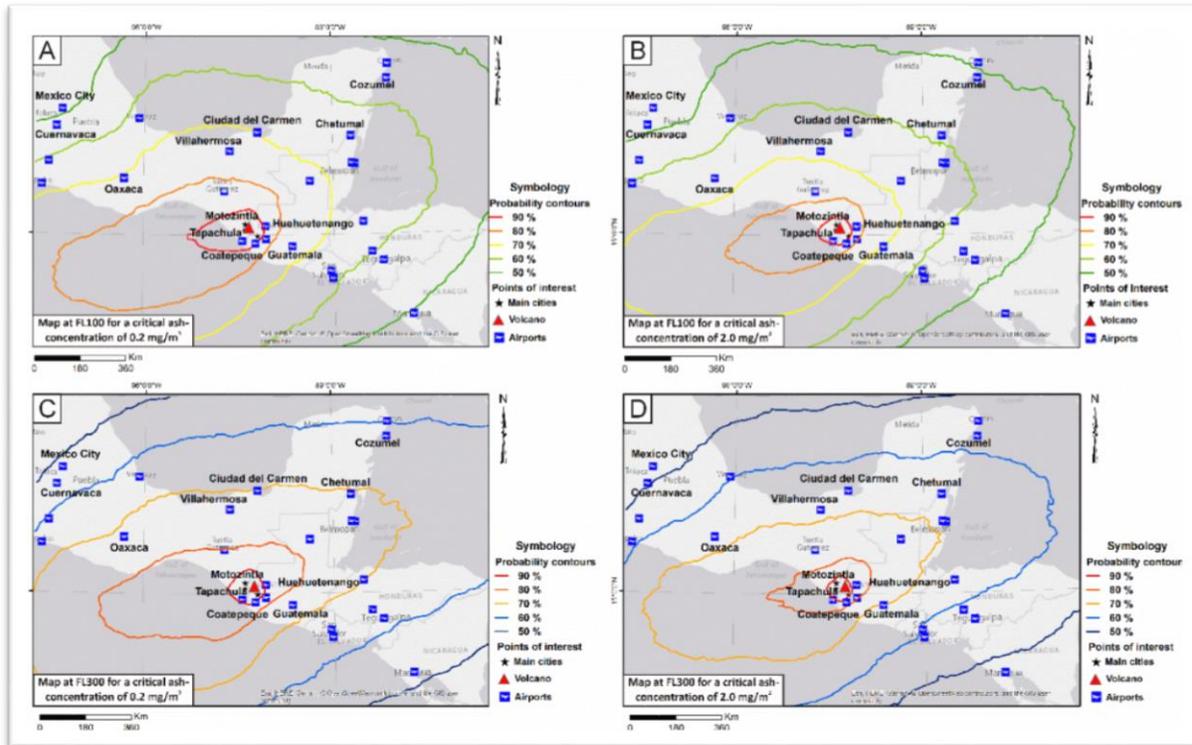


Figura 26. Mapas de peligro probabilístico para dos niveles de vuelo, considerando dos concentraciones críticas de cenizas: A) FL100 con un umbral de 0.2 mg/ m³; B) FL100 de 2.0 mg/ m³; C) FL300 considerando el umbral de 0.2 mg/m³; y D) FL300 para el umbral de 2.0 mg/m³. El color del contorno denota el porcentaje de probabilidad de superar los valores de umbral dados (Tomado de Vázquez *et al.* 2018).

6. HIPÓTESIS

Mediante el análisis de la información generada a través de los modelos eruptivos de transporte y sedimentación de tefra de gama media, es posible hacer una estimación de las áreas e identificar los asentamientos humanos que podrían ser afectadas por su caída bajo diferentes escenarios eruptivos.

7. OBJETIVOS

7.1. General

Delimitar las zonas que podrían ser afectadas por la caída de tefra de los Volcanes Chichón y Tacaná en caso de una erupción explosiva.

7.2. Particulares

- Tener un registro sobre la información bibliográfica de las investigaciones realizadas de caída de tefra en erupciones pasadas de los volcanes Chichón y Tacaná.
- Comparar los modelos de dispersión de tefra disponibles y determinar los más adecuados para coadyuvar en el monitoreo de los volcanes Chichón y Tacaná considerando su implementación con los recursos que se tienen.
- Definir escenarios de emisión de tefra en términos de los parámetros eruptivos y variables meteorológicas para el Chichón y el Tacaná.
- Determinar las zonas que podrían ser afectadas por caída de tefra de acuerdo a las modelaciones numéricas de diferentes escenarios eruptivos en los volcanes Chichón y Tacaná.
- Plasmar las zonas probables de afectación en mapas de peligro por caída de tefra de ambos volcanes.

8. ÁREA DE ESTUDIO

8.1. Volcán Chichonal

8.1.1. Ubicación

El volcán Chichón se localiza en la porción noroeste del estado de Chiapas, a unos 60 km de la ciudad de Pichucalco (ver figura 27) en una región montañosa de la sierra Magdalena que comprende los municipios de Francisco León y Chapultenango (Macias *et al.*, 2005), donde se concentra la mayor cantidad de población zoque (Lugo *et al.*, 2002), sus coordenadas son 17°21' N; 93°41' W; con una altitud de 1,100 metros sobre el nivel medio del mar (msnm). El nombre del volcán proviene de la abundancia del Chichón, fruto de una palma silvestre que crece en la zona del volcán (Limón, 2005).

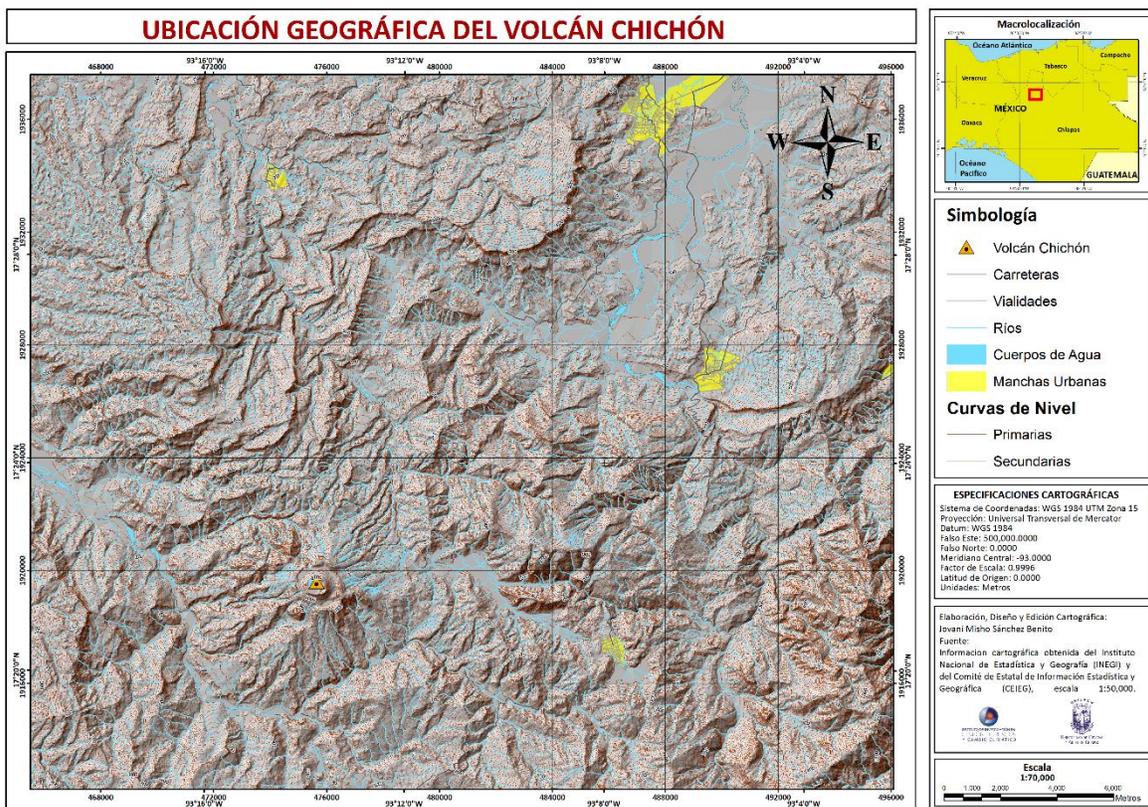


Figura 27. Mapa de ubicación del Volcán Chichón (Elaboración propia con base en datos obtenidos de INEGI).

El Chichón es el volcán activo y más joven del arco volcánico Chiapaneco (Damon *et al.*, 1978). Este arco volcánico tiene una edad que va del Plioceno al Reciente y se ubica entre la Faja Volcánica Transmexicana y el arco volcánico de Centroamérica como se observa en la figura 28.

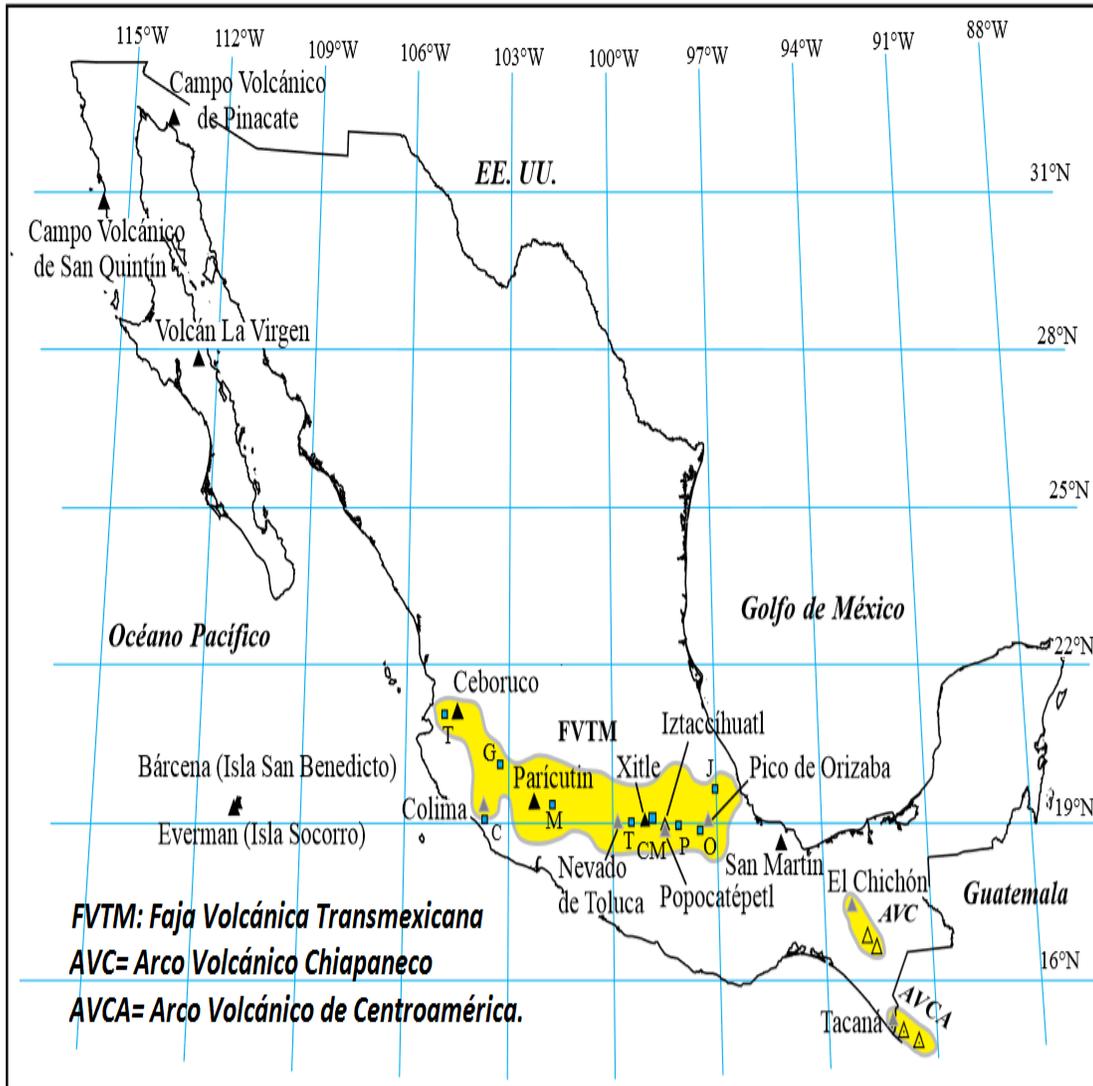


Figura 28. Localización de los principales volcanes de México (triángulos negros). Existen otras regiones volcánicas aisladas como: las islas Revillagigedo, el complejo volcánico de Tres Vírgenes, el campo volcánico de Los Tuxtlas, el arco volcánico Chiapaneco (Tomado de Macías, 2005).

8.1.2. Geología

El Chichón está construido sobre evaporitas y calizas del Jurásico-Cretácico Temprano, calizas dolomíticas del Cretácico Temprano a medio, y calizas, areniscas y lutitas del Terciario (Canul *et al.*, 1981; Canul *et al.*, 1983; Duffield *et al.*, 1984) (Ver figura 29). Estas rocas están plegadas en dirección NW-SE, con lo que dan lugar a una serie de estructuras que son el anticlinal Catedral y los sinclinales La Unión y Caimba (Macías *et al.*, 1997b; García *et al.*, 2004). Desde un punto de vista tectónico, el Chichón se ubica dentro de las Provincia de Fallas Laterales Motagua-Polochic (Meneses, 2001). Localmente, las rocas del basamento del Chichón están afectadas por fallas orientadas E-W con movimiento lateral izquierdo, como la falla San Juan y por fallas normales de rumbo N45°E, con planos buzando en dirección NW, conocidas como la zona de fallas de Chapultenango (García *et al.*, 2004).

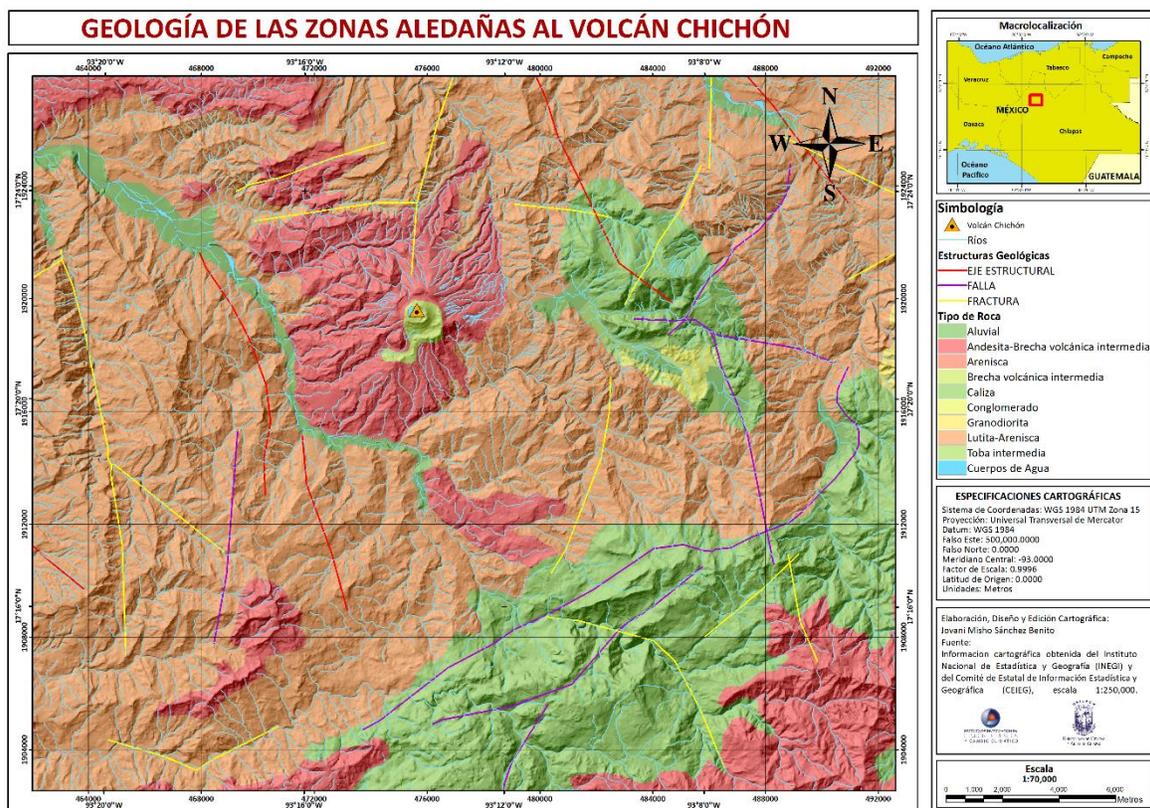


Figura 29. Mapa de las áreas con los principales tipos de roca de las zonas aledañas al volcán Chichón (Elaboración propia con base en datos obtenidos de INEGI).

El Chichón es un volcán compuesto por un cráter de 1.5 x 2 km de diámetro denominado Somma que tiene una elevación de 1,150 msnm. Dentro del cráter Somma se encuentra el cráter formado durante la erupción de 1982. Este cráter tiene un diámetro de 1 km y paredes verticales de 140 m. La altura máxima del cráter sobre el nivel del mar es de 1 100 m y la altura del fondo del cráter es de 860 m. El cráter contiene un lago generalmente de color azul turquesa, que regularmente tiene una temperatura de 32 °C (Armienta *et al.*, 2000), pozas de lodo hirviendo y fumarolas con temperaturas variables cercanas a los 100 °C (Taran *et al.*; Tassi *et al.*, citado en Macías, 2005), que contienen compuestos orgánicos (Capaccioni *et al.*, citado en Macías, 2005) y las cuales son alimentadas por un sistema hidrotermal activo (Rouwet *et al.*, citado en Macías, 2005) (Ver Figura 30).



Figura 30. Interior del Cráter del volcán Chichón (Foto propia, Marzo 2015).

Después de las erupciones del 28 de marzo, y de las columnas eruptivas del 3 y 4 de abril, las manifestaciones del cráter consisten de fumarolas y manantiales termales que provienen de un sistema geotérmico de alta temperatura

Los productos volcánicos están constituidos por rocas volcánicas de andesitas de hornblenda, como roca sólida, casi siempre en forma de bloques, generalmente grandes, así como arena o ceniza y piedra pómez. Grandes bloques sueltos se encuentran en el Pico Mayor. En las demás partes del volcán hay sobre todo arena y ceniza, pómez y rocas volcánicas. Rocas sueltas de piedra pómez se encuentran a distancias grandes del volcán, cubren un área de 400 km² y se extienden hasta 15 kms desde el Volcán (Plan Operativo de Protección Civil del Volcán Chichón, 2008).

8.1.3. Edafología

Dependiendo del material de origen, los tipos de suelo predominantes son: Luvisol (el cual contiene acumulación de arcilla en el subsuelo; son de zonas templadas o tropicales lluviosas, rojos o claros y moderadamente ácidos; son de moderada a alta susceptibilidad a la erosión), Feozem (del griego *phaios* que significa oscuro y la palabra rusa *zemija* que significa Tierra, de acuerdo al IUSS Working Group (2006), son suelos oscuros ricos en materia orgánica) (Sotelo *et al.*, 2010), Rendzinas y Litosoles en terrenos sobre roca caliza, susceptibles a la erosión y de fertilidad moderada a baja: derivados de los materiales volcánicos, se encuentran Andosoles ó suelos volcánicos de reciente formación y con fertilidad de baja (para suelos recientes) a moderada (para suelos de mayor edad). (Ver figura 31), debido a la topografía de la zona, la susceptibilidad a la erosión es alta. (Plan Operativo de Protección Civil del Volcán Chichón, 2008).

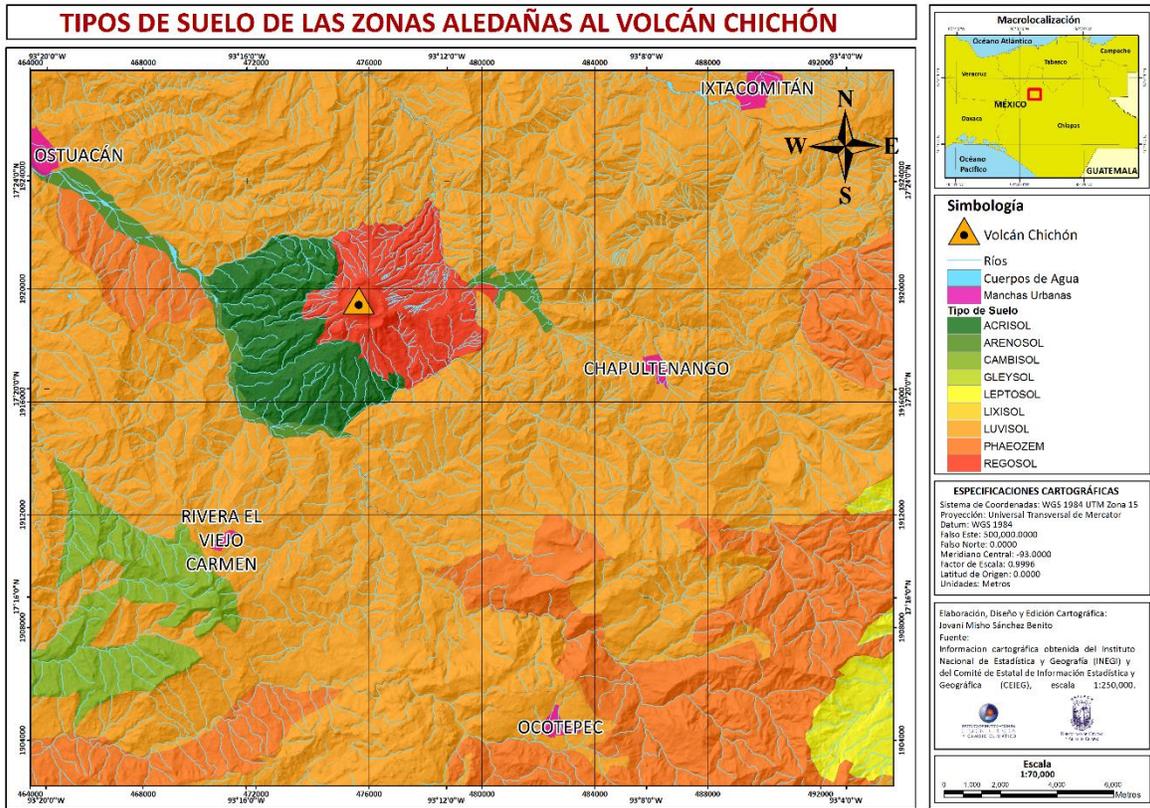


Figura 31. Mapa de las áreas con los principales tipos de suelos de las zonas aledañas al volcán Chichón (Elaboración propia con base en datos obtenidos de INEGI).

8.1.4. Uso de suelo y vegetación

El área ha estado sujeta a una fuerte presión humana durante los últimos 40 años y por ello desde antes de la erupción ya se había destruido y afectado seriamente en gran parte a la vegetación original de Selva Alta Perennifolia por las actividades de la agricultura de roza-tumba-quema y el de la ganadería. Es característico encontrarse con grandes potreros de pastos cultivados e inducidos, y en algunas áreas por la introducción de plantaciones de café y cacao. En las zonas aledañas al Volcán Chichón, a pesar de que las condiciones orográficas son muy accidentadas, la actividad antrópica es intensa, quedando pocos lugares vírgenes donde se aprecia la vegetación conservada, la cual es impostergable conservarlos como bancos de germoplasma para la restauración del área (Plan Operativo de Protección Civil del Volcán Chichón, 2008) (ver figura 32).

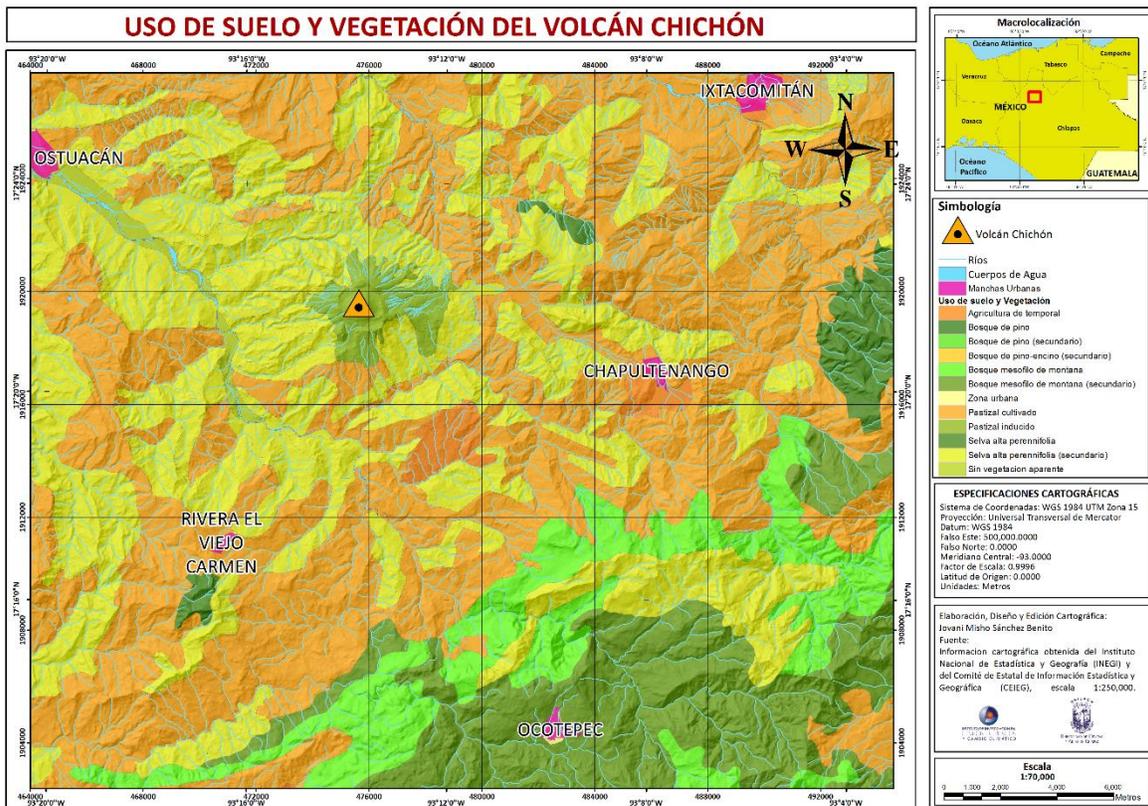


Figura 32. Mapa los principales tipos de vegetación y uso de suelo de las zonas aledañas al volcán Chichón (Elaboración propia con base en datos obtenidos de INEGI).

8.1.5. Climatología

Los climas que se presentan en la región corresponden a los cálidos-húmedos con lluvias todo el año. De acuerdo a Köppen y modificado por E. García (2004) son los tropicales lluviosos con temperatura media del mes más frío mayor de 18 °C, con las variantes Af “clima de selva tropical lluviosa”. En la estación Pichucalco, se tiene un clima “caliente húmedo con lluvias todo el año) Af (m). En Chapultenango, con una altitud de 700 msnm aproximadamente, se tiene un clima A(C) f(m) “semicálido con lluvias todo el año” debido a que la temperatura media anual es entre 18 a 22°C. y vientos dominantes que provienen del norte. La precipitación del mes más seco es mayor de 60 mm (Plan Operativo de Protección Civil del Volcán Chichón, 2008) (Ver figura 33).

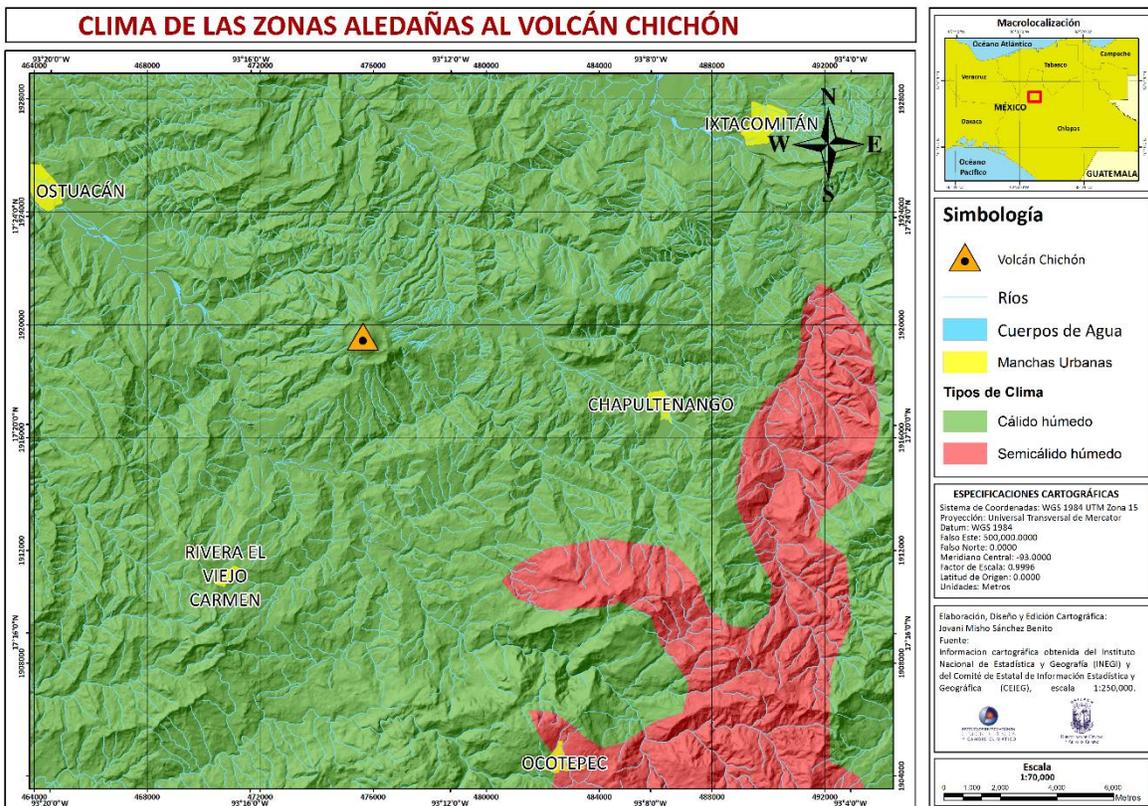


Figura 33. Mapa de los tipos de Climas de las zonas aledañas al volcán Chichón (Elaboración propia con base en datos obtenidos de INEGI).

8.1.6. Estado actual y distribución de la población

Para la caracterización de las poblaciones localizadas en el entorno del volcán Chichón se ha utilizado el informe elaborado por la Comisión Nacional de Población (CONAPO, 2015), basado en el II Censo de Población y Vivienda 2010 y la Encuesta Nacional de Ocupación y Empleo (ENOE) 2010, IV Trimestre, elaborados por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) de México. El informe elabora un índice para evaluar el grado de marginación de la población a partir de 9 variables: las dos primeras se centran en el nivel educativo de los mayores de quince años, distinguiendo entre los analfabetos y los que no han superado la escuela primaria; los cinco índices siguientes se centran en el estado de las viviendas ocupadas, valorando porcentualmente el número de viviendas sin drenaje, sanitarios, energía eléctrica, agua potable, hacinamiento y si tienen suelo de tierra o no; el octavo parámetro estima el porcentaje de poblaciones inferiores a 5000 habitantes y el noveno el porcentaje de personas que reciben un sueldo equivalente a dos salarios mínimos.

Chiapas posee uno de los mayores índices de marginalidad de todo el país de México, con una población de 4,314,886 de habitantes, el 24.37 % de la población mayor de 15 años es analfabeta y el 40.24% no ha superado la Enseñanza Primaria. Desde el punto de vista de las infraestructuras, destaca que el 23.56% de las viviendas carecen de agua potable. En Chiapas, los grupos étnicos indígenas representan un importante contingente, 968,413 lo que equivale a un 23.12% de la población total del estado y de ellos, un 39.6% son de habla monolingüe (lenguas indígenas). A una escala de detalle, los municipios situados en el entorno del volcán Chichón muestran una distribución de pequeñas poblaciones, muchas de ellas con predominio de etnias indígenas que mayoritariamente no saben hablar castellano, bajo nivel cultural y escasos recursos. De hecho, el área está catalogada como una zona con alto índice de marginalidad, aspecto que desembocó, por diversos motivos de índole socio-económico, en la Rebelión Zapatista de 1994. En general, la zona de estudio carece de multitud de

recursos, entre ellos las conducciones sanitarias y de agua potable y electricidad, lo que se traduce indirectamente en una red pobre de comunicaciones; muchos de estos poblados presentan grandes dificultades de acceso y, algunos, ni siquiera poseen caminos de terracería. Tras la erupción de 1982, los poblados que fueron arrasados por los flujos piroclásticos, se reconstruyeron en puntos más alejados del volcán, como por ejemplo Nuevo Francisco León. En otros casos, como el de Viejo Volcán, se proporcionó a sus habitantes una vivienda en Chapultenango, sin embargo, algunas familias no aceptaron esta nueva residencia y reconstruyeron su antigua vivienda en el poblado donde residían, de tal forma que, hoy en día, los habitantes de Viejo Volcán están repartidos en dos localidades (Llinares, 2009).

En general, la zona expuesta al impacto directo del volcán resulta sumamente complicada: delicada situación socio-económica, agravada por el problema étnico y de comunicación, cierto resentimiento por el fracaso de la gestión de la erupción de 1982 y graves dificultades de acceso. El desarrollo de Planes de Emergencia y establecimiento de rutas de evacuación lleva aparejado una mejora en las vías de comunicación (*ibidem*).

8.1.7. Historia eruptiva del volcán Chichón

Han ocurrido al menos 12 erupciones durante los últimos 8,000 años, las cuales ocurrieron dentro del cráter somma hace 550, 900, 1250, 1500, 1600, 1900, 2000, 2500, 3100, 3700 y 7700 años. Estas erupciones han ocurrido después de períodos de reposo que van de 100 a 600 años; el período más reciente de reposo duró aproximadamente 550 años, el cual culminó con la erupción explosiva de 1982 (Espíndola *et al.*, citado en Limón, 2005).

Los depósitos de las erupciones de hace 1250 y 2500 años contienen fragmentos de cerámica, lo que indica que la región ha estado poblada desde hace siglos y que la actividad volcánica del Chichón ha tenido frecuentemente impacto sobre asentamientos humanos. Así mismo, existen indicios de que las erupciones

pasadas pudieron afectar el clima global, ya que no presenta grandes diferencias geoquímicas y es posible que también hayan arrojado grandes cantidades de azufre (Jiménez *et al.*, citado en Limón, 2005), puesto que la erupción de 1982 inyectó gran cantidad de SO₂ en la estratosfera.

8.1.7.1. Erupción de 1982

El Chichón se reactivó desde el mes de noviembre de 1981, con sismos locales que continuaron regularmente hasta el día 28 de marzo de 1982. Los temblores más grandes se registraron desde el 26 de noviembre de 1981 a las 12:41 tiempo del meridiano de Greenwich (el tiempo local es de 6 horas menos) (Odenwald *et al.*, 2008), con intensidad continuaron el 4 de diciembre a las 14:18 horas tiempo local (Magnitud Coda Mc = 2.4) y el 13 de enero de 1982 a las 11:19 horas (Mc= 3.1) (Peláez, 2011). Un evento de magnitud 2.9 ocurrido el 26 de febrero a las 12:06 horas señala el inicio del crecimiento progresivo en frecuencia y magnitud de eventos, así como su magnitud al periodo precedente de la erupción de 1982 (Espíndola *et al.*, citado en Limón, 2005).

En enero de 1982, según Báez *et al.* (citado en Limón, 2005) los habitantes que vivían cerca del volcán advirtieron la presencia de ruidos y temblores en la zona, fenómenos que aumentaron durante marzo y que se interpretaron como una advertencia de acontecimientos graves o importantes. La presencia de la Piowachuwe, personaje mítico, dueña y cuidadora del volcán, no representa otra cosa que la expresión de las predicciones de peligro ante el incremento de los movimientos sísmicos y ruidos anormales.

La frecuencia máxima de temblores ocurrió el 6 de marzo de 1982, con 30 sismos en 24 horas. A estas alturas los habitantes cercanos al volcán ya se encontraban alarmados y convocaban a reuniones espontáneas para enviar informes sobre la actividad del volcán a las autoridades civiles correspondientes.

El 27 de marzo de 1982 la actividad sísmica alcanzó su nivel máximo con 66 eventos en 4 horas, de las 3:06 a las 7:16 am. El 28 del mismo mes a las 6:37 de la mañana ocurrió uno de los sismos más grandes ($M_c = 3.8$) que precedió a la primera erupción explosiva ocurrida a las 23:32 horas. La explosión rompió el domo central y originó una columna pliniana que se elevó 20 km y alcanzó la estratosfera en tan solo 40 minutos (Espíndola *et al.*, citado en Limón, 2005).

En una hora la erupción arrojó grandes cantidades de gases, fragmentos de material incandescente y cenizas que fueron distribuidos por los vientos predominantes hacia el NE. Durante toda la noche el volcán continuó arrojando cenizas en forma continua a la atmósfera. La actividad sísmica cesó aproximadamente a las 3:28 horas del 29 de marzo, y por cerca de una hora reinó la calma total. Las cenizas se extendieron sobre un área superior a los 30 mil km², depositando una gruesa capa de ceniza en Francisco León, Colonia El Volcán, Guayabal, Nicapa, Ixtacomitán, Chapultenango, Tectuapán y Ribera de Ostucán y Pichucalco (Báez *et al.*, citado en Limón, 2005).

Según recopilaciones de Espíndola *et al.* (citado en Limón, 2005) la segunda erupción empezó el 28 de marzo de 1982 a las 22:38 horas y continuó hasta las 23:32 horas, durante los primeros 30 minutos saturó los sismógrafos. Ese día cayó una lluvia de ceniza en los estados de Chiapas, Tabasco, Campeche y partes de Oaxaca, Veracruz y Puebla. Los aeropuertos se cerraron, al igual que gran parte de los caminos. Las plantaciones de plátano, cacao, café y otros cultivos cerca del volcán fueron destruidas y las de mayor distancia fueron afectadas gravemente. Fue necesario desalojar a miles de habitantes de la región, en los caseríos más cercanos al volcán, la caída de fragmentos de mayor tamaño causó algunas muertes e impidió la huida y en algunas localidades la gente tuvo que salir huyendo a pie a través de la sierra. Gran alarma y desconcierto se produjo en ciudades más lejanas, como Pichucalco, Ostucán e Ixtacomitán. La gente se dirigió hacia diferentes lugares por los caminos que le permitieran alejarse del volcán bajo una constante lluvia de cenizas, pómez y fragmentos líticos. Al día siguiente, la emisión de material había

cesado pero una gruesa capa de ceniza cubría la superficie y la luz del sol era difusa por la densa cortina de ceniza. Este día se alcanzó a observar en el domo del Chichón un cráter de 150 a 180 metros de diámetro.

Del 31 de marzo al sábado 2 de abril, el número de sismos se incrementó hasta alcanzar una frecuencia superior a los 30 eventos por hora. El día 3 de abril a las 7:30 horas tuvo lugar la explosión más violenta, seguida por un incremento de pequeños temblores. Esta explosión de tipo hidromagmático generó oleadas y flujos piroclásticos que se movieron en todas direcciones del volcán, las cuales destruyeron por completo el domo central y permitieron la formación de una nueva columna pliniana. Esta columna se elevó a 24 km de altura y fue dispersada hacia el NE por los vientos predominantes, después de colapsar y formar otra serie de flujos piroclásticos. La columna penetró la estratosfera; la porción más densa de la nube de ceniza circundó el planeta y llegó a Hawai el 9 de abril, a Japón el 18, al Mar Rojo el 21 y por último, el 26 de abril cruzó el Océano Atlántico (Simarski, 1992). Esta explosión fue seguida pocas horas después por otra de menor intensidad que se elevó a 22 km de altura y concluyó cerca de las 12:30 horas del 4 de abril (Macías *et al.*, 1997).

La población que permaneció en su lugar de residencia murió en la madrugada del domingo 4 de abril, cuando ocurrió la fase más explosiva de la erupción de características más destructivas y prolongadas (Báez *et al.*, citado en Limón, 2005). Las dos últimas erupciones (3 y 4 de abril) separadas por algunas horas, volaron completamente el domo central dejando un cráter externo de alrededor de 1 km de diámetro y en el fondo tres cráteres (lagos). Actualmente existe sólo un lago de 500 m de longitud por 300 m de anchura y con una profundidad media de 1.5 m aproximadamente, la cual varía según la temporada del año. La erupción de 1982 del volcán Chichón fue considerada como moderada a nivel global (Espíndola *et al.*, citado en Limón, 2005). Desde el punto de vista global su efecto más grande fue el de haber inyectado una gran cantidad de aerosoles de SO₂ en la atmósfera (Simarski, 1992). Este compuesto tiene un papel muy importante en el

comportamiento climático de nuestro planeta, ya que induce a un calentamiento de la estratósfera y un enfriamiento de la tropósfera. Técnicamente el material emitido y transportado a través de la atmósfera en la erupción de 1982 se conoce como tefra y su depósito está sujeto a la dinámica eruptiva y a la dirección del viento dominante, que en ese caso fue principalmente hacia el NE (Silva, 1983).

8.2. Volcán Tacaná

El volcán Tacaná toma su nombre del poblado de Tacaná del municipio de San Marcos, Guatemala, término que significa "Casa de fuego". Durante la colonia Española, el volcán era conocido como el Volcán de Soconusco (Albarrán, 2013) (ver figura 34). El Tacaná representa uno de los límites internacionales entre la República de Guatemala y México; es uno de los volcanes activos de nuestro país y de mayor riesgo (Macías, 2005).



Figura 34. Volcán Tacaná visto desde la parte lateral (De Alatorre, 2019).

8.2.1. Ubicación

El volcán Tacaná se localiza en el sureste de la República Mexicana, en el estado de Chiapas y en la parte noroeste de la República de Guatemala, dado que el límite entre ambos países cruza la cima del volcán. Geográficamente el Tacaná se encuentra en las coordenadas 15°08' N y 92°06'W y está a 4 060 msnm (ver figura 35) (Limón, 2005). Dos tercios del volcán ocupan territorio mexicano, formando parte del municipio de Unión Juárez, el resto del volcán se localiza en el Departamento de San Marcos, Guatemala (García *et al.*, 2006).

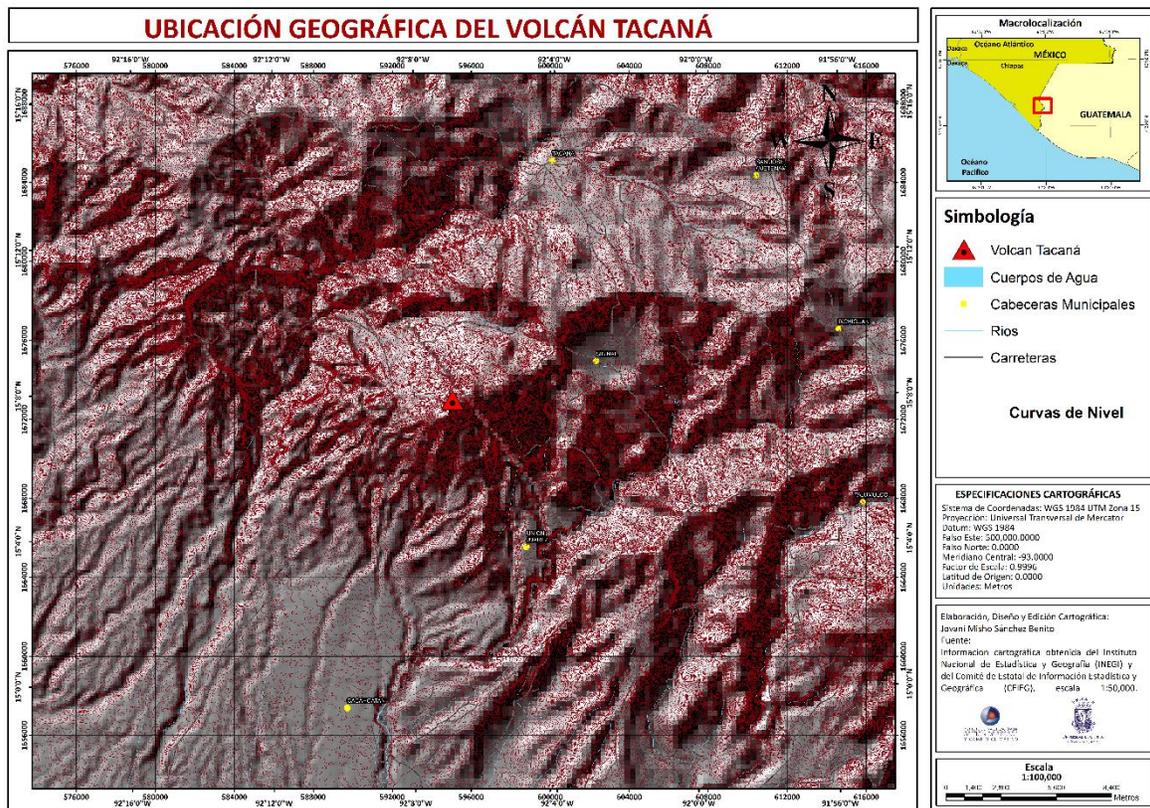


Figura 35. Mapa de ubicación del Volcán Tacaná, Elaboración propia con base en datos obtenidos de INEGI y de La Secretaria de Planificación y Programación de la Presidencia (SEGEPLAN).

8.2.2. Geología

El complejo volcánico Tacaná (TVC, por sus siglas en inglés) se encuentra cubierto de rocas metamórficas mesozoicas que se han visto afectadas por dos episodios de intrusión de granitos, granodioritas y tonalitas, 29 - 35 y 13 - 20 Ma (Mujica, García *et al.*, citados en Macias, 2005) (ver figura 36). Estas rocas metamórficas e intrusivas representan el sótano regional y están cubiertas por depósitos volcánicos de las calderas San Rafael (2 Ma), Chanjale (1 Ma) y Sibinal (edad desconocida) (García *et al.*, 2006).

El Volcán Tacaná se compone principalmente de rocas volcánicas del periodo Mesozoico constituidas de hornblenda, tobas, arenas y brechas volcánicas. La configuración actual del área en que se estableció la Reserva de la Biósfera Volcán Tacaná, ha sido producto de levantamientos y hundimientos tectónicos suscitados desde el periodo Paleozoico hasta el periodo terciario superior de la era Cenozoica. Dichos movimientos tectónicos han sido inducidos principalmente por la compresión y contracción entre la Placa Continental y la Placa de Cocos, que convergen en el Océano Pacífico (Ramírez, 2016).

En la mayor parte de la superficie se encuentran diversos tipos de rocas andesíticas: También se incluyen en este paquete de rocas los respectivos depósitos piroclásticos de cada uno de los tipos de andesitas referidas. Por otra parte existen pequeños derrames dacíticos y riolíticos. Materiales graníticos presentan tonos beige, blanco y rosa. La composición de estos materiales está conformada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, moscovita, apatito, circón y pirita, cuyos afloramientos altamente intemperizados y disgregados forman regularmente bancos de arena (*ibídem*).

Entre estas rocas en ocasiones se localizan granodioritas de biotita, monzonita y diorita de hornblenda, con origen posible en el periodo Jurásico. Las unidades varían de gránulos a bloques, de forma redonda o dispuestos en forma caótica con grado de compactación moderada a baja y contenidos en una matriz

areno tobácea de grano fino de color gris. La estructura conglomerática sobreyace discordantemente a rocas volcánicas terciarias e intrusivas ácidas (ver figura 36) (De la Cruz *et al.*, 1985).

En el cerro San Antonio se localizan pequeñas fumarolas que sirven de respiradero al volcán. En la mayoría de éstas se percibe un fuerte olor a ácido sulfhídrico y alrededor de los orificios de las mismas es común observar azufre diseminado en forma de cristales, así como sales de color blanco y una extensa zona de alteración hidrotermal, que posiblemente sea caolín y otras variedades de arcillas (*Ibíd.*).

El Volcán Tacaná forma parte de la Provincia Cordillera Centroamericana, específicamente pertenece a la Subprovincia Volcanes de Centroamérica y Llanura Costera de Chiapas, unidad que se extiende a lo largo del Pacífico entre el Istmo de Tehuantepec hasta llegar a Guatemala. Es roca ígnea extrusiva de origen Paleozoico en su mayoría, con algunos puntos más recientes alrededor de los volcanes Tacaná y Niquivil (ígnea intrusiva intermedia de origen Terciario Cenozoico) (Müllerried, 1957).

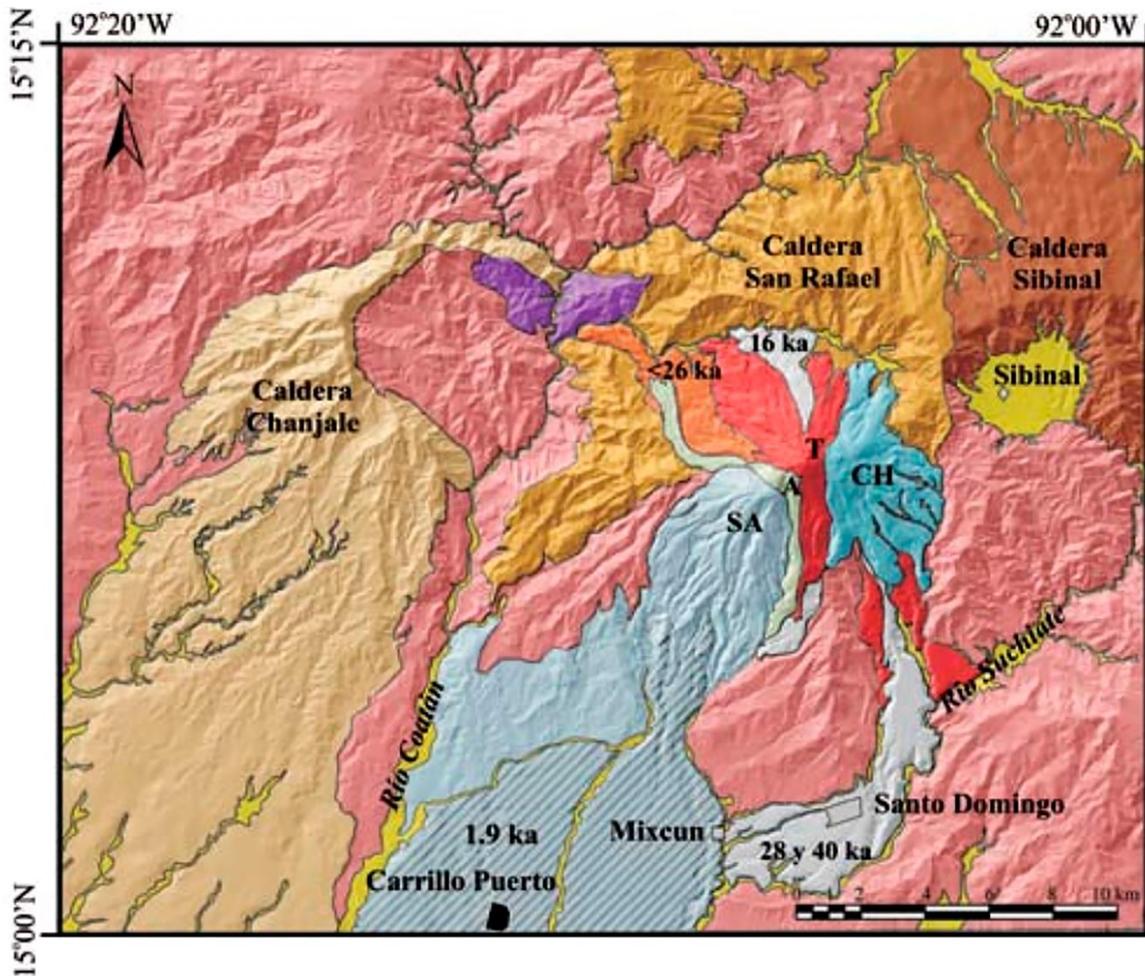


Figura 36. Mapa geológico general del complejo volcánico de Tacaná el cual se encuentra enclavado dentro de la caldera de San Rafael de 1 Ma. Se muestran algunos de los depósitos piroclásticos producidos durante los últimos 50 000 años en el volcán Tacaná y el depósito de flujo piroclástico Mixcun de 1950 años. Modificado de García-Palomo *et al.* (2006). T: volcán Tacaná, SA: volcán San Antonio, Ch: volcán Chichuj, A: domo Las Ardillas (Tomado de De la Cruz, 1985).

8.2.3. Edafología

El área del volcán Tacaná se caracteriza por diversos grupos de suelos, integrados por Andosoles, Acrisoles, Cambisoles y en menor medida Litosoles, mismos que a continuación se describen con base en la clasificación de suelos (FAO/Unesco, citado en Ramírez, 2016). Andosoles Húmicos y Andosoles Órticos ($Th + To/2$). Este grupo de suelos es el de mayor presencia, el cual se encuentra distribuido en toda la parte oriente y sur del volcán. Son de origen volcánico y se caracterizan por ser de color oscuro y tener una capa superficial también oscura con alto contenido de materia orgánica, pero muy ácida y retienen grandes cantidades de fósforo. Su textura esponjosa o suelta los hace susceptibles a la erosión hídrica, situación que es muy evidente a través de los múltiples deslaves que se observan en la zona como consecuencia de fenómenos meteorológicos, como la tormenta tropical Stan, ocurrida en octubre de 2005. Andosoles Órticos y Acrisoles Húmicos ($To + Ah/2$), es el segundo grupo de suelo en cuanto a superficie, se distribuye sobre todo en la parte poniente del volcán. Los acrisoles son de color rojo, amarillo puro o con manchas rojizas, a mayor profundidad se encuentran acumulaciones de arcilla, lo cual los hace moderadamente susceptibles a la erosión hídrica. Andosoles Húmicos y Andosoles Órticos y Litosoles ($Th + To + l/2$). Se localiza exclusivamente en las áreas más cercanas y elevadas del Tacaná, donde afloran rocas volcánicas. Los Litosoles, en este caso, se encuentran sobre materiales volcánicos no intemperizados, en capas de unos 10 centímetros de espesor, debido a su formación reciente (FAO/Unesco, citado en Ramírez, 2016).

En virtud de las altas precipitaciones que se suscitan en la zona, la acumulación de materiales de arrastre y su contacto con algunos materiales, contienen pequeñas cantidades de arcillas, fierro y manganeso. En la parte suroeste existe un pequeño grupo de suelos integrado por Acrisoles Húmicos, Órticos y Plínticos de textura fina, en los que predomina el primero de éstos, que se distingue por una capa superficial de color oscuro sobre suelo rojizo o amarillento; el Órtico es de color rojo, amarillo puro o con manchas rojizas, en cuyas mayores

profundidades también se encuentran acumulaciones de arcilla. Acrisoles Húmicos, Órticos y Cambisol Dístrico (Ah + Ao + Bd/3). Este grupo de suelos se encuentra al norte, cercano al ejido Agua Caliente. Su composición es muy similar a la del grupo anterior, pero el acrisol plíntico en este caso es sustituido por un cambisol dístrico de textura fina, el cual se encuentra sobre materiales en proceso de desintegración y por ser de formación más reciente sobreyace en delgadas capas. Debido a las altas precipitaciones que se presentan en la zona, la acumulación de materiales de arrastre y su contacto con algunas arcillas, contienen pequeñas cantidades de éstas, así como de fierro y manganeso. Debido a lo anterior, la susceptibilidad que presentan a la erosión es relativamente moderada con tendencias a ser alta. Al igual que los anteriores grupos de suelos, son bastante ácidos y pobres en nutrientes (*ibídem*).

8.2.4. Uso de suelo y vegetación

Los tipos de vegetación de la región del volcán Tacaná son las Selvas medianas siempre verdes Esta clase de selva es muy densa con muchos arbustos y generalmente gran abundancia de helechos, algunos arbóreos, y de musgos en la vegetación inferior y sobre troncos y rocas. Su altura oscila de 15 a 30 metros y muchos de los árboles tienen hojas algo coriáceas y brillantes. Casi todas las especies arbóreas que la constituyen tienen hojas persistentes, por lo que en ninguna época del año se ven en ella árboles desnudos de follaje. Esta selva se desarrolla en las laderas de serranías abruptas del volcán Tacaná, entre los 1,200 y los 2,300 m de altitud, a veces aún más arriba, en los lugares donde las nieblas son casi constantes. En estas partes del volcán el ambiente frío y húmedo es uniforme a lo largo del año, las lluvias son frecuentes en cualquier época del año y a menudo en forma de lloviznas. También cuenta con Bosques de hojas planas y duras (encinar). El encinar constituye, junto con el pinar, la vegetación más difundida en las tierras templadas de Chiapas, en la zona del volcán Tacaná lo podemos encontrar desde los 900 msnm de altitud. En la Sierra Madre por lo general los encinares ocupan los terrenos de suelo más profundos y los pinares los de suelo

más somero, pero se pueden encontrar mezclados encinos y pinos. Así mismo cuenta con Bosques de hojas aciculares o escamosas (pinar). Esta clase de bosque, especialmente el pinar, constituye el tipo de vegetación que cubre mayor superficie de las tierras templadas y frías del territorio de Chiapas. En el volcán Tacaná este tipo de vegetación se encuentra solo en una pequeña porción territorial ya que su límite superior es el límite de la vegetación arbórea que en Chiapas se encuentra situado hacia los 4,000, ya casi en la propia cima (4,060 metros) donde se halla libre de vegetación arbórea como consecuencia de un clima demasiado frío que no permite su desarrollo. Son bosques generalmente altos y uniformes, de pinos y ocotes (Plan Operativo de Protección civil del Volcán Tacaná, 2008).

8.2.5. Climatología

El volcán Tacaná presenta principalmente cuatro tipos de clima, principalmente. El tipo C (E) m (w) (semifrío húmedo con abundantes lluvias en verano), se localiza en el área más alta del volcán Tacaná. El tipo C (m) (w) (templado húmedo con abundantes lluvias en verano), se encuentra en la zona alta de la porción norte de la poligonal. El tipo A (C) m (w) (semicálido húmedo con abundantes lluvias en verano), se localiza en la porción media de la poligonal y por último el tipo Am (w) (cálido húmedo con abundantes lluvias en verano), se distribuye en la porción baja de las dos cuencas presentes de los 620 m y hasta los 1200 msnm (INEGI, 2003). Las precipitaciones anuales pueden variar de 1,500 mm hasta 5,000 mm. La temperatura media anual oscila entre 16 y 28° C. Los valores de evapotranspiración varían entre los 900 y 1,800 mm. Existe deficiencia de humedad desde principios de enero hasta mediados de marzo, excesos de abril a noviembre y aprovechamiento de la humedad almacenada en el período anterior durante diciembre y enero (Atlas físico de las cuencas de los ríos internacionales entre México y Guatemala, citado en Ramirez, 2016)

8.2.6. Estado actual y distribución de la población

Los municipios aledaños al volcán Tacaná son Unión Juárez, Cacahoatán, Tuxtla Chico, Huehuetán, Tapachula, Metapa de Domínguez, Ciudad Hidalgo, entre otros, pertenecientes a la región de soconusco. La población de esta región es de 710,716 habitantes que representan el 14.81% del total estatal y de los cuales, el 48.70% corresponden al género masculino y el resto son mujeres (Tabla 7). Asimismo, del total de la población, el 0.92% son indígenas con presencia de la etnia Mam, que se asientan en varios municipios de la región: Acacoyagua, Cacahoatán, Frontera Hidalgo, Tuxtla Chico, Tuzantán, Unión Juárez, Huehuetán, Tapachula y Escuintla, la mayoría de la población Mam se concentra en la región serrana, seguida por el Soconusco. Al interior de la región se destaca Tapachula que cuenta con 320,451 habitantes, siendo el segundo mayor municipio en cuanto a población en el estado (INEGI, 2010).

Tabla 7. Población por Municipio (Tomado de Ramírez, 2016)

MUNICIPIOS	POBLACIÓN TOTAL
Cacahoatán	43,811
Huehuetán	33,444
Mazatán	26,573
Metapa	5,033
Tapachula	320,451
Tuxtla Chico	37,737
Unión Juárez	14,089

Fuente: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010.

Desde el año 2000 el estado de Chiapas ocupa el segundo lugar con el mayor grado de marginación. En la región Soconusco, el 54% de la población presenta carencias por concepto de servicios básicos en la vivienda, mientras que un 31% presenta carencia por calidad y espacios de la vivienda, según INEGI (2010).

Los municipios aledaños al Volcán Tacaná ocupan un grado medio-alto de acuerdo a la Tabla 8, la tasa de marginación aumenta la vulnerabilidad de estas personas al encontrarse lejos de los servicios básicos como vivienda, transporte, salud, comunicación, el difícil acceso a los pueblos, entre otros (Ramírez, 2016).

Tabla 8. Tasa de Marginación (Tomado de Ramírez, 2016)

MUNICIPIOS	GRADO
Cacahoatán	medio
Huehuetán	alto
Mazatán	alto
Metapa	medio
Tapachula	medio
Tuxtla Chico	medio
Unión Juárez	Medio

Fuente: INEGI, Censo de Población y Vivienda 2010

8.2.7. Historia eruptiva del volcán Tacaná

El Complejo Volcánico Tacaná comenzó su formación durante el Pleistoceno tardío, ~225 ka, dentro de la caldera de San Rafael, a través de la construcción de cuatro edificios volcánicos orientados al NE (de mayor a menor): Chichuj, Tacaná, cúpula Las Ardillas y San Antonio (Scolamacchia *et al.*, 2015). La secuencia estratigráfica del complejo volcánico se muestra en la figura 37.

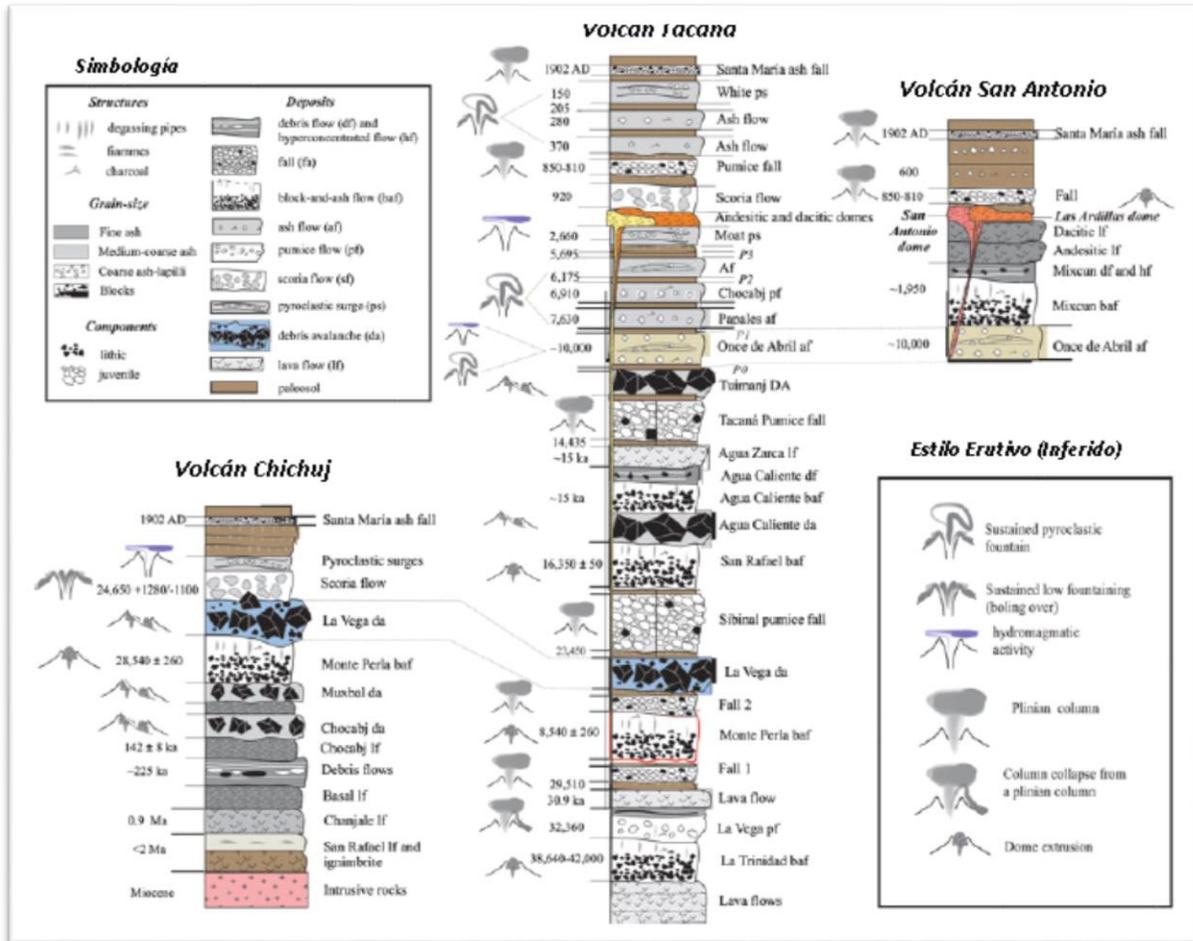


Figura 37: Columnas estratigráficas compuestas de los volcanes Chichuj, Tacaná y San Antonio y la cúpula Las Ardillas, formando el Complejo Volcánico Tacaná. Las columnas muestran un complejo conjunto de depósitos que indican el derrame de lava y la construcción de la cúpula, seguidos de colapsos de edificios de Chichuj, Tacaná y San Antonio. Los eventos plinianos a subplinianos y los colapsos de columnas asociados generaron depósitos piroclásticos concentrados en el volcán Tacaná.

El volcán Tacaná fue construido durante los últimos 45 ka con la efusión de varios flujos de lava andesíticos y cúpulas que varían en composición desde andesitas hasta dacitas (Macías, Limón, citados en Scolamacchia *et al.*, 2015). Durante este período de tiempo, el volcán Tacaná también ha producido grandes depósitos de flujo de bloques y cenizas. Hasta la fecha, se han identificado tres dispersiones de flujo piroclástico alrededor del volcán (fechados respectivamente en ~42, ~28 y ~16 ka; Macías, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015) intercalados con flujos de lava, la mayoría de los cuales son de edad desconocida. Al menos cuatro

erupciones plinianas a subplinianas ocurrieron entre 30 y 14 ka (Macías *et al.*, Arce *et al.*, citados en Scolamacchia *et al.*, 2015). El inicio de la actividad volcánica en el volcán Tacaná todavía es poco conocido debido a la escasez de exposiciones y muestras fechables. Aparentemente, las primeras etapas se caracterizaron por el derrame de flujos de lava andesíticos que están cubiertos principalmente por productos más jóvenes. En los flancos del sur, entre los pueblos de La Trinidad y Santo Domingo, estos flujos de lava están cubiertos por un depósito de Flujo de Bloques y Cenizas (BAF, por sus siglas en inglés), La Trinidad BAF, que es el depósito más antiguo fechado hasta ahora. Los registros carbonizados incrustados en este depósito produjeron edades entre ca. 42,000 años BP (Espíndola *et al.*, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015) y $38,630 \pm 5,100$ – $3,100$ años BP (Espíndola *et al.*, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015). Un segundo depósito gris de flujo de bloques y cenizas, Monte Perla BAF, (*ibídem*) está expuesto en dos lugares al sur de Tacaná, cerca del pueblo de Monte Perla (Mora *et al.*, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015), y la plantación de café Muxbal (Finca Muxbal), donde se superpone a un depósito de avalancha de escombros, atribuido al colapso del antiguo volcán Chichuj, y depósitos lacustres (García *et al.*, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015). El depósito de Monte Perla BAF fue fechado alrededor de $28,540 \pm 260$ años BP. Un tercer depósito de flujo de bloques y cenizas está expuesto cerca del pueblo de San Rafael, en los flancos del norte de Tacaná. Este depósito consiste en al menos cuatro lechos masivos de bloques andesíticos subangulares colocados en una matriz de ceniza media a fina, separados por lechos delgados de ceniza de grano fino. Una muestra de carbón vegetal en este depósito arrojó una edad de $16,350 \pm 50$ años BP (Mora *et al.*, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015). La presencia de depósitos de flujo de bloques y cenizas llevó a Espíndola *et al.*, (citado en Scolamacchia *et al.*, 2015) a definir a Tacaná como un estratovolcán tipo peleano. Las dispersiones de depósito de flujo piroclástico alrededor de Tacaná sugieren que en varias ocasiones se extruyeron cúpulas andesíticas en el cráter de la cumbre y fueron destruidas por las erupciones vulcanianas. El edificio actual de Tacaná se construyó durante los últimos 30.9 ka, durante al menos cuatro etapas eruptivas, cada una de las cuales involucró el derrame de flujos de lava andesíticos y cúpulas

del cráter central, seguido de su posterior destrucción por actividad explosiva (Limón, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015). Esta actividad predominantemente efusiva estuvo frecuentemente acompañada de actividad explosiva como lo indica el registro estratigráfico durante los últimos 35 ka (Macías *et al.*, Arce *et al.*, citados en Scolamacchia *et al.*, 2015). El depósito más antiguo conocido consiste en lechos masivos a estratificados con piedra pómez y fragmentos de ceniza que afloran en los flancos norte-noreste del volcán. La aparente falta de depósitos de caída asociados en su base sugiere que este depósito no estuvo asociado con el colapso de una columna de alta erupción. Lo más probable es que se relacionara con una baja formación de piroclastos sin el desarrollo de una columna de erupción (actividad de "ebullición"). Este depósito, en las cercanías del pueblo de La Vega del Volcán, contiene árboles carbonizados fechados en 32,360±560/-525 años BP. Después de ~3.000 años, la actividad explosiva en Tacaná consistió en una erupción pliniana a subplina, que generó plumas que se desplazaron hacia el noreste, debido a los vientos predominantes, llegando a lo que hoy es Guatemala. De hecho, varios estudios (Arce *et al.*, Macías *et al.*, citados en Scolamacchia *et al.*, 2015) identificaron al menos cuatro depósitos de caída, separados por paleosuelos, caída de piedra pómez 1, caída de piedra pómez 2, piedra pómez ocre, piedra pómez sibinal y piedra pómez Tacaná. El paleosol subyacente al depósito de caída más bajo (caída de piedra pómez 1) arrojó una edad de ^{14}C de 29,510±620/-575 años de PA. La caída de piedra pómez 2 está entre la caída de piedra pómez 1 y el depósito de avalancha de escombros de La Vega (> 24,650±1,280/-1,100 años BP) Hasta la fecha, solo dos de estos depósitos se han descrito a detalle: la piedra pómez Sibinal (Arce *et al.*, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015) y la piedra pómez Tacaná (Arce *et al.*, Macías *et al.*, citados en Scolamacchia *et al.*, 2015). La piedra pómez sibinal fue finalmente emplazada desde una columna de erupción pliniana a subpliniana, de 19 a 21 km de altura, como: (1) un miembro estratificado inferior de al menos siete capas de lapislázuli de piedra pómez graduadas y soportadas por clastos normales, intercaladas con capas de lecho cruzado, y (2) un miembro masivo soportado por clastos superiores (MM). La piedra pómez sibinal se superpone a un paleosol fechado en 23,540±225/-245 años BP (Arce *et al.*, citado

en Scolamacchia *et al.*, 2015). Usando el índice de Newhall y Self (citado en Scolamacchia *et al.*, 2015), la erupción que produjo la piedra pómez Sibinal clasificaría un VEI = 5 que constituye una de las erupciones de mayor magnitud de Tacaná. Las composiciones de piedra pómez varían de basálticas a andesíticas (48-61% en peso de SiO₂) con fenocristales de plagioclasa, augita, hipereseno, óxidos de Fe-Ti y anfíboles raros (Arce *et al.*, citado en Scolamacchia *et al.*, 2015).

La piedra pómez de Tacaná es un depósito de caída ocre, masivo, soportado por clastos, compuesto de clastos de piedra pómez alterados del tamaño de lapilli. El paleosol marrón oscuro subyacente fue fechado en 14,435+155/-150 años BP. Al igual que con la erupción que genera la piedra pómez sibinal, también se estima que esta erupción fue VEI = 5.

De acuerdo a los registros históricos el Tacaná tuvo actividad en 1855 con un sismo violento previo a la actividad fumarólica (Sapper, 1927), y en 1878 se observó vapor sólo del lado mexicano y caída de cenizas en el flanco sur del volcán. Otra mención de actividad en el Tacaná es de 1900-1903, que dio lugar a un cráter de 50 m de diámetro y 5 m de profundidad localizado en el flanco SO de la cima, así como fuerte olor a azufre (Böse, 1903). En 1949-1950 ocurrió un sismo en los alrededores del volcán y posteriormente aparecieron pequeñas fumarolas de vapor blanco con fuerte olor a azufre en el flanco SO registrándose caída de ceniza en Unión Juárez (Mullerried, 1951). Sin embargo, la reactivación más importante del volcán ocurrió en 1986 con pequeñas explosiones freáticas que el 8 de mayo formaron un orificio de 10 m de anchura

8.2.7.1. Erupción de 1986

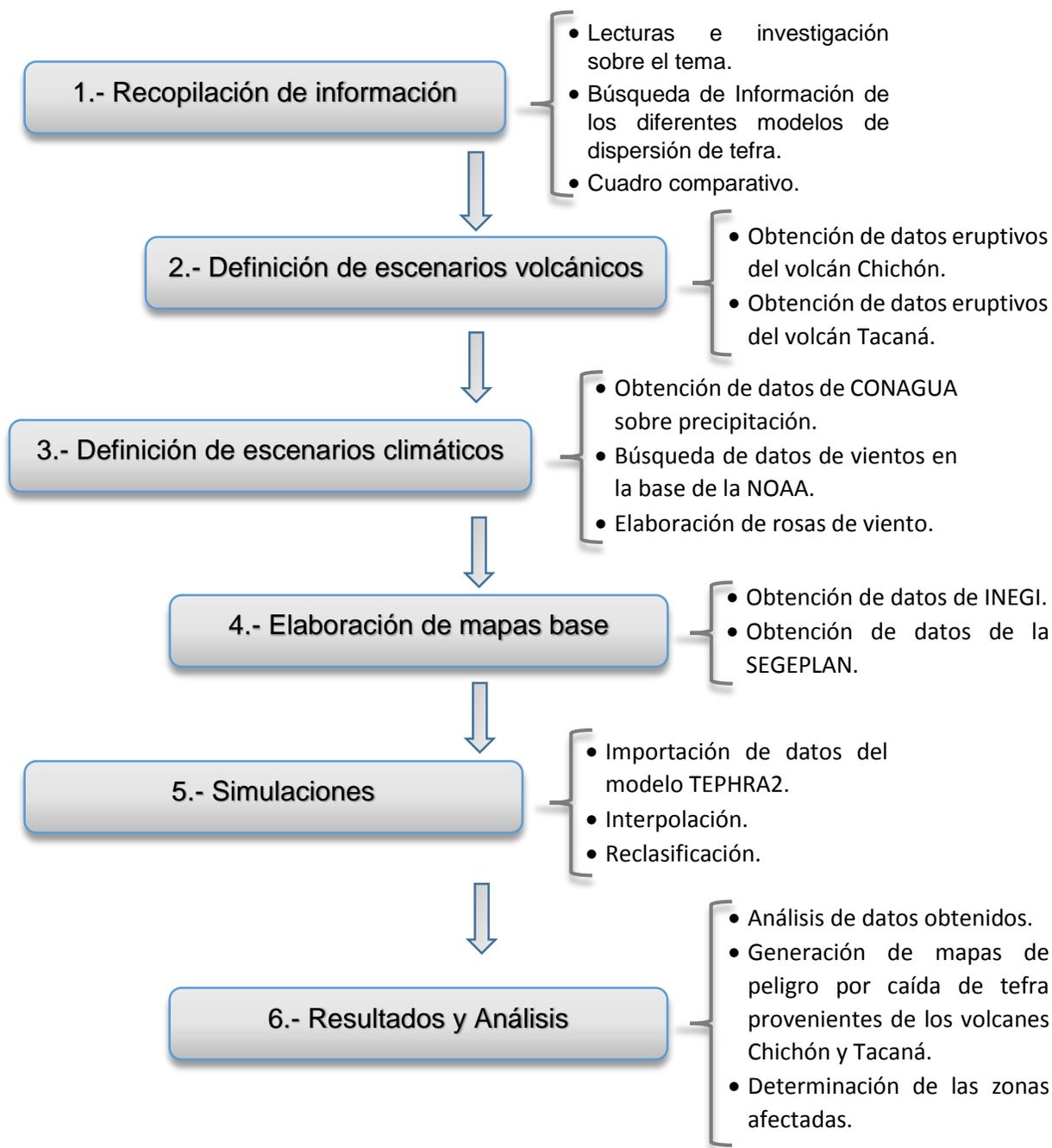
Esta actividad en el volcán Tacaná comenzó el 19 de diciembre de 1985 con algunos sismos someros localizados a 20 km al noroeste del volcán causando daños menores en poblaciones como Ixchiguán. En febrero de 1986, también

ocurrieron sismos someros que se sintieron y causaron daños moderados en: Sibinal, Ixchiguán, Calapté, Toacá, Vega del Volcán y Sanajaba, pertenecientes al Departamento de San Marcos, Guatemala (Mercado *et al.*, 1992). Se registraron de 2 a 3 eventos por día en febrero y para marzo se registraron eventos identificados como posibles ondas explosivas (De la Cruz, 1986). Hubo pequeñas erupciones freáticas en febrero, mayo y junio de 1986. La erupción del 8 de mayo fue precedida por un enjambre de sismos, los cuales comenzaron desde el 7 de mayo y que para estas fechas se sentían cada minuto, acompañados por fuertes estruendos (De la Cruz, 1986b).

La mayor parte de los sismos registrados desde diciembre de 1985 se originó en un sistema de fallas al NE del Tacaná que no tenía relación directa con la actividad volcánica (Malone, citado en Mercado *et al.*, 1991). Para fines de mayo se registraron una docena de sismos menores y de 2 a 3 sismos tectónicos mayores por día. Los sismos eran mayoritariamente someros y se localizaban en un radio de 3 km al NE del Tacaná (De la Cruz, 1986). Las erupciones freáticas del 8 de mayo de 1986 originaron una fumarola en la ladera NO del Tacaná. Esta chimenea se localizó del lado mexicano del volcán, a una elevación de 3,000 m, muy cerca del límite fronterizo. Tenía una anchura de 20 m por donde emitía vapor a alta presión con fuertes estruendos. La emisión de vapor era visible hasta 500 m de altura (Mercado *et al.*, 1992). Los niveles bajos de sismicidad continuaron hasta finales de 1986 (De la Cruz-Reyna, citado en Mercado *et al.*, 1992). Cabe resaltar que el evento más importante por su magnitud fue el registrado el 8 de mayo de 1986.

9. MATERIALES Y MÉTODOS

A continuación se muestra el diagrama de flujo de las actividades realizadas para el desarrollo de este trabajo, las cuales se describirán en los apartados siguientes.



9.1. Recopilación de información

Para la realización de este trabajo se elaboró una tabla comparativa de los diferentes modelos existentes para la determinación de caída de tefra, tomando en cuenta diferentes factores. En la Tabla 9 se enlistan algunos de los programas que fueron tomados en cuenta para realizar este trabajo.

Tabla 9: Lista comparativa de las características de los diferentes programas tomados en cuenta para la realización de las recreaciones eruptivas.

Programa	Referencia	Plataforma	Insumos necesarios	Referencia	Producto
HAZMAP	Macedonio <i>et al.</i> , 2005; Pfeiffer <i>et al.</i> , 2005.	Unix/Linux/Mac OS. Mac OS-X.	Factores volcánicos: Posición y altura de la columna de erupción; Masa total de la erupción; Fracción de cenizas de diferentes tamaños; velocidades de sedimentación. Factores Meteorológicos: Dirección y velocidad del viento en cada nivel entre el nivel del suelo y la parte superior de la columna y su variación con tiempo y espacio.	http://datasim.ov.in.gv.it/download/hazmap/manual-hazmap-2.4.1.pdf	Umbral de carga. Depósito. Inversión. Mapas de peligro.
ASHFALL	Hurst y Turner, 1999; Hurst y Smith, 2004.	Unix/Linux/Mac OS. Mac OS-X. HP-Itanium, Solaris, Windows y z/OS	Factores volcánicos: Posición y altura de la columna de erupción; Masa total de la erupción; Fracción de cenizas de diferentes tamaños; velocidades de sedimentación. Factores Meteorológicos: Dirección y velocidad del viento en cada nivel entre el nivel del suelo y la parte superior de la columna y su variación con tiempo y espacio.	http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download;jsessionid=58C2BD75516F2974974C69423C0F2AF1?doi=10.1.1.527.1861&rep=rep1&type=pdf	Deposito Inversión. Mapas de peligro
TEPHRA/TEPHRA2	L. Connor, C. Connor, 2011.	Unix/Linux/Mac OS. Mac OS-X. Versión en línea	Factores volcánicos: Coordenadas y elevación de la fuente; masa total; tamaño, forma y densidad de las partículas; altura de la columna; velocidad inicial de la erupción. Factores meteorológicos: velocidad y dirección del viento.	http://www.cas.usf.edu/~cconnor/paral/tephra/tephra.html#install	Depósito. Inversión. Mapas de peligro.
FALL 3D	Folch, Costa, Macedonio, 2014	UNIX/Linux/MacOS. MacOS X.	Factores volcánicos: Hora de inicio de erupción, hora de término de la erupción, coordenadas y elevación de la fuente, tamaño, forma y densidad de partículas, altura de la columna, velocidad inicial de erupción. Factores meteorológicos: Variables tiempo (Año, mes, día, hora de inicio, hora de termino)	http://bsccase02.bsc.es/projects/fall3d/Downloads/fall3d-7.0.pdf	Deposito. Concentración en el aire. Inversión. Mapa de peligros.

En este estudio se decidió utilizar el modelo TEPHRA2 el cual se encuentra tanto en su versión de escritorio como en su versión en línea (<https://vhub.org/>), a pesar de que TEPHRA2 no contempla la topografía ni la agregación de partículas, se ha seleccionado por su fácil aplicación y su menor costo computacional. Adicionalmente, en su comparación con otros modelos semi-analíticos y 3D, Scollo *et al.*, (citado en Barrantes *et al.*, 2013) señala que la diferencia entre modelos simples y complejos es comparable a la incertidumbre que típicamente producen las entradas en los modelos complejos, de esta manera, a menos que se realice una apropiada obtención de dichas entradas, el uso de modelos complejos no implicar una ventaja particular en la realización de pronósticos. También se manejará el software ArcMap V. 10.3, que es un software especializado en el campo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), producido y comercializado por Environmental Systems Research Institute (ESRI, por sus siglas en inglés), así como el software Global Mapper V. 19.1, que es una herramienta de gestión de datos espaciales independiente y componente integral de un SIG (Blue Marble geographics, 2019). Además de WRPlot Versión 8.0.2 (Ramos *et al.*, 2016) que es un software para la construcción de Rosas de Viento para datos meteorológicos, este proporciona una vista de gráficas de rosas de viento, análisis de frecuencias, así como gráficas para diversos formatos de datos meteorológicos (Jesse *et al.*, 2016).

9.2. Definición de escenarios eruptivos

Para poder obtener los resultados de la estimación del peligro por caída de tefra se tuvieron que establecer los diferentes escenarios volcánicos a utilizar.

Las erupciones de El Chichón brindan una oportunidad para examinar cuantitativamente el proceso de dispersión de tefra a partir de erupciones explosivas, ya que se dispone de datos meteorológicos y mediciones de campo de depósitos de caída no modificados.

Para realizar la calibración se eligieron los escenarios específicos de la erupción de 1982 a partir del trabajo realizado por Bonasia *et al.* (2012) (véase sección 5.2), debido a que disponían de más información la cual se sintetiza en la tabla 10. Con estos datos es posible realizar la calibración de los modelos de dispersión de tefra diseñados para reconstruir la dinámica y la dispersión de tefra de antiguas erupciones explosivas a partir de las propiedades físicas de los depósitos piroclásticos, esto para poder comparar los resultados obtenidos con los del trabajo mencionado.

Tabla 10. Fases eruptivas del volcán Chichón (1982).

Escenario volcánico:	1	2	3
Fase:	A1	B	C
Tipo de erupción:	Pliniana	Pliniana	Pliniana
Altura de la columna (m):	24000	32 000	30000
Masa de la erupción (kg):	1.8E+12	2.2E+12	2.00E+12
Coordenada de emisión Este (UTM):	475801.3	475801.3	475801.3
Coordenada de emisión Norte (UTM):	1919395.09	1919395.09	1919395.09
Elevación (msnm):	1100	1100	1100

Además de la calibración, estos datos se utilizaron para definir los escenarios eruptivos del volcán Chichón.

Los datos volcánicos utilizados para efectuar las estimaciones del volcán Tacaná fueron adquiridos de diferentes trabajos, ya que el trabajo realizado por Vázquez *et al.* (2019) presenta como resultado una evaluación probabilística de peligro de tefra, y como tal los datos necesarios para este trabajo no se especifican. Se tomaron en cuenta diversas características del volcán Tacaná (tipo de volcán, tipo de erupción, altura, etc.), y se cotejaron con diversos volcanes para así obtener a tres de ellos con características o condiciones similares, cuya información sea lo más accesible posible, lo anterior con la finalidad de que la información utilizada sea la adecuada.

Los escenarios eruptivos que se consideraron fueron: 1) la erupción del volcán de Colima (19°30'44.8" N, 103°37'01.6" W) de 1913 que tuvo un VEI = 5, cuya altura de columna y volumen de magma expulsado lo colocan como el evento más grande en su registro histórico y que podría asemejarse a una erupción Pliniana del Volcán Tacaná (Gavina *et al.*, 2015; Saucedo *et al.*, 2010; Cabrera *et al.*, 2010; Suarez *et al.*, 2008; Breton *et al.*, 2002; Luhr *et al.*, 1980) 2) La erupción de caída de la "Pómez Toluca Inferior" (PTI) del volcán Nevado de Toluca (24,500 AP³) (19°06'30" N, 99°45'30" W) según los parámetros físicos obtenidos por Carreras (2003) y los cálculos obtenidos con la aplicación del código Parfit en el trabajo de Aparicio (2012) (D' Antonio *et al.*, 2008) 3) Por último, se eligió la erupción pliniana "Pómez Ocre" (PO) (4,965 ¹⁴C⁴ año AP) del volcán Popocatepetl (19°01'23" N, 98°37'22" W) según los parámetros determinados por Bonasia *et al.* (2013) y de Arana, (2010) (Martin *et al.*, 2017; Panfil *et al.*, 1999). En la tabla 11 se muestran los datos correspondientes a estos tres escenarios.

Tabla 11. Fases eruptivas para el Volcán Tacaná.

Escenario Volcánico:	1	2	3
Erupción	Nevado de Toluca (24.500 años AP)	Popocatepetl (4965 yr ¹⁴C AP)	Colima (1913)
Tipo de erupción:	Pliniana	Pliniana	Pliniana
Altura de la columna (m):	27000	31000	23000
Masa de la erupción (kg):	2.10E+12	5.20E+11	1.50E+12
Coordenada de emisión Este (UTM):	595778.74	595778.74	595778.74
Coordenada de emisión Norte (UTM):	1672159.6	1672159.6	1672159.6
Elevación (msnm):	4680	5419	3870

³ Antes del presente

⁴ Datación por Radiocarbono 14

9.3. Definición de escenarios climáticos

Los principales factores que controlan la distribución de tefra a partir de erupciones explosivas son la altura de la columna y la velocidad del viento, la cual depende de muchos factores.

Si bien los datos sobre los perfiles de viento correspondientes a la erupción del volcán Chichón de 1982 se mencionan en el procedimiento de Bonasia *et al.* (2012), estos no se presentan directamente, por lo cual se optó por buscarlos en la referencia mencionada por estos autores que corresponde al archivo meteorológico del laboratorio de recursos aéreos (Air resources laboratory) perteneciente a la Agencia de Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) disponibles en <https://ready.arl.noaa.gov/READYamet.php> (ver figura 38).

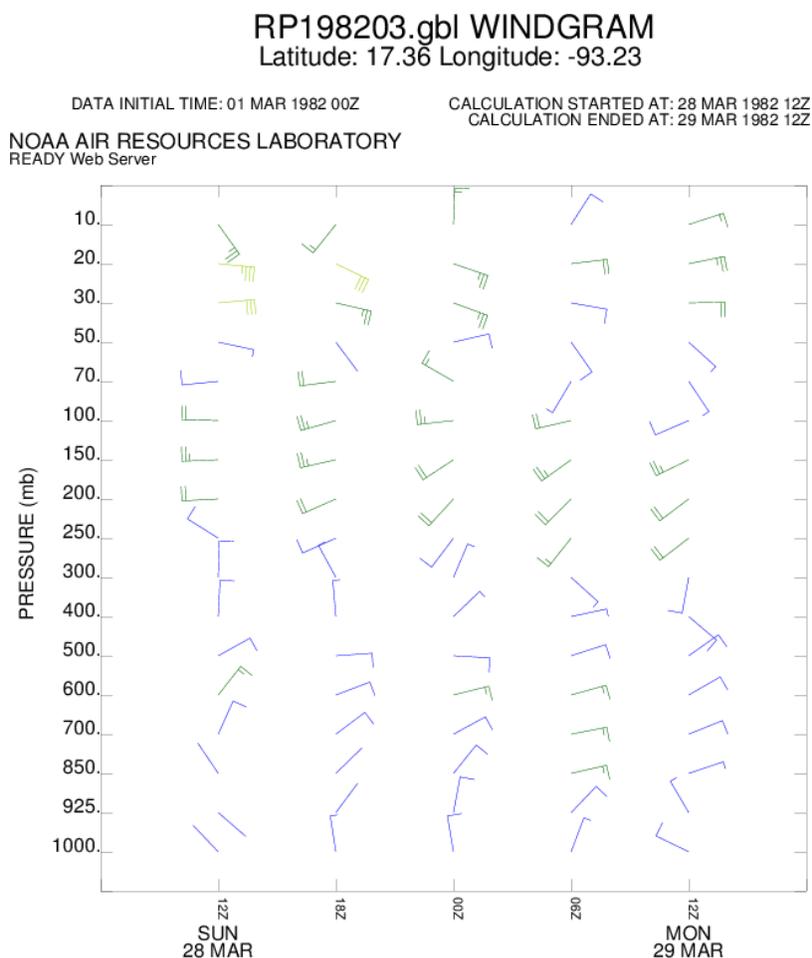


Figura 38: Ejemplo de Perfil de viento del 28 de marzo de 1982.

Debido a que la altura de los perfiles de viento se obtiene en milibares, grados y nudos (ver figura 39) y a que el software utilizado los requiere en metros, grados y metros por segundo, se aplicó la ecuación 40 y la equivalencia dada por la expresión 41 (véase sección 2.5) para convertir la columna de presión (mba) en altitud (m) y la columna de velocidad del viento pasa de nudos a metros por segundo como se observa en la tabla 14 (Véase sección de resultados).

```

RP198203.gbl
Latitude: 17.36 Longitude: -93.23 &
DATA INITIAL TIME: 01 MAR 1982 00Z&
CALCULATION STARTED AT: 28 MAR 1982 12Z&
HOURS OF CALCULATION:          24 &

          WIND DIRECTION @ WIND SPEED (DEG/KNOTS)
FHR:      + 0.   + 6.   + 12.  + 18.  + 24.

10.mb  144@024 218@015  1@014  32@008  71@013
20.mb  95@037 115@028 108@027  83@018  78@025
30.mb  84@028 102@025 110@023  99@007  88@018
50.mb 102@005 143@002  76@010 144@008 132@007
70.mb 264@010 262@019 300@014 210@004 146@005
100.mb 271@019 254@023 263@025 256@019 246@009
150.mb 267@022 257@022 236@018 234@022 244@022
200.mb 266@018 246@020 222@018 224@021 232@021
250.mb 302@009 245@010 217@007 218@012 232@018
300.mb  1@008 331@003  22@004 132@004 190@011
400.mb  2@008 355@006  46@004  77@005 130@007
500.mb 60@012  85@009  93@011  72@008  54@010
600.mb 38@012  69@012  75@014  74@014  60@012
700.mb 24@010  53@011  61@012  78@015  68@012
850.mb 326@002  45@001  38@008  77@014  71@003
925.mb 130@001  36@002  10@010  43@012 329@005
1000.mb 316@002 351@002 350@007  20@006 295@009

```

Figura 39: Ejemplo de los datos obtenidos del perfil de viento, para el 1 de marzo de 1982 de la zona del volcán Chichón. En el cuadro rojo se indica la presión atmosférica.

De esta base de datos es posible descargar la velocidad de los vientos a diferentes alturas en las zonas de ubicación del volcán Chichón y del volcán Tacaná, sin embargo, la cantidad de dichos datos es excesivo, lo cual hace difícil el manejo de los mismos, por lo tanto, se decidió realizar una selección de los principales escenarios climáticos que puedan presentarse. Para ello, el parámetro que se utilizó, fue la determinación de las temporadas en las que existen vientos predominantes en las dos zonas mediante la base de datos histórica de lluvia representativa principalmente de zonas norte y sur del estado de Chiapas y la sierra de Tabasco obtenida de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Esto se decidió de esta manera ya que, en su mayoría, las lluvias traen consigo el aumento en las velocidades del viento debido a las diferencias de temperatura, lo cual facilita la percepción de las temporadas en las que los vientos pueden ser de mayor intensidad o dominantes en cierta época del año. La información histórica proporcionada por CONAGUA muestra datos de lluvia diaria de diferentes estaciones climatológicas convencionales, muchas de las cuales se encuentran en áreas cercanas una de la otra, por eso, se escogieron las estaciones más cercanas a los diferentes volcanes, quedando para el volcán Chichón las estaciones mencionadas en el Tabla 12.

Tabla 12. Estaciones climáticas más cercanas al volcán Chichón.

CODIGO	NOMBRE	MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD	ALTURA (msnm)
7167	Tapilula	Tapilula	17° 14' 54"	93° 1' 1"	793
7217	Solosuchiapa	Solosuchiapa	17° 25' 44"	93° 2' 0"	175
7360	Luis Espinosa	Tecpatan	17° 12' 1"	93° 25' 10"	527
7365	Ocotepec	Ocotepec	17° 13' 30"	93° 9' 56"	1,470
7367	Sayula (CFE)	Ostuacan	17° 25' 0"	93° 23' 0"	237

De igual manera utilizando la base de datos histórica de lluvias anteriormente mencionadas, se escogieron para el volcán Tacaná las estaciones de la tabla 13.

Tabla 13. Estaciones climáticas más cercanas al volcán Tacaná.

CODIGO	NOMBRE	MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD	ALTURA (msnm)
7018	Cacahoatan	Cacahoatan	14° 59' 14"	92° 10' 8"	483
7157	Santo Domingo	Unión Juárez	15° 1' 43"	92° 6' 15"	860
7172	Unión Juárez	Unión Juárez	15° 3' 43"	92° 4' 49"	1,320
7187	Finca La Patria	Tapachula	15° 6' 54"	92° 13' 55"	1,060

Una vez que las estaciones fueron seleccionadas, se decidió realizar el promedio de las lluvias de cada estación, utilizando el método de la media aritmética debido a su gran estabilidad (Rodríguez, 2018) para saber en qué meses la precipitación es mayor. Los patrones de lluvia observados sirven para definir las épocas del año en que los vientos se comportan de manera similar y de esta forma se definen los escenarios climáticos que pueden presentarse en ambos volcanes.

9.4. Elaboración de mapas base

Se realizaron dos Modelos digitales de elevación (MDE), el primero perteneciente a los Estados Unidos Mexicanos con base en información cartográfica, escala 1:50,000, adquirido a través del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) y del Comité Estatal de Información Estadística y Geográfica (CEIEG), el segundo correspondiente a la República de Guatemala con base en los datos obtenidos de la Secretaría de Planificación y Programación de la Presidencia (SEGEPLAN) de ese país.

Para elaborar estos mapas se utilizaron los programas ArcMap V. 10.3 y Global Mapper V. 19.1. Como primer paso se descargaron los insumos necesarios de las plataformas mencionadas anteriormente, seguido de esto se visualizaron a través de los programas y posteriormente se realizaron diversos procesos para obtener los resultados requeridos.

9.5. Simulaciones

Con el modelo TEPHRA2 se realizó una calibración de las zonas que pueden ser afectadas por caída de tefra utilizando los datos del volcán Chichón de 1982, para compararla con los resultados obtenidos por Bonasia *et al.* (2012). Posteriormente, se realizaron simulaciones de caída de tefra considerando para cada volcán tres escenarios volcánicos y cuatro meteorológicos.

9.6. Mapas de peligro

Los resultados de cada una de las simulaciones se exportaron al sistema de información geográfica ArcMap V. 10.3. Considerando el número de escenarios volcánicos y meteorológicos, se realizaron un total de 24 mapas de isopacas que permiten identificar las zonas de afectación, utilizando la cartografía base y realizando interpolaciones con los datos.

10. RESULTADOS

En este apartado se muestran los resultados obtenidos derivados de cada punto establecido y realizado en la metodología (ver sección 9). Como primer resultado se presentan las conversiones y los perfiles de viento utilizados para la calibración del modelo de acuerdo a las simulaciones correspondientes a la erupción del volcán Chichón de 1982. Posteriormente se muestran las gráficas de los promedios de lluvia obtenidos y utilizados como base para la estimación de los escenarios meteorológicos de ambos volcanes. Después se presentan los resultados de los perfiles de viento, y por último los resultados de la estimación del peligro por caída de tefra, primero para el volcán Chichón y después para el volcán Tacaná.

10.1. Caída de tefra por la erupción del volcán Chichón de 1982.

En la tabla 14, se muestran los resultados de las conversiones realizadas mediante las ecuaciones de Presión Hidrostática (ver sección 2.4.5), para convertir la altura de unidades de presión a metros.

Tabla 14. Datos del perfil de viento convertidos mediante la ecuación de presión hidrostática.

Altura			
Milibares	Metros	Milibares	Metros
10	39463	300	10400
20	33540	400	7942
30	30076	500	6035
50	25711	600	4477
70	22835	700	3160
100	19788	850	1501
150	16323	925	779
200	13865	1000	112
250	11958		

Debido a que los datos del perfil de viento se presentan cada 6 horas se plantearon dos perfiles para cada una de las erupciones presentes correspondientes al 28 de marzo, 3 y 4 de abril de 1982 del volcán Chichón, con el fin de que los resultados de la calibración sea lo más exacta posible. Para el primer caso se tomaron los datos de los perfiles de viento más cercanos a la hora de la erupción, como ejemplo se puede observar en la tabla 15 el promedio de la dirección y la velocidad del viento de los datos de las 18:00 y 24:00 horas del 28 de marzo utilizando el método de la media aritmética, mientras que para el segundo caso se tomaron los registros del día completo, como se observa en la tabla 16 correspondiente al 28 de marzo.

Tabla 15: Promedio de los datos del perfil de viento de las 18:00 h y 24:00 h del 28 de marzo correspondientes a las horas más cercana a la erupción.

Altura (m)	Dirección promedio del viento (°)	Velocidad promedio del viento (m/s)
112	158	4
779	186	4
1501	74	4
3160	73	7
4477	67	7
6035	63	5
7942	104	3
10400	161	4
11958	225	8
13865	228	11
16323	239	11
19788	251	7
22835	178	2
25711	138	4
30076	94	6
33540	81	11
39463	52	5

Tabla 16. Promedio de los datos del perfil de viento perteneciente al día completo del 28 de marzo de 1982.

Altura (m)	Dirección promedio del viento (°)	Velocidad promedio del viento (m/s)
112	259	2
779	55	3
1501	122	3
3160	54	6
4477	64	7
6035	78	5
7942	120	3
10400	122	2
11958	246	5
13865	240	10
16323	249	11
19788	261	11
22835	259	6
25711	116	3
30076	99	11
33540	100	14
39463	99	8

Con los datos volcánicos obtenidos mostrados en la tabla 10 y los perfiles de viento establecidos se realizó la simulación con la caída de tefra de la erupción del volcán Chichón de los días 28 de marzo, 3 y 4 de abril, cuyos resultados se muestran en las figuras 40, 41, 42, 43, 44 y 45.

Se puede observar que para los casos en donde el perfil de viento utilizado es el perteneciente al promedio del día completo la pluma de dispersión toma una dirección en general Oeste, esto sucede debido a que, aunque existen alturas donde la dirección del viento es contraria a la dirección de la pluma, la dirección del viento que predomina para su dispersión es la que corresponde a la altura del punto de flotación neutral, que en este ejemplo fue de aproximadamente 24,000 msnm.

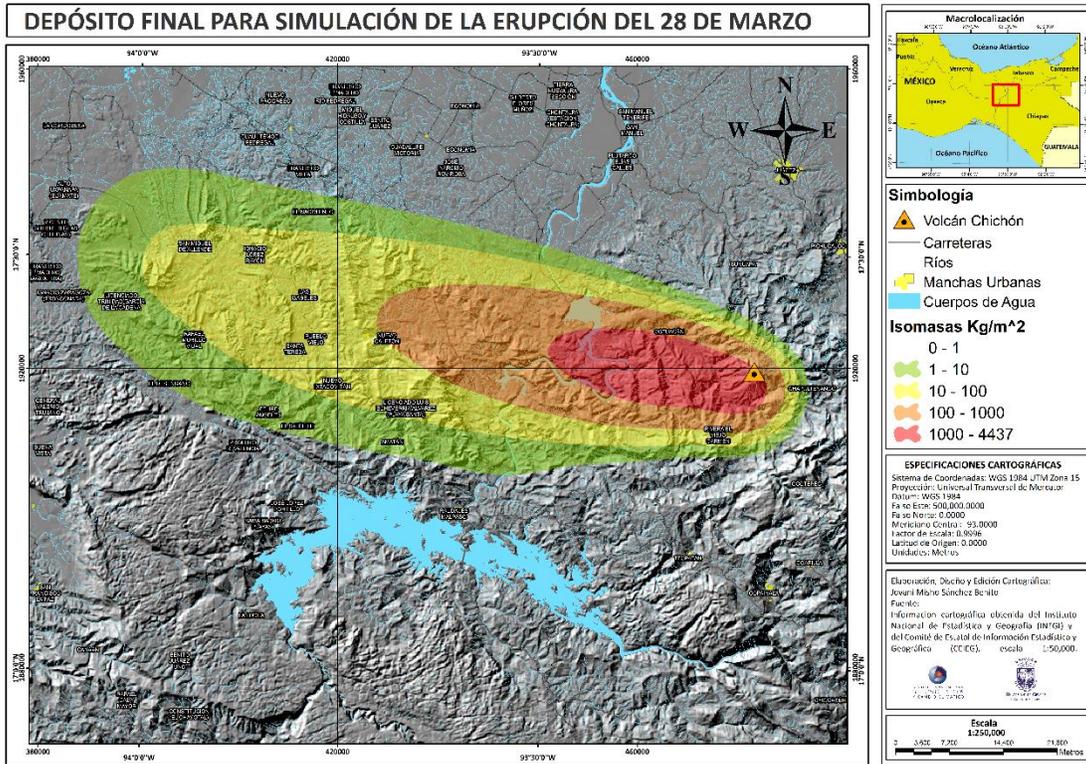


Figura 41. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 28 de marzo de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de las horas más cercanas a la erupción.

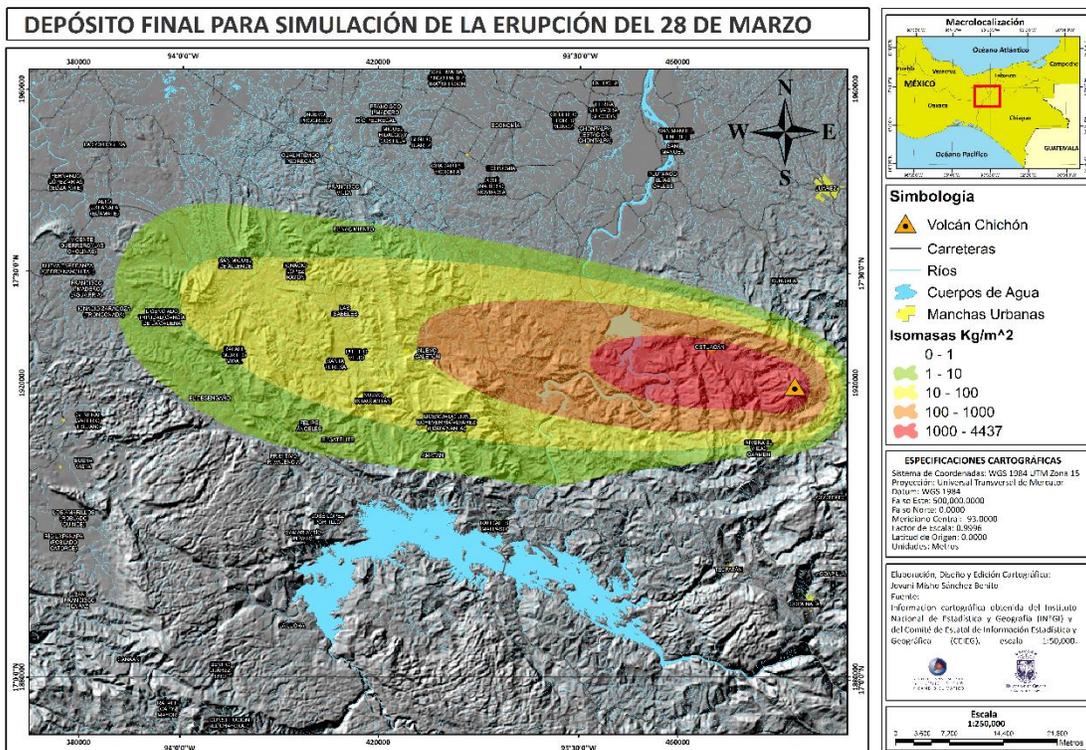


Figura 40. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 28 de Marzo de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de todas las horas del día de la erupción.

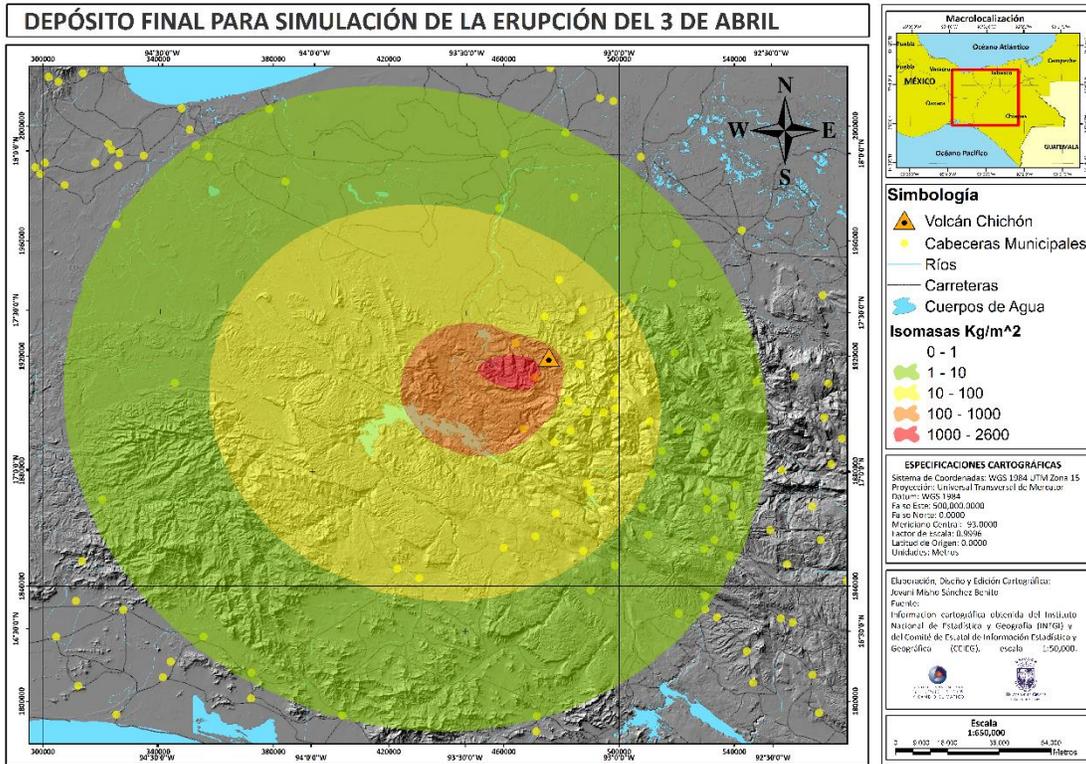


Figura 43. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 3 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de todas las horas del día de la erupción.

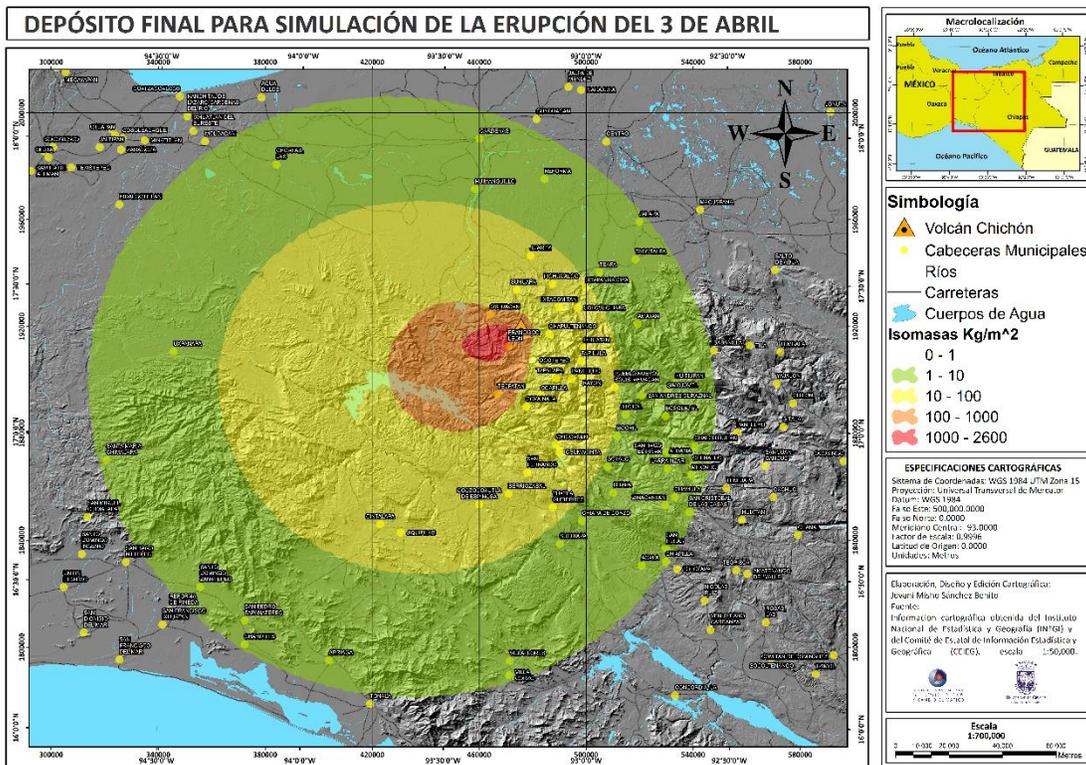


Figura 42. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 3 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de las horas más cercanas a la erupción.

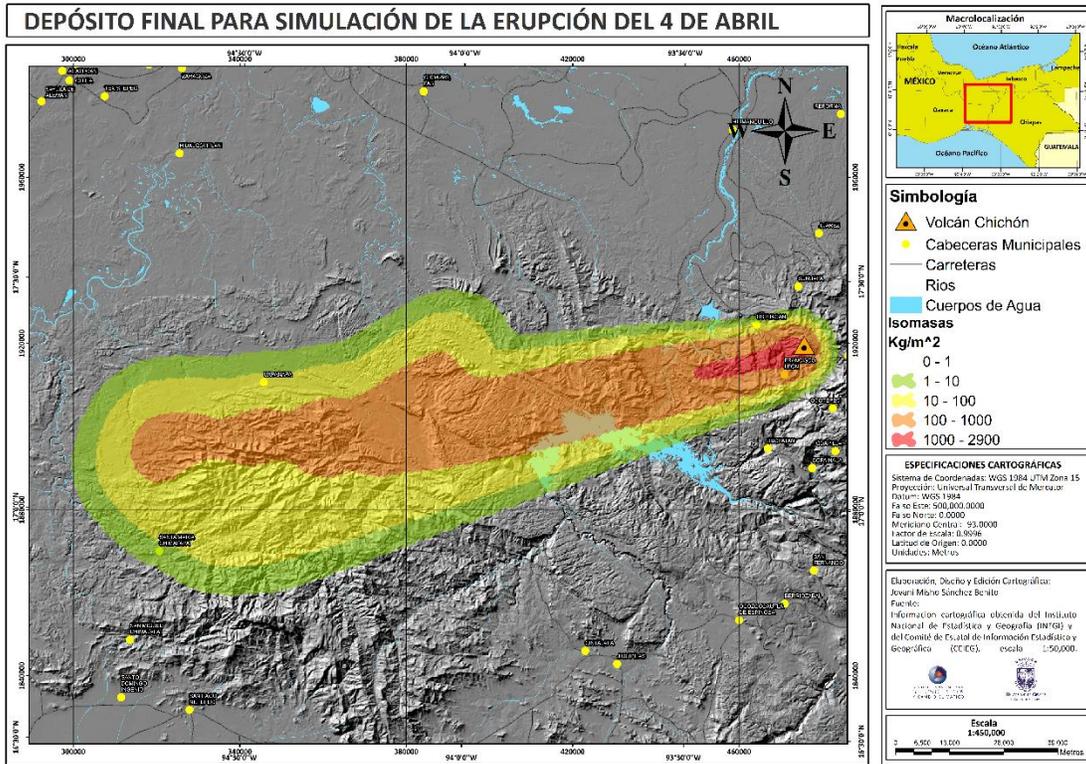


Figura 45. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 4 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de las horas más cercanas a la erupción.

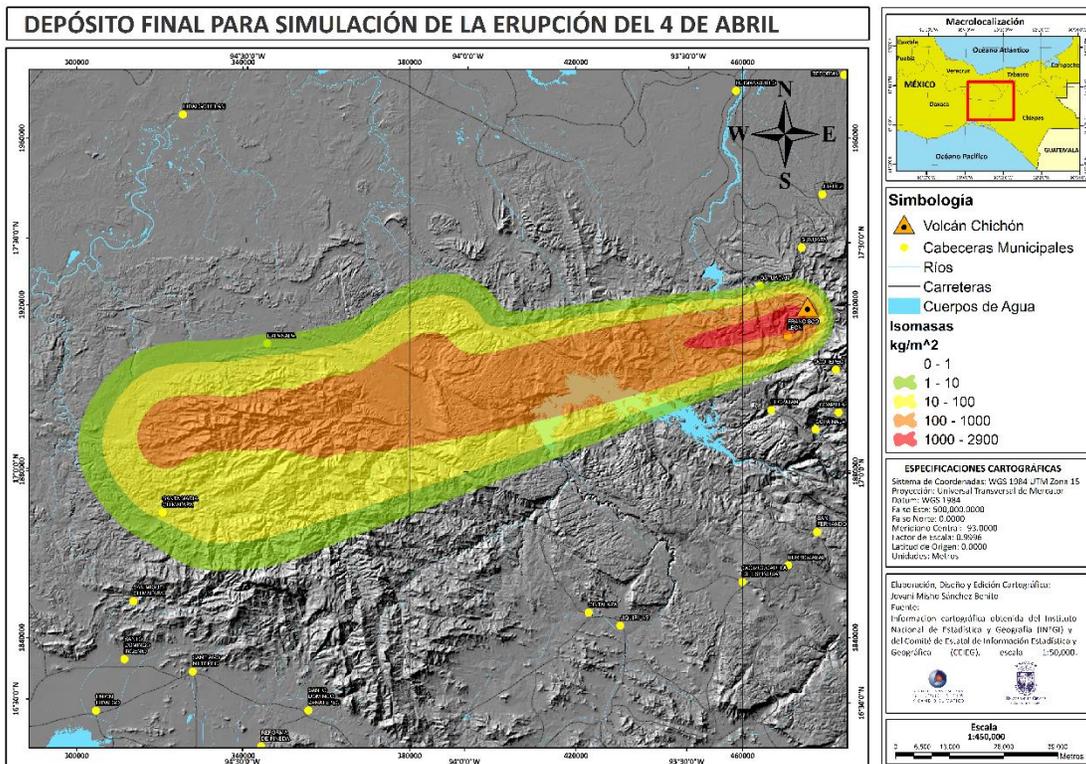


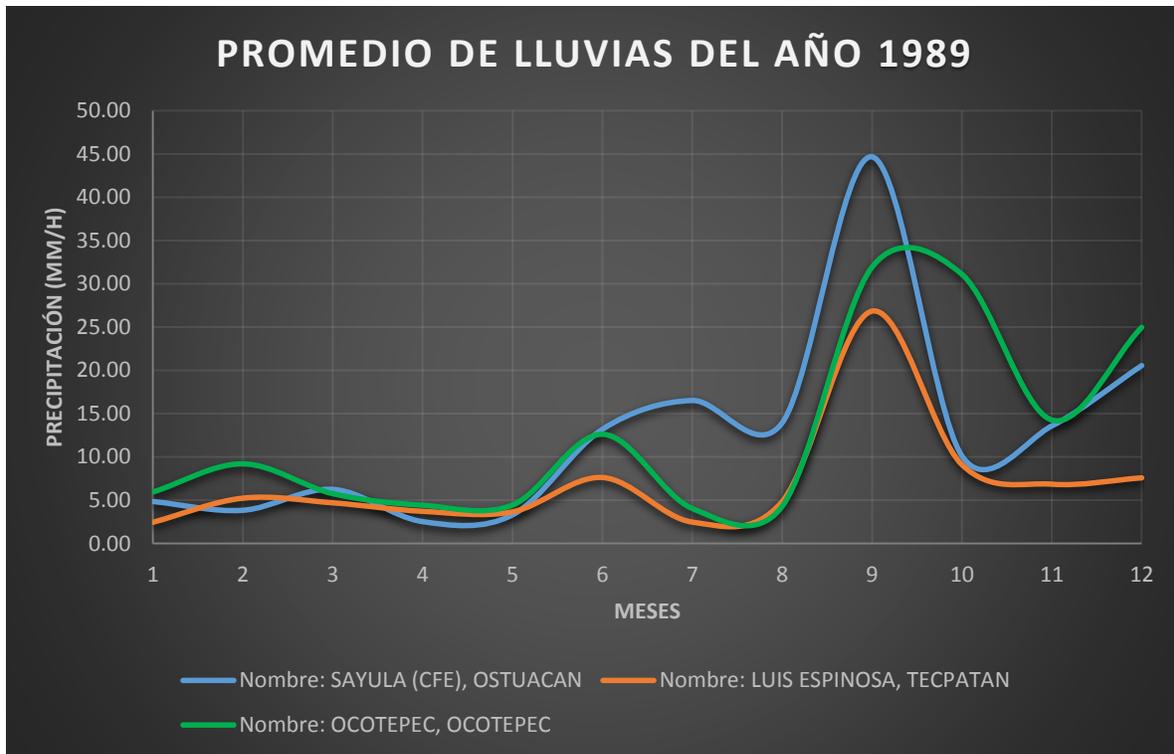
Figura 44. Resultado final de la simulación de la erupción del volcán Chichón del 4 de Abril de 1982, con el perfil de viento obtenido del promedio de los datos de todas las horas del día de la erupción.

Se observa que, para ambos casos de cada día, la dirección de la pluma es muy similar uno con el otro independientemente de que los perfiles de viento estén creados con base a los diferentes valores promedios de la velocidad y dirección del viento.

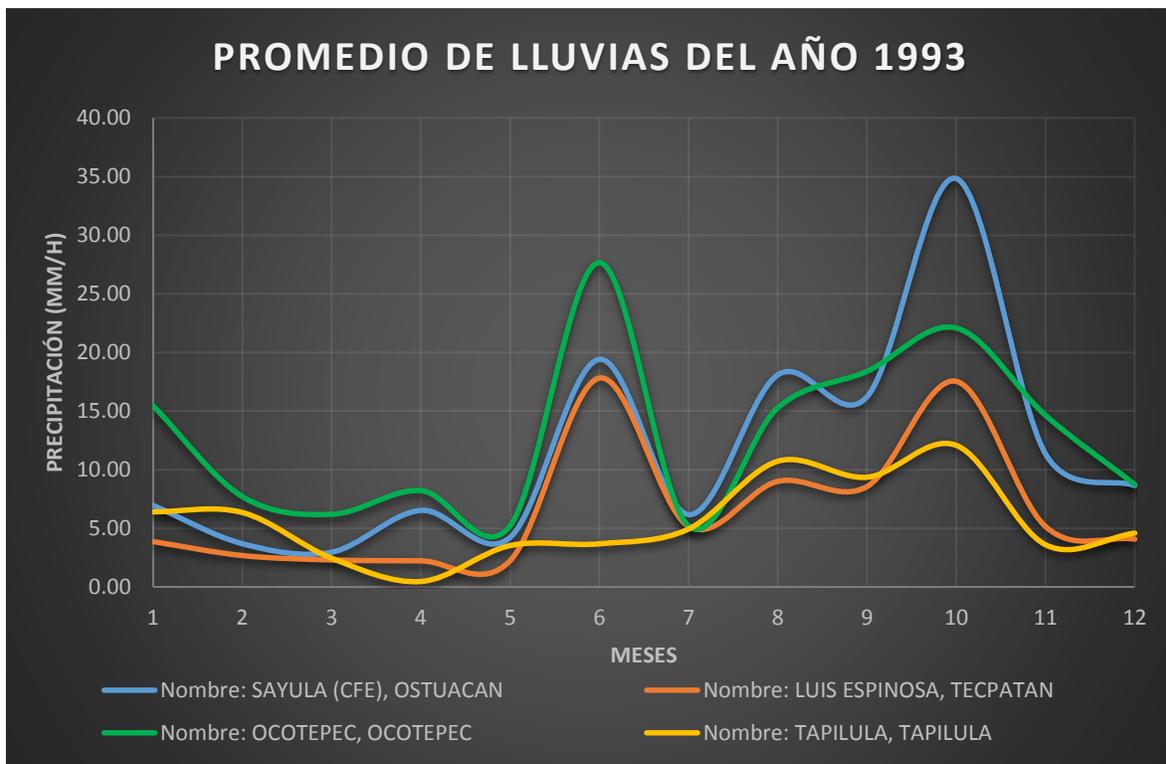
Los resultados obtenidos no son compatibles completamente con los presentados en el trabajo de Bonasia *et al.* (2012), esto se debe a varios factores, principalmente por las capacidades de los programas utilizados ya que en el trabajo de Bonasia realizaron ajustes empíricos para una mejor adaptación de los resultados obtenidos a los datos de campo. Sin embargo, los resultados obtenidos en este trabajo son consistentes con la dirección de los vientos sin realizar ninguna rotación adicional.

10.2. Estimación del peligro por caída de tefra proveniente del volcán Chichón.

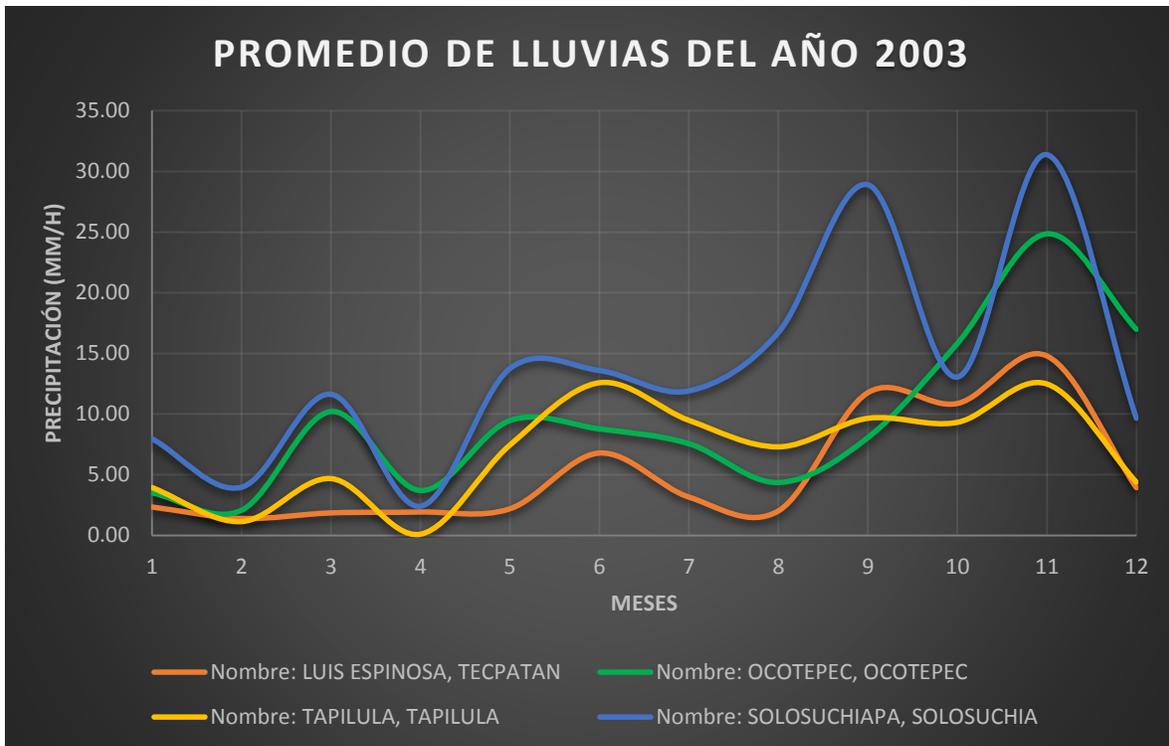
Para el volcán Chichón se tomó el periodo comprendido desde el año 1987 hasta el año 2017 (ver graficas 1, 2, 3 y 4), se escogieron esos años debido a que algunas de las estaciones de la base histórica seleccionadas (ver tabla 12) no contenían información de años anteriores, y el año 1987 es en donde la mayoría de las estaciones comienza con los datos. Se estableció una clasificación de acuerdo a las observaciones de las gráficas, dividiendo cada año en trimestres, de enero a marzo, de abril a junio, de julio a septiembre y de octubre a diciembre, la cual nos servirá para para la selección de datos de viento. En las gráficas de la 1 a la 4, se muestran los resultados de los promedios mensuales de lluvia en la zona del volcán Chichón y se puede observar que, en general, en el segundo trimestre del año (abril-junio) hay un ligero aumento en las lluvias, mientras que en los meses de agosto-octubre los promedios de lluvia mensuales obtenidos aumentan en gran proporción, en comparación con los demás meses.



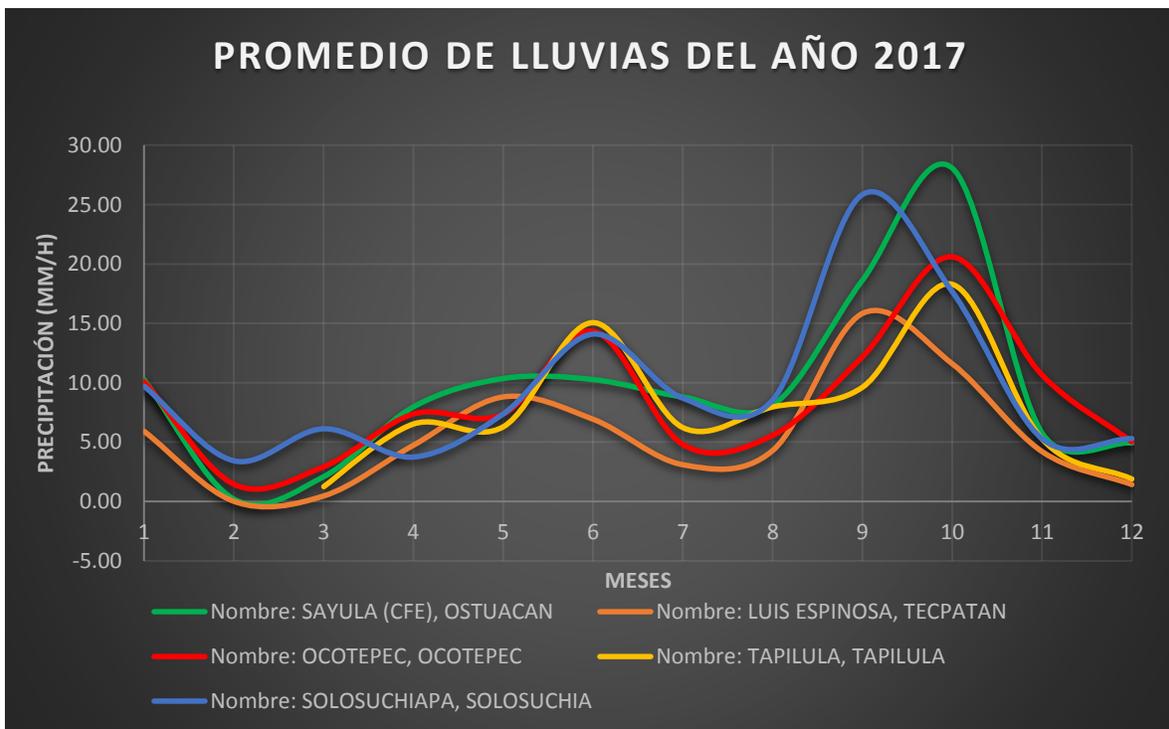
Gráfica 2. Ejemplo de promedio mensual de lluvias del año 1989 para la zona del volcán Chichón.



Gráfica 1. Ejemplo de promedio mensual de lluvias del año 1993 para la zona del volcán Chichón.



Gráfica 4. Ejemplo de promedio mensual de lluvias del año 2003 para la zona del volcán Chichón.



Gráfica 3. Ejemplo de promedio mensuales de lluvias del año 2017 para la zona del volcán Chichón.

Al igual que con las precipitaciones, se realizaron promedios de los perfiles de viento para ambos volcanes, comenzando por la división de los datos en dos periodos de 11 años, iniciando con el primer periodo que va desde el año de 1970 hasta el año de 1980, y con el segundo periodo más actualizado comenzando desde el año 2007 hasta el 2017. Se tomaron tres días del mes, específicamente los días 10, 20 y 30 o 31 dependiendo del último día del mes, obteniendo el promedio por día y mensual. Después se continuó con la clasificación establecida realizando los promedios de los trimestres, con el fin de encontrar los vientos dominantes en las épocas en las que hay un mayor aumento en las intensidades del viento, como se explicó anteriormente. En esta parte se manejó el software WRPlot Versión 8.0.2, el cual nos ayuda en la obtención de la dirección y velocidades de los vientos y con esto observar si los parámetros mencionados han tenido cambios significativos con el paso del tiempo.

Los perfiles de vientos se obtienen con alturas diferentes, se tienen 17 perfiles y como esta cantidad es muy elevada se escogieron de los promedios trimestrales previamente definidos tres diferentes alturas, escogiendo la altura más baja (112 metros), una altura media (11958 metros) y por último la altura más alta (39463 metros) para realizar las rosas de viento como se puede observar en las figuras 46, 47 y 48.

Al realizar la comparación de los vientos entre temporadas mediante las rosas de vientos realizadas, se observa que para el caso de los datos del trimestre abril-julio a una altura de 112 metros, en los años 1970 a 1980 los vientos provienen de Noroeste toman en su mayoría una dirección Sur, Sur-sureste y Sureste, mostrando una velocidad que oscila entre los 2 y los 4 m/s (ver figura 46 A). Para los años 2007 al 2017 en el mismo trimestre y misma altura, la dirección de los vientos es Noroeste y la predominancia tomada es en dirección Sureste, Este-sureste y Este, a velocidades que también van, de entre 2 y 4 m/s (ver figura 46 B). Esto sugiere que los vientos a esa altura no han sufrido gran modificación en cuanto a velocidad y dirección, si bien existe una ligera variación, no se puede expresar

como un cambio significativo porque se tiene una concurrencia en la dirección Sureste. Por este motivo, podemos considerar que en esta altura no ha habido un cambio significativo en la dirección del viento en un periodo de 20 años.

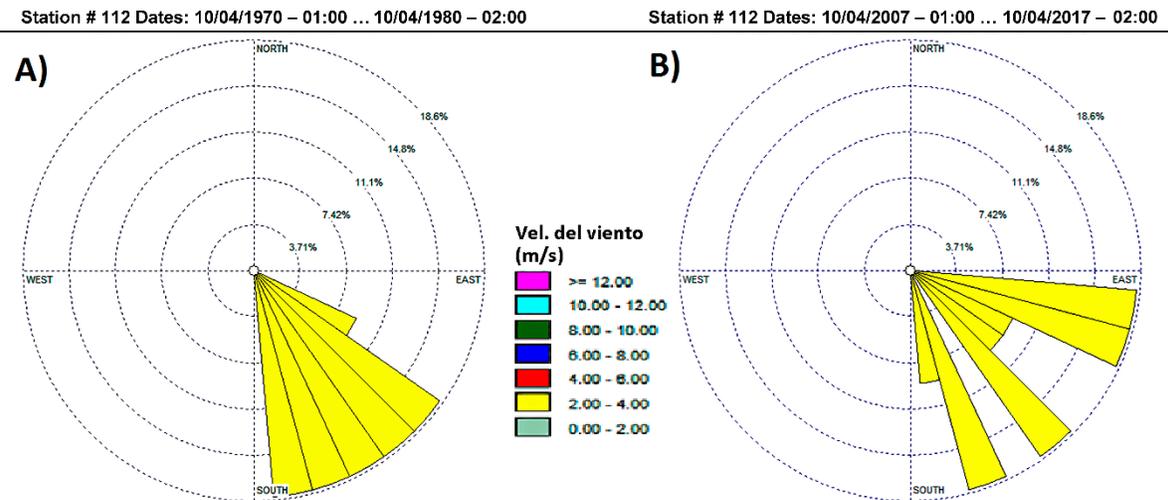


Figura 46. Rosa de vientos de datos del trimestre abril-junio para 112 metros de altura, A) Rosa de vientos para los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Rosa de vientos para los años de 2007 hasta el año 2017.

En la Figura 47 se muestra el ejemplo tomado del trimestre Enero-Marzo a una altura de 11,958 metros durante los años del 1970 a 1980 (ver figura 47 A), y del 2007 al 2017 (ver figura 47 B), para ambos casos se observa que los vientos llegan desde la zona Este con dirección en general Oeste y Oeste Suroeste, con velocidades que van desde 12 m/s en adelante, aunque para el caso de la figura 47 B se generan pequeñas ráfagas de viento en direcciones Sur-sureste, Suroeste y Oeste noroeste, pero ya que los vientos predominantes tienen la misma dirección en ambos rangos de tiempo se puede tomar como la dirección dominante.

Las diferencias entre la dirección del viento se deben precisamente a la altura, ya que a alturas mayores el roce con el suelo es más débil además de que a esas alturas normalmente no hay barreras naturales que afecten el flujo directo del viento.

Station # 11958 Dates: 10/01/1970 – 01:00 ... 10/01/1980 – 02:00

Station # 11958 Dates: 10/01/2007 – 01:00 ... 10/01/2017 – 02:00

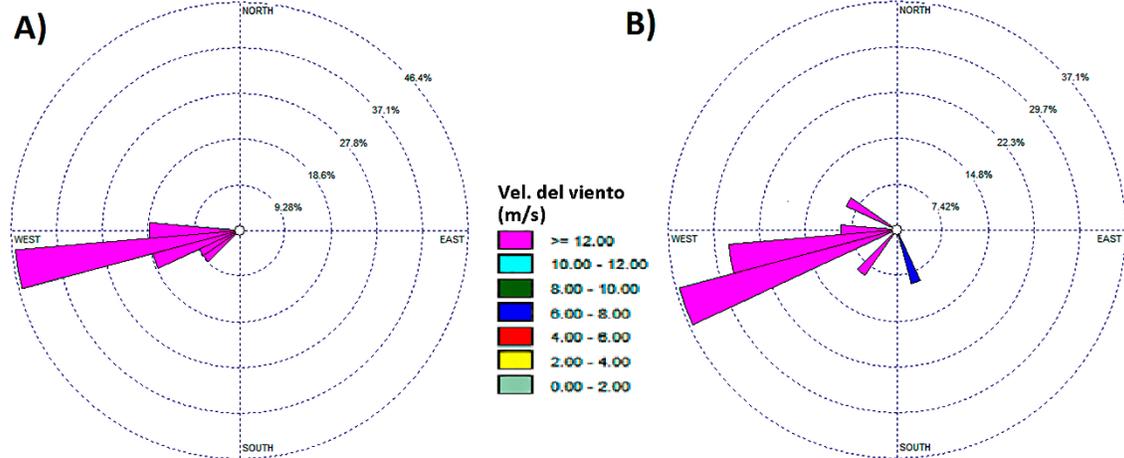


Figura 47. Rosa de vientos de datos del trimestre enero-marzo para 11958 metros de altura, A) Rosa de vientos para los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Rosa de vientos para los años de 2007 hasta el año 2017.

Como ejemplo final se escogió una altura de 39,463 metros en el trimestre Julio-Septiembre durante los años del 1970 a 1980 (ver figura 48 A), y del 2007 a 2017 (ver figura 48 B), para ambos casos se observa que los vientos llegan desde la zona Oeste en dirección única Este, con velocidades desde 12 m/s en adelante.

Station # 39463 Dates: 10/07/1970 – 01:00 ... 10/07/1980 – 02:00

Station # 39463 Dates: 10/07/2007 – 01:00 ... 10/07/2017 – 02:00

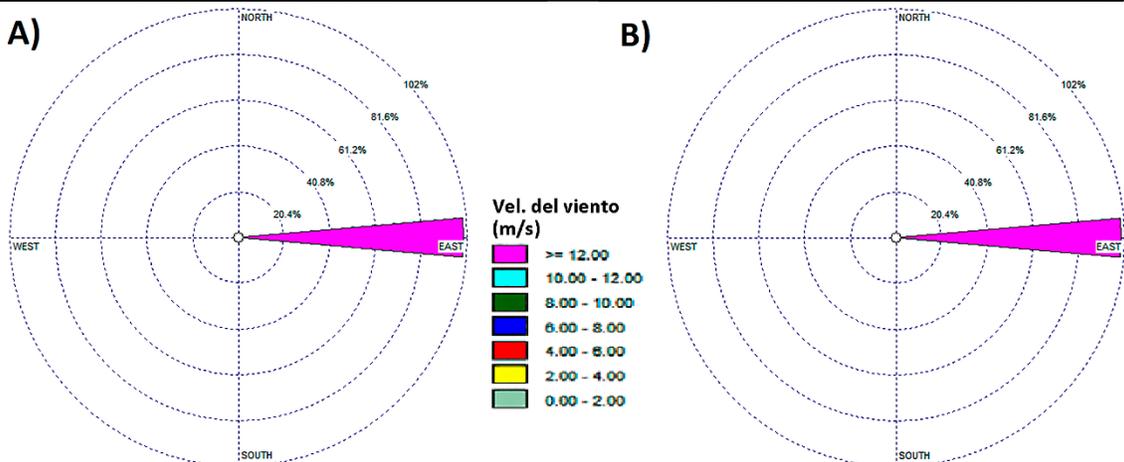


Figura 48. Rosa de vientos de datos del trimestre julio-septiembre para 39463 metros de altura, A) Rosa de vientos para los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Rosa de vientos para los años de 2007 hasta el año 2017.

En vista de que al comparar las rosas de viento correspondientes a diferentes periodos de tiempo se observa que no tienen mucha diferencia entre las mismas alturas se puede suponer que no han sufrido modificaciones significativas dentro de este intervalo de tiempo, por lo tanto, y en base a esto se decidió utilizar 4 perfiles de viento correspondientes a los trimestres definidos anteriormente, quedando un total de 12 escenarios.

Con los perfiles de viento establecidos y con los datos eruptivos específicos (ver tabla 10) se continuó con la realización de las simulaciones en TEPHRA2, los cuales se muestran en las figuras 49, 50, y 51.

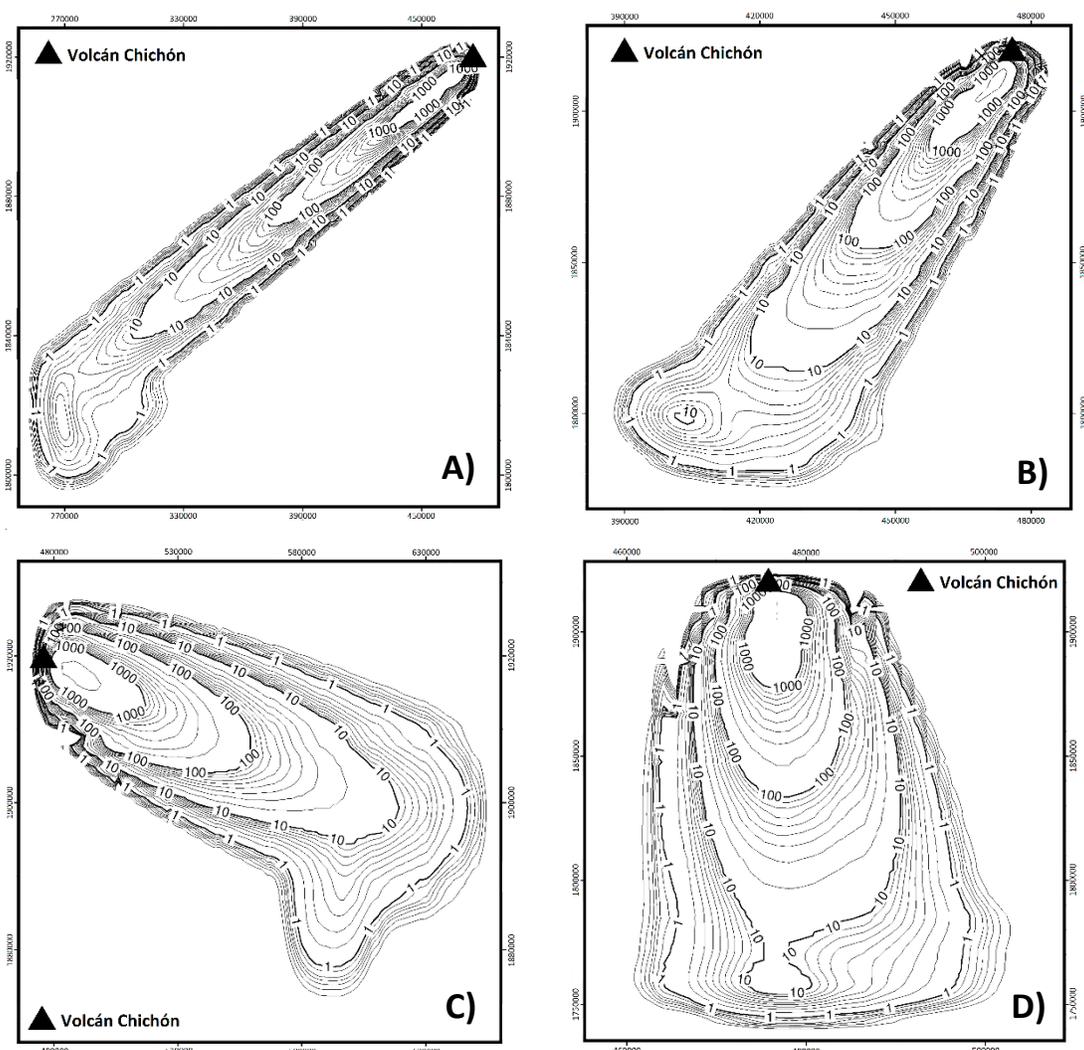


Figura 49. Isomasas (kg/m^2) obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico A1 del volcán Chichón. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.

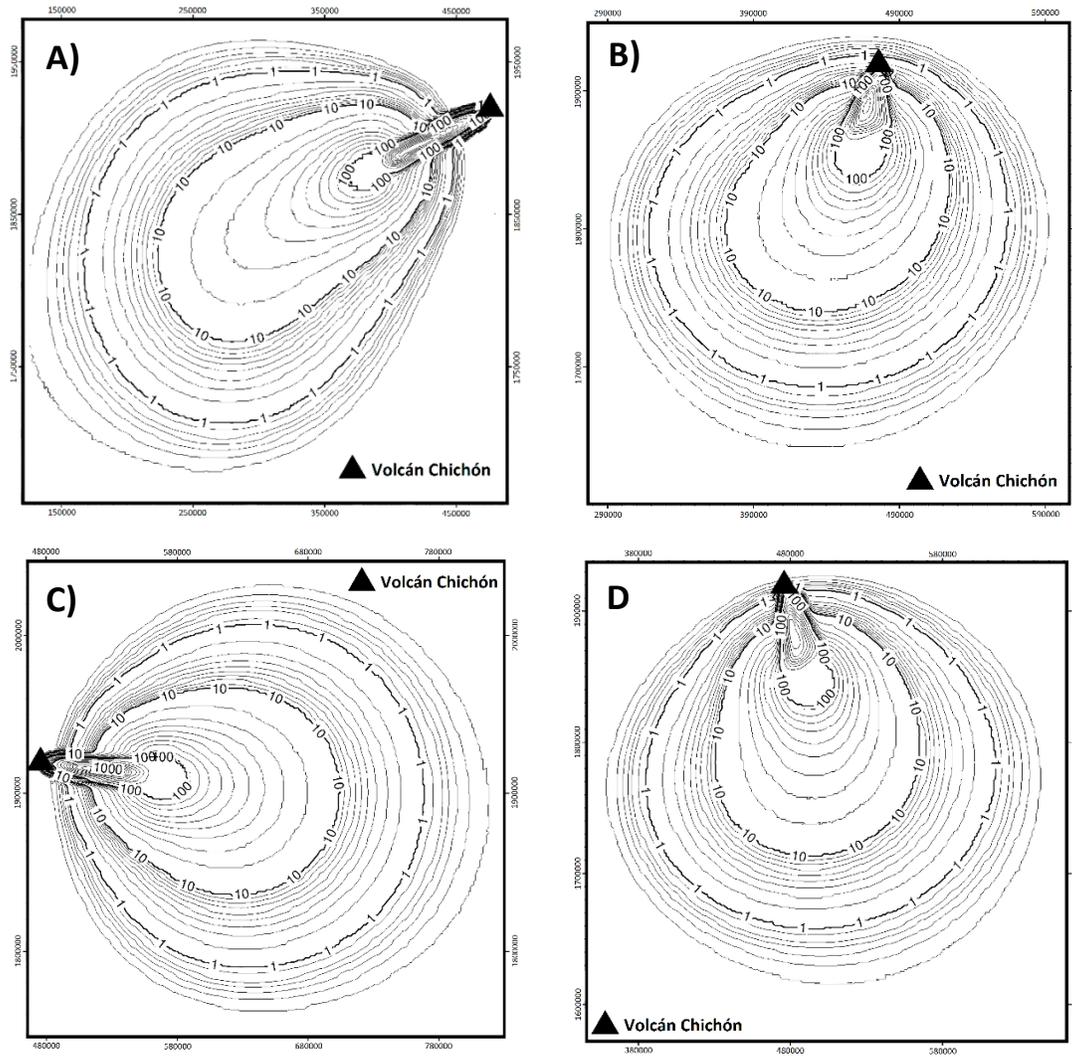


Figura 50. Isomasas (kg/m^2) obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico B del volcán Chichón. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.

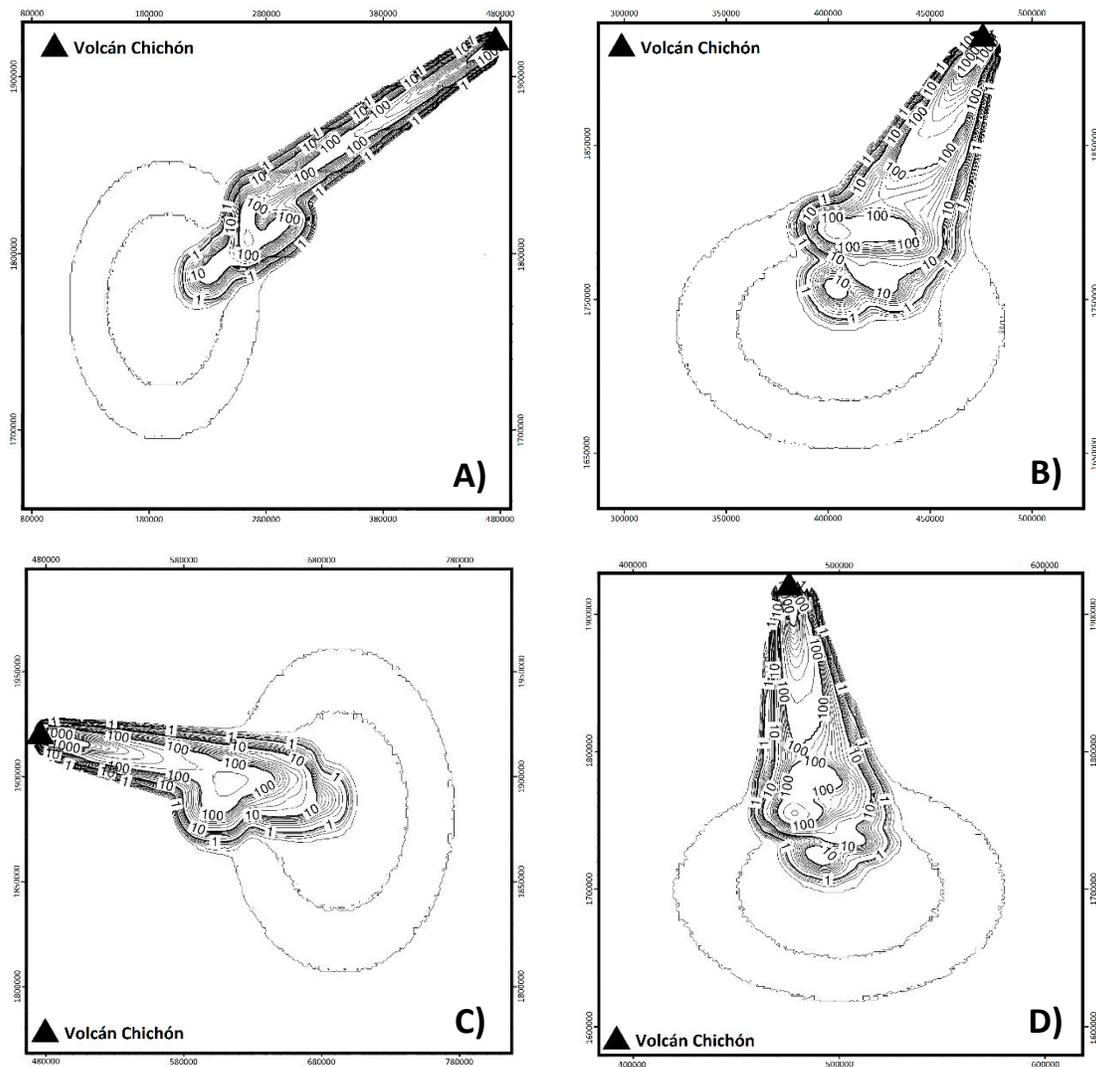


Figura 51. Isomasas (kg/m^2) obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico C del volcán Chichón. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.

Realizadas las simulaciones de calibración y al observar que los resultados obtenidos no son exactamente iguales a los del trabajo realizado por Bonasia *et al.* (2012), lo cual estaba previsto debido a los diferentes factores que intervienen, se continuo con la determinación del peligro por caída de cenizas del volcán Chichón obteniendo como resultados los mostrados a continuación.

En la figura 52 se muestra el mapa de afectación por caída de tefra correspondiente al escenario volcánico número uno y los vientos correspondientes al trimestre Enero-Marzo. En esta figura se observa que, de acuerdo a la pluma de dispersión volcánica que tiene predominancia hacia el rumbo Suroeste, las zonas afectadas serían hacia el golfo de Tehuantepec y los municipios Juchitán de Zaragoza y Salina Cruz. En la tabla 17 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa de este escenario (ver sección de anexos).

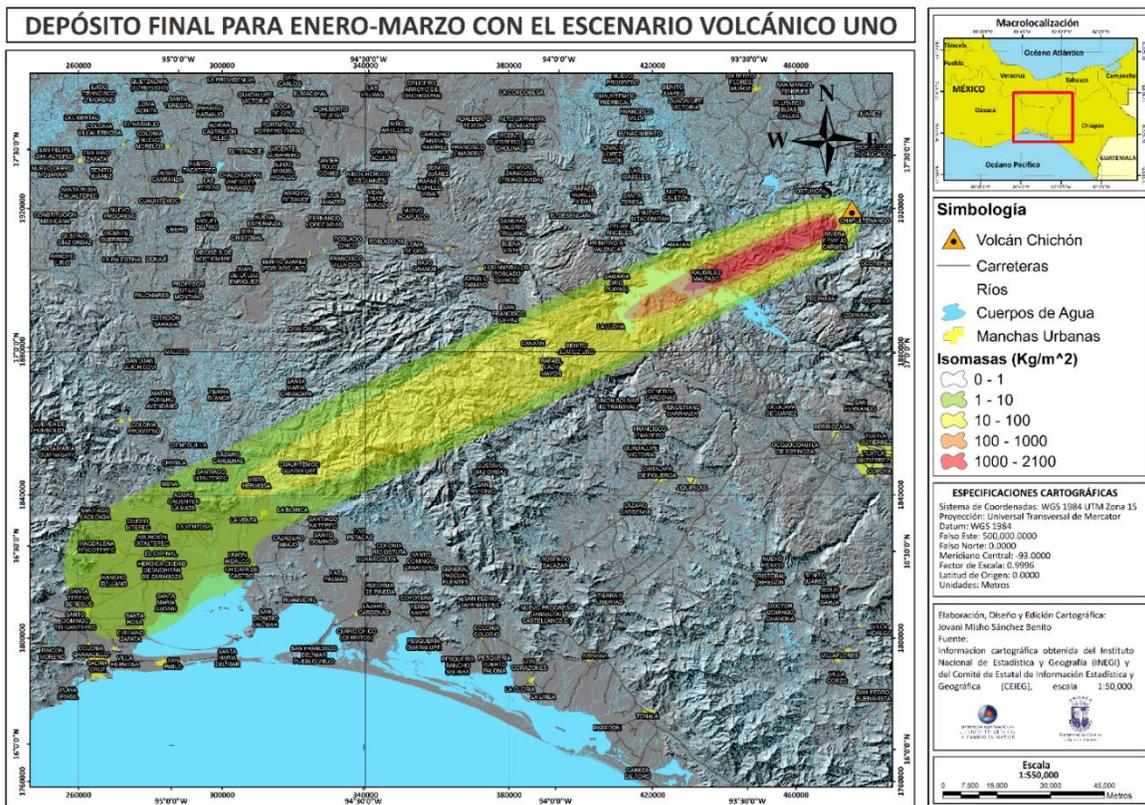


Figura 52. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.

Para el resultado obtenido de la simulación del escenario volcánico número dos y el escenario meteorológico correspondiente al trimestre Enero-Marzo (figura 53), se observa que la pluma de dispersión volcánica tiene rumbo Suroeste, por lo que las áreas afectadas al igual que con el resultado anterior se encuentran en la zona del golfo de Tehuantepec y los municipios Juchitán de Zaragoza, Salina Cruz, Jiquipilas y Cintalapa. El parecido del resultado con la figura 52 se debe a que el escenario meteorológico propio del trimestre Enero-marzo es el mismo para ambas simulaciones. En la tabla 18 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

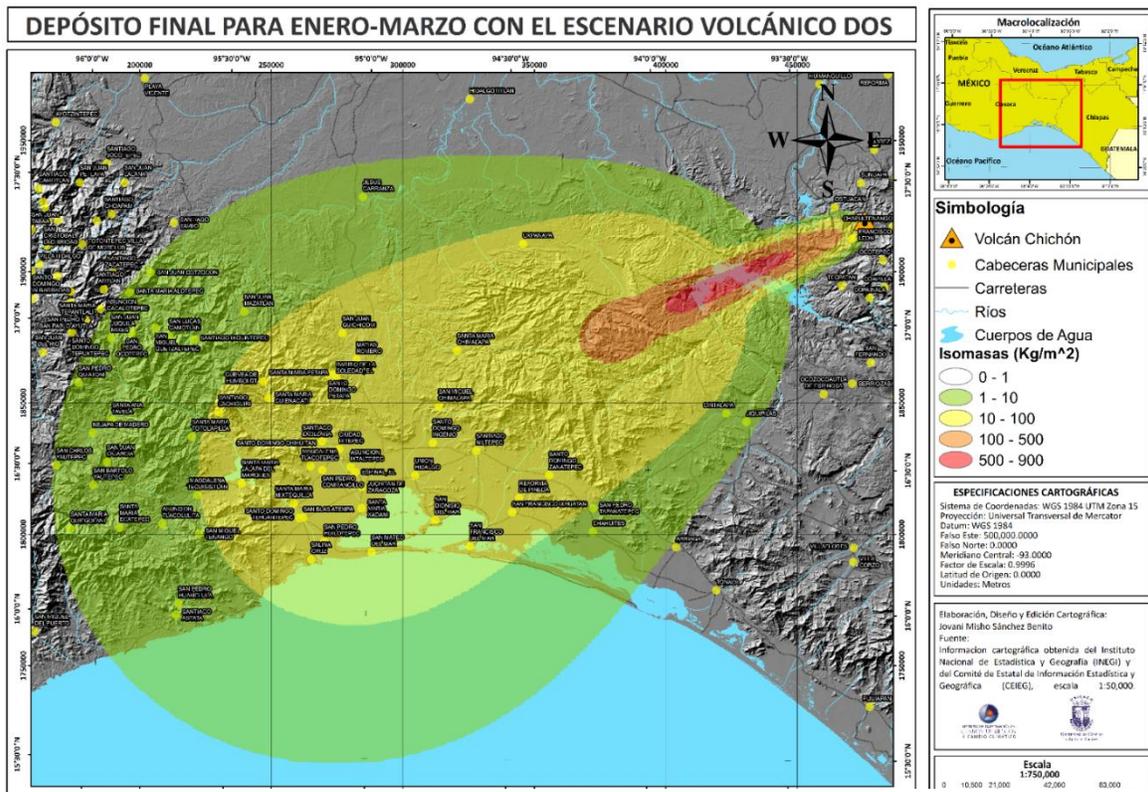


Figura 53: Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.

El resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número tres y los vientos correspondientes al trimestre Enero-Marzo mostrado a continuación (figura 54) no muestra ningún cambio significativo con respecto a la continuación (figura 54) no muestra ningún cambio significativo con respecto a la dirección de la pluma volcánica, este tiende a tomar una dirección hacia Suroeste en donde al igual que los resultados anteriormente presentados se destacan los municipios de Santo Domingo Tehuantepec, Juchitán de Zaragoza, Salina Cruz, entre otros. En la tabla 19 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa para este escenario (ver sección de anexos).

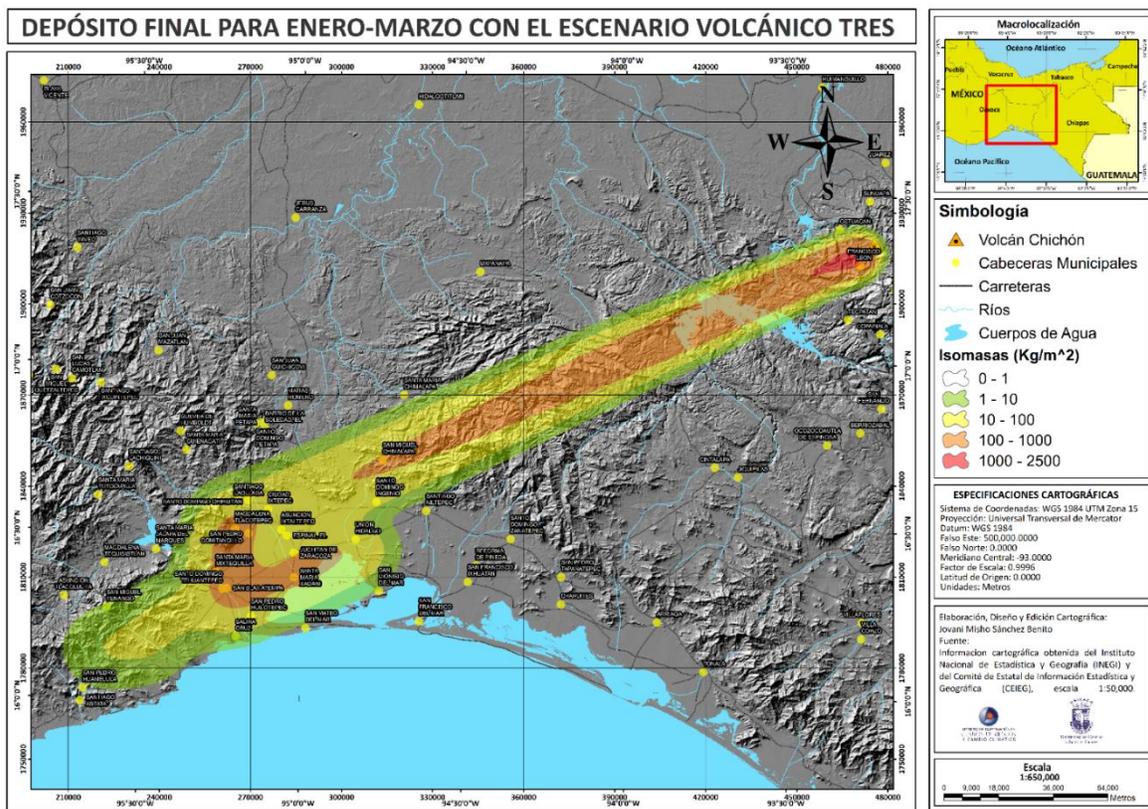


Figura 54. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.

La estimación del peligro por caída de tefra resultado del escenario volcánico número uno y los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio mostrado a continuación (figura 55) tiene tendencia hacia el Sur y Sur-suroeste. En este caso la dirección de la pluma generaría afectaciones en los municipios de Ocuilapa de Juárez, Ocozocoautla de Espinosa, Jiquipilas, Cintalapa de Figueroa y Arriaga, este último con afectación menor pero considerable. En la tabla 20 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

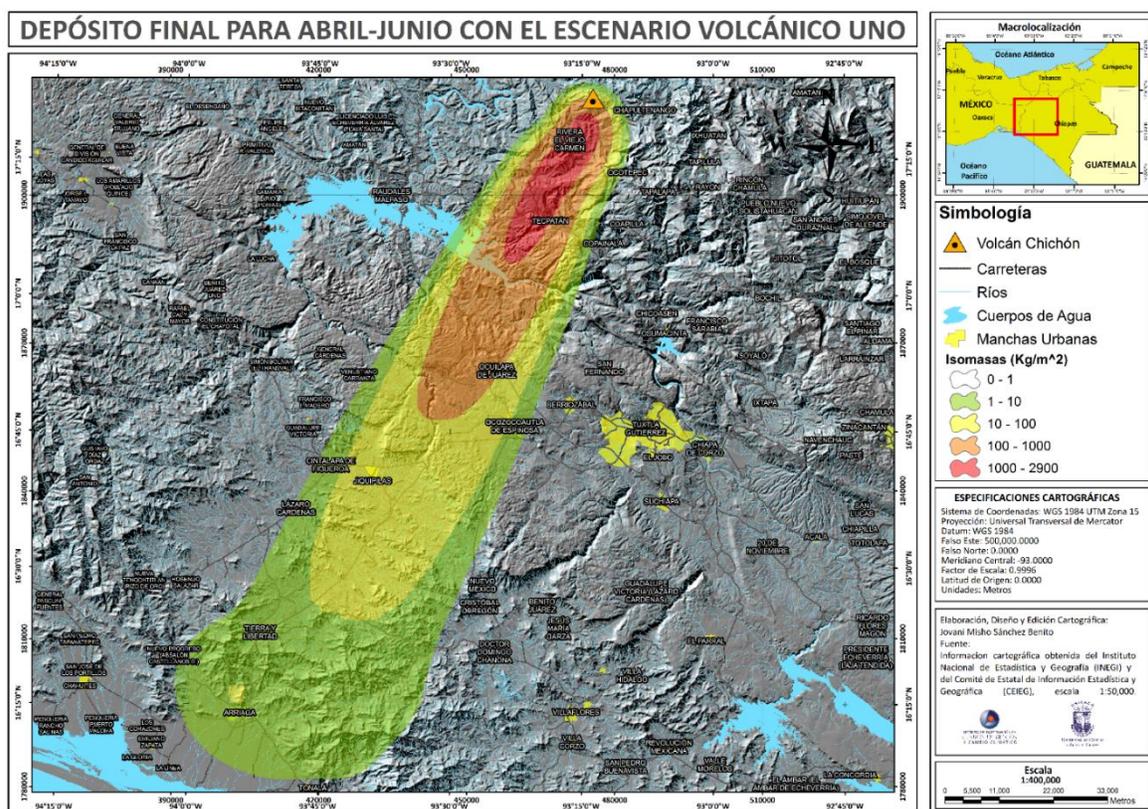


Figura 55. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.

El resultado del escenario volcánico número dos y los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio mostrado a continuación (figura 56) muestra una dirección con rumbo Sur-suroeste en general con una tendencia rumbo sur, afectando mayores cantidades de comunidades y municipios debido al gran alcance que posee. Se puede observar que los municipios destacados a los cuales podría afectar son Tuxtla Gutiérrez, Chiapa de Corzo, Suchiapa, Villa flores, Villa Corzo seguidos de Chicoasén, San Fernando, Berriozabal y Ocozocoautla de Espinosa, y aunque en menor escala debido a que en esas zonas la cantidad de caída de tefra es menor también afectaría a, Tonalá, Arriaga y también municipios de Oaxaca como Chahuites y San Pedro Tapanatepec. En la tabla 21 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa para este escenario (ver sección de anexos).

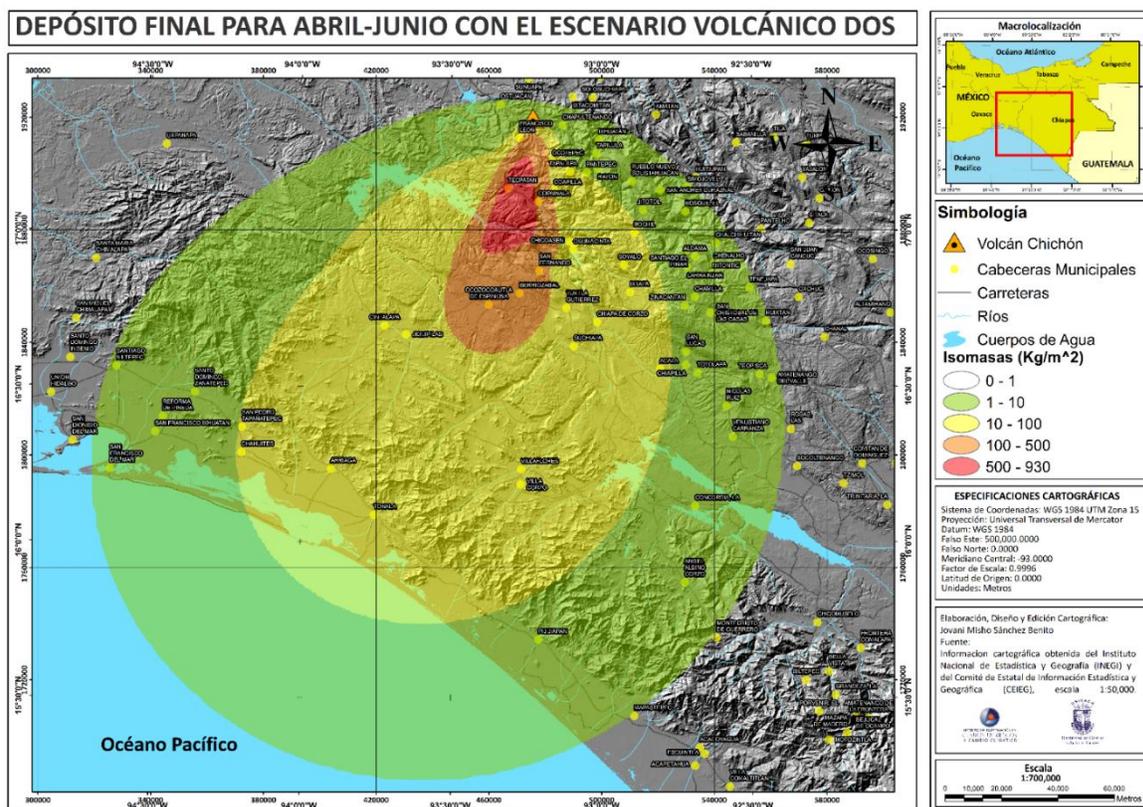


Figura 56. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.

El escenario volcánico número tres junto con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio muestran como resultado del proceso de simulación una pluma volcánica (figura 57) cuya dirección es Sur y Sur-suroeste, por lo que se observa que la pluma volcánica afecta a diferentes comunidades y municipios destacando y al igual que los resultados anteriores los municipios de Tecpatán, Arriaga, Tonalá, Jiquipilas y Ocozocoautla de Espinosa y Berriozabal. En la tabla 22 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

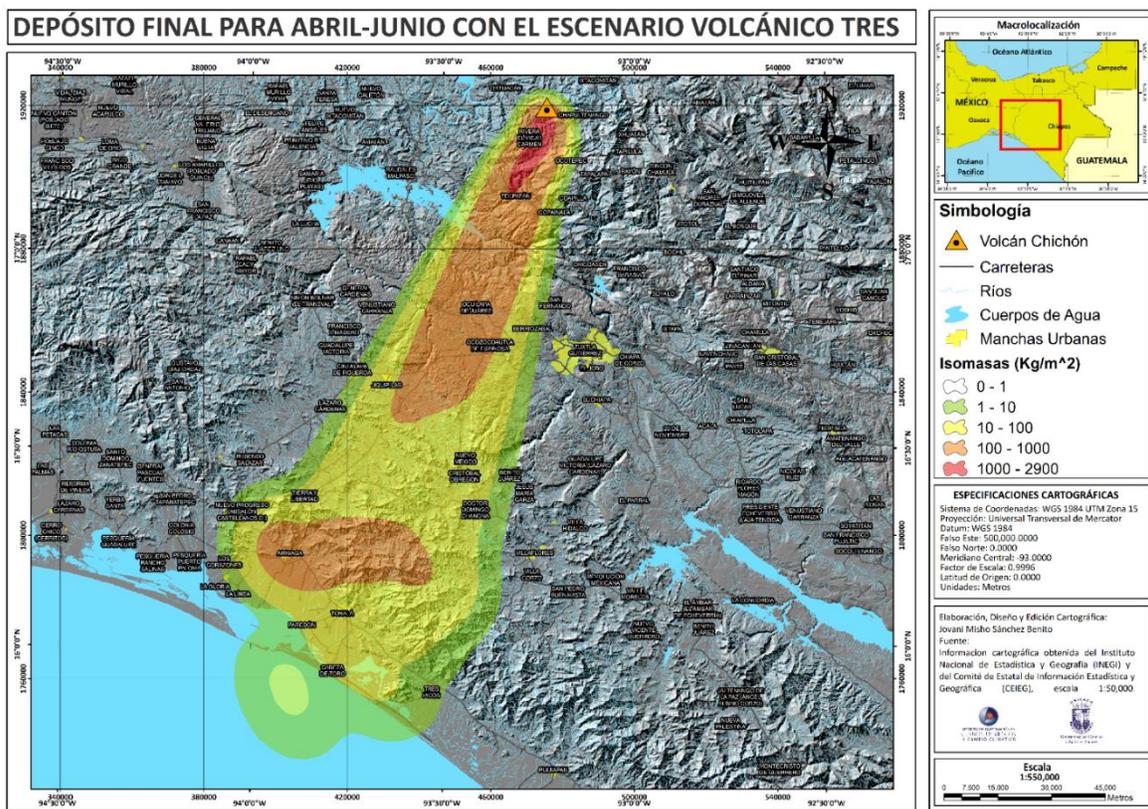


Figura 57. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.

La estimación del peligro por caída de tefra resultado del escenario volcánico número uno y los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre mostrado a continuación (figura 58) muestran una pluma volcánica con rumbo Este y Este-sureste, por lo que los municipios y las comunidades que se verían afectadas son Chapultenango y Ixhuatán en primer grado seguidos de zonas urbanas Amatán, Sabanilla y parte de Ocosingo. En la tabla 23 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa en el caso de este escenario (ver sección de anexos).

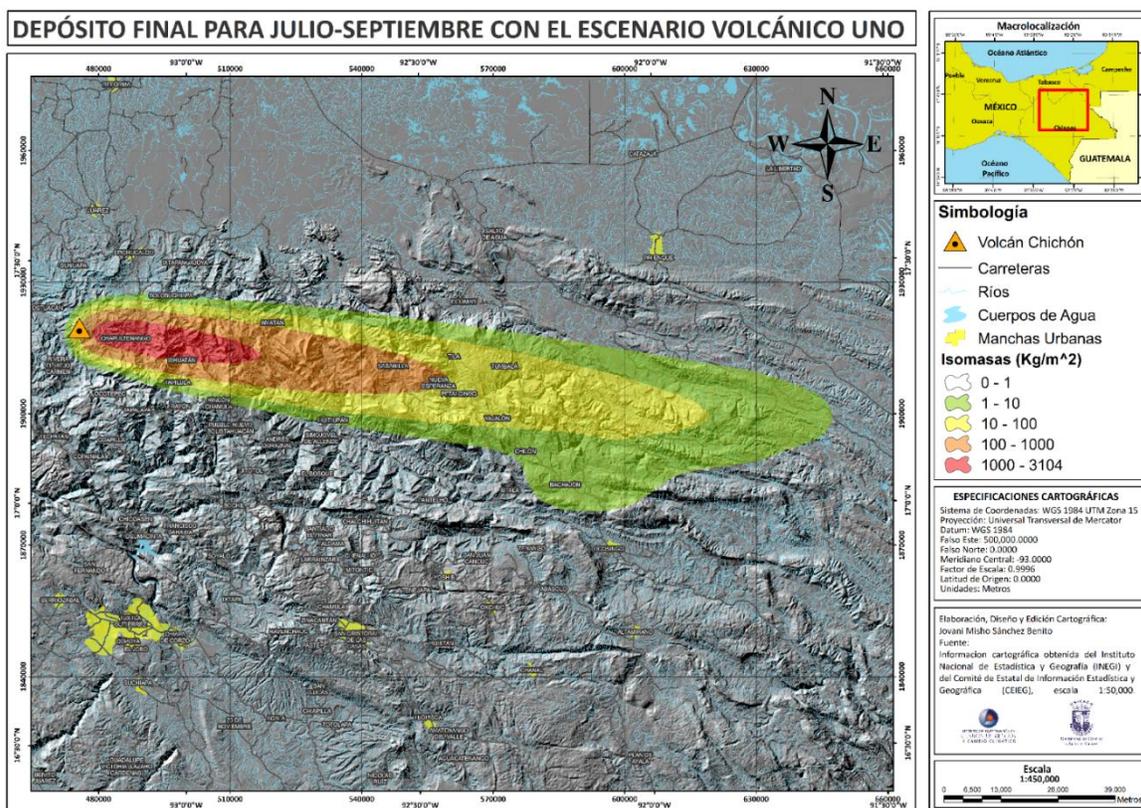


Figura 58. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.

El resultado del escenario volcánico número dos y los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre mostrado a continuación (figura 59) presenta una pluma de dispersión de tefra con una dirección rumbo Este y Este-sureste. El alcance de la pluma para este caso es mayor afectando diferentes municipios destacando a San Cristóbal de las Casas, Palenque, Bochil, Ocosingo, entre otros, debido a que en estos lugares la lluvia de tefra dejara depósitos con cantidades significativas. En la tabla 24 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

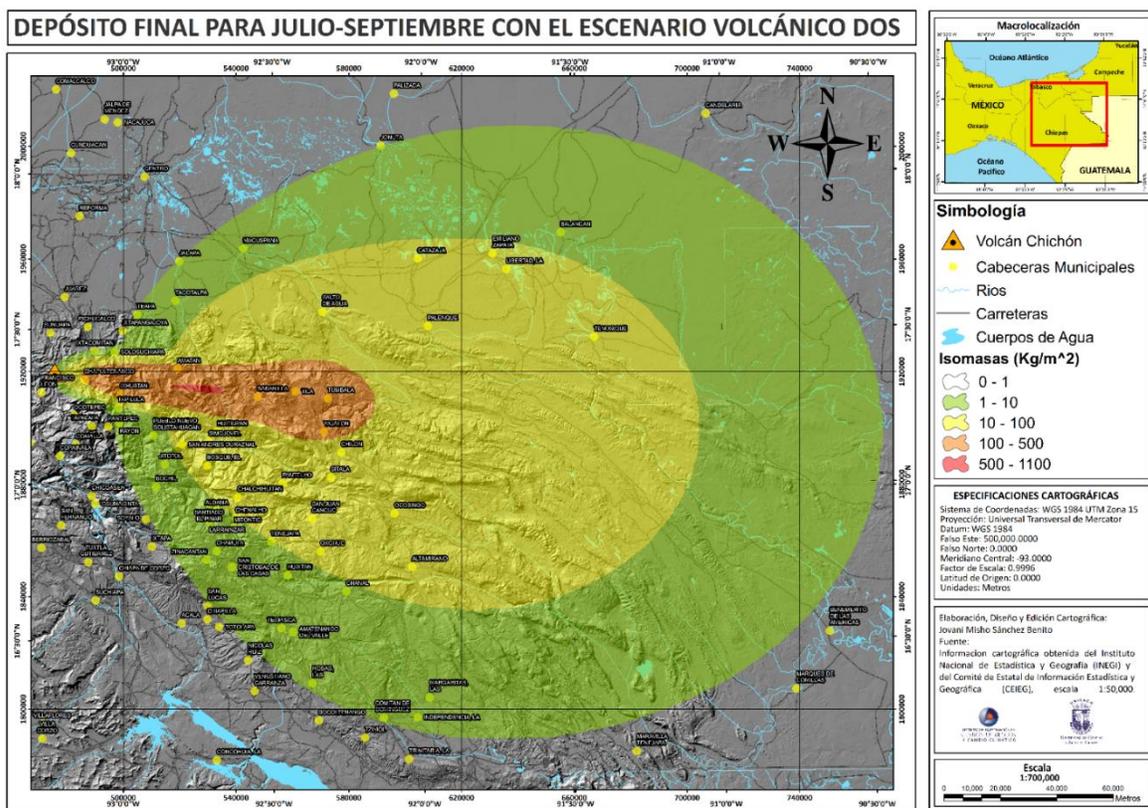


Figura 59. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.

La figura 60 exhibe el resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número tres y los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre, este no muestra ningún cambio significativo con respecto a la dirección de la pluma volcánica, toma una dirección Este-sureste en donde la zonas urbanas afectadas en mayor medida son los municipios de Chapultenango, seguidos de zonas urbanas Ixhuatán, Amatán, Sabanilla, Tila, Petalcingo, y Tumbalá, destacando el municipio de Ocosingo. En la tabla 25 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa para este escenario (ver sección de anexos).

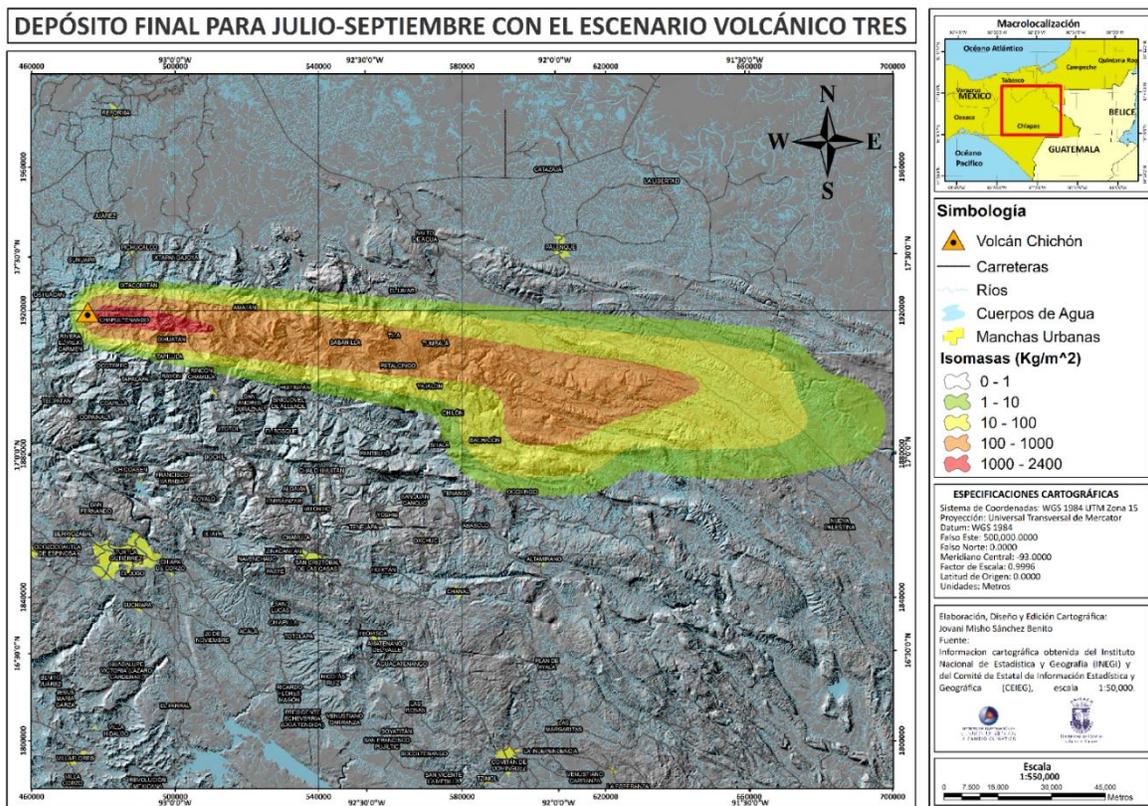


Figura 60. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.

La figura 61 presenta el resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número uno y los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre. Se puede observar un cambio significativo en la dirección de la pluma volcánica con respecto a los resultados anteriores, toma una dirección Sur, la cual en caso de suceder afectaría varios municipios destacando San Fernando, Berriozábal, Tuxtla Gutiérrez, Villa Corzo y Villa Flores. En la tabla 26 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

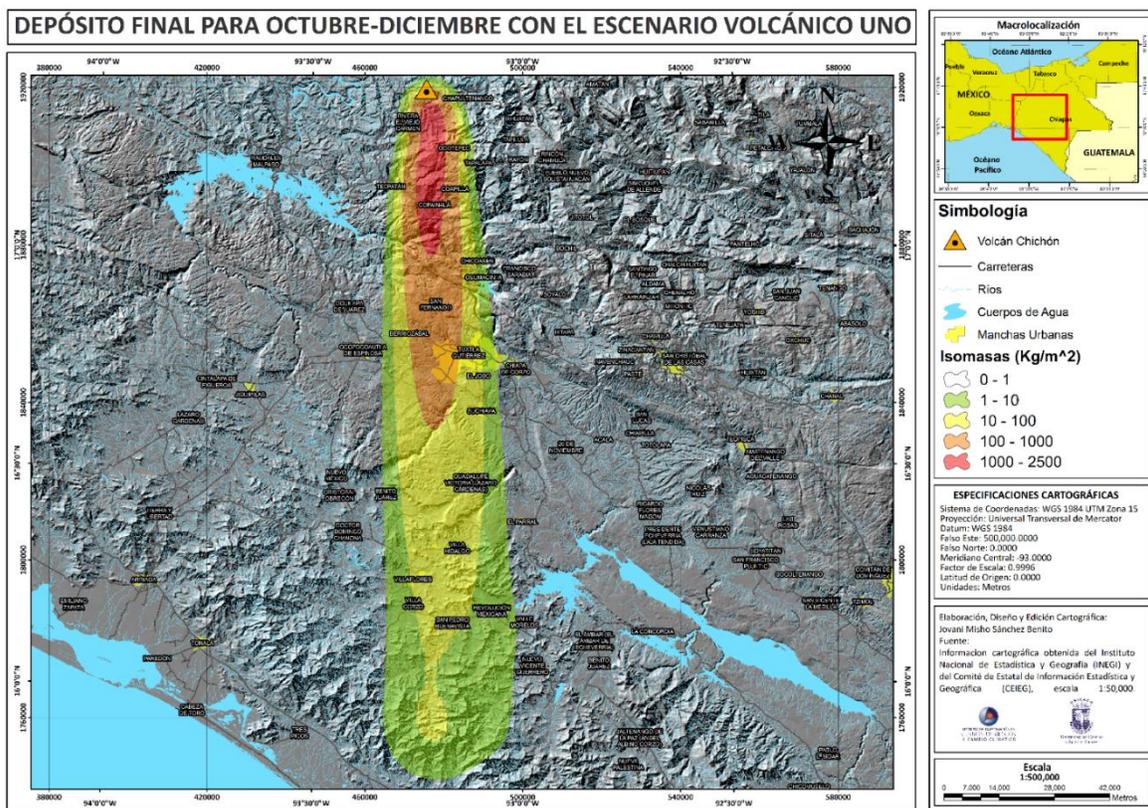


Figura 61. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.

El resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número dos y los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre mostrado a continuación (figura 62) muestra una ligera inclinación de la dirección de la pluma volcánica tomando una dirección Sur-sureste en donde la zonas afectadas serían San Fernando, Tuxtla Gutiérrez, Suchiapa y Chiapa de Corzo, Berriozábal, Ocozocoautla de Espinosa, Villa Flores, Villa Corzo, Pijijiapan, San Cristóbal de las casa, Bochil, Jitotol entre otros. En la tabla 27 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

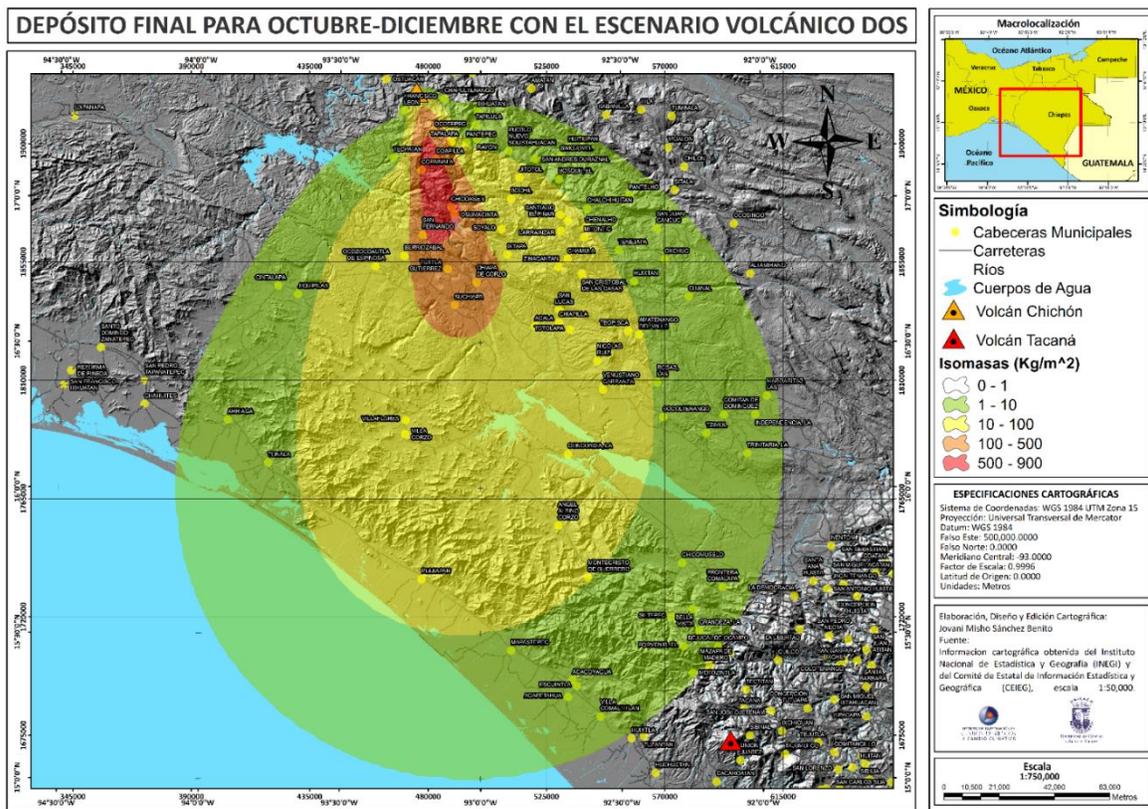


Figura 62. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.

La estimación del peligro por caída de tefra resultado del escenario volcánico número tres y los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre mostrado a continuación (figura 63) expone una pluma volcánica con rumbo Sur-sureste, teniendo una tendencia general rumbo Sur, se puede observar que los municipios destacados que se verían afectadas son San Fernando, Tuxtla Gutiérrez, Suchiapa, seguido de Berriozábal, Chiapa de Corzo, Villa Flores y Villa corzo. En la tabla 28 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa en el caso de este escenario (ver sección de anexos).

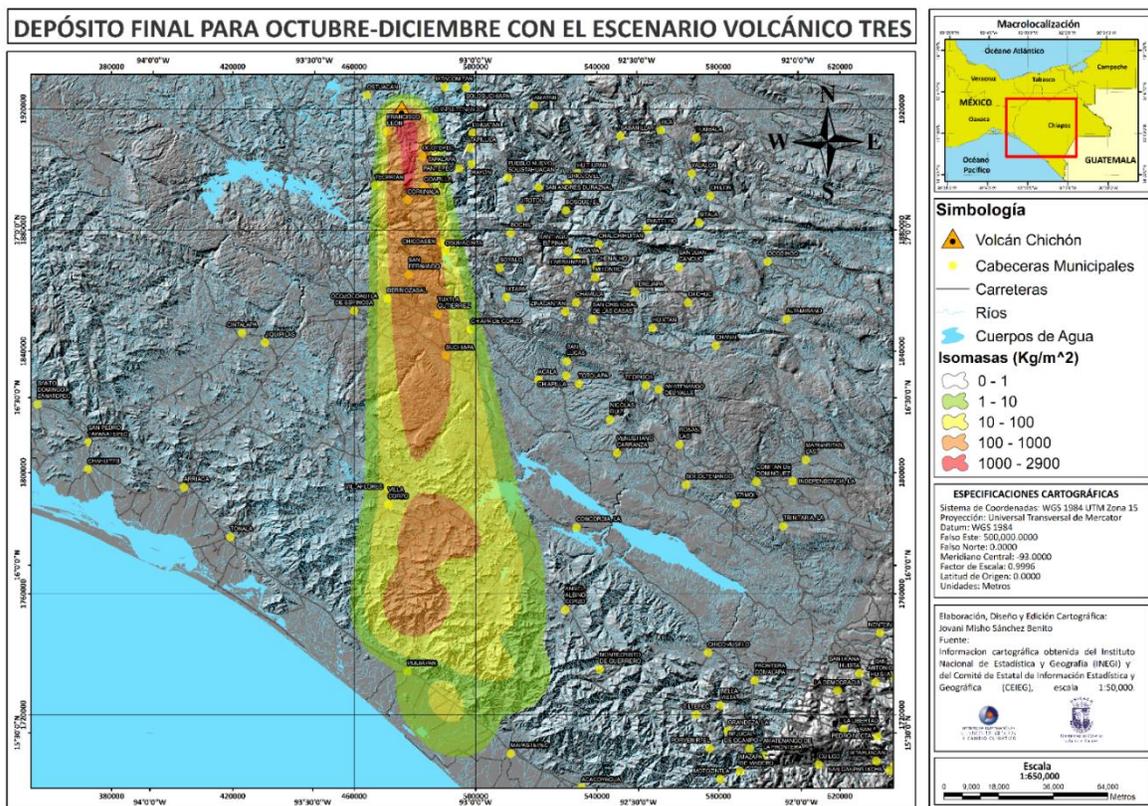
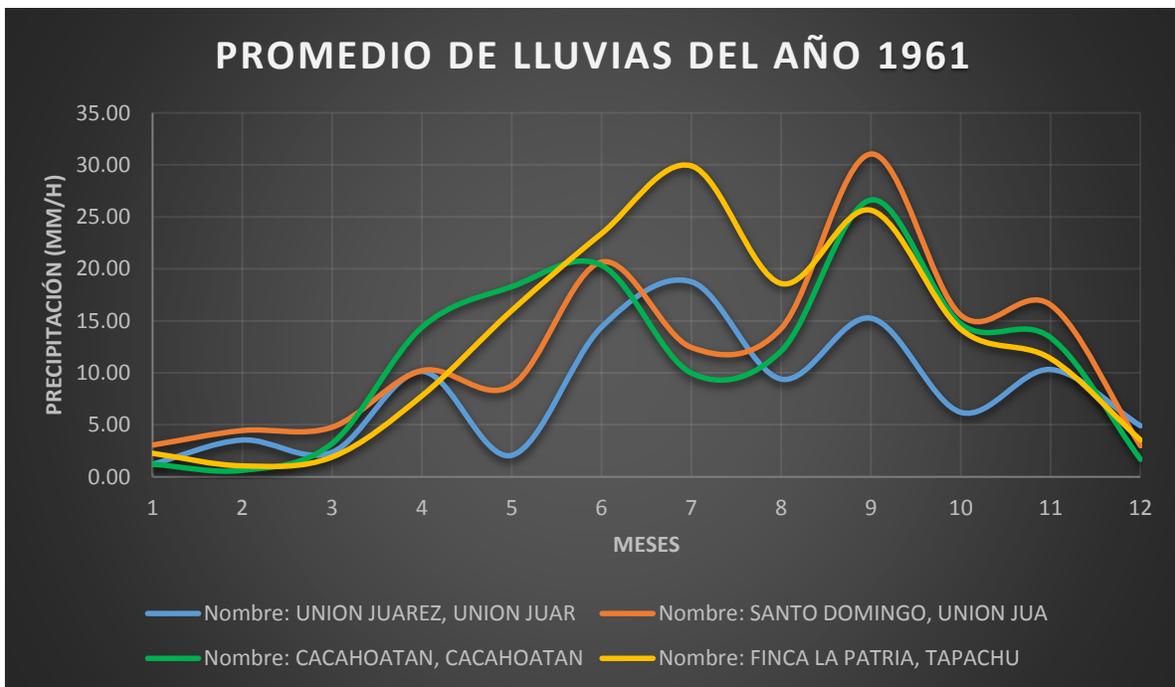


Figura 63. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Chichón con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.

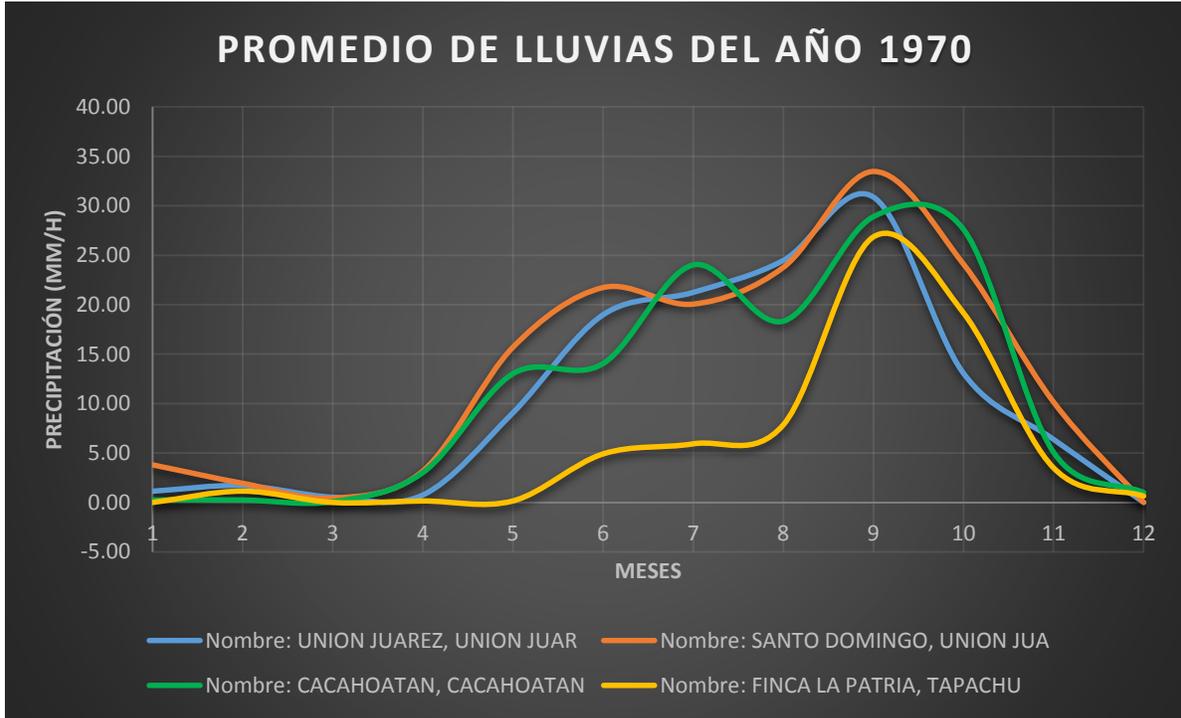
10.3. Estimación del peligro por caída de tefra proveniente del volcán Tacaná.

Para realizar el promedio de lluvias en el caso del volcán Tacaná se seleccionaron dos periodos, estos abarcan desde el año 1961 al año 1970 y de 1990 hasta el año 2005, se optó por escoger estos periodos debido a que en la base de datos, particularmente en las estaciones elegidas, los datos de las diferentes estaciones no concordaban en las fechas el uno con el otro

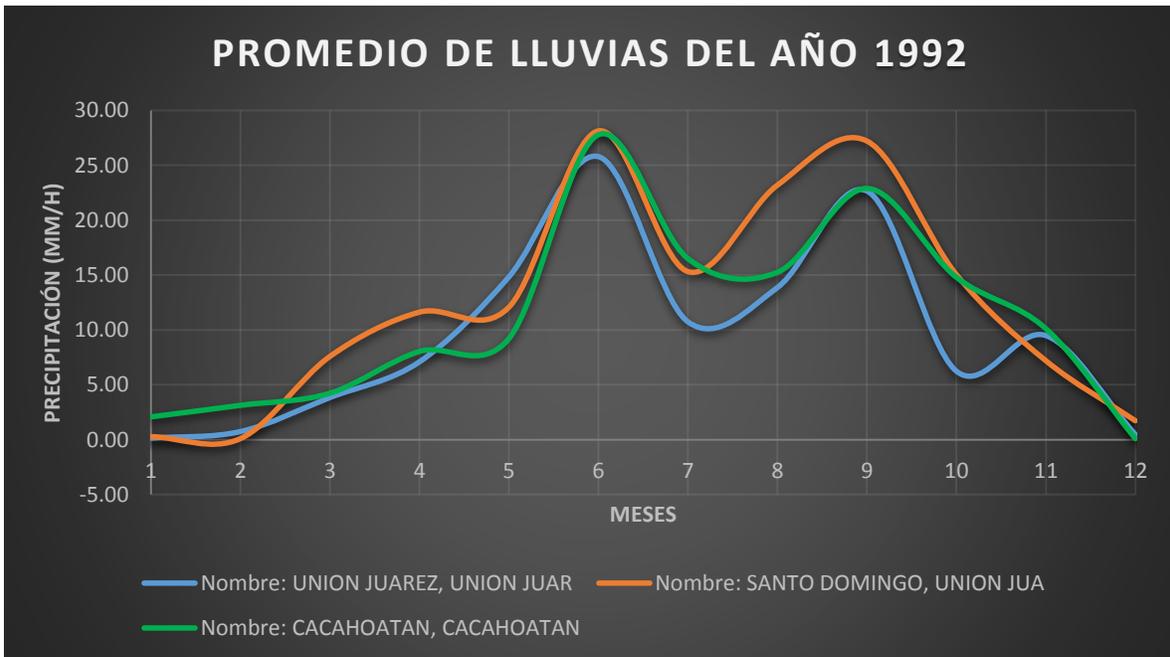
En las gráficas 5 a la 8, se observa que en la zona del volcán Tacaná el segundo semestre del año hay un incremento en la precipitación, sin embargo para este caso en los meses de julio, agosto y septiembre hay un crecimiento mayor que en la zona del volcán Chichón, mientras que en los meses de octubre, noviembre y diciembre las lluvias tienden a disminuir, hasta llegar a los meses de enero, febrero y marzo que son la época de estiaje en la zona.



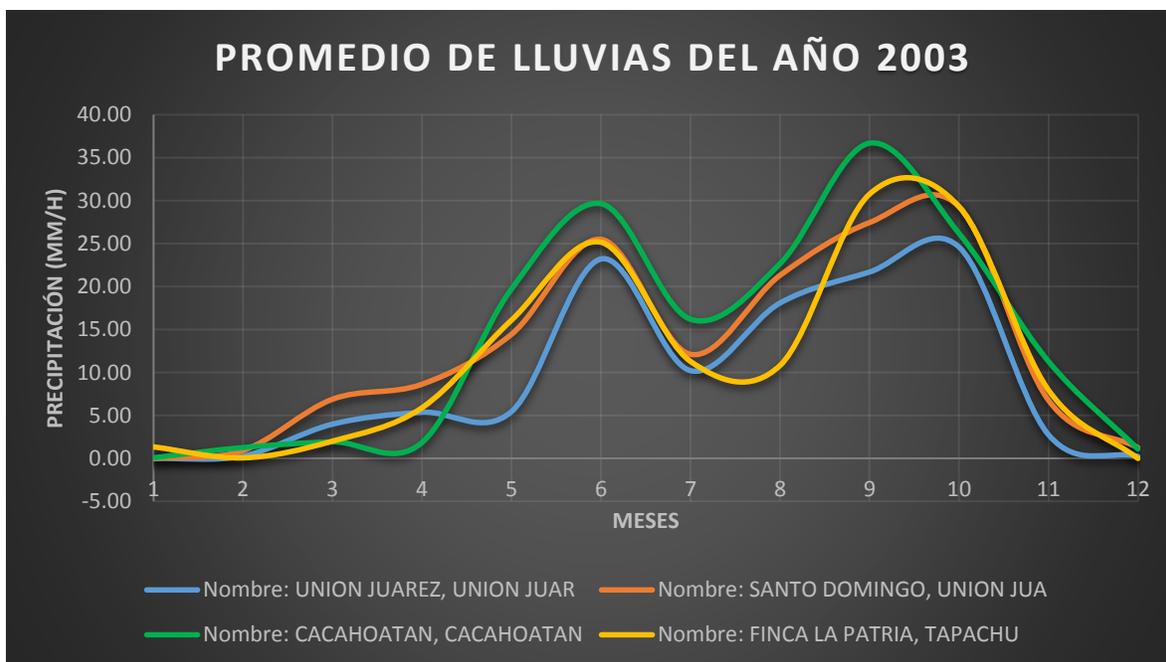
Gráfica 5. Ejemplo del promedio de lluvias mensuales del año 1961 para la zona del volcán Tacaná.



Gráfica 7. Ejemplo del promedio de lluvias mensuales del año 1970 para la zona del volcán Tacaná.



Gráfica 6. Ejemplo del promedio de lluvias mensuales del año 2003 para la zona del volcán Tacaná.



Gráfica 8. Ejemplo del promedio de lluvias mensuales del año 1992 para la zona del volcán Tacaná.

Al igual que con el procedimiento de volcán Chichón, se realizaron promedios mensuales de los perfiles de viento, de la misma manera los datos se dividieron en dos periodos de 11 años, iniciando con el primer periodo desde el año de 1970 hasta 1980, y con el segundo periodo comenzando desde el año 2007 hasta el 2017. Se tomaron tres días del mes, específicamente los días 10, 20 y 30 o 31 dependiendo del último día, obteniendo el promedio por día y mensual. Realizado esto se decidió definir el año en trimestres empezando en el mes de enero para definir los escenarios climáticos en la zona del volcán Tacaná.

Para poder observar el comportamiento de los vientos se escogieron tres diferentes alturas, siguiendo con el procedimiento aplicado al volcán Chichón se escogió la altura más baja (112 metros), una altura media (11958 metros) y por último la altura más alta (39463 metros) para realizar las rosas de viento como se puede observar en las imágenes 64, 65 y 66.

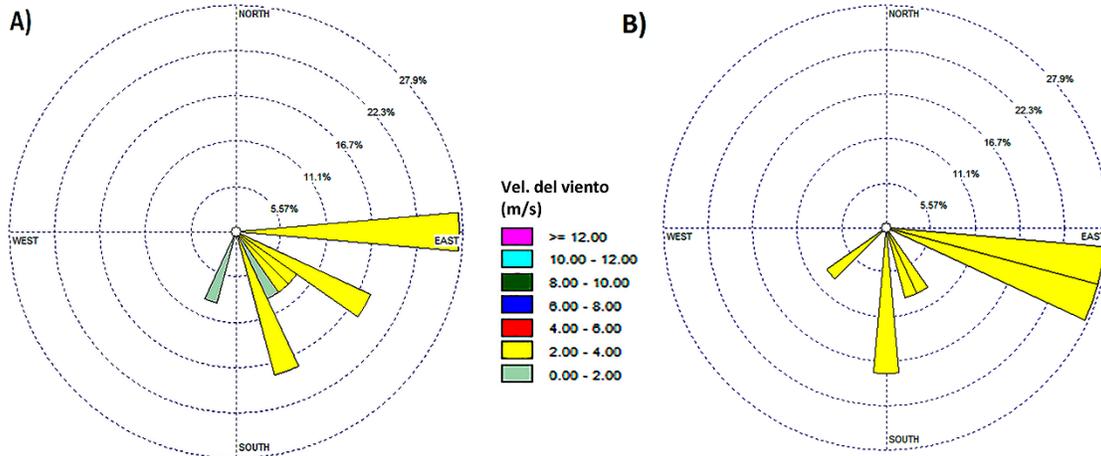


Figura 64. Rosa de vientos de datos del trimestre Julio-Septiembre para 112 metros de altura en la zona del volcán Tacaná, A) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 2007 hasta el año 2017.

En la figura 64 correspondiente a una altura de 112 metros para el trimestre Julio-Septiembre tomado como ejemplo, se observa que en los años 1970 a 1980 los vientos tienen una dirección entre el Este al sureste, alcanzando velocidades de hasta 4 m/s (ver figura 64 A). Para los años 2007 al 2017 en el mismo trimestre y misma altura, existe una situación parecida, con dirección predominante al este aunque también hay vientos más hacia el sur, con velocidades de 0 a 4 m/s (ver figura 64 B), lo que sugiere que en un periodo de 20 años la dirección no ha tenido un cambio significativo que pueda sugerir una modificación en el patrón de la dirección del viento.

Para la figura 65 se observa el ejemplo del trimestre Enero-Marzo a una altura de 11958 metros durante los años del 1970 a 1980 (ver figura 65 A), y del 2007 al 2017 (ver figura 65 B), en este caso se observa que los vientos se dirigen hacia el oeste, alcanzando velocidades de los vientos de hasta 12 m/s llegando a superar estas velocidades, esto puede deberse que a esas alturas normalmente no hay barreras naturales que impidan el flujo directo del viento. En ambos intervalos de tiempo, el patrón de vientos es similar.

Station # 11958 Dates: 10/01/1970 – 01:00 ... 10/01/1980 – 02:00

Station # 11958 Dates: 10/01/2007 – 01:00 ... 10/01/2017 – 02:00

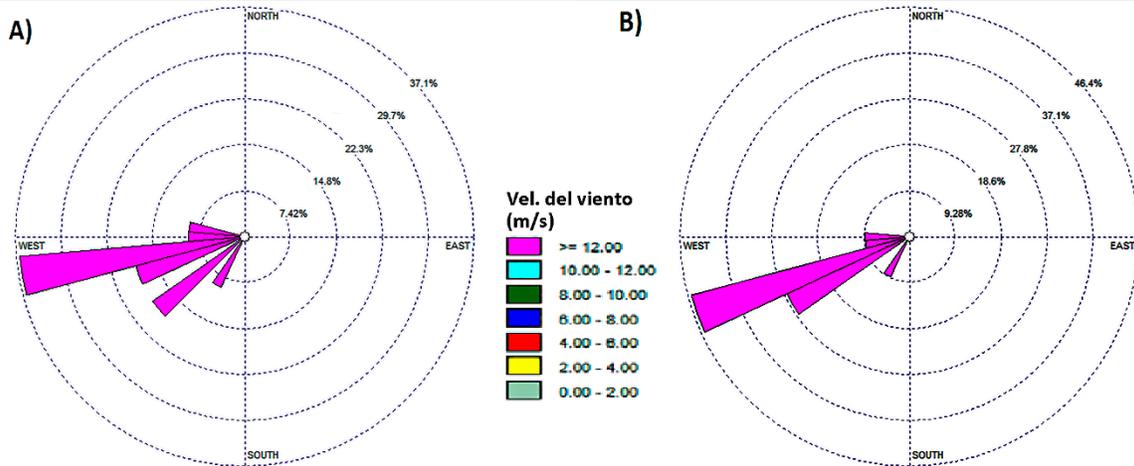


Figura 65. Rosa de vientos de datos del trimestre Enero-Marzo para 11958 metros de altura en la zona del volcán Tacaná, A) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 2007 hasta el año 2017.

Como último ejemplo se tiene la figura 66, en este caso se muestra el resultado del trimestre Julio-Septiembre a una altura de 39463 metros durante los años del 1970 a 1980 (ver figura 66 A), y del 2007 al 2017 (ver figura 66 B), para ambos casos se observa que los vientos tienen dirección Este, con velocidades desde 12 m/s en adelante.

Station # 39463 Dates: 10/07/1970 – 01:00 ... 10/07/1980 – 02:00

Station # 39463 Dates: 10/07/2007 – 01:00 ... 10/07/2017 – 02:00

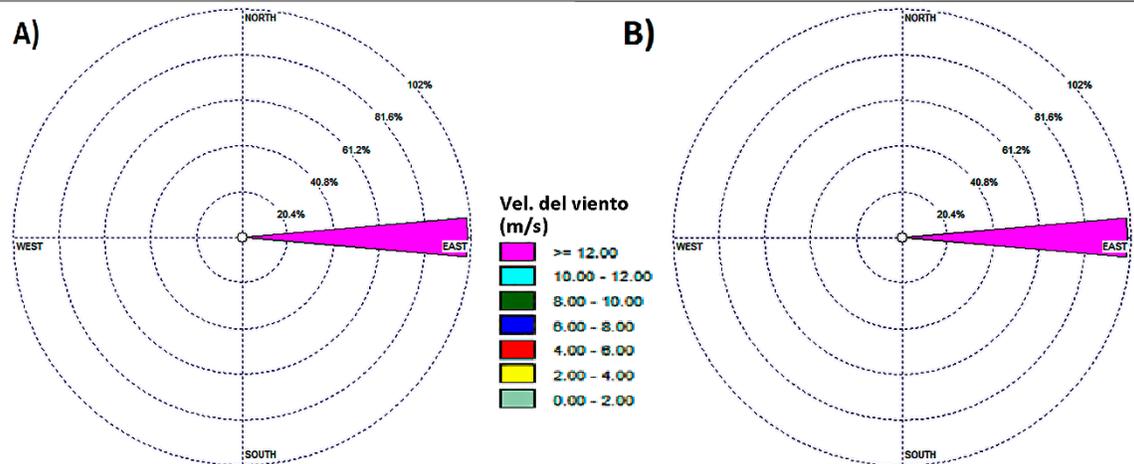


Figura 66. Rosa de vientos de datos del trimestre Julio-Septiembre para 39463 metros de altura en la zona del volcán Tacaná, A) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 1970 hasta el año de 1980, B) Vientos correspondientes al periodo abarcado por los años de 2007 hasta el año 2017.

En este caso como se pudo observar que las rosas de viento tienen pequeñas diferencias comparadas entre las mismas alturas pero en diferentes periodos de tiempo, sin embargo se puede entender que no existen cambios significativos, por lo mismo, y al igual que para el volcán Chichón se decidió utilizar 4 perfiles de viento correspondientes a los trimestres Enero-Marzo, Abril-Junio, Julio-Septiembre y Octubre-Diciembre pertenecientes al año 2017, quedando un total de 12 escenarios. Con los perfiles de viento así definidos y con los datos eruptivos específicos que se indican en la tabla 11 se continuó con la realización de las simulaciones de dispersión de tefra, obteniendo los resultados que se muestran en las figuras del 67 a 69.

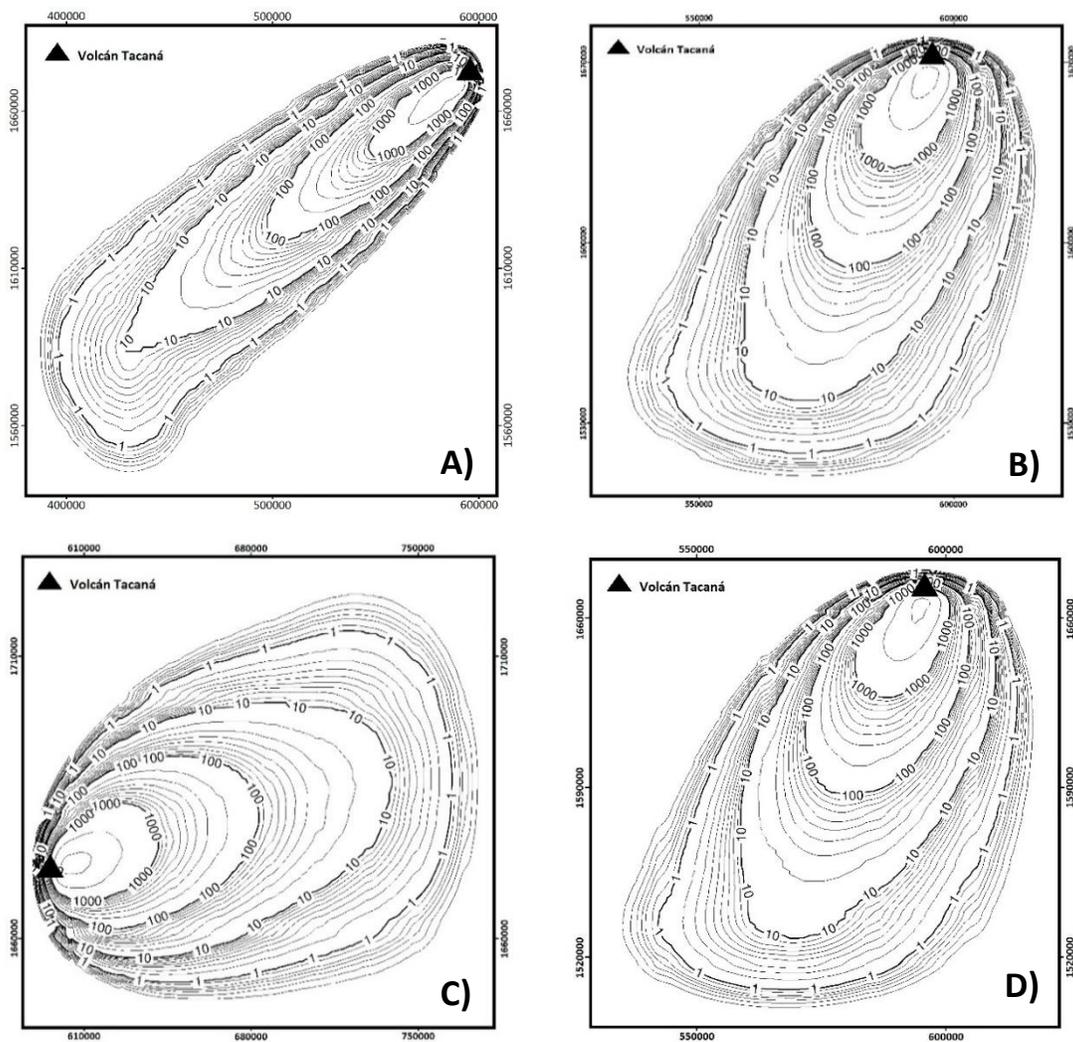


Figura 67. Obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico uno del volcán Tacaná. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.

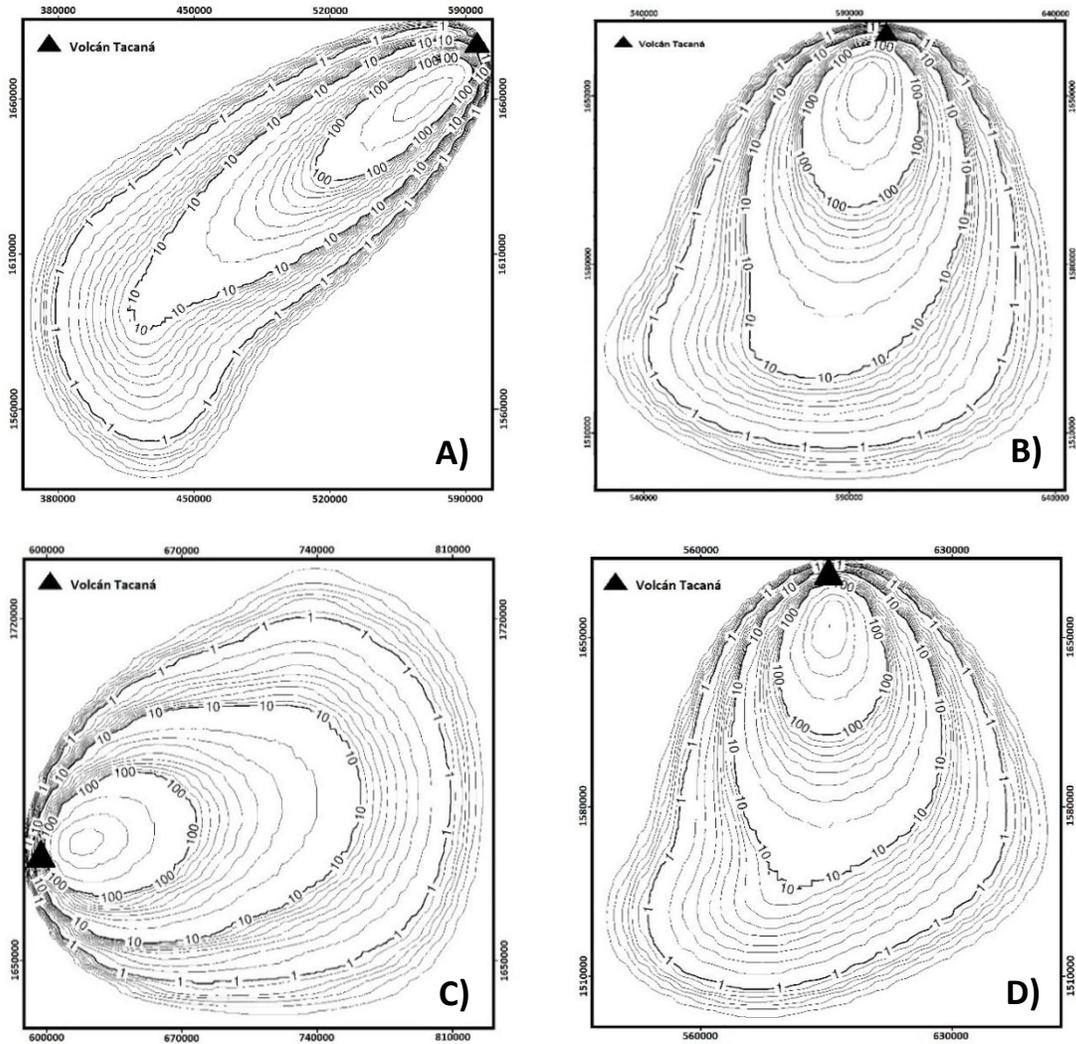


Figura 68. Obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico dos del volcán Tacaná. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.

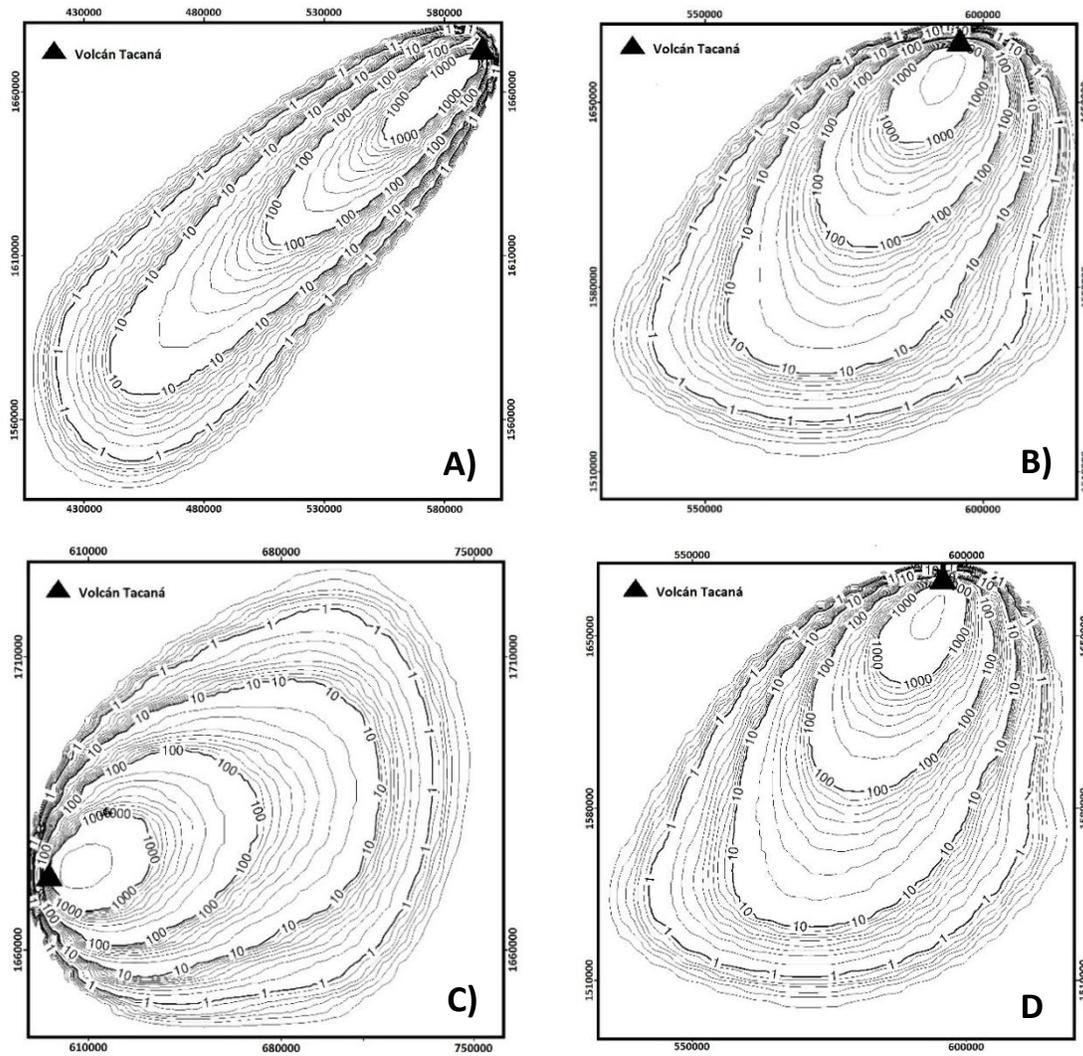


Figura 69. Obtenidas como resultado preliminar para el escenario volcánico tres del volcán Tacaná. A) Correspondiente al trimestre enero-marzo, B) Correspondiente al trimestre abril-junio, C) Correspondiente al trimestre julio-septiembre, D) Correspondiente al trimestre octubre-diciembre.

Para el resultado obtenido de la simulación del escenario volcánico número uno (Nevado de Toluca con una altura de columna de 27 km) y los vientos correspondientes a Enero-Marzo (figura 70), se observa en la pluma de dispersión volcánica cuyo rumbo es Oeste-suroeste que las comunidades afectadas son Mazatán y Huehuetán, seguido de Unión Juárez, Cacahoatán, Tapachula, Huixtla, entro otros. En la tabla 29 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

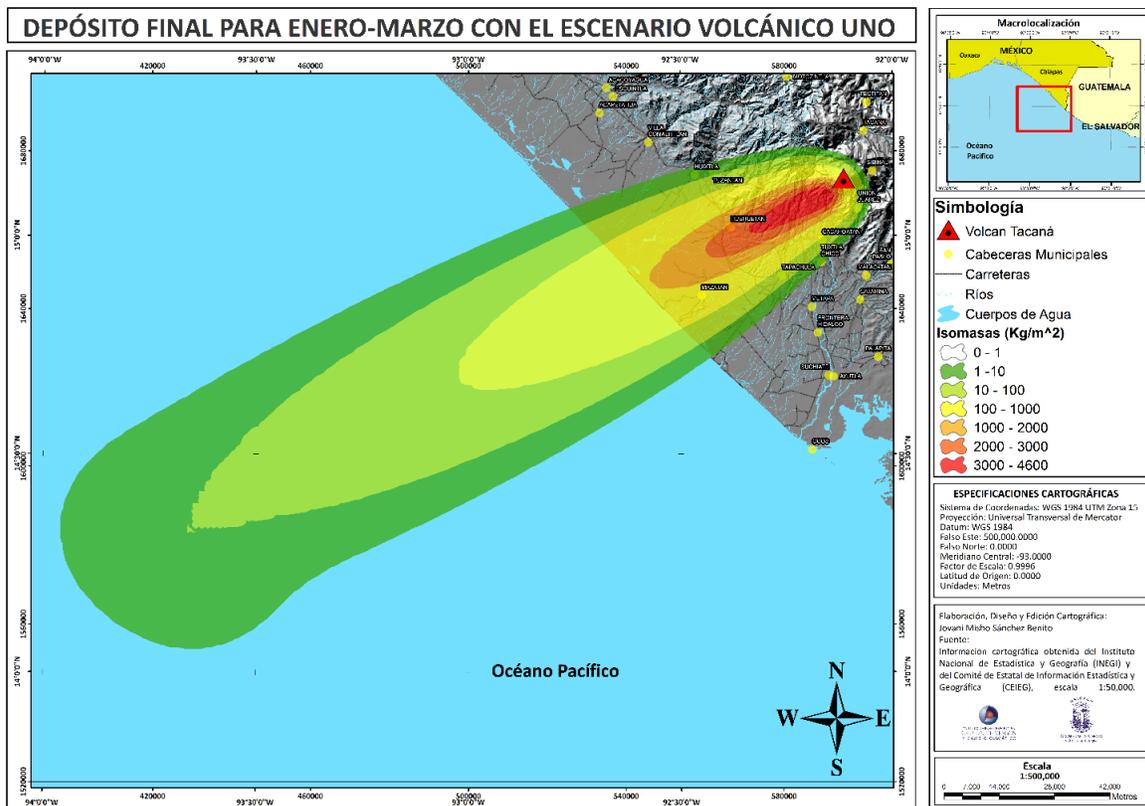


Figura 70. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.

Resultado obtenido de la simulación del escenario volcánico número dos (Popocatépetl con una altura de columna de 31 km) y los vientos correspondientes al trimestre Enero-Marzo (figura 71), de acuerdo a la pluma de dispersión volcánica que tiene predominancia hacia el rumbo Oeste-suroeste, las zonas urbanas afectadas en mayor medida, al igual que el resultado del escenario eruptivo uno, son Mazatán y Huehuetán seguido de Unión Juárez, Cacahoatán, Tapachula, Huixtla, Tuzantán y Tuxtla Chico. En la tabla 30 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa para este escenario (ver sección de anexos).

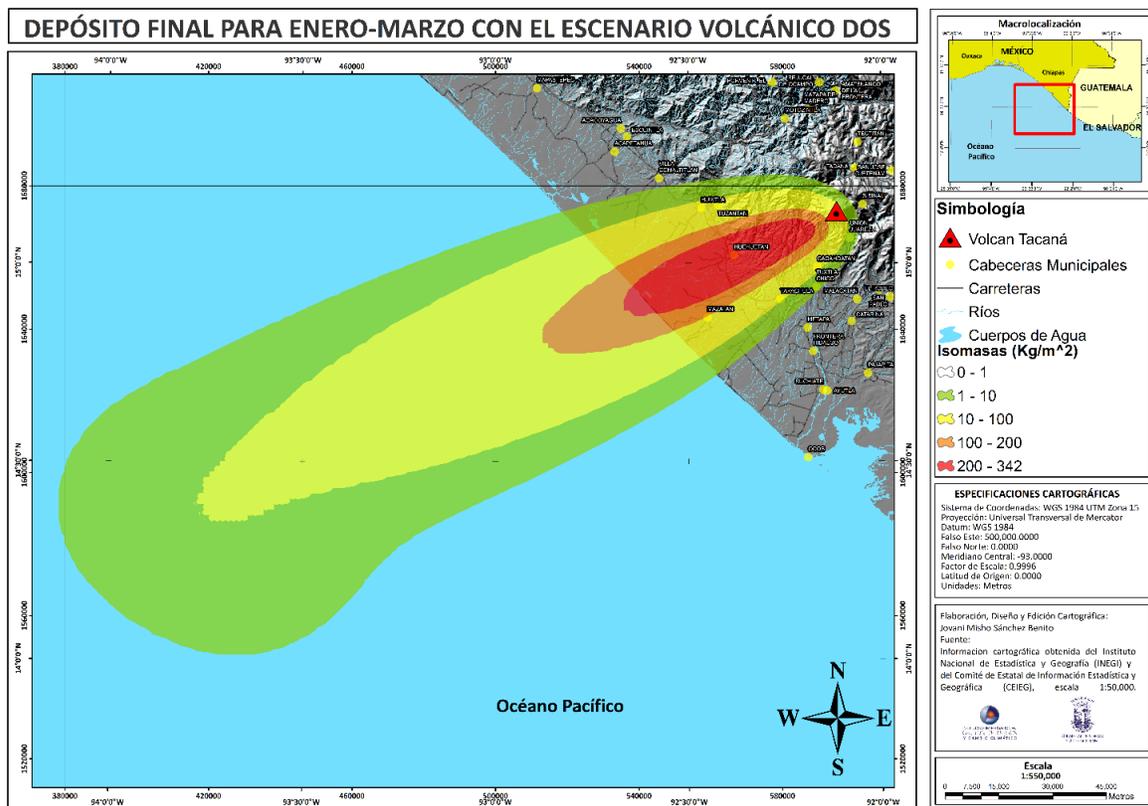


Figura 71. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.

La estimación del peligro por caída de tefra resultado del escenario volcánico número tres (Colima, con una altura de columna 23 km) y los vientos correspondientes al trimestre Enero-Marzo mostrado en la figura 72, no exhibe gran diferencia con respecto a la dirección de la pluma volcánica generada, en general sigue con rumbo Oeste-suroeste, afectando en mayor grado las comunidades de Mazatán y Huehuetán y en menor grado los municipios de Unión Juárez, Cacahoatán, Tapachula, Huixtla, Tuzantán y Tuxtla Chico. En la tabla 31 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa en el caso de este escenario (ver sección de anexos).

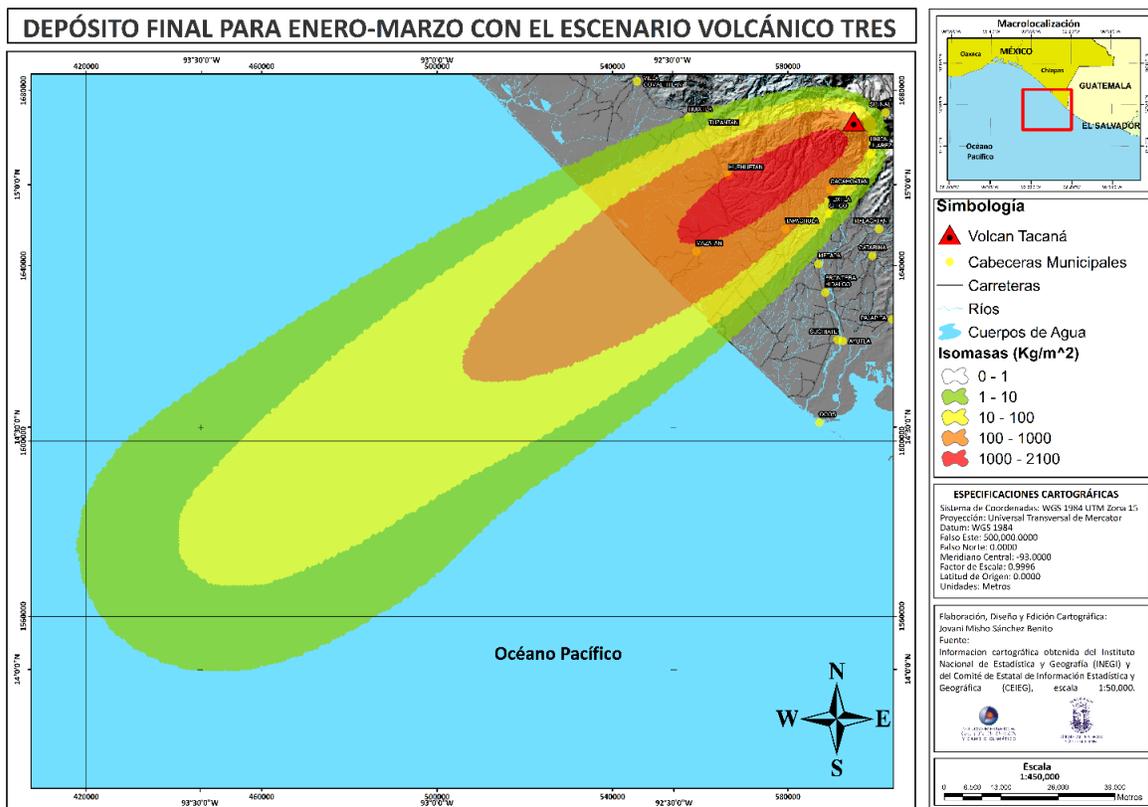


Figura 72. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Enero-marzo.

El resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número uno (Nevado de Toluca) y los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio mostrado a continuación (figura 73) muestra un cambio significativo con respecto a la dirección de la pluma volcánica, este tiende a tomar una dirección Suroeste en donde la zonas urbanas afectadas por parte de México en mayor medida son los municipios de Cacahoatán, Unión Juárez, Tuxtla Chico, Metapa, Frontera Hidalgo, Suchiate y Tapachula, y por parte de Guatemala los municipios de Malacatán, El Rodeo, Catarina, Ayutla, Ocos y San Pablo. En la tabla 32 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

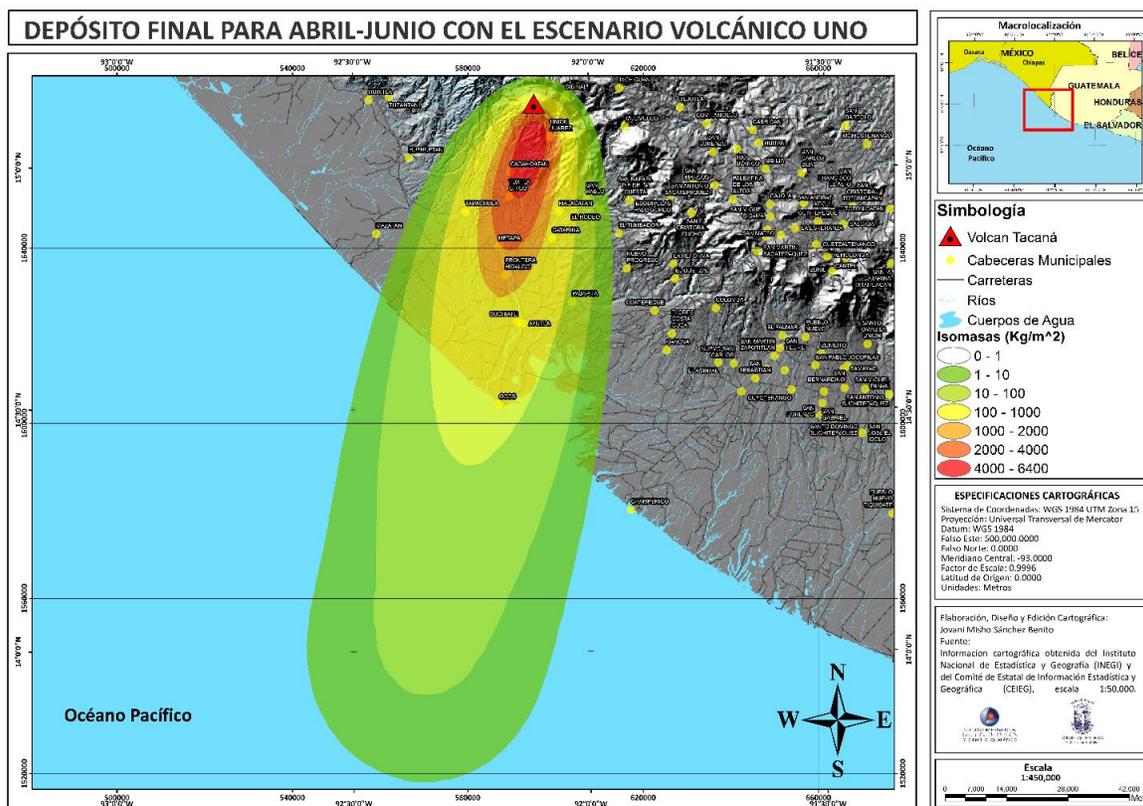


Figura 73. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.

El escenario volcánico número dos (Popocatépetl) junto con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio muestran como resultado del proceso de simulación una pluma volcánica cuya dirección es Sur-suroeste (Figura 74) pero al igual que los dos resultados pasados tiene tendencia general al Sur, por lo que afectaría a los municipios de Cacahoatán, Tuxtla Chico, Metapa, Frontera Hidalgo, Unión Juárez, Suchiate y Tapachula en México y por parte de Guatemala los municipios de Malacatán, Catarina, Ayutla, Ocos, El Rodeo y San Pablo, que son los que podrían tener mayor acumulación de tefra, afectando también en menor medida a los municipios de Sibinal, Nuevo Progreso, Coatepeque, Genova, y Cahamperico. En la tabla 33 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa para este escenario (ver sección de anexos).

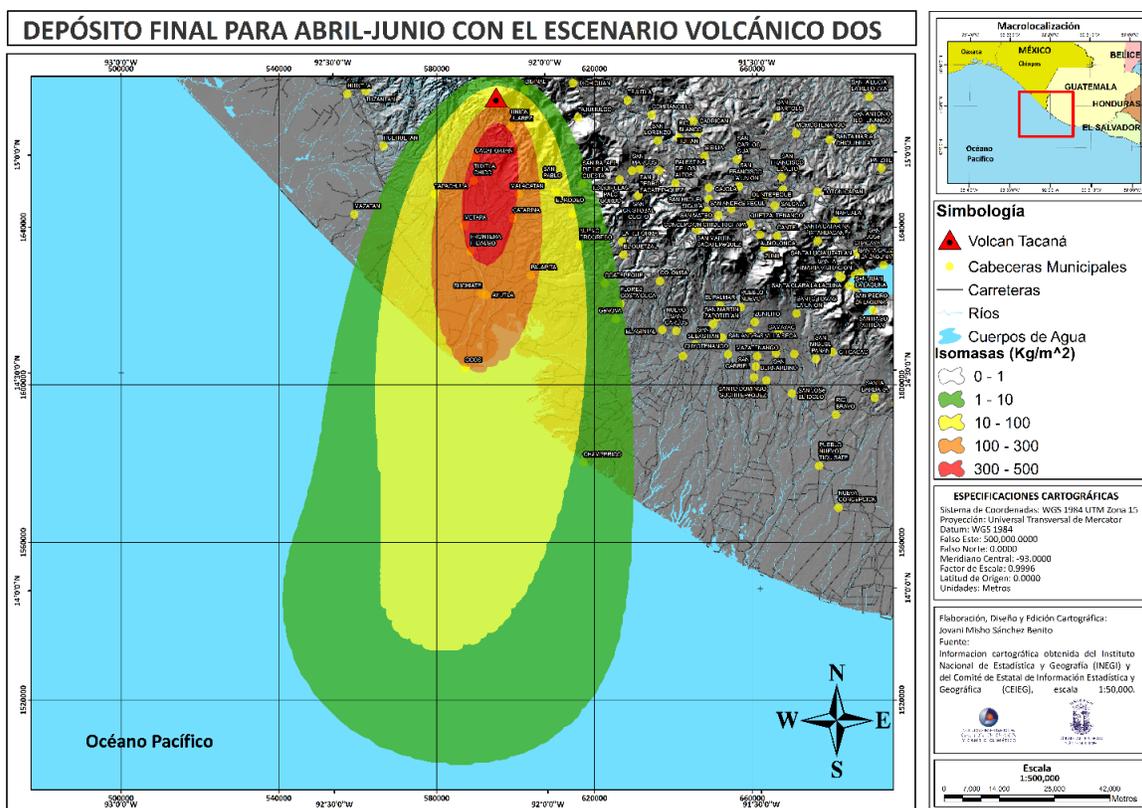


Figura 74. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.

El resultado del escenario volcánico número tres (Colima) y los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio mostrado a en la figura 75 muestra una dirección con rumbo Sur-suroeste con una mayor tendencia rumbo sur. Se puede observar que los municipios a los cuales afectara a gran escala por parte de México son los de Cacahoatán, Tuxtla Chico, Metapa, Unión Juárez, Frontera Hidalgo, Suchiate y Tapachula y por parte de Guatemala los municipios de Malacatán, Catarina, Ayutla, Ocos, San Pablo y en menor escala a El Rodeo comunidad de Guatemala. En la tabla 34 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

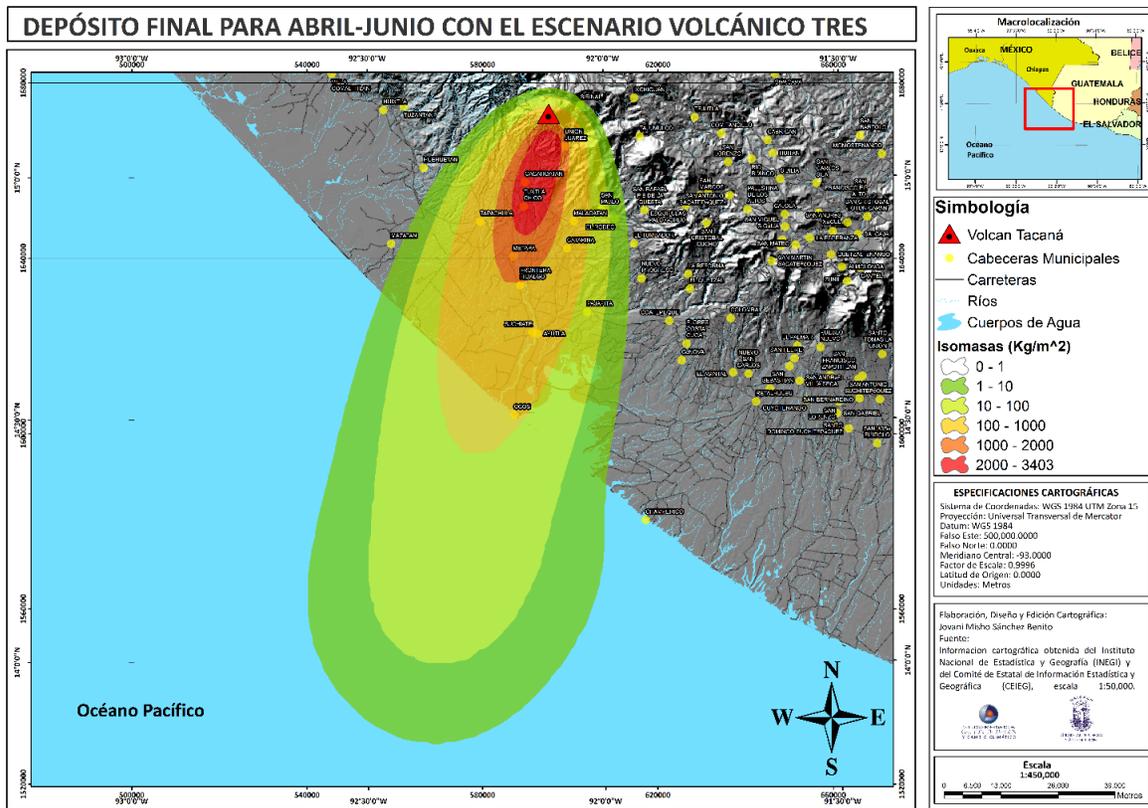


Figura 75. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Abril-Junio.

El resultado del escenario volcánico número uno (Nevado de Toluca) y los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre mostrado en la figura 76 presenta una pluma de dispersión de tefra con una dirección rumbo Este-noreste. Para este caso los municipios más afectados son por parte de México la comunidad de Unión Juárez y por parte de Guatemala Sibinal, Ixchiguán, Tajumulco, Tejutla, San José Ojetenam, Concepción Tutuapa, San Miguel Ixtahuacán, Comitancillo, San Lorenzo, Cabrican, Huitan, Sipacapa, Malacatancito, San Bartolo, entre otros, debido a que en estos lugares la lluvia de tefra dejaría depósitos con cantidades significativas. En la tabla 35 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa para este escenario (ver sección de anexos).

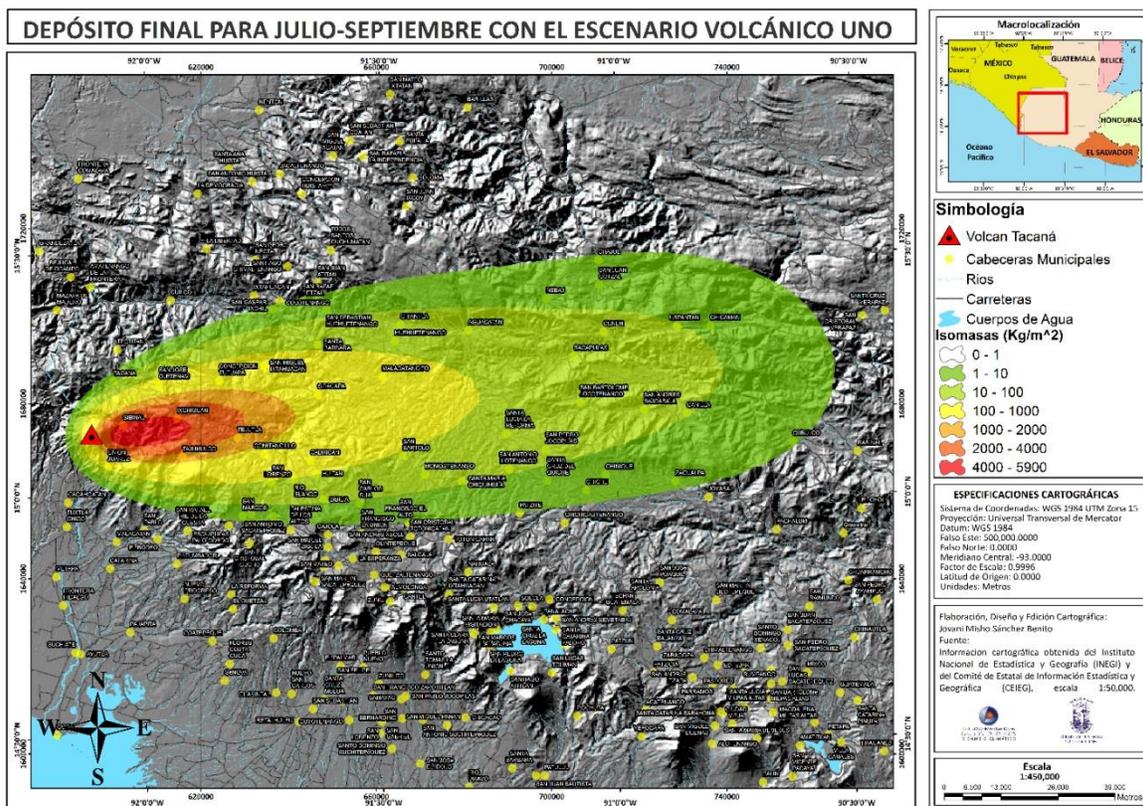


Figura 76. Mapa de isomosas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.

La estimación del peligro por caída de tefra resultado del escenario volcánico número dos (Popocatépetl) y los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre mostrado a en la figura 77 expone una pluma volcánica con rumbo Este-noreste. El municipio afectados por parte de México sería Unión Juárez y por parte de Guatemala El Sibinal, Ixchiguán, Tajumulco, Tejutla, San José Ojetenam, Concepción Tutuapa, San Miguel Ixtahuacán, Comitancillo, San Lorenzo, Cabricán, Huitan, Sipacapa, Malacatancito, San Bartolo, entre otros. En la tabla 36 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

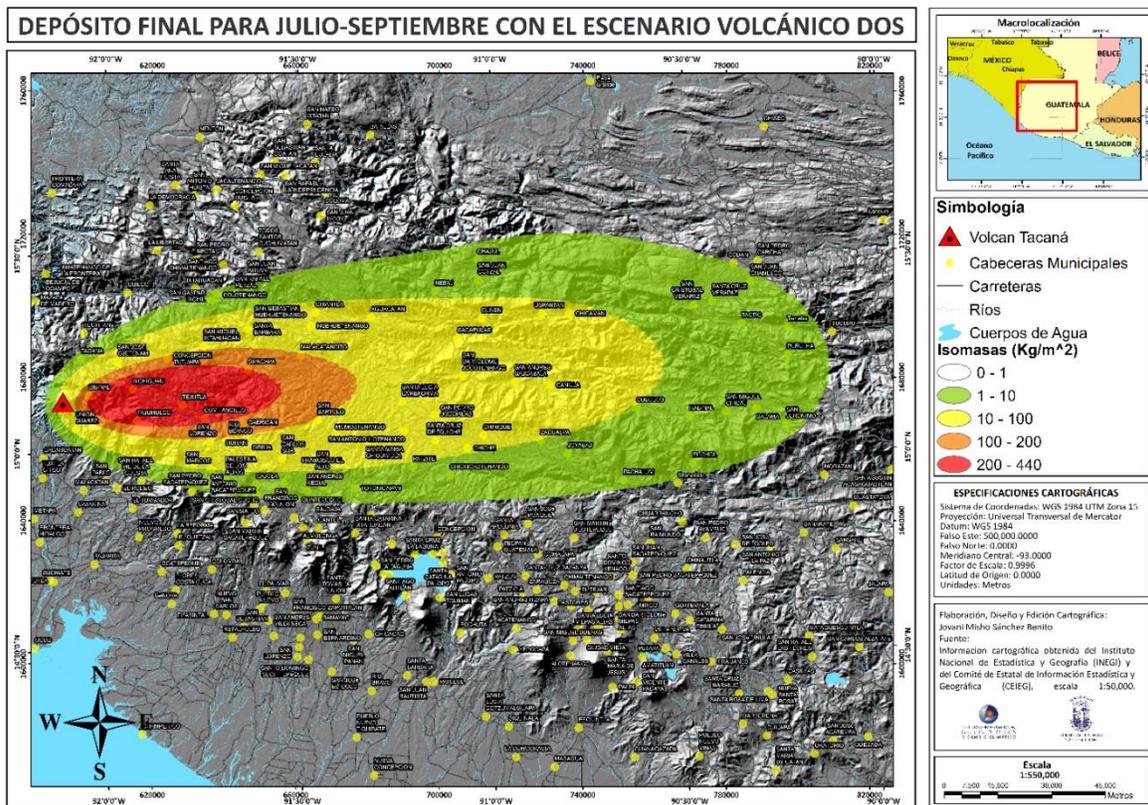


Figura 77. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.

La figura 78 mostrada a continuación presenta el resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número tres (Colima) y los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre. Se puede observar que no hay un cambio significativo en la dirección de la pluma volcánica con respecto a los dos resultados anteriores, toma una dirección Este, la cual en caso de suceder afectaría en mayor medida al municipio de Unión Juárez por parte de México y por parte de Guatemala Sibinal, Ixchiguan, Tajumulco, Tejutla, San José Ojetenam, Concepción Tutuapa, San Miguel Ixtahuacán, Comitancillo, San Lorenzo, Cabricán, Huitán, Sipacapa, Malacatancito, San Bartolo, entre otros. En la tabla 37 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa en el caso de este escenario (ver sección de anexos).

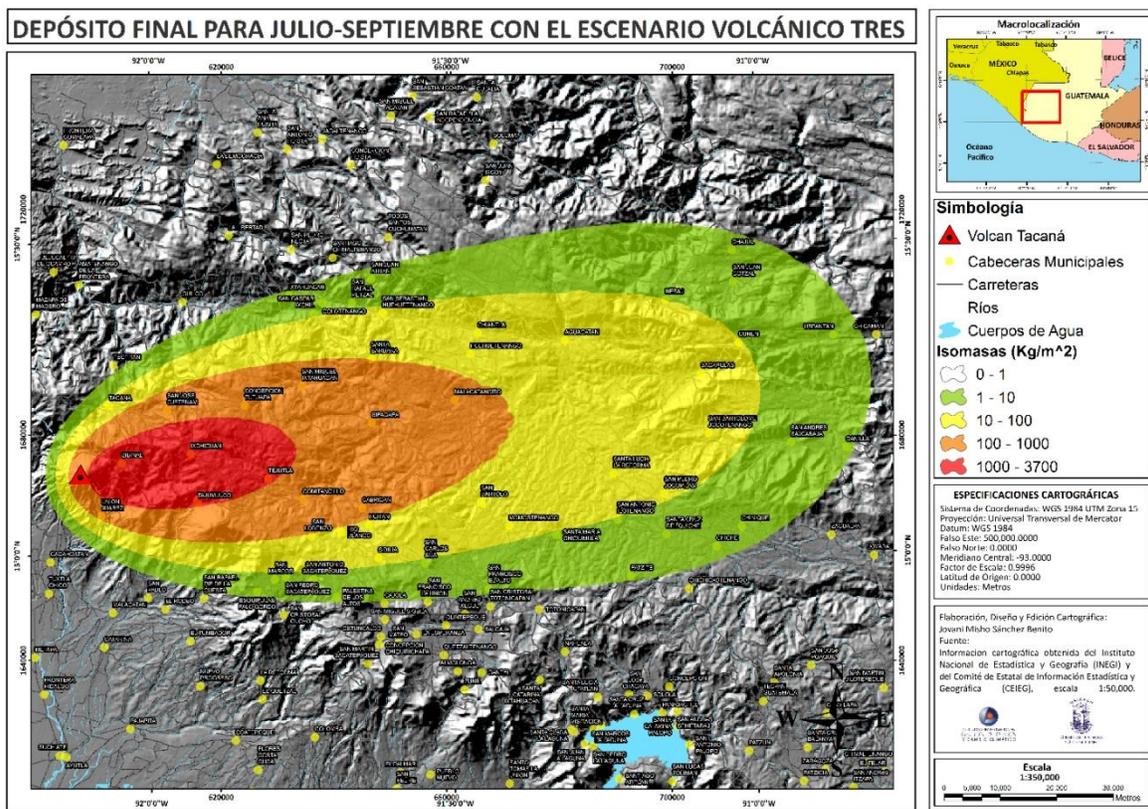


Figura 78: Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Julio-Septiembre.

La figura 79 mostrada a continuación exhibe el resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número uno (Nevado de Toluca) y los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre. En este caso la pluma volcánica toma una dirección Sur-suroeste en donde la zonas urbanas afectadas en mayor medida por parte de México serían los municipios de Cacahoatán, Tuxtla Chico, Metapa, Unión Juárez, Frontera Hidalgo, Suchiate y Tapachula y por parte de Guatemala los municipios de Malacatán, Catarina, Ayutla, Ocos, San Pablo y aunque en menor escala debido a que en esa zona la cantidad de caída de tefra es menor también afectaría a El Rodeo. En la tabla 38 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

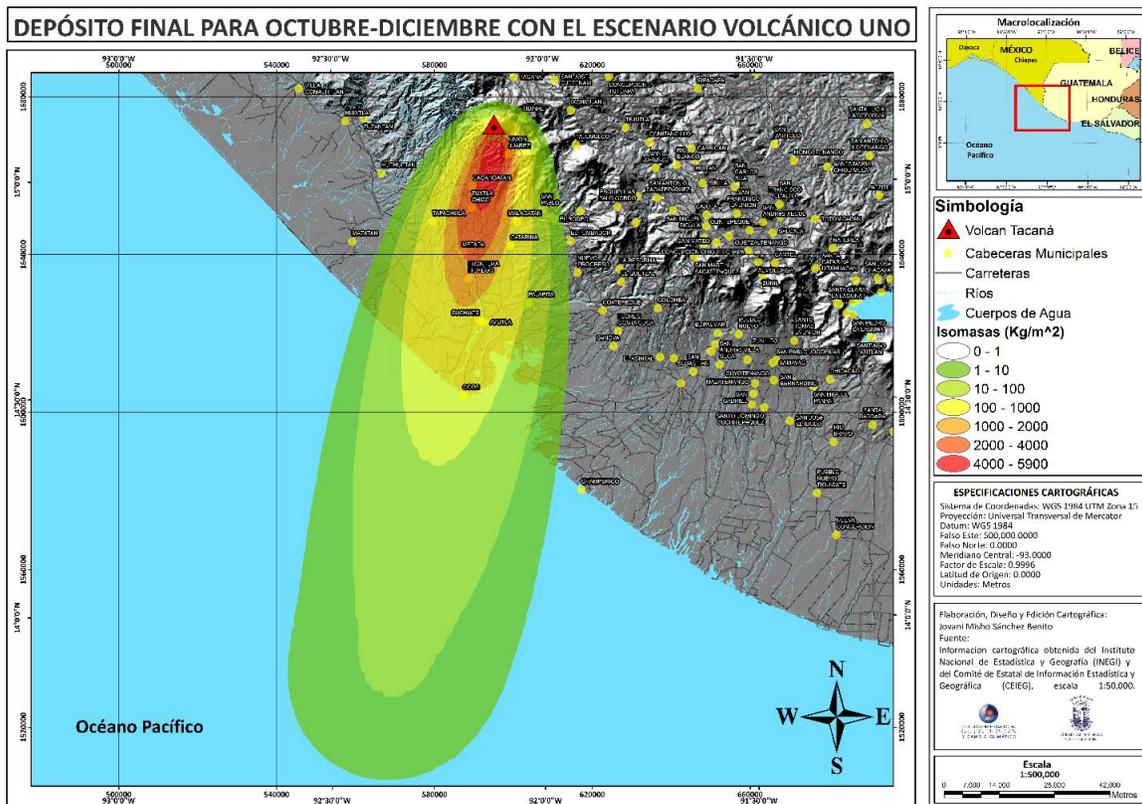


Figura 79. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número uno del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.

La estimación del peligro por caída de tefra resultado del escenario volcánico número dos (Popocatépetl) y los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre mostrado en la figura 80 expone una pluma volcánica con rumbo Sur. Se puede observar que los municipios afectados serían por parte de México Cacahoatán, Tuxtla Chico, Metapa, Unión Juárez, Frontera Hidalgo, Suchiate y Tapachula, y por parte de Guatemala los municipios de Malacatán, Catarina, Ayutla, Ocos, San Pablo, El Rodeo, El Tumbador, Nuevo Progreso, Genova, entre otros. En la tabla 39 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa para este escenario (ver sección de anexos).

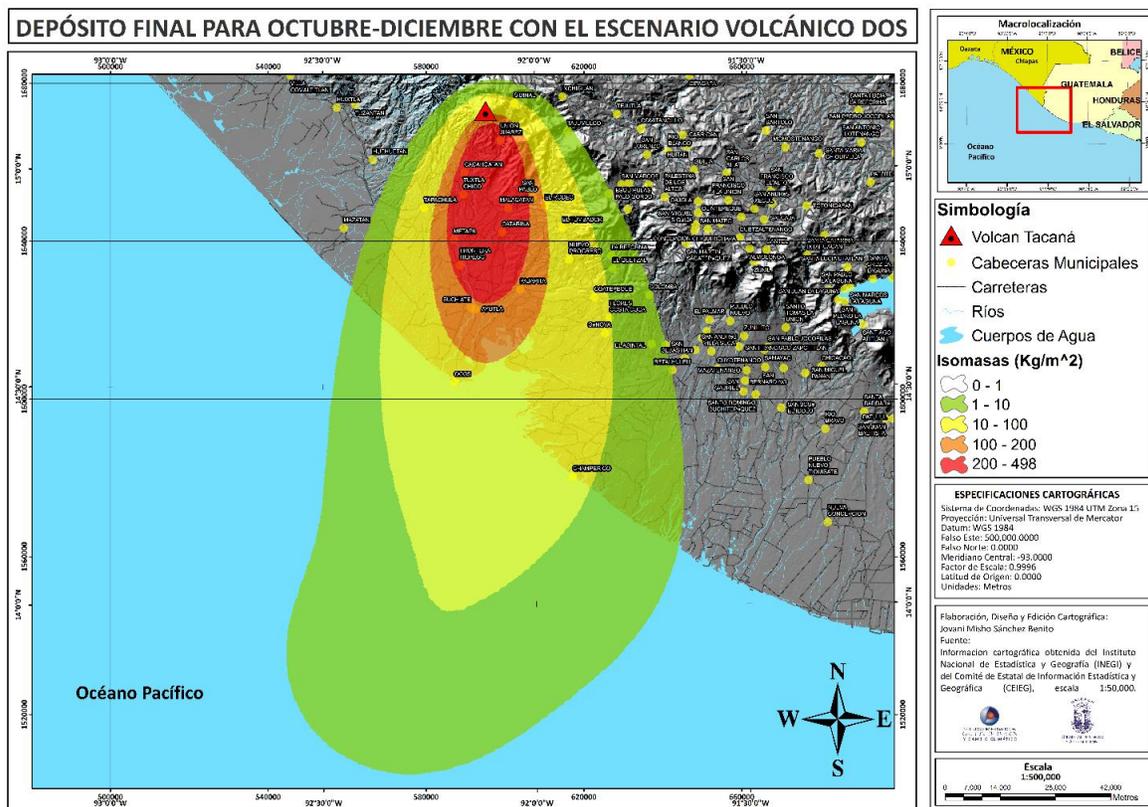


Figura 80. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número dos del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.

El resultado obtenido en el caso de la simulación del escenario volcánico número tres (Colima) y los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre mostrado en la figura 81 muestra una ligera inclinación de la dirección de la pluma volcánica tomando una dirección Sur-suroeste en donde la zonas urbanas afectadas en mayor medida son por parte de México Cacahoatán, Tuxtla Chico, Metapa, Unión Juárez, Frontera Hidalgo, Suchiate y Tapachula, y por parte de Guatemala los municipios de Malacatán, Catarina, Ayutla, Ocos y San Pablo. En la tabla 40 se observan los porcentajes de los tamaños de partículas en cada isomasa pertenecientes a este escenario (ver sección de anexos).

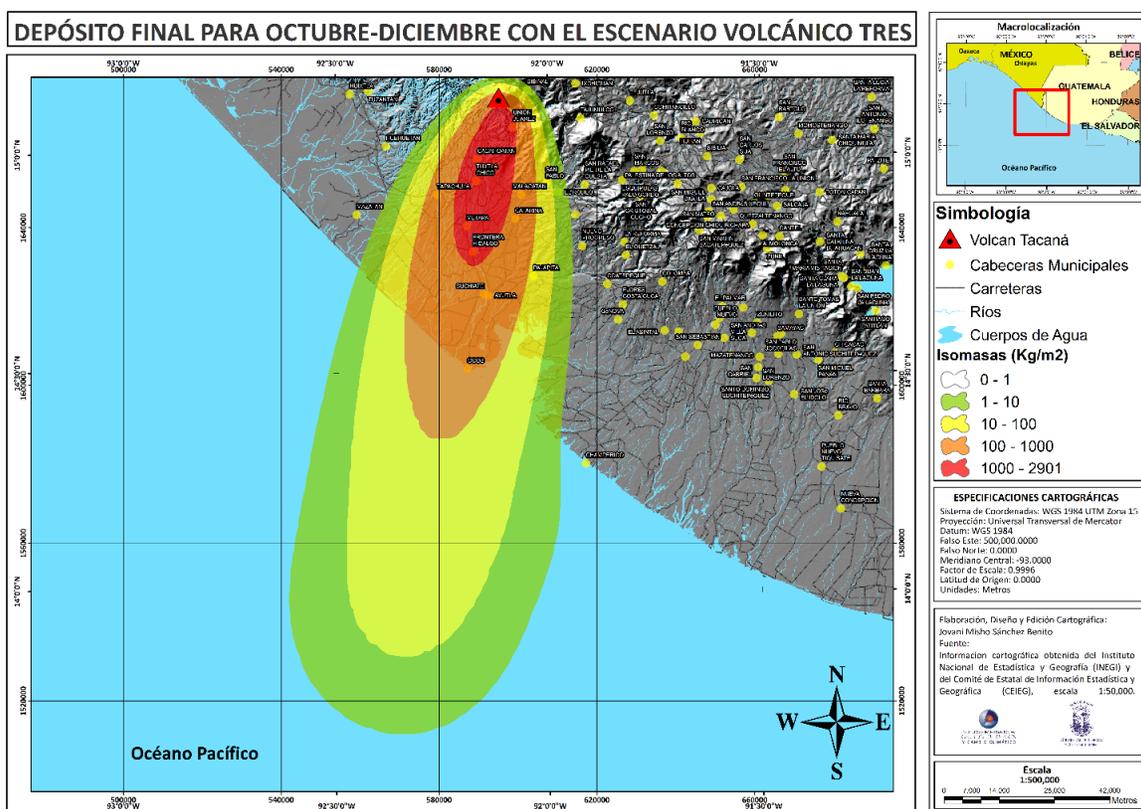


Figura 81. Mapa de isomasas de la estimación de peligro pertinente al escenario eruptivo número tres del volcán Tacaná con los vientos correspondientes al trimestre Octubre-Diciembre.

11. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El propósito de esta investigación consistió en estimar las zonas que podrían ser afectadas por la caída de tefra procedentes de los volcanes Chichón y Tacaná en el estado de Chiapas, cumpliendo estos objetivos a través de la estimación de diferentes escenarios eruptivos y meteorológicos que determinan el alcance máximo de este peligro volcánico.

Para el caso del volcán Chichón, se muestran diferencias con respecto a la dirección de la pluma volcánica para cada uno de los trimestres y también diferencias con la forma de la pluma con respecto a cada uno de los escenarios eruptivos. Para el trimestre Enero-Marzo se observa que la dirección en general de las plumas son Sur-Oeste y que las zonas afectadas en caso de la ocurrencia del evento serían el golfo de Tehuantepec y los municipios Juchitán de Zaragoza, Salina Cruz, Jiquipilas y Cintalapa (ver figuras 52, 53, 54) ; en el caso del trimestre Abril-Junio la dirección dominante de la pluma es Sur, Suroeste y los municipios afectados con mayor presencia son Ocozocoautla de Espinoza, Arriaga, Jiquipilas, Berriozábal y Tonalá (ver figuras 55, 56, 57); para el trimestre Julio-Septiembre la dirección de la pluma es en general Este, Sureste y en los tres escenarios eruptivos utilizados se obtienen en común que las zonas urbanas afectadas serían Chapultenango, Ixhuatán y Ocosingo (ver figuras 58, 59, 60); por último, en el trimestre Octubre-Diciembre la dirección de la pluma es Sur, Sureste y los municipios presentes en los tres casos son Tuxtla Gutiérrez, Suchiapa, Chiapa de Corzo, Villa Flores y Villa Corzo (ver figuras 61, 62, 63). Cabe destacar que en cada uno de los casos existen más comunidades que se verían afectadas sin embargo las mencionadas son las más relevantes por su población.

Para el volcán Tacaná se muestran escasas diferencias con respecto a la dirección de la pluma volcánica entre los tres escenarios volcánicos para cada uno de los trimestres y también pocas diferencias con la forma de la pluma. En el caso del trimestre Enero-Marzo la dirección general de la pluma es Oeste, Suroeste y se

tiene que los municipios más afectados serían Mazatán, Huehuetán, Unión Juárez, Cacahoatán, Tapachula, Huixtla, Tuzantán y Tuxtla Chico (ver figuras 70, 71, 72); para el trimestre Abril-Junio la dirección de la pluma dominante es Sur, Suroeste y aparte de afectar a varios municipios de México también afectara a ciertos municipios de Guatemala, destacándose con más presencias en los escenarios eruptivos por parte de México los municipios de Cacahoatan, Unión Juárez, Tuxtla Chico, Metapa, Frontera Hidalgo, Suchiate y Tapachula, y por parte de Guatemala los departamentos de Malacatan, El Rodeo, Catarina, Ayutla, Ocos y San Pablo (ver figuras 73, 74, 75). Para el escenario del trimestre Julio-Septiembre la dirección general de los vientos respecto a los dos trimestres anteriores cambia tomando una dirección Suroeste, generando consigo una zona diferente de peligro teniendo como recurrencia los municipios de Unión Juárez del lado Mexicano y por parte de Guatemala los departamentos de El Sibinal, Ixchiguán, Tajumulco, Tejutla, San José Ojetenam, Concepción Tutuapa, San Miguel Ixtahuacán, Comitancillo, San Lorenzo, Cabricán, entre otros (ver figuras 76, 77, 78); por último, para el trimestre Octubre-Diciembre la dirección de la pluma en general toma un rumbo Sur, Suroeste y se tienen como zonas de afectación los municipios de Cacahoatán, Tuxtla Chico, Metapa, Unión Juárez, Frontera Hidalgo, Suchiate y Tapachula por parte de México y por parte de Guatemala los departamentos de Malacatán, Catarina, Ayutla, Ocos, San Pablo y El Rodeo (ver figuras 79, 80, 81).

Con respecto a la dispersión de los tamaños de granos se observa que la mayoría de los granos con tamaños menores se dispersan a distancias más lejanas de la boca de los volcanes, es decir, las capas más delgadas de tefra contienen los productos volcánicos más pequeños en comparación con las capas más gruesas que contiene los granos con tamaños mayores, esto se puede demostrar en todos los escenarios, no obstante, para el caso del volcán Chichón en el escenario volcánico número dos y los vientos del trimestre julio-septiembre (ver figura 59) se presenta la mayor concentración de las partículas más finas en las isomasas que van desde los 0 a los 100 kg/m², y por otro lado, para el caso del volcán Tacaná, el escenario que presenta la mayor concentración de partículas con los tamaños más

finos es el escenario volcánico número tres con los vientos del trimestre julio-septiembre (ver figura 78) presentándose en las isomasas que van los 0 a los 100 kg/m². Tomando esto en consideración, para el caso del volcán Chichón, se presenta uno de los escenarios con mayor peligro para las zonas más alejadas del volcán, debido a que el escenario mencionado cubre un amplio terreno y abarca una alta cantidad de población dentro de los territorios. Siguiendo con la misma línea, para el volcán Tacaná, también se presenta unos de los escenarios más peligrosos, en este caso, afectando a las poblaciones que se encuentran cercanas al volcán, así como a aquellas que se encuentran a distancias más grandes, lo anterior debido a la gran cantidad de material que sería arrojado durante un proceso eruptivo.

En caso de ocurrencia para el volcán Chichón, los escenarios menos favorables serían los del escenario volcánico número tres para el trimestre enero-marzo (ver figura 54) debido a la gran distancia que podría recorrer la pluma de ceniza, a la cantidad de material arrojado por el volcán y especialmente a la enorme cantidad de comunidades que se verían afectadas, el escenario volcánico número tres con los vientos del trimestre abril-julio (ver figura 57) tomando con mayor consideración la vasta cantidad de material arrojado y de igual forma a las comunidades afectadas, y por último el escenario volcánico número uno con los vientos del trimestre octubre-diciembre (ver figura 61) el cual muestra al igual que los dos anteriores una gran cantidad de material expulsado y una vasta cantidad de comunidades afectadas. Para el caso del volcán Tacaná los escenarios que muestran mayor afectación son los producidos por el escenario volcánico número uno para el trimestre julio-septiembre (ver figura 76) y el escenario número tres del mismo trimestre (ver figura 60), el primero muestra como resultados la producción de enormes cantidades de material y la dispersión de la misma a grandes extensiones de terreno, y el segundo que como se mencionó anteriormente arroja las partículas más finas además de grandes cantidades de material piroclástico afectando enormes extensiones de territorio. Cabe destacar que todos los escenarios planteados en este trabajo son de alto peligro para la población, en

especial a los que habitan cerca del volcán, sin embargo, debido a la dirección de las plumas volcánicas algunas áreas son más propensas a este peligro.

Como consecuencia de la exposición al material volcánico durante un prolongado lapso de tiempo, se pueden producir efectos nocivos para la salud, como problemas respiratorios, problemas oculares y en algunos casos las cenizas volcánicas pueden producir irritación en la piel de algunas personas ya que en las erupciones las partículas pueden ser tan finas que se aspiran profundamente en los pulmones provocando molestias en el pecho, aumento de tos, irritación de los ojos y comezón.

En términos de riesgos a la salud a corto y largo plazo, el impacto indirecto de la caída de cenizas volcánicas debe ser considerado, tomando en cuenta las consecuencias secundarias, como los efectos sobre los caminos que al producirse una lluvia de tefra provoca la reducción de visibilidad debido a las partículas en suspensión causando accidentes, combinado con la cobertura de los caminos con ceniza que no sólo ocultan las señales del camino, sino también vuelven estos resbaladizos reduciendo la tracción de los vehículos y pueden hacer las carreteras infranqueables, aislando comunidades para el suministro de recursos básicos. Considerando también los efectos en la energía eléctrica ya que las cenizas puede interrumpir la conducción de electricidad, lo que puede repercutir en daños a la salud por falta de calefacción u otras instalaciones de infraestructura que dependen de la electricidad para su funcionamiento. Y así mismo los efectos en el abastecimiento de agua ya que depósitos pequeños y abiertos, como tanques de agua colocados en los techos son especialmente vulnerables a la lluvia de cenizas, y aún pequeñas cantidades de cenizas pueden reducir la potabilidad del agua. Otras consecuencias que hay que considerar son los techos colapsados debido al peso de las cenizas, hiriendo o matando a quienes estuviesen debajo y la salud animal ya que si las cenizas están recubiertas con ácido fluorhídrico pueden ser muy tóxicas para los animales que pastorean.

Los resultados obtenidos en este trabajo son diferentes a los presentados por Bonasia *et al.* (2012) para el caso del volcán Chichón, esto debido a que los resultados obtenidos por estos autores son producto de equipos de supercomputo y estudios de campo para tres escenarios (A1, B y C); y para el caso del volcán Tacaná, los resultados son diferentes a aquellos obtenidos por Vázquez *et al.* (2018), el cual es un análisis probabilístico general, mientras que el resultado de este trabajo se basa en programas de gama media y utilizando una metodología diferente contemplando escenarios climáticos para diferentes meses del año y al obtener resultados no parecidos se puede considerar como un complemento a los trabajos mencionados, ya que como se indicó anteriormente los resultados obtenidos son congruentes con la dirección de los perfiles de viento establecidos, por lo tanto se puede considerar que son resultados importantes para la mitigación del riesgo en caso de una crisis volcánica futura.

12. CONCLUSIONES

Los volcanes Chichón y Tacaná son considerados volcanes activos en estado de reposo, siendo que su último registro de actividad fue en 1982 y 1986 respectivamente (De la Cruz-Reyna, 1986). Con base en información de investigaciones anteriores, ambos volcanes han presentado recurrentes erupciones explosivas de tipo Pliniano, que además de causar daños a las poblaciones aledañas, tienen el potencial de emitir grandes cantidades de tefra que afectarían a comunidades inclusive más lejanas, por lo que el resultado del presente trabajo es una aportación muy importante para la mitigación de los efectos de una posible erupción con estas características en cualquiera de los dos volcanes.

A través de la presente investigación y del cumplimiento de cada uno de los objetivos planteados, se ha llegado a comprobar la hipótesis establecida, ya que mediante el análisis de la información generada a través de los modelos eruptivos de transporte y sedimentación de tefra de gama media, si es posible identificar las áreas que podrían ser afectadas por su caída en diferentes escenarios eruptivos y de viento.

En este trabajo se presentan diversos escenarios eruptivos y meteorológicos con base a estudios previos y análisis de datos, los cuales se consideran como las principales elementos que han de determinar el comportamiento de una pluma volcánica, lo que permite aportar varias contribuciones sobre las ventajas de utilizar un modelado numérico para la reproducción de erupciones plinianas así como hacia la evaluación del peligro por caída de tefra asociada a una posible erupción tanto del volcán Chichón como del Tacaná.

Debido a que TEPHRA2 es un programa fácil de implementar y que da resultados inmediatos sin necesidad de equipos de supercómputo, nos permite obtener resultados rápidos que pueden servir para dar una respuesta pronta y oportuna en caso de una crisis volcánica. Igualmente a través del programa se

podrían hacer las simulaciones considerando los datos de pronósticos del estado de tiempo para hacer un pronóstico de la dispersión de tefra.

Los resultados obtenidos mediante el uso del programa pueden ser muy confiables, ya que al realizar el análisis se puede observar que estos son consistentes con los patrones del viento debido a que se muestra que tanto la dirección como la dispersión siguen un comportamiento lógico y esperado con respecto al tamaño del grano, por lo tanto, este trabajo puede considerarse una base para futuras investigaciones.

Con base en los resultados obtenidos referentes a las áreas impactadas por los posibles escenarios eruptivos, sería necesario implementar medidas de mitigación que permitan en lo mayor posible el bienestar y la seguridad de la población, de ahí la importancia de la elaboración de los planes de protección civil y el atlas de riesgo, las cuales se vuelven una necesidad inmediata para la comunidad. Si bien, existen diversos trabajos realizados anteriormente, no contemplan características actuales, tales como el incremento de la población y de comunidades, el cambio climático, los estados socioeconómicos, entre otros, por eso además de la elaboración de los planes de protección civil es necesario realizar la actualización de los ya obtenidos tomando en cuenta las características mencionadas y muchas otras como las rutas de evacuación de las diferentes áreas en peligro, con lo cual, se reduciría la vulnerabilidad ante este tipo de fenómenos que, a lo largo de la historia, han presentado un sin número de afectaciones.

13. RECOMENDACIONES

- Ejecutar planes de mitigación de riesgos para diferentes peligros volcánicos en especial para el caso de caída de tefra en ambos volcanes.
- Realizar este tema de investigación utilizando diferentes modelos y comparar los resultados con el fin de establecer el área de peligro más exacto posible.
- Implementar campañas de sensibilización para crear conciencia en la población y autoridades correspondientes sobre los efectos de la caída de tefra y otros peligros volcánicos
- Elaborar trabajos en la misma línea de investigación modificando los parámetros de entrada y observando qué cambios se presentan al compararlo con el presente trabajo.
- Hacer estudios geológicos de depósitos de tefra en los diferentes volcanes activos existentes en el estado de Chiapas.
- Implementar herramientas meteorológicas en tiempo real para mitigar los daños en el caso de una crisis volcánica.
- Hacer un análisis de los efectos de la caída de tefra que podrían presentarse por la erupción de volcanes activos del estado de Chiapas.
- Se recomienda a los futuros licenciados en Ciencias de la Tierra o a las personas con las capacidades y el interés por este tipo de proyectos de investigación, a explorar más a fondo estos temas con el fin de mejorar los trabajos ya realizados, tomando en cuenta principalmente los factores tecnológicos, ya que son investigaciones que pueden evolucionar y servir para el bien de todos los demás.
- Capacitar a los alumnos en el uso de diferentes sistemas operativos para la instalación y utilización de diferentes programas volcánicos o de simulación de otros fenómenos naturales.

14. LITERATURA CITADA

- Arana Salinas L., Siebe C., Macías J. L. 2010. *Dynamics of the ca. 4965 yr ¹⁴C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México.* Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 192, 212 - 231.
- Armienta M. A., De la Cruz Reyna S., Macías J. L. 2000. *Chemical characteristics of the crater lakes of Popocatépetl, El Chichon, and Nevado de Toluca volcanoes.* México. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 97, 105 - 125.
- Barrantes Castillo G., Núñez Corrales S., Castro Mora J., Malavassi Rojas E., Soto Montoya C. 2013. *Simulación de caída de ceniza del volcán Irazú aplicando el programa tephra modificado.* Costa Rica: E-Publicaciones.
- Bonasia R., Costa A., Folch A., Macedonio G., Capra L. 2012. *Numerical simulation of tephra transport and deposition of the 1982. El Chichón eruption and implications for hazard assessment.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 231 - 232, 39 - 49.
- Bonasia R., Macedonio G., Costa A., Mele D., Sulpizio R. 2010. *Numerical inversion and analysis of tephra fallout deposits from the 472 AD sub-Plinian eruption at vesuvius (Italy) through a new best-fit procedure.* J. Volcanol. Geotherm. Res. 189, 238 - 246.
- Bonasia R., Scaini C., Capra L., Nathenson M., Siebe C., Arana-Salinas L., Folch A. 2013. *Long-Range Hazard Assessment of Volcanic Ash Dispersal For a Plinian Eruptive Scenario at Popocatépetl Volcano.* Mexico. Implications For Civil Aviation Safety. Bull Volcanol, 76, 1 - 16.
- Breton González M., Ramírez Juan J., Navarro C. 2002. *Summary of the historical eruptive activity of Volcan De Colima, México.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117, 21 - 46.
- Caballero Tena L. 2003. *Hidrodinámica. En Mecánica de Fluidos (6).* México: Instituto Tecnológico de Acapulco.

- Canul R. F., Rocha V. L. 1981. *Informe geológico de la zona geotérmica de El Chichonal, Chiapas, México*. México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, 38, 32 - 81.
- Canul Dzul R. F., Razo Montiel A., Rocha López V. 1983. *Geología e historia volcanológica del volcán Chichonal, estado de Chiapas en Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional. El Volcán Chichonal*. México, D F. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Instituto de Geología, 3 - 22.
- Carey S., Sigurdsson H. 1986. *The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico: Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution*. Bulletin of Volcanology, 48, 127 - 141.
- Carreras M. L. 2003. *Estudio vulcanológico del depósito de caída piroclástica la 'Pomez Toluca Inferior', volcán Nevado de Toluca*. México. Universidad Complutense de Madrid.
- Collini E., Osoro M. A., Folch A., Viramonte J. G., Villarroza G., Salmuni G., 2012. *Volcanic ash forecast during the June 2011 Cordón Caulle eruption*. Natural Hazards, 66 (2).
- Connor C. B. 2002. *Tephra dispersion modeling in parallel*. Recuperado de la página de la Universidad de Florida del Sur <http://www.cas.usf.edu/~cconnor/parallel/tephra/tephra.html>
- Connor C. B., Hill B., Winfrey N. M., Franklin P. C., La Femina. 2001. *Estimation of volcanic hazards from tephra fallout*, Natural Hazards Review. 2, 33 - 42.
- Connor L., Connor C. 2011. *Tephra2 User's Manual*. Tampa, Florida: University of South Florida.
- Costa A., Dell'Erba F., Di Vito M., Isaia R., Macedonio G., Orsi G., Pfeiffer T. 2009. *Tephra fallout hazard assessment at CampiFlegrei caldera (Italy)*. Bull. Volcanol. 71 (3), 259 - 273.
- Costa A., Pioli L., Bonadonna C., 2016. *Assessing tephra total grain-size distribution: Insights from field data analysis*. Earth Planet. Sci. Lett. 443, 90 - 107.

- Crandell D. R., Mullineaux D. R., 1975. *Technique and rationale of volcanic hazard appraisals in the Cascade Range*. Northwestern United States. Environ. Geol., 1, 23 - 32.
- De la Cruz V., Hernández R. 1985. *Estudio geológico a semidetalle de la zona geotérmica del volcán Tacaná, Chiapas*. México, Comisión Federal de Electricidad, Reporte interno, 41/85, 28.
- Dellino P., Mele D., Bonasia R., Braia L., La Volpe L., Sulpizio R., 2005. *The analysis of the influence of pumice shape on its terminal velocity*. Geophysical Research Letters, 32.
- Dioguardi F., Mele D., Dellino P., Durig T. 2017. *The terminal velocity of volcanic particles with shape obtained from 3D X-ray microtomography*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 329, 41.
- Duffield W. A., Tilling R. I., Canul R. 1984. *Geology of El Chichón volcano, Chiapas, México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 20, 117 - 132.
- Durant A., Villarosa G., Rose W., Delmelle P., Prata A., Viramonte J. 2011. *Long-range volcanic ash transport and fallout during the 2008 eruption of Chaitén volcano, Chile*. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C.
- Estudio FAO Riego y Drenaje. 2006. *Evapotranspiración del Cultivo, Guías para la Determinación de los Requerimientos de Agua de los Cultivos*. México: FAO.
- Fagundo J. R., Cima A., González P. 2004. Revisión bibliográfica sobre clasificación de las aguas minerales y mineromedicinales. Cuba: Centro Nacional de Termalismo.
- Folch A., Cavazzoni C., Costa A., Macedonio G. 2008. *An automatic procedure to forecast tephra fallout*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 177, 767 - 777.
- Francis P. 1995. *Volcanoes: A planetary perspective*. Clarendon Press, Hong Kong.
- García Palomo A., Macías J. L., Arce J. L, Mora J. C., Hughes S., Saucedo R., Espíndola J. M., Escobar R., Layer P. 2006. *Geological evolution of the*

Tacaná Volcanic Complex, Mexico-Guatemala, GSA Special Paper Natural Hazards in Central America. Journal of Volcanology and Geothermal Research.

- Heinold B., Tegen I., Wolke R., Ansmann A., Mattis I., Minikin A., Schumann U., Weinzierl Bernadett. 2012. *Simulations of the 2010 Eyjafjallajökull volcanic ash dispersal over Europe using COSMO-MUSCAT.* Journal of Volcanology and Geothermal Research Editorial, 48, 195 - 204.
- Jesse L., Cristiane L., Michael A. Johnson. 2016. *WRPLOT View™, User Guide, Wind and Rain Rose Plots for Meteorological Data.* Waterloo, Ontario: Lakes Environmental Software.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., (NCEP Climate Prediction Center), Jenne Roy, Joseph Dennis, (NCAR). 1996. *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project.* Bulletin of the American Meteorological Society, 1, 1 - 124.
- Kawabata E., Bebbington M. S., Cronin S. J., Wang T. 2013. *Modeling thickness variability in tephra deposition.* Bull Volcanol. 75,738.
- Komorowski J. C., Legendre Y., Caron B., Boudon G. 2008. *Reconstruction and analysis of sub-plinian tephra dispersal during the 1530 A.D. Soufrière (Guadeloupe) eruption: Implications for scenario definition and hazards assessment.* Volcanol Geotherm Res. 178, 491 - 515.
- Krumbein W. C. 1934. *Size frequency distributions of sediments.* Journal of sedimentary Petrology. 4, 65 - 77.
- Limón Hernández C. G. 2005. *Análisis de la Percepción del Riesgo en los Volcanes Chichón y Tacaná, Chiapas.* México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Macías J. L. 2005. *Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del centenario, 379 - 424.
- Macías J. L., Espíndola J. M., Tarán Y., Sheridan M. F., García A. 1997b. *Explosive volcanic activity during the last 3,500 years at El Chichón volcano,*

México, IAVCEI, Puerto Vallarta, México Plenary Assembly, Fieldtrip guidebook: Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Secretaria General, Unidad Editorial, 1 - 53.

- Martin Del Pozzo A. L., Alatorre Ibarquengoitia M., Arana Salinas L., Bonasia R., Capra Pedol L., Cassata W., Córdoba G., Cortés Ramos J., Delgado Granados H., Ferrés López M. D., Fonseca Álvarez R., García Reynoso J. A., Gisbert G., Guerrero López D. A., Jaimes Viera M. C., Macías Vázquez J. L., Nieto Obregón J., Nieto Torres A., Paredes Ruiz P. A., Portocarrero Martínez J., Renne P., Rodríguez Espinosa D. M., Salinas Sánchez S., Siebe Grabach C., Tellez Ugalde E. 2017. *Caída de piroclastos y cenizas*. Monografías 22, Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl, Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl (71-73). México, D. F: Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) Instituto de Geofísica.
- Mastin L., Guffanti M., Servranckx R., Webley P., Barsotti S., Dean K., Ewert J., Neri A., Rose W., Schneider D., Siebert L., Stunder B., Swanson G., Tupper A., Volentik A., Waythomas C. 2009. *A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 186, 10 - 21.
- McBirney A. R., Murase T. 1970. *Factors governing the formation of pyroclastic rocks*, Bull. Volcanol. 34: 372 - 384.
- Mercado R., Rose W. I. 1992. *Reconocimiento Geológico y Evaluación Preliminar de Peligrosidad del Volcán Tacaná, Guatemala-México*. Geofísica Internacional, 31, 205 - 237.
- Molina Jiménez P. 2013. *Simulación numérica de un problema de contaminación atmosférica*. Madrid, España: Universidad Politécnica de Madrid.
- Odenwald S., Peticolas L., Craig N. 2008. *Magnetic Mysteries of the Aurora. Universal Time*. National Aeronautics and Space Administration (NASA), 5, 5 - 9.

- Osorio M. A., Folch A., Collini E., Villarroca G., Durant A., Pujol G., Viramonte J. G. 2013. *Validation of the Fall 3D model for the 2008 Chaitén eruption using field and satellite data*. *Andean Geology*, 40 (2), 262 - 276.
- Panfil Maria S., Gardner Thomas W., Hirth Kenneth G. 1999. *Late Holocene stratigraphy of the Tetimpa archaeological sites, northeast flank of Popocatepetl volcano*. Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 204 - 218.
- Parfitt E.A., Wilson L. 2008. *Fundamentals of Physical Volcanology*. Oxford: Blackwell Publishing
- Ramírez Solís M. I. 2016. *Estimación de la Amenaza por Lahares de los Volcanes Chiapanecos Activos Mediante la Aplicación de Lahar y los SIG. Chiapas*. México. Universidad de Ciencias y artes de Chiapas (UNICACH).
- Resnick R., Halliday D. S., Krane K. 1997. *Estática de Fluidos*. En *Física*. 422 - 426. México: Continental.
- Rodgers P., Eveloy V. N; s.n., 2004. *Application of low-Reynolds number turbulent flow models to the prediction of electronic component heat transfer*. *IEEE*, 1, 495 - 503.
- Romero Jorge E., Bustillos Jorge E., Viramonte José G. 2015. *Los depósitos de caída de tefra: Una breve revisión sobre su cuantificación y análisis para la clasificación de erupciones volcánicas explosivas, con ejemplos Latinoamericanos*. *Pyroclastic Flow*, 5, 1-33.
- Sapper K., 1927. *Vulkankunde*, J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart.
- Saucedo R., Macías J. L., Gavilanes J. C., Arce J. L., Komorowski J. C., Gardner J. E., Valdez M. G. 2010. *Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191, 149 - 166.
- Schneider D. J., Rose William I., Coke Larry R., Bluth Gregg J. S. 1999. *Early evolution of a stratospheric volcanic eruption cloud as observed with TOMS and AVHRR*. *Journal of Geophysical Research*, 104, 4037 - 4050.

- Scolamacchia T., Macías J. L. 2015. *Eruptive History of the Tacaná Volcanic Complex. Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná.* Mexico. Springer. 115 - 138.
- Scollo S., Prestifilippo M., Coltelli M., Peterson R. A., Spata G. 2011. *A statistical approach to evaluate the tephra deposit and ash concentration from PUFF model forecasts.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 200, 129 - 142.
- Searcy C., Dean K., Stringer W. 1997. *PUFF: A high-resolution volcanic ash tracking model.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 80, 1 – 16.
- Secretaría de Planificación y Programación de la Presidencia (SEGEPLAN). (2010). *Reglamento Orgánico Interno.* Guatemala: Secretaría de Planificación y Programación de la Presidencia.
- Silva Mora L., 1983. *La erupción del volcán Chichonal, Chiapas, México (una particularidad del volcanismo en México).* Ponencias presentadas en el Simposio sobre el Volcán Chichonal durante la VI Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Instituto de Geología, UNAM, México, DF.
- Simarski L.T. 1992. *Volcanism and Climate Change, AGU Special Report,* American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Simkin T. Siebert L., (1994). *Volcanoes of the world.* Geoscience Press, Inc., Arizona, E.U.A.
- Sistema estatal de protección civil. 2008. *Plan Operativo de Protección Civil, Volcán Chichón, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.* Gobierno del Estado.
- Sistema estatal de protección civil. 2008. *Plan Operativo de Protección Civil, Volcán Tacaná, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.* Gobierno del Estado.
- Sotelo Ruiz E. D., Gonzales Hernández A., Cruz Bello G. M., Moreno Sánchez F., Ochoa Estrada S. 2010. *Descripción de las unidades del suelo presentes en el estado de México. En La clasificación FAO-WRB y Los Suelos del Estado de México.* México DF: INIFAP. 119 - 121.

- Steppeler J., Doms G., Schättler U., Bitzer H. W., Gassmann A., Damrath U., Gregoric G. 2003. *Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM*. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 75 - 96.
- Suárez Plascencia C., Saavedra De La Cruz G. 2008. *Análisis Y Mapa de Riesgo del Volcán Colima, México*. Guadalajara, México. Centro de investigación de la Facultad de Geografía, Universidad de Guadalajara, México.
- Suzuki T., (1983). *A theoretical model for dispersion of tephra*. In: Shimozuru D, Yokoyama I (eds) *Volcanism: physics and tectonics*. Terrapub, Tokyo, 95 - 113.
- Tilling R. I. 1989. *Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems*. *Review of Geophysics*. 27, 2, 237 - 269.
- UNESCO. 1972. *Report of consultative meeting of experts on statistical study of natural hazards and their consequences*, Doc. SC/WS/500, New York.11.
- Vázquez R., Bonasia R., Folch A., Arce J. L., Macías J. L. 2019. *Tephra fallout hazard assessment at Tacaná volcano (Mexico)*. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 17.
- Virtual Volcano. 2008. Discovery chanel, <http://dsc.discovery.com/convergence/pompeii/interactive/interactive.html>
- Walker G. P. L., 1980. *The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 69 - 94.
- Wilson L. 1980. *Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 297 - 313.
- Wilson L., Huang T., 1979. *The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles*. *Earth and Planetary Science Letters* 44, 311 - 324.
- Wolke R., Hellmuth O., Knoth O., Schroder W., Heinrich B., Renner E. 2004. *The chemistry-transport modeling system LM-MUSCAT: description and citydelta applications*. *Air Pollution Modeling and Its Application XVI*. 427 - 428). Springer US: Libgen Librarian.

- Zieron K. 2008. *Vulcanismo*. 2019, de Universidad Veracruzana, Sitio web: <https://www.uv.mx/apps/vulcanismo/>
- Böse F., 1903. *Informe sobre los temblores de Zanatepec y sobre el estado actual del Volcán Tacaná*. Parergones del Instituto Geológico de México, Boletín No. 20.
- Mullerried F., 1951. *La reciente actividad del volcán de Tacaná estado de Chiapas, a fines de 1949 y principios de 1950*. Instituto de Geología, Universidad nacional autónoma de México (UNAM), México.
- Müllerried G. K. F. 1957. *Geología de Chiapas*. Editorial Cultura, T. G., S. A. México, 180.
- Walker G., Wilson L., Howell E. 1971. *Explosive volcanic eruptions I. Rate of fall of pyroclasts*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 22, 377 - 383.
- Damon P., Montesinos E. 1978. *Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México*. Arizona Geological Society Digest, 11, 155 - 168.
- Fournier d'Albe E. M. 1979. *Objectives of volcanic monitoring and prediction*. Journal of the Geological Society of London. 136. 321 - 326.
- Luhr James F., Carmichael Ian S. E. 1980. *The Colima Volcanic Complex, Mexico*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 71, 343 - 372.
- Arastoopour H., Wang C., Weil S., 1982. *Particle-particle interaction force in a dilute gas-solid system*. Chemical Engineering Science 37 (9), 1379 - 1386.
- Newhall C., Self S. 1982. *The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism*. J. Geophys. Res., 87, 1231 - 1238.
- Carey S. N., Sparks R. S. J. 1986. *Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns*. Bulletin of Volcanology. 48. 109 - 125.
- De la Cruz Reyna S., 1986. *Tacaná (México/Guatemala): Local seismicity continues*. SEAN Bull. 11, 2, 4 - 5.

- De la Cruz Reyna S., 1986b. *Tacaná (México): Earthquake swarm then small phreatic eruption*. SEAN Bull. 11, 4, 14.
- Armienti P., Macedonio G., Pareschi M., 1988. *A numerical model for the simulation of tephra transport and deposition: applications to May 18, 1980, Mt. St. Helens eruption*. J. Geophys. Res. 93 (B6), 6463 - 6476.
- Ganser G., 1993. *A rational approach to drag prediction of spherical and nonspherical particles*. Powder Technology 77, 143 - 152.
- Shao Y., Raupach M. R., Findlater P. A. 1993. *Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind*. J. Geophys. Res., 98, 12, 719 - 12, 726.
- Macías J. L., Sheridan M. F., Espíndola J. M. 1997. *Reappraisal of the 1982 Eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico*. New data from the Proximal Deposit. Bulletin of Volcanology. 59 (6), 459 - 471.
- Bonadonna C., Ernest G. G. J., Sparks R. S. J. 1998. *Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: The importance of particle Reynolds number*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81: 173 - 187.
- Zhang Y. 1999. *A criterion for the fragmentation of bubbly magma based on brittle failure theory*. Nature, 402, 648 - 650.
- Carey S. N., Bursik M., 2000. *Volcanic plumes*. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press.
- Pyle D. M., 2000. *Sizes of Volcanic Eruption*. Encyclopedia of Volcanoes. Academy Press. Part II, 263 - 269. San Diego California.
- Rosi M. 2001. *Plinian Eruption Columns: Particle Transport and Fallout*. *En from Magma to Tephra: Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions*, Elsevier, Developments in Volcanology 4, 139 p. ISBN 0-444-50708-6.
- Meneses Rocha J. J. 2001. *Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern México, implications for regional petroleum systems*. Bartolini C., Buffler R. T., Cantú Chapa A. (eds.), The western Gulf of México basin: tectonics, sedimentary basins, and

petroleum systems: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 75, 183 - 216.

- Lugo J., Inbar M. 2002. *Desastres Naturales en América Latina, Edi. Fondo de Cultura Económica*. México, 9 - 33.
- Alatorre Ibargüengoitia M. A. 2003. *Volcanismo Explosivo. en Física de proyectiles balísticos volcánicos y delimitación de zonas de peligro por su impacto* (132). México. Universidad nacional autónoma de México (UNAM).
- García E. 2004. *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática De Köppen*. México: ISBN. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Marzocchi W., Sandro L., Gasparini P., Newhall C., Boschi E. 2004. *Quantifying probabilities of volcanic events: The example of volcanic hazard at Mount Vesuvius*. Journal of Geophysical Research. 109, B1120.
- García Palomo A., Macías J. L., Espíndola J. M. 2004. *Strike-slip faults and K-Alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 136, 247 - 268.
- Macedonio G., Costa A., Longo A., 2005. *A computer model for volcanic ash fallout and assessment of subsequent hazard*. Comput. Geosci. 31, 837 - 845.
- Pfeiffer T., Costa A., Macedonio G., 2005. *A model for the numerical simulation of tephra fall deposits*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 140, 237 - 294.
- Llinares M. A., Ortiz R., Marrero J. M. 2006. *Programa para centros escolares, guía didáctica para profesores. Riesgo volcánico*. Madrid, España: Imprenta nacional del boletín oficial del estado.
- Costa A., Macedonio G., Folch A. 2006. *A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes*. Earth and Planetary Science Letters 241. 634 - 647.
- Hernández R. J. 2007. *Reconstrucción de la dinámica eruptiva de la pómez Ezequiel Montes, Qro. Juriquilla, Querétaro*: Universidad Nacional Autónoma De México (UNAM).
- Folch A., Costa A., Macedonio G. 2017. *FALL 3D-7.2 USER'S MANUAL*. Barcelona, Bologna, Napoli: Barcelona Supercomputing Center (BSC-CNS).

- D' Antonio M., Capra L., Sarocchi D., Bellotti F. 2008. *Reconstrucción del Evento Eruptivo Asociado al Emplazamiento del Flujo Piroclástico El Refugio Hace 13 Ka, Volcán Nevado De Toluca*. México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 115 - 134.
- De la Cruz Reyna S. 2008. *VOLCANES, Peligro y Riesgo Volcánico en México*. SERIE Fascículos, CENAPRED, Volumen 1, 54.
- Llinares J. M. 2009. Modelo de Evacuación a Escala Variable. Una Herramienta para la Gestión de Crisis Volcánicas, Aplicación a los Volcanes Teide, Chichón y Popocatépetl. España: Departamento de Edafología y Geología Facultad de Biología, Universidad de La Laguna.
- Aparicio Juárez R. M. 2010. *Procesamiento de datos de emisión de dióxido de azufre obtenidos por espectrometría de absorción óptica diferencial en el volcán Popocatépetl*. Puebla. Universidad nacional autónoma de México (UNAM).
- Cabrera Gutiérrez R., Espíndola J. M. 2010. *The 1998 - 1999 eruption of Volcán de Colima, Mexico: an application of Maeda's viscoelastic model*. Geofísica Internacional, 49, 83 - 96.
- Galeano Carlos H., Garzón D. A., Mantilla J. M. 2010. *Formación de patrones de turing para sistemas de reacción-convección-difusión en dominios fijos sometidos a campos de velocidad toroidal*. SciELO, Colombia, 1, 13.
- Pérez Trejo L., Méndez Sánchez A. F., Iturbe Ponce J. M. 2010. *Velocidad terminal de una esfera descendente y la viscosidad de fluidos: diferencia entre fluidos newtonianos y no newtonianos*. Escuela Superior de Física y Matemáticas, Instituto Politécnico Nacional, 1, 5.
- Peláez J. A. 2011. *Sobre las escalas de magnitud*. En *Fundamentos Conceptuales y Didácticos*. España: Departamento de Física, Universidad de Jaén. 267 - 275.
- Arce J. L., Macías J. L., Gardner J. E., Rangel E., 2012. *Reconstruction of the Sibinal Pumice an andesitic Plinian eruption at Tacaná Volcanic Complex, Mexico-Guatemala*. J. Volcanol. Geotherm. 217 - 218, 39 - 55.

- Aparicio Juárez R. M. 2012. *Modelado numérico de la erupción pliniana que dio origen a la pómez Toluca inferior en el volcán nevado de Toluca*. México. Universidad nacional autónoma de México (UNAM).
- Scaini C., Folch A., Navarro M. 2012. *Tephra hazard assessment at Concepción Volcano*. Nicaragua. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 219 - 220, 41 - 51.
- Argoti Álvarez J. A. 2012. *Metodología para simular la dispersión de cenizas volcánicas en la atmósfera*. UNIMAR, 60, 21 - 40.
- Arias Madrid D., López Paz O. A., Jiménez Builes J. A. 2012. *Análisis de Sedimentos Utilizando un Enfoque de la Programación Estructurada*. Tecno Lógicas, 29, 49 - 67.
- Albarrán Guerrero F. M. 2013. *Restitución Fotogramétrica del Volcán Tacaná para Desarrollar un Mapa de Riesgos*. México. Universidad nacional autónoma de México (UNAM).
- Folch A., Mingari L., Osos M. S., Collini E. 2014. *Modeling volcanic ash resuspension - application to the 14 - 18 October 2011 outbreak episode in Central Patagonia, Argentina*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14, 119 - 133.
- Gavina Sánchez D., Rodríguez Nava E. 2015. *Evaluación de tres técnicas para la mitigación de riesgos por eventos eruptivos en el sector aeronáutico: Caso de estudio en el volcán de colima*. México, DF. Instituto Politécnico Nacional (IPN).
- González Cárdenas E. 2015. *Los Volcanes: Columna Eruptiva*. 2018, de Centro de Estudios de Castilla-La Mancha Sitio web: <https://previa.uclm.es/profesorado/egcardenas/colum.htm>
- Ramos Herrera S., Magaña Villegas E., Carrera Velueta J. M. 2016. *Manual para el Manejo de Software Especializado*. Hablando al Aire, 1, 3 - 12.
- Rodríguez Cifuentes J. A. 2018. *Significado de la media aritmética y el uso de la palabra promedio para los estudiantes de grado undécimo de una institución educativa de ibagué*. ibagué-tolima. Universidad del Tolima, facultad de ciencias de la educación, licenciatura en matemáticas.

- Blue Marble Geographics. 2019. *Global Mapper V 19.1. 2019*, Blue Marble Geographics, mind the gap between world and map, Sitio web: <https://www.bluemarblegeo.com/index.php>
- Folch A., Costa A., Basart S. 2012. *Validation of the Fall3d ash dispersion model using observations of the 2010 Eyjafjallajökull volcanic ash clouds*. Atmospheric Environment. 48, 165 - 183.
- Folch A., Costa A., Macedonio G., 2009. *FALL3D: A computational model for transport and deposition of volcanic ash*. Computers&Geosciences. 35 (6), 1334 - 1342.

15. ANEXOS

15.1. Tablas de resultados del volcán Chichón

Tabla 17. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Chichón.

kg/m ²	Phi (ϕ)	Mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	1.21
	-3 a -2	8 a 4	1.10
	-2 a -1	4 a 2	2.55
	-1 a 0	2 a 1	5.13
	0 a 1	1 a 0.5	14.12
	1 a 2	0.5 a 0.25	24.23
	2 a 3	0.25 a 0.125	51.68
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.71
	-3 a -2	8 a 4	1.10
	-2 a -1	4 a 2	2.58
	-1 a 0	2 a 1	4.84
	0 a 1	1 a 0.5	16.08
	1 a 2	0.5 a 0.25	62.34
	2 a 3	0.25 a 0.125	12.55
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	1.32
	-3 a -2	8 a 4	2.18
	-2 a -1	4 a 2	5.06
	-1 a 0	2 a 1	12.39
	0 a 1	1 a 0.5	54.79
	1 a 2	0.5 a 0.25	24.40
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	1.84
	-3 a -2	8 a 4	5.73
	-2 a -1	4 a 2	16.21
	-1 a 0	2 a 1	44.08
	0 a 1	1 a 0.5	32.19
1000 - 2100	-4 a -3	16 a 8	1.97
	-3 a -2	8 a 4	20.01
	-2 a -1	4 a 2	55.77
	-1 a 0	2 a 1	22.31

Tabla 18. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Chichón.

kg/m²	Phi (φ)	Mm	%	
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.07	
	-3 a -2	8 a 4	0.08	
	-2 a -1	4 a 2	0.06	
	-1 a 0	2 a 1	0.20	
	0 a 1	1 a 0.5	6.78	
	1 a 2	0.5 a 0.25	26.24	
	2 a 3	0.25 a 0.125	30.05	
	3 a 4	0.125 a 0.062	36.26	
	4 a 5	0.062 a 0.031	0.26	
	1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.06
-3 a -2		8 a 4	0.21	
-2 a -1		4 a 2	0.35	
-1 a 0		2 a 1	0.58	
0 a 1		1 a 0.5	16.35	
1 a 2		0.5 a 0.25	56.91	
2 a 3		0.25 a 0.125	24.45	
3 a 4		0.125 a 0.062	1.09	
10 - 100		-4 a -3	16 a 8	0.03
		-3 a -2	8 a 4	0.34
	-2 a -1	4 a 2	0.66	
	-1 a 0	2 a 1	1.29	
	0 a 1	1 a 0.5	36.49	
	1 a 2	0.5 a 0.25	48.65	
	2 a 3	0.25 a 0.125	12.48	
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.07	
	100 - 990	-4 a -3	16 a 8	0.01
		-3 a -2	8 a 4	1.55
-2 a -1		4 a 2	13.84	
-1 a 0		2 a 1	36.93	
0 a 1		1 a 0.5	46.51	
1 a 2		0.5 a 0.25	1.13	
2 a 3		0.25 a 0.125	0.05	

Tabla 19. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre enero-marzo Para el volcán Chichón.

kg/m ²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.09
	-3 a -2	8 a 4	0.06
	-2 a -1	4 a 2	0.14
	-1 a 0	2 a 1	0.26
	0 a 1	1 a 0.5	0.47
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.29
	2 a 3	0.25 a 0.125	98.71
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	1.19
	-3 a -2	8 a 4	1.10
	-2 a -1	4 a 2	3.17
	-1 a 0	2 a 1	6.47
	0 a 1	1 a 0.5	18.21
	1 a 2	0.5 a 0.25	23.58
	2 a 3	0.25 a 0.125	46.40
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	0.98
	-3 a -2	8 a 4	0.93
	-2 a -1	4 a 2	2.60
	-1 a 0	2 a 1	6.21
	0 a 1	1 a 0.5	19.46
	1 a 2	0.5 a 0.25	41.81
	2 a 3	0.25 a 0.125	28.19
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	1.43
	-3 a -2	8 a 4	2.37
	-2 a -1	4 a 2	9.49
	-1 a 0	2 a 1	20.15
	0 a 1	1 a 0.5	34.11
	1 a 2	0.5 a 0.25	20.31
	2 a 3	0.25 a 0.125	12.65
1000 - 2500	-4 a -3	16 a 8	18.99
	-3 a -2	8 a 4	50.79
	-2 a -1	4 a 2	30.24

Tabla 20. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Chichón.

kg/m²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	1.35
	-3 a -2	8 a 4	1.34
	-2 a -1	4 a 2	2.02
	-1 a 0	2 a 1	4.42
	0 a 1	1 a 0.5	11.91
	1 a 2	0.5 a 0.25	22.40
	2 a 3	0.25 a 0.125	56.65
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.84
	-3 a -2	8 a 4	1.23
	-2 a -1	4 a 2	1.89
	-1 a 0	2 a 1	4.45
	0 a 1	1 a 0.5	14.75
	1 a 2	0.5 a 0.25	68.18
	2 a 3	0.25 a 0.125	8.76
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	1.02
	-3 a -2	8 a 4	2.27
	-2 a -1	4 a 2	3.94
	-1 a 0	2 a 1	9.29
	0 a 1	1 a 0.5	52.56
	1 a 2	0.5 a 0.25	30.94
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.08
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	1.98
	-3 a -2	8 a 4	5.64
	-2 a -1	4 a 2	12.12
	-1 a 0	2 a 1	38.91
	0 a 1	1 a 0.5	41.36
1000 - 2900	-4 a -3	16 a 8	1.90
	-3 a -2	8 a 4	16.38
	-2 a -1	4 a 2	47.28
	-1 a 0	2 a 1	34.47

Tabla 21. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Chichón.

kg/m²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-1 a 0	2 a 1	0.01
	0 a 1	1 a 0.5	1.95
	1 a 2	0.5 a 0.25	18.07
	2 a 3	0.25 a 0.125	15.63
	3 a 4	0.125 a 0.062	63.63
	4 a 5	0.062 a 0.031	0.71
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.03
	-3 a -2	8 a 4	0.09
	-2 a -1	4 a 2	0.02
	-1 a 0	2 a 1	0.23
	0 a 1	1 a 0.5	13.76
	1 a 2	0.5 a 0.25	60.08
10 -100	2 a 3	0.25 a 0.125	23.73
	3 a 4	0.125 a 0.062	2.05
	-4 a -3	16 a 8	0.03
	-3 a -2	8 a 4	0.27
	-2 a -1	4 a 2	0.46
	-1 a 0	2 a 1	0.78
100 - 930	0 a 1	1 a 0.5	33.68
	1 a 2	0.5 a 0.25	50.83
	2 a 3	0.25 a 0.125	13.75
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.22
	-4 a -3	16 a 8	0.02
	-3 a -2	8 a 4	1.05
100 - 930	-2 a -1	4 a 2	7.84
	-1 a 0	2 a 1	25.79
	0 a 1	1 a 0.5	56.86
	1 a 2	0.5 a 0.25	7.50
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.93
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.01

Tabla 22. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Chichón.

kg/m ²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.03
	-3 a -2	8 a 4	0.02
	-2 a -1	4 a 2	0.04
	-1 a 0	2 a 1	0.07
	0 a 1	1 a 0.5	0.15
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.13
	2 a 3	0.25 a 0.125	99.55
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	1.20
	-3 a -2	8 a 4	1.06
	-2 a -1	4 a 2	1.85
	-1 a 0	2 a 1	4.94
	0 a 1	1 a 0.5	14.09
	1 a 2	0.5 a 0.25	18.95
	2 a 3	0.25 a 0.125	58.07
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	0.73
	-3 a -2	8 a 4	0.74
	-2 a -1	4 a 2	1.70
	-1 a 0	2 a 1	4.29
	0 a 1	1 a 0.5	20.83
	1 a 2	0.5 a 0.25	41.66
	2 a 3	0.25 a 0.125	30.14
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	1.36
	-3 a -2	8 a 4	1.85
	-2 a -1	4 a 2	5.45
	-1 a 0	2 a 1	18.34
	0 a 1	1 a 0.5	37.59
	1 a 2	0.5 a 0.25	20.73
	2 a 3	0.25 a 0.125	14.88
1000 - 2900	-4 a -3	16 a 8	11.30
	-3 a -2	8 a 4	27.92
	-2 a -1	4 a 2	51.08
	-1 a 0	2 a 1	9.70

Tabla 23. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Chichón.

kg/m²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	1.58
	-3 a -2	8 a 4	1.30
	-2 a -1	4 a 2	1.96
	-1 a 0	2 a 1	4.61
	0 a 1	1 a 0.5	12.21
	1 a 2	0.5 a 0.25	26.04
	2 a 3	0.25 a 0.125	52.40
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	1.10
	-3 a -2	8 a 4	1.37
	-2 a -1	4 a 2	2.33
	-1 a 0	2 a 1	5.44
	0 a 1	1 a 0.5	17.55
	1 a 2	0.5 a 0.25	58.27
	2 a 3	0.25 a 0.125	14.02
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	1.38
	-3 a -2	8 a 4	2.28
	-2 a -1	4 a 2	3.77
	-1 a 0	2 a 1	9.64
	0 a 1	1 a 0.5	43.70
	1 a 2	0.5 a 0.25	38.34
	2 a 3	0.25 a 0.125	1.01
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	2.24
	-3 a -2	8 a 4	6.31
	-2 a -1	4 a 2	11.17
	-1 a 0	2 a 1	36.30
	0 a 1	1 a 0.5	43.23
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.74
1000 - 3104	-4 a -3	16 a 8	1.83
	-3 a -2	8 a 4	16.68
	-2 a -1	4 a 2	44.53
	-1 a 0	2 a 1	36.34
	0 a 1	1 a 0.5	0.64

Tabla 24. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Chichón.

kg/m²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	0 a 1	1 a 0.5	0.78
	1 a 2	0.5 a 0.25	15.96
	2 a 3	0.25 a 0.125	19.54
	3 a 4	0.125 a 0.062	62.01
	4 a 5	0.062 a 0.031	1.67
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.08
	-3 a -2	8 a 4	0.20
	-2 a -1	4 a 2	0.20
	-1 a 0	2 a 1	0.11
	0 a 1	1 a 0.5	12.29
10 - 100	1 a 2	0.5 a 0.25	64.40
	2 a 3	0.25 a 0.125	20.84
	3 a 4	0.125 a 0.062	1.89
	-4 a -3	16 a 8	0.03
	-3 a -2	8 a 4	0.36
100 - 500	-2 a -1	4 a 2	0.56
	-1 a 0	2 a 1	0.92
	0 a 1	1 a 0.5	38.24
	1 a 2	0.5 a 0.25	48.09
	2 a 3	0.25 a 0.125	11.67
500 - 1100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.16
	-3 a -2	8 a 4	1.31
	-2 a -1	4 a 2	8.07
	-1 a 0	2 a 1	21.13
	0 a 1	1 a 0.5	59.38
	1 a 2	0.5 a 0.25	8.03
	2 a 3	0.25 a 0.125	2.06
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.01
	-3 a -2	8 a 4	0.06
	-2 a -1	4 a 2	13.35
	-1 a 0	2 a 1	66.62
	0 a 1	1 a 0.5	19.62
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.25
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.10

Tabla 25. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Chichón.

kg/m ²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.05
	-3 a -2	8 a 4	0.03
	-2 a -1	4 a 2	0.05
	-1 a 0	2 a 1	0.10
	0 a 1	1 a 0.5	0.18
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.10
	2 a 3	0.25 a 0.125	99.50
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	1.71
	-3 a -2	8 a 4	1.16
	-2 a -1	4 a 2	2.40
	-1 a 0	2 a 1	5.75
	0 a 1	1 a 0.5	15.91
	1 a 2	0.5 a 0.25	18.28
	2 a 3	0.25 a 0.125	55.02
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	1.16
	-3 a -2	8 a 4	1.04
	-2 a -1	4 a 2	2.42
	-1 a 0	2 a 1	6.20
	0 a 1	1 a 0.5	19.51
	1 a 2	0.5 a 0.25	33.80
	2 a 3	0.25 a 0.125	35.94
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	1.64
	-3 a -2	8 a 4	2.17
	-2 a -1	4 a 2	4.97
	-1 a 0	2 a 1	15.31
	0 a 1	1 a 0.5	31.21
	1 a 2	0.5 a 0.25	30.96
	2 a 3	0.25 a 0.125	13.86
1000 - 2400	-4 a -3	16 a 8	10.91
	-3 a -2	8 a 4	26.88
	-2 a -1	4 a 2	44.06
	-1 a 0	2 a 1	18.18

Tabla 26. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Chichón.

kg/m ²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	1.40
	-3 a -2	8 a 4	1.48
	-2 a -1	4 a 2	2.44
	-1 a 0	2 a 1	5.35
	0 a 1	1 a 0.5	13.68
	1 a 2	0.5 a 0.25	24.65
	2 a 3	0.25 a 0.125	51.14
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.99
	-3 a -2	8 a 4	1.56
	-2 a -1	4 a 2	2.64
	-1 a 0	2 a 1	5.62
	0 a 1	1 a 0.5	21.07
	1 a 2	0.5 a 0.25	61.68
	2 a 3	0.25 a 0.125	6.54
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	1.09
	-3 a -2	8 a 4	1.97
	-2 a -1	4 a 2	4.43
	-1 a 0	2 a 1	9.46
	0 a 1	1 a 0.5	43.49
	1 a 2	0.5 a 0.25	37.52
	2 a 3	0.25 a 0.125	2.17
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	2.15
	-3 a -2	8 a 4	6.48
	-2 a -1	4 a 2	11.56
	-1 a 0	2 a 1	37.59
	0 a 1	1 a 0.5	42.28
1000 - 2500	-4 a -3	16 a 8	1.98
	-3 a -2	8 a 4	15.59
	-2 a -1	4 a 2	47.40
	-1 a 0	2 a 1	35.08
	0 a 1	1 a 0.5	0.01

Tabla 27. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Chichón.

kg/m²	Phi (ϕ)	Mm	%
0 - 1	-1 a 0	2 a 1	0.02
	0 a 1	1 a 0.5	1.73
	1 a 2	0.5 a 0.25	13.38
	2 a 3	0.25 a 0.125	14.17
	3 a 4	0.125 a 0.062	68.37
	4 a 5	0.062 a 0.031	2.33
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.05
	-3 a -2	8 a 4	0.18
	-2 a -1	4 a 2	0.12
	-1 a 0	2 a 1	0.28
	0 a 1	1 a 0.5	14.22
	1 a 2	0.5 a 0.25	61.46
	2 a 3	0.25 a 0.125	21.75
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	1.94
	-3 a -2	8 a 4	0.34
	-2 a -1	4 a 2	0.55
	-1 a 0	2 a 1	0.94
	0 a 1	1 a 0.5	33.92
	1 a 2	0.5 a 0.25	50.61
100 - 900	2 a 3	0.25 a 0.125	13.44
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.19
	-3 a -2	8 a 4	1.05
	-2 a -1	4 a 2	8.90
	-1 a 0	2 a 1	27.42
	0 a 1	1 a 0.5	56.08
	1 a 2	0.5 a 0.25	5.67
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.86

Tabla 28. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Chichón.

kg/m ²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.05
	-3 a -2	8 a 4	0.03
	-2 a -1	4 a 2	0.06
	-1 a 0	2 a 1	0.11
	0 a 1	1 a 0.5	0.21
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.12
	2 a 3	0.25 a 0.125	99.43
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	1.24
	-3 a -2	8 a 4	1.07
	-2 a -1	4 a 2	2.28
	-1 a 0	2 a 1	6.06
	0 a 1	1 a 0.5	17.27
	1 a 2	0.5 a 0.25	17.78
	2 a 3	0.25 a 0.125	54.56
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	0.90
	-3 a -2	8 a 4	0.89
	-2 a -1	4 a 2	2.36
	-1 a 0	2 a 1	5.78
	0 a 1	1 a 0.5	23.84
	1 a 2	0.5 a 0.25	36.50
	2 a 3	0.25 a 0.125	29.84
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	1.21
	-3 a -2	8 a 4	1.87
	-2 a -1	4 a 2	5.96
	-1 a 0	2 a 1	17.58
	0 a 1	1 a 0.5	35.17
	1 a 2	0.5 a 0.25	24.05
	2 a 3	0.25 a 0.125	14.38
1000 - 2900	-4 a -3	16 a 8	13.82
	-3 a -2	8 a 4	31.56
	-2 a -1	4 a 2	49.41
	-1 a 0	2 a 1	5.20

15.2. Tablas de resultados del Volcán Tacaná

Tabla 29. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.40
	-3 a -2	8 a 4	1.40
	-2 a -1	4 a 2	2.71
	-1 a 0	2 a 1	6.27
	0 a 1	1 a 0.5	18.31
	1 a 2	0.5 a 0.25	71.00
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.41
	-3 a -2	8 a 4	1.16
	-2 a -1	4 a 2	2.18
	-1 a 0	2 a 1	5.64
	0 a 1	1 a 0.5	19.02
	1 a 2	0.5 a 0.25	71.61
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	0.53
	-3 a -2	8 a 4	1.50
	-2 a -1	4 a 2	3.51
	-1 a 0	2 a 1	9.51
	0 a 1	1 a 0.5	43.76
	1 a 2	0.5 a 0.25	41.25
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	0.95
	-3 a -2	8 a 4	3.49
	-2 a -1	4 a 2	9.93
	-1 a 0	2 a 1	35.11
	0 a 1	1 a 0.5	50.25
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.29
1000 - 4600	-4 a -3	16 a 8	2.09
	-3 a -2	8 a 4	13.83
	-2 a -1	4 a 2	41.24
	-1 a 0	2 a 1	42.30
	0 a 1	1 a 0.5	0.55

Tabla 30. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (ϕ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.38
	-3 a -2	8 a 4	1.54
	-2 a -1	4 a 2	3.09
	-1 a 0	2 a 1	7.58
	0 a 1	1 a 0.5	21.25
	1 a 2	0.5 a 0.25	47.07
	2 a 3	0.25 a 0.125	18.77
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.33
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.35
	-3 a -2	8 a 4	1.40
	-2 a -1	4 a 2	3.09
	-1 a 0	2 a 1	7.46
	0 a 1	1 a 0.5	24.78
	1 a 2	0.5 a 0.25	52.96
	2 a 3	0.25 a 0.125	9.97
10 - 100	-5 a -4	32 a 16	0.03
	-4 a -3	16 a 8	0.56
	-3 a -2	8 a 4	2.47
	-2 a -1	4 a 2	5.95
	-1 a 0	2 a 1	17.00
	0 a 1	1 a 0.5	53.41
	1 a 2	0.5 a 0.25	19.84
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.75
100 - 200	-5 a -4	32 a 16	0.05
	-4 a -3	16 a 8	0.85
	-3 a -2	8 a 4	6.14
	-2 a -1	4 a 2	17.66
	-1 a 0	2 a 1	55.38
	0 a 1	1 a 0.5	19.91
200 - 340	-4 a -3	16 a 8	0.25
	-3 a -2	8 a 4	8.16
	-2 a -1	4 a 2	42.46
	-1 a 0	2 a 1	47.95
	0 a 1	1 a 0.5	1.16

Tabla 31. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre enero-marzo para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-3 a -2	8 a 4	0.41
	-2 a -1	4 a 2	0.79
	-1 a 0	2 a 1	1.84
	0 a 1	1 a 0.5	4.90
	1 a 2	0.5 a 0.25	14.86
	2 a 3	0.25 a 0.125	9.65
	3 a 4	0.125 a 0.062	67.56
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.17
	-3 a -2	8 a 4	1.12
	-2 a -1	4 a 2	2.09
	-1 a 0	2 a 1	5.13
	0 a 1	1 a 0.5	14.73
	1 a 2	0.5 a 0.25	53.81
	2 a 3	0.25 a 0.125	22.72
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.24
	-4 a -3	16 a 8	0.17
	-3 a -2	8 a 4	1.08
	-2 a -1	4 a 2	2.53
	-1 a 0	2 a 1	6.38
	0 a 1	1 a 0.5	23.44
	1 a 2	0.5 a 0.25	58.07
100 - 1000	2 a 3	0.25 a 0.125	8.34
	-5 a -4	32 a 16	0.03
	-4 a -3	16 a 8	0.46
	-3 a -2	8 a 4	3.17
	-2 a -1	4 a 2	8.78
	-1 a 0	2 a 1	25.02
	0 a 1	1 a 0.5	56.84
1000 - 2100	1 a 2	0.5 a 0.25	5.69
	-5 a -4	32 a 16	0.03
	-4 a -3	16 a 8	0.64
	-3 a -2	8 a 4	8.05
	-2 a -1	4 a 2	36.26
	-1 a 0	2 a 1	51.96
	0 a 1	1 a 0.5	3.07

Tabla 32. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Tacaná.

kg/m²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.18
	-3 a -2	8 a 4	1.37
	-2 a -1	4 a 2	2.88
	-1 a 0	2 a 1	6.31
	0 a 1	1 a 0.5	17.20
	1 a 2	0.5 a 0.25	72.07
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.30
	-3 a -2	8 a 4	1.30
	-2 a -1	4 a 2	2.60
	-1 a 0	2 a 1	6.30
	0 a 1	1 a 0.5	20.59
	1 a 2	0.5 a 0.25	68.90
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	0.40
	-3 a -2	8 a 4	1.50
	-2 a -1	4 a 2	3.20
	-1 a 0	2 a 1	8.74
	0 a 1	1 a 0.5	35.98
	1 a 2	0.5 a 0.25	50.16
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	0.97
	-3 a -2	8 a 4	3.86
	-2 a -1	4 a 2	8.75
	-1 a 0	2 a 1	28.72
	0 a 1	1 a 0.5	55.24
	1 a 2	0.5 a 0.25	2.47
1000 - 6400	-4 a -3	16 a 8	2.01
	-3 a -2	8 a 4	11.81
	-2 a -1	4 a 2	34.50
	-1 a 0	2 a 1	47.42
	0 a 1	1 a 0.5	4.26
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.00

Tabla 33. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-3 a -2	8 a 4	0.30
	-2 a -1	4 a 2	0.92
	-1 a 0	2 a 1	1.91
	0 a 1	1 a 0.5	4.97
	1 a 2	0.5 a 0.25	13.25
	2 a 3	0.25 a 0.125	3.20
	3 a 4	0.125 a 0.062	75.45
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.21
	-3 a -2	8 a 4	1.29
	-2 a -1	4 a 2	3.20
	-1 a 0	2 a 1	7.91
	0 a 1	1 a 0.5	25.22
	1 a 2	0.5 a 0.25	55.46
	2 a 3	0.25 a 0.125	6.67
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.04
	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.38
	-3 a -2	8 a 4	2.05
	-2 a -1	4 a 2	5.12
	-1 a 0	2 a 1	14.42
	0 a 1	1 a 0.5	49.21
100 - 300	1 a 2	0.5 a 0.25	26.08
	2 a 3	0.25 a 0.125	2.71
	-5 a -4	32 a 16	0.03
	-4 a -3	16 a 8	0.75
	-3 a -2	8 a 4	5.28
	-2 a -1	4 a 2	16.06
	-1 a 0	2 a 1	52.15
300 - 500	0 a 1	1 a 0.5	25.69
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.05
	-5 a -4	32 a 16	0.01
	-4 a -3	16 a 8	0.39
	-3 a -2	8 a 4	8.66
	-2 a -1	4 a 2	46.21
	-1 a 0	2 a 1	43.27
	0 a 1	1 a 0.5	1.46

Tabla 34. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre abril-junio para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-3 a -2	8 a 4	0.07
	-2 a -1	4 a 2	0.32
	-1 a 0	2 a 1	0.64
	0 a 1	1 a 0.5	1.53
	1 a 2	0.5 a 0.25	4.03
	2 a 3	0.25 a 0.125	3.45
	3 a 4	0.125 a 0.062	89.95
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.08
	-3 a -2	8 a 4	0.90
	-2 a -1	4 a 2	2.34
	-1 a 0	2 a 1	5.36
	0 a 1	1 a 0.5	14.30
	1 a 2	0.5 a 0.25	51.75
	2 a 3	0.25 a 0.125	24.63
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.64
	-4 a -3	16 a 8	0.15
	-3 a -2	8 a 4	1.14
	-2 a -1	4 a 2	2.79
	-1 a 0	2 a 1	6.40
	0 a 1	1 a 0.5	20.75
	1 a 2	0.5 a 0.25	57.64
100 - 1000	2 a 3	0.25 a 0.125	11.13
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.02
	-5 a -4	32 a 16	0.03
	-4 a -3	16 a 8	0.37
	-3 a -2	8 a 4	2.83
	-2 a -1	4 a 2	7.17
	-1 a 0	2 a 1	20.30
1000 - 3400	0 a 1	1 a 0.5	55.50
	1 a 2	0.5 a 0.25	13.77
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.02
	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.61
	-3 a -2	8 a 4	6.58
	-2 a -1	4 a 2	28.71
1000 - 3400	-1 a 0	2 a 1	51.81
	0 a 1	1 a 0.5	12.26
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.01

Tabla 35. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Tacaná.

kg/m²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.33
	-3 a -2	8 a 4	1.17
	-2 a -1	4 a 2	2.29
	-1 a 0	2 a 1	5.88
	0 a 1	1 a 0.5	16.49
	1 a 2	0.5 a 0.25	73.84
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.48
	-3 a -2	8 a 4	1.30
	-2 a -1	4 a 2	2.23
	-1 a 0	2 a 1	6.39
	0 a 1	1 a 0.5	20.83
	1 a 2	0.5 a 0.25	68.77
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	0.48
	-3 a -2	8 a 4	1.48
	-2 a -1	4 a 2	3.14
	-1 a 0	2 a 1	9.04
	0 a 1	1 a 0.5	39.61
	1 a 2	0.5 a 0.25	46.24
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	1.04
	-3 a -2	8 a 4	3.46
	-2 a -1	4 a 2	8.19
	-1 a 0	2 a 1	31.02
	0 a 1	1 a 0.5	53.68
	1 a 2	0.5 a 0.25	2.61
1000 - 5900	-4 a -3	16 a 8	2.17
	-3 a -2	8 a 4	12.97
	-2 a -1	4 a 2	35.79
	-1 a 0	2 a 1	45.05
	0 a 1	1 a 0.5	4.02

Tabla 36. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Tacaná.

kg/m²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.10
	-3 a -2	8 a 4	0.44
	-2 a -1	4 a 2	1.08
	-1 a 0	2 a 1	2.70
	0 a 1	1 a 0.5	6.80
	1 a 2	0.5 a 0.25	21.41
	2 a 3	0.25 a 0.125	3.14
	3 a 4	0.125 a 0.062	64.32
1 - 10	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.41
	-3 a -2	8 a 4	1.26
	-2 a -1	4 a 2	2.96
	-1 a 0	2 a 1	8.23
	0 a 1	1 a 0.5	27.21
	1 a 2	0.5 a 0.25	56.34
	2 a 3	0.25 a 0.125	3.44
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.12
	-5 a -4	32 a 16	0.03
	-4 a -3	16 a 8	0.57
	-3 a -2	8 a 4	2.21
	-2 a -1	4 a 2	5.34
	-1 a 0	2 a 1	17.20
	0 a 1	1 a 0.5	51.12
	1 a 2	0.5 a 0.25	20.96
100 - 440	2 a 3	0.25 a 0.125	2.57
	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.59
	-3 a -2	8 a 4	6.67
	-2 a -1	4 a 2	26.08
	-1 a 0	2 a 1	50.39
	0 a 1	1 a 0.5	16.21
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.05

Tabla 37. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre julio-septiembre para el volcán Tacaná.

kg/m²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-3 a -2	8 a 4	0.06
	-2 a -1	4 a 2	0.25
	-1 a 0	2 a 1	0.60
	0 a 1	1 a 0.5	1.36
	1 a 2	0.5 a 0.25	4.74
	2 a 3	0.25 a 0.125	1.65
	3 a 4	0.125 a 0.062	91.36
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.09
	-3 a -2	8 a 4	0.85
	-2 a -1	4 a 2	2.21
	-1 a 0	2 a 1	5.45
	0 a 1	1 a 0.5	14.84
	1 a 2	0.5 a 0.25	60.02
	2 a 3	0.25 a 0.125	15.64
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.89
	-5 a -4	32 a 16	0.01
	-4 a -3	16 a 8	0.15
	-3 a -2	8 a 4	1.12
	-2 a -1	4 a 2	2.67
	-1 a 0	2 a 1	6.50
	0 a 1	1 a 0.5	21.90
100 - 1000	1 a 2	0.5 a 0.25	56.74
	2 a 3	0.25 a 0.125	10.88
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.03
	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.35
	-3 a -2	8 a 4	2.56
	-2 a -1	4 a 2	6.67
1000 - 3700	-1 a 0	2 a 1	20.58
	0 a 1	1 a 0.5	55.21
	1 a 2	0.5 a 0.25	14.44
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.17
	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.67
	-3 a -2	8 a 4	6.95
1000 - 3700	-2 a -1	4 a 2	28.01
	-1 a 0	2 a 1	50.99
	0 a 1	1 a 0.5	13.30
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.04

Tabla 38. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico uno y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-4 a -3	16 a 8	0.13
	-3 a -2	8 a 4	1.72
	-2 a -1	4 a 2	2.68
	-1 a 0	2 a 1	6.22
	0 a 1	1 a 0.5	17.26
	1 a 2	0.5 a 0.25	71.99
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.23
	-3 a -2	8 a 4	1.48
	-2 a -1	4 a 2	2.46
	-1 a 0	2 a 1	6.09
	0 a 1	1 a 0.5	19.54
	1 a 2	0.5 a 0.25	70.21
10 - 100	-4 a -3	16 a 8	0.36
	-3 a -2	8 a 4	1.66
	-2 a -1	4 a 2	3.15
	-1 a 0	2 a 1	8.72
	0 a 1	1 a 0.5	36.38
	1 a 2	0.5 a 0.25	49.73
100 - 1000	-4 a -3	16 a 8	0.92
	-3 a -2	8 a 4	4.20
	-2 a -1	4 a 2	9.10
	-1 a 0	2 a 1	29.28
	0 a 1	1 a 0.5	55.30
	1 a 2	0.5 a 0.25	1.20
1000 - 5900	-4 a -3	16 a 8	2.02
	-3 a -2	8 a 4	12.20
	-2 a -1	4 a 2	36.12
	-1 a 0	2 a 1	47.00
	0 a 1	1 a 0.5	2.65

Tabla 39. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico dos y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (φ)	Mm	%
0 - 1	-3 a -2	8 a 4	0.28
	-2 a -1	4 a 2	0.80
	-1 a 0	2 a 1	1.67
	0 a 1	1 a 0.5	4.38
	1 a 2	0.5 a 0.25	14.10
	2 a 3	0.25 a 0.125	2.51
	3 a 4	0.125 a 0.062	76.25
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.10
	-3 a -2	8 a 4	1.19
	-2 a -1	4 a 2	2.63
	-1 a 0	2 a 1	6.21
	0 a 1	1 a 0.5	21.09
	1 a 2	0.5 a 0.25	60.35
	2 a 3	0.25 a 0.125	8.39
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.04
	-5 a -4	32 a 16	0.01
	-4 a -3	16 a 8	0.27
	-3 a -2	8 a 4	2.13
	-2 a -1	4 a 2	5.13
	-1 a 0	2 a 1	14.97
	0 a 1	1 a 0.5	53.76
100 - 500	1 a 2	0.5 a 0.25	22.18
	2 a 3	0.25 a 0.125	1.54
	-5 a -4	32 a 16	0.03
	-4 a -3	16 a 8	0.66
	-3 a -2	8 a 4	6.35
	-2 a -1	4 a 2	24.70
	-1 a 0	2 a 1	49.67
	0 a 1	1 a 0.5	18.56
	1 a 2	0.5 a 0.25	0.03

Tabla 40. Porcentaje de los tamaños de partículas en cada isomasa correspondiente a la simulación del escenario volcánico tres y los vientos del trimestre octubre-diciembre para el volcán Tacaná.

kg/m ²	Phi (φ)	mm	%
0 - 1	-3 a -2	8 a 4	0.16
	-2 a -1	4 a 2	0.34
	-1 a 0	2 a 1	0.81
	0 a 1	1 a 0.5	1.98
	1 a 2	0.5 a 0.25	5.71
	2 a 3	0.25 a 0.125	3.87
	3 a 4	0.125 a 0.062	87.13
1 - 10	-4 a -3	16 a 8	0.13
	-3 a -2	8 a 4	1.23
	-2 a -1	4 a 2	2.30
	-1 a 0	2 a 1	5.30
	0 a 1	1 a 0.5	14.71
	1 a 2	0.5 a 0.25	54.98
	2 a 3	0.25 a 0.125	20.75
10 - 100	3 a 4	0.125 a 0.062	0.58
	-4 a -3	16 a 8	0.15
	-3 a -2	8 a 4	1.21
	-2 a -1	4 a 2	2.60
	-1 a 0	2 a 1	6.64
	0 a 1	1 a 0.5	21.65
	1 a 2	0.5 a 0.25	57.76
100 - 1000	2 a 3	0.25 a 0.125	9.98
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.01
	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.41
	-3 a -2	8 a 4	3.12
	-2 a -1	4 a 2	7.23
	-1 a 0	2 a 1	20.99
1000 - 2900	0 a 1	1 a 0.5	57.13
	1 a 2	0.5 a 0.25	11.05
	2 a 3	0.25 a 0.125	0.04
	3 a 4	0.125 a 0.062	0.00
	-5 a -4	32 a 16	0.02
	-4 a -3	16 a 8	0.63
	-3 a -2	8 a 4	7.19
1000 - 2900	-2 a -1	4 a 2	31.13
	-1 a 0	2 a 1	52.48
	0 a 1	1 a 0.5	8.54

